

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**МИНЕРАЛОГИЯ
ЭНДОГЕННЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

193X

МИНЕРАЛОГИЯ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1974



Ответственные редакторы
Ю.А.Долгов и В.С.Соболев
Редактор А.И.Чепуров

В.И.Сотников, А.П.Берзина

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МЕТАСОМАТИЗМА ПРИ
СУБВУЛКАНИЧЕСКОМ РУДООБРАЗОВАНИИ.

Метасоматизм при субвулканическом рудообразовании, как и весь эндогенный процесс в целом, проявляется в специфических условиях малых глубин в относительно открытых системах и тесно связан с развитием многофазных порфировых магматических комплексов. Выделяется целый ряд общегеологических и минералогеохимических признаков, выделяющих субвулканические месторождения в ряду гидротермальных месторождений других фаций (Котляр, 1970). Подобные же признаки намечаются и по характеру развития и особенностям продуктов метасоматических процессов на этих месторождениях.

В предлагаемой работе на примере ряда рудных районов Сибири и Средней Азии рассматриваются некоторые физико-химические особенности проявления метасоматических процессов при формировании субвулканических гидротермальных месторождений медно-молибденовой рудной формации.

1. В связи с развитием субвулканического рудообразования в обстановке относительно небольших глубин (в условиях относительно открытых систем) создаются благоприятные условия для заметного оттока тепла, что способствует интенсивному проявлению метасоматических процессов, являющихся во многих случаях экзотермическими превращениями (Казицын, 1962; Дударев, Сотников, 1965; Сотников, Дударев, 1966, 1970; Боголепов, Бочаров, 1968; Летников, 1968; Тулмин, Кларк, 1970; Зверев, 1971 и др.).

Формируются громадные объёмы метасоматически преобразованных пород.

При таком масштабе процесса гидротермальное изменение пород вносит весьма существенный вклад в тепловой баланс гидротермальных систем, поддерживая их деятельность более длительное время и обеспечивая более высокий уровень, чем это могло быть при наличии только глубинного источника.

Выделяющаяся энергия интенсифицирует метасоматические превращения. Создаются возможности для спонтанного развития процесса.

В целом зоны развития экзотермических метасоматических процессов, наряду с магматическими массивами, являются участками генерации тепловой энергии, в области влияния которых проявляется термический дренаж влаги с возможной концентрацией рассеянных компонентов.

С другой стороны зоны метасоматически измененных пород, которым по сравнению с исходными (неизмененными) породами часто присущи повышенные значения коэффициентов тепло- и теплопроводности и повышенная проницаемость, могут выступать в качестве тепловых флюидопроводников (Поспелов, 1963). Неизмененные породы, вмещающие метасоматиты, в данном случае могут являться тепловыми изоляторами.

Роль образующихся в зонах проявления метасоматических процессов теплофизических элементов (главными среди которых являются тепловые проводники и тепловые аккумуляторы) повышается в связи с многоэтапным развитием эндогенного процесса (в том числе и метасоматических преобразований) на субвулканических месторождениях. При этом в условиях относительно малых глубин вследствие заметного оттока тепла породы отчетливее проявляют свои индивидуальные теплофизические свойства. Именно здесь характер вмещающей (окружающей) среды оказывает наибольшее влияние на состояние всей гидротермальной системы.

2. Будучи связанным в своей основе с развитием и становлением многофазных порфировых комплексов метасоматизм при субвулканическом рудообразовании характеризуется циклично-направленным развитием. С многофазностью проявления магматизма связана полиасцендентность в развитии метасоматических процессов,

выражающаяся в неоднократном проявлении набора близких метасоматических фаций.

При общей повторяемости метасоматических фаций по отдельным эндогенным этапам намечаются и существенные отличия, заключающиеся в основном в изменении масштабности проявления метасоматических преобразований, количественных соотношений между метасоматическими фациями, их роли в рудообразовании, геохимических особенностей и характера отдельных минералов метасоматитов.

Наиболее объёмные метасоматические преобразования пород обычно характерны для раннего эндогенного этапа — этапа массового метасоматического "пропаривания" вмещающих пород. В последующие этапы метасоматические процессы, как правило, проявляются более локально; объём сформировавшихся метасоматитов заметно сокращается. И наконец, в заключительный этап (этап затухающей гидротермальной деятельности) метасоматизм проявляется слабо и узко локально в непосредственной близости от поздних магматических образований.

В этом же направлении обычно отмечается сокращение роли эндотермического метасоматизма, которым в рассматриваемых процессах является калишпатизация (особенно в случае её развития по лейкократовым магматическим образованиям). Как правило, калишпатизация проявляется в непосредственной близости от рудоносных порфировых тел, обычно захватывая последние. Её проявление, очевидно, соответствует периоду взаимодействия только что отделившегося от кристаллизующейся магмы раствора с вмещающими породами. При этом растворы во многих отношениях ещё находились в состоянии равновесия с указанными породами (особенно с только что консолидировавшимися магматическими образованиями). Роль калишпатизации (особенно в объёмном отношении) была наиболее велика преимущественно в ранний эндогенный этап. В последующие этапы всё больше возрастала роль экзотермических метасоматических превращений (в частности, процессов кислотного выщелачивания).

Что касается изменчивости отдельных минералов метасоматитов, то она фиксируется как по метасоматическим фациям в пределах разных эндогенных этапов, так и в пределах одной метасо-

матической фации единого этапа. В частности, для одного из наиболее широко распространенных метасоматических минералов Сорского месторождения — калиевого полевого шпата установлена следующая схема поэтапного развития: моноклинный ортоклаз — промежуточный триклинный ортоклаз — промежуточный микроклин, фиксирующая во многом увеличение стабильности условий минералообразования со временем. В пределах же единой метасоматической фации, например, было установлено изменение полиморфной модификации серицита по схеме: $I M\alpha \rightarrow I M \rightarrow 2 M_{\Gamma}$, зависящее, очевидно, от интенсивности проявления метасоматического процесса.

Проявление метасоматизма в пределах субвулканических месторождений не ограничивалось периодом непосредственного развития и становления рудоносного магматического порфирового комплекса. Гидротермальные изменения пород могли проявляться и в связи со значительно более поздними проявлениями магматизма, вызывающими активизацию законсервированных поровых и межзерновых растворов. Так например, на Сорском месторождении с внедрением девонских ортофиринов и диабазовых порфиритов, которые нигде в районе не сопровождаются рудной минерализацией и гидротермальными изменениями, связано проявление метасоматических изменений (в целом аналогичных ранее проявленным, но выраженным значительно слабее) и развитие незначительной медно-молибденовой минерализации.

Установленные группы сопряженных метасоматических фаций, развитие на рассматриваемых месторождениях и единые в генетическом плане, предлагается объединить в метасоматические формации. Отдельные формации измененных пород характеризуются рядом подвижности компонентов и определенным набором интенсивных и экстенсивных факторов состояния. Особенности их могут быть описаны диаграммой состояния (диаграммой парагенезисов), координатами которой являются химические потенциалы виртуальных вполне подвижных компонентов. Включаемые в формации метасоматические фации характеризуются постоянством интенсивных факторов состояния. Они могут быть описаны определенной концентрационной диаграммой (состав — парагенезис).

В качестве примеров таких метасоматических формаций (в

конкретном проявлении) можно привести следующие сочетания метасоматических фаций, развитых на медно-молибденовых месторождениях: калишпатизированные - альбитизированные - окварцованные - серицитизированные породы (Кузнецкий Алатау); калишпатизированные - окварцованные - серицитизированные - аргиллизированные - карбонатизированные породы (Восточное Забайкалье); калишпатизированные - серицитизированные - окварцованные - пропилитизированные породы (Средняя Азия). К последней формации, очевидно, следует отнести и гидротермально измененные породы медно-молибденовых месторождений Тувы (Аксутское месторождение) и Монголии (Эрдэнитуин-Обо). Близки к ней и метасоматические образования рудного района Сан-Мануэль Каламазоо Америки (Lowell, Guilbert, 1970).

3. Метасоматические процессы при субвулканическом рудообразовании развиваются в условиях значительных градиентов давлений и температур. Наибольшее влияние оказывает перепад давлений. Изменения температур менее резкие, особенно в связи с развитием экзотермических метасоматических реакций. Градиенты температур значительно возрастают при вовлечении в эндогенный процесс вадозных вод.

Во всех изученных медно-молибденовых месторождениях субвулканического типа метасоматизирующие растворы (особенно в ранние периоды) находились под значительно большим давлением, чем давление столба вышележащих пород. В процессе подъема раствора (или подтока новых порций) его относительное против окружающих пород давление возрастало и в определенные периоды приводило к резкому сбросу давления с быстрым неоднократным адiabатическим расширением раствора. Следствием этого процесса является, очевидно, широкое развитие на подобных месторождениях взрывного брекчирования (так характерного для медно-молибденовых субвулканических месторождений) и формирование высококонцентрированных водно-солевых растворов (фактически расплавов).

К моменту проявления поздних метасоматических фаций внутреннее давление растворов заметно падало, приближаясь к литостатическому.

В целом в условиях проявления субвулканического эндоген-

ного процесса характерна широкая гетерогенизация растворов, обусловленная, в частности, явлениями вскипания.

По результатам изучения газово-жидких включений в минералах общая схема эволюции минералообразующих растворов представляется в следующем виде.

В ранний период — период интенсивной дегазации малоглубинных магм, растворы находились преимущественно в газообразном состоянии при относительно невысокой солевой концентрации. Эти высокотемпературные (до 700–900°C) газообразные растворы, находящиеся под высоким давлением (до 2000 атм.) обладали высокой проникающей способностью и могли пропитывать значительные объёмы вмещающих пород (особенно в случае относительно повышенной проницаемости последних).

Именно в этот период и происходило в основном массовое метасоматическое "пропаривание" пород (характерное для раннего эндогенного этапа) с проявлением калишпатизации и, отчасти, альбитизации.

Хлоридная дегазация магматических масс (фиксируемая в частности по значительной роли газообразного хлорида в эксплозивных брекчиях наиболее активных областей) приводила к значительному рассеянию рудных элементов в виде хлоридных комплексов. Возможность транспортировки ряда рудных элементов в парогазовой фазе установлена экспериментально (Ковалёв, Масуренков, 1969), геолого-геохимическими исследованиями в рудных районах (Таусон и др., 1970) и подтверждена нами (Сотников и др., 1971) для молибдена при изучении геохимических особенностей продуктов современного вулканизма Камчатки.

Формирующиеся при этом ореолы рассеяния рудных элементов не только захватывают метасоматиты, но часто выходят далеко за пределы относительно хорошо проявленного метасоматического изменения пород, образуя как бы внешнюю "оторочку".

При развитии эксплозивного брекчирования, калишпатизации подвергаются обломки брекчий и цементирующая масса. Наибольшей интенсивности процесс достигает в пределах зон максимальной активности и во времени обычно приближен к максимальному проявлению субвулканического магматизма.

В ранний период, наряду с газообразными растворами, су-

ществуют и жидкие высокотемпературные (до 600°C и возможно выше) растворы, также находящиеся под значительным давлением.

При первоначально совместном проявлении этих двух типов растворов в дальнейшем намечается их разделение с постепенной миграцией газообразных растворов в более удаленные от магматических тел области.

Уже в этот период в процессе формирования объёмных метасоматитов отмечается заметное участие вадозных вод. В частности, для ранних кварц-кальциевых метасоматитов Сорского месторождения доля "воздушного" аргона в газо-жидких включениях составляет свыше 60%.

Характерной особенностью субвулканического рудообразования является неоднократное кипение щелочно-хлоридных минералообразующих растворов в интервале температур 400-500°C с формированием на отдельных месторождениях водно-солевых расплавов, принимавших самое активное участие в метасоматизме и рудообразовании. В этот период было зафиксировано проявление окварцевания и серицитизации пород.

Области проявления фазовых превращений в растворах и прилегающие к ним участки и были наиболее благоприятны для рудоотложения. Пространственное положение этих областей определялось существовавшими тепловыми и гидродинамическими режимами в областях развития эндогенного процесса.

В периферийных частях отдельных месторождений значительную роль играли конденсаты паро-газообразных смесей, образовавшихся в процессе кипения (часто в смеси с вадозными водами). Эти же сконденсированные и уплотненные растворы, обладающие повышенными кислотными свойствами, по зонам высокой проницаемости могли проникать вглубь, обуславливая там развитие процессов кислотного выщелачивания.

В этом плане, очевидно, можно, например, выделять два типа аргиллизации: аргиллизацию "восходящей" волны растворов и аргиллизацию "нисходящей" волны. Сейчас пока можно говорить только о морфологических различиях в проявлении этих аргиллизитов. Но, по-видимому, существуют и другие различия: в частности, по геохимическому спектру. Вполне вероятно предполагать, что аргиллизиты "восходящей" волны будут более обога-

щены элементами глубинных растворов, а аргиллизиты "нисходящей" волны — элементами вадозных вод и элементами, выщелачиваемыми из окружающих пород.

4. На характер гидротермального преобразования пород существенное влияние оказывает анионный состав растворов. В частности с молибденоносными аляскистовыми гранитами Кузнецко-Алатау, обогащенными фтором, связаны большие площади распространения альбитизированных пород. С субвулканическими гранитоидами Восточного Забайкалья, обогащенными углекислотой, связаны поля аргиллизированных и карбонатизированных образований.

Влияние анионного состава растворов на преобразование пород для рассматриваемых месторождений было подтверждено нами (Берзина и др., 1972) экспериментально на примере гидротермального изменения калиевого полевого шпата. Было показано, что калишпат при воздействии натрийсодержащих растворов различного анионного состава претерпевает различные изменения. Различия заключаются не только в образовании минералов, в состав которых он не входит (например, альбита). Установлено, в частности, что замещение калишпата альбитом происходит в хлор- и фторсодержащих растворах. При этом фторсодержащие растворы были слабо кислые (рН около 5,3). Развитие альбита по калишпату под влиянием углекислых растворов нами не наблюдалось.

5. При оценке рудоносности метасоматических образований необходимо учитывать многоэтапность проявления метасоматических процессов с совмещением разновозрастных продуктов. В общем случае в процессе разрастания зон существенного выщелачивания оснований за счёт продвижения фронта изменения следует, очевидно, ожидать перемещение рудного вещества в зоны относительно измененных пород. Значительное влияние на размещение компонентов будут оказывать тепловые поля магматических и зон экзотермических метасоматических превращений.

Широким развитием пользуются процессы активизации и мобилизации рудных компонентов ранних метасоматитов, занимающих, как правило, громадные объёмы. Этому во многом благоприятствует легковыщелачиваемая форма нахождения рудных элементов в

этих метасоматитах (межзерновые и поровые растворы, газожидкие включения). В частности, из ранних калишпатизированных пород Сорского месторождения при их тонком истирании и обработке дистиллированной водой при комнатной температуре было извлечено 25,5г/т молибдена, т.е. из куба со стороной 10 м в этих условиях могло извлекаться 66,3 кг молибдена.

В целом, экономически наиболее перспективными являются субвулканические месторождения, характеризующиеся многоэтапным (полиасцендентным) развитием метасоматизма.

Л и т е р а т у р а

- Берзина А.П., Сотников В.И., Архипенко Д.К. Экспериментальное изучение влияния анионов на гидротермальное изменение калишпата. *Геохимия*, № 6, 1972.
- Боголепов В.Г., Бочаров В.Е. О методах выявления и некоторых причинах возникновения вертикальной метасоматической зональности на примере грейзеновых месторождений Центрального Казахстана. В сб.: *Минералогическая термометрия и барометрия*, т. 1, изд. "Наука", 1968.
- Дударев А.Н., Сотников В.И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации. *Геол. и геофиз.*, №5, 1965.
- Зверев В.П. О роли постмагматических процессов в тепловом режиме вулканических областей. В сб.: *Вулканизм и глубины Земли*. Изд. "Наука", 1971.
- Казицын Ю.В. Энергетика постмагматических процессов. *Тр. ВСЕГЕИ, петрографич. сб.*, № 4, 1962.
- Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П. Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу. *ДАН СССР*, т.188, № 2, 1969.
- Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. Изд. "Недра", 1970.
- Летников Ф.А. К вопросу об источниках тепловой энергии при формировании гидротерм. В сб.: *Минералогическая термометрия и барометрия*, т. 1, Изд. "Наука", 1968.
- Поспелов Г.Л. Геохимические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. *Геол. и геофиз.*, № 4, 1963.

- Сотников В.И., Дударев А.Н. К динамике тепловых полей в зонах метасоматоза. В сб.: Проблемы метасоматизма. Изд. "Недра", 1970.
- Сотников В.И., Дударев А.Н. Теплофизические и энергетические особенности продуктов некоторых метасоматических процессов. Материалы II конф. по околорудному метасоматизму. Ленинград, 1966.
- Сотников В.И., Иванов Б.В., Арнаутков Н.В. Распределение молибдена в продуктах извержения некоторых вулканов Карымской группы на Камчатке. В сб.: Вулканизм и глубины Земли. Изд. "Наука", 1971.
- Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И., Трошин Ю.П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. В сб.: Геохимич. критерии потенциальной рудоносн. гранитоидов. Иркутск, 1970.
- Тулмин П., Кларк С.Н.мл. Температурные условия рудообразования. В сб.: Геохимия гидротерм. рудных месторождений. Изд. "Мир", 1970.
- Lowell J.D., Guilbert J.M. (1970). Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Ec. geol.*, v. 75, N4.

УДК 550.442 : 553.449

О. Г. Епифанцев, А. А. Оболенский

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ РТУТИ
В ЧАГАНУЗУНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

В юго-восточной части Горного Алтая в пределах Курайской рудной зоны имеется ряд ртутных месторождений и рудопоявлений лиственитового типа. Наиболее крупное из них — Чаганузунское и более мелкие — Красногорское, Нижне и Верхне-Талдудюргунское приурочены к зоне Чаганузунского разлома и образуют так называемую Чаганузунскую рудную кулису (рис. I). Месторождения этой группы изучались на протяжении ряда лет В. А. Кузнецовым, Л. Д. Староверовым, И. Л. Белоус, Ю. Ф. Сечкиным, Л. П. Зеликовским, С. Д. Яковенко, З. С. Россихиной и др. Основные черты геологического строения и генезиса этих месторождений получили отражение в геологической литературе (В. А. Кузнецов, 1934, 1936, 1938, 1962 и др., Молчанов, 1936, Сауков, 1937, Бородаевский, 1959, 1960, Васильев, 1970, Оболенский, 1966, Павлов, Оболенский, 1972).

В пределах Чаганузунского рудного поля вмещающие породы разобщены на ряд блоков, разделенных крутопадающими нарушениями. Ориентировка сместителей нарушений в общем параллельная, северо-западного простирания с падением на север под углом $70-80^{\circ}$. Основной структурой рудного поля является главный сместитель Чаганузунского разлома, почти на всем протяжении сопровождающийся линейным телом серпентинитов.

Висячем боку главной ветви Чаганузунского разлома залегают зеленокаменные эффузивно-сланцевые породы арыджанской свиты верхнего протерозоя с линзами известняков и прослоями амфиболитов. Далее к северу прослеживается тектонический блок, сложенный песчаниками и известняками курайской свиты кембрия. Следующий

Рис. I. Геолого-структурная карта Чаганузунской
рудной кулисы

I. Четвертичные отложения нерасчлененные (Q_1Q_4). 2. Бекенская свита (N_2^3): галечники, гравелиты, пески, глины. 3. Кизилгирская свита ($N_2^{2-3}K_2$): галечники, пески, алевролиты, горизонты строматолитов, ракушняки. 4. Туеркская свита ($N_{1-2}tr$): мергели, алевролиты, песчаники. 5. Кошагачская свита (P_3ka): алевролиты, песчаники, глины, супеси, прослои бурых углей. 6. Карацумская свита (P_3kr): глины, суглинки, обломки пород. 7. Верхнекизылшинская свита (D_3ks_2): пестроцветные алевролиты, серые и коричневые песчаники, прослои органогенных известняков. 8. Нижнекизылшинская свита (D_3ks_1): серые кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, алевролиты. 9? Аксайская свита (D_2aks): фельзиты, кварцевые порфиры, их туфы, туфопесчаники, алевролиты, гравеллиты, базальные конгломераты. 10. Талдудюргунская свита (D_2tg): андезитовые, пироксенитовые порфириты и их туфы, туфоконгломераты, песчаники, алевролиты. II. Горноалтайская серия $C_2 - O_{gr}$: ритмично переслаивающиеся песчаники и алевролиты. 12. Курайская свита (C_1^2kr): туфопесчаники, известняки, алевролиты, сланцы. 13. Мештуеркская серия, средняя толща (C_1mt_2): порфириты, их туфы, туфобрекчии, линзы известняков. 14. Ариджанская свита (R_3-C_1ar): известняки, туфопесчаники, порфириты, туфы, метаморфические сланцы, конгломераты. 15. Габбро-диабазиты, микрогаббро ($v D_2$). 16. Чаганузунский комплекс (C_2): гипербазиты серпентинизированные. 17. То же, по магнитометрическим данным под покровом рыхлых отложений. 18. Карбонатные отложения в разрезах толщ. 19. Метасоматические кварциты. 20. Дизъюнктивные нарушения первого порядка. 21. Дизъюнктивные нарушения под покровом рыхлых отложений. 23. Ртутные месторождения и рудопроявления листовенито-киноварного минерального типа: 1 - Чаганузунское; 2 - Красногорское; 3 - Верхнее Талдудюргунское; 4. - Нижнее Талдудюргунское. 24. Ртутные месторождения и рудопроявления кварцево-киноварного минерального типа; 5 - Чуйское; 6 - Туеркское. 25. Точки ртутной минерализации. 26. Погружение осей антиклинальных складок. 27. Погружение осей синклиналиных складок. 28. Главная рудоносная зона. 29. Северная рудоносная зона. 30. Геолого-геохимические профили.

ший блок в этом направлении представлен эффузивно-осадочной толщей талдудургунской свиты среднего девона, на значительном протяжении отделяющей верхнепротерозойские и кембрийские породы от Чаганузунского гипербазитового массива, слагающего северо-восточную часть рудного поля.

В лежачем боку главной ветви Чаганузунского разлома последовательно прослеживаются блоки, сложенные разновозрастными образованиями: песчаниками с линзами известняков курайской свиты; эффузивно-осадочными пестроцветными отложениями талдудургунской и кызылшинской свит среднего девона.

Представленный рядом субпараллельных нарушений в районе Чаганузунского месторождения разлом в юго-восточном направлении приобретает более простое строение, а в районе Красногорского месторождения он состоит из одного крупного и одного-двух сопряженных более мелких тектонических нарушений. Сложная чешуйчато-глибовая структура Чаганузунского разлома в плане образует широкую дугу, постепенно изменяющую простирание с широтного на востоке до северо-западного на западе.

Ртутное оруденение накладывается, в основном, на апосерпентинитовые листвениты и представлено лиственитово-киноварным минеральным типом. Лиственитизация проявляется в различной степени почти вдоль всех сместителей сложно построенной зоны Чаганузунского разлома, вмещающих тела серпентинитов. Процессы карбонатизации и аргиллизации отмечаются также и в других алюмосиликатных породах. Однако, рудовмещающими являются преимущественно апосерпентинитовые листвениты. Тела лиственитов прослеживаются по простиранию на несколько десятков, сотен, а в отдельных случаях и тысяч метров, при мощности, изменяющейся от первых метров до двух десятков метров. При переходе от серпентинитов к собственно лиственитам обычно намечается ряд зон: а) неизмененные серпентиниты; б) карбонатно-тальковые породы; в) тальково-карбонатные породы; г) листвениты. Состав лиственитов может варьировать в широких пределах - от карбонатно-кварцевых до кварцево-карбонатных разновидностей.

Нами проведено изучение первичных ореолов рассеяния ртути в пределах Чаган-узунского рудного поля. Методика отбора геохимических проб и интерпретация результатов обычна (Озерова, 1962).

Химический анализ на ртуть по методике Н.Х.Айдиньян осуществлен в лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Полуколичественный спектральный анализ на 24 элемента (ртуть, сурьма, мышьяк, свинец, цинк, медь, барий, стронций, кобальт, никель, алюминий, железо, магний, марганец, бор, фтор, кальций, хром, цирконий, ванадий, иттрий, скандий, серебро, кремний) выполнен в спектральной лаборатории ЦЛ ЗСГУ. Количественная оценка интенсивности гидротермальных изменений вмещающих пород производилась визуально. Для выявления корреляционных связей привлекались методы математической статистики.

Как видно на рисунке 2, графики распределения ртути по профилям имеют в общем сложную форму, "Пики" с содержанием ртути до $7 \cdot 10^{-2}\%$ зафиксированы над ливенитами рудовмещающей зоны, также резко повышенные содержания ртути падают на зону всячего бока тела серпентинитов (рис. 2а). Известняки в целом в пределах рудного поля характеризуются повышенными сильно дифференцированными содержаниями ртути (рис. 2а, б, в, г.). На отдельных участках в известняках исследуемых разрезов наблюдаются аномалии до $1 \cdot 10^{-2}\%$ ртути. Это, очевидно, указывает на существование в их пределах благоприятных для оруденения структурных ловушек (рис. 2в). Для метаморфических сланцев характерны низкие содержания ртути.

Корреляционным анализом установлено, что первичные ореолы рассеяния ртути в различных породах характеризуются своеобразными чертами. В метаморфических сланцах ариджанской свиты первичные ореолы характеризуются содержаниями ртути от $5 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-2}\%$. Модальное значение - $1 \cdot 10^{-4}\%$. Ртуть в ореолах прямо коррелируется с никелем, алюминием, железом, барием, бором, магнием, натрием (в порядке убывания коэффициентов корреляции).

М р а м о р и з о в а н н ы е известняки ариджанской и курайской свит, характеризуются аналогичными параметрами распределения ртути. Содержания ртути в ореолах рассеяния от $2 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-3}\%$. Модальное значение - $1 \cdot 10^{-3}\%$. Ртуть дает положительную связь со стронцием и никелем и отрицательную - с алюминием.

П е с ч а н и к и курайской свиты характеризуются первичными ореолами рассеяния ртути интенсивностью от $3 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-2}\%$. Модальное значение - $2 \cdot 10^{-4}\%$. Ртуть прямо коррелируется с фтором, обратно - с барием и бором.



8261

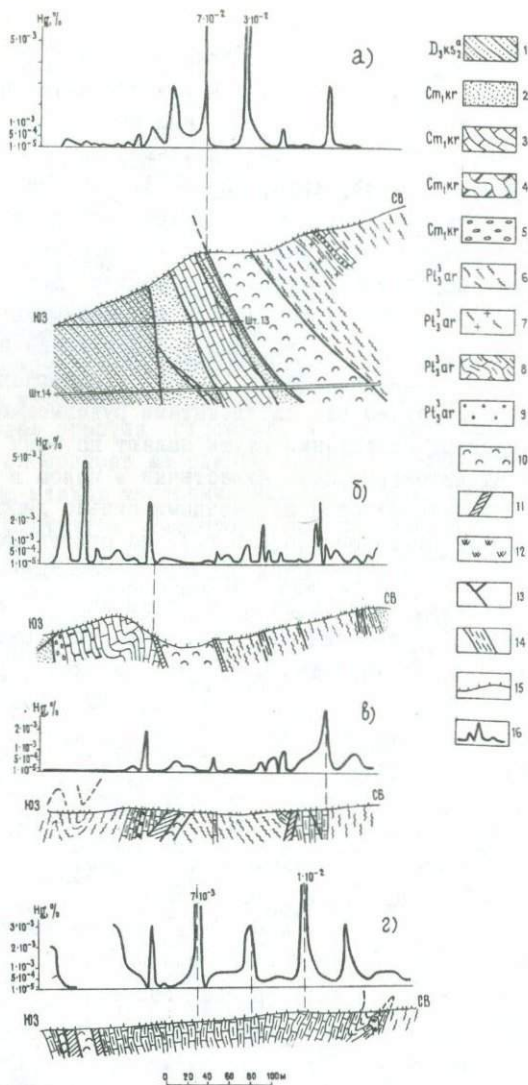


Рис.2. Геолого-геохимические разрезы Чаганузинского рудного поля.

1 - Кызылвинская свита, алебродиты; 2-5 курайская свита: 2 - песчаники; 3 - известняки мраморизованные; 4 - известняки тонкослоистые битуминозные; 5 - известняковые конгломераты; 6-9 арджанская свита: 6 - метаморфические сланцы (порфиритовиды), 7 - хлорит-серицитовые сланцы, 8 - известняки, 9 - песчаники, 10 - чаганузинский интрузивный комплекс, серпентиниты, 11 - листвениты, 12 - метасоматические кварциты, 13 - дизъюнктивные нарушения, 14 - зоны расслаивания, 15 - интервалы оробования, 17 - график содержания ртути по профилю.

В туфопесчаниках талдудургунской свиты в первичных ореолах содержание ртути от $1 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-3}\%$. Модальное значение - $5 \cdot 10^{-5}\%$. Ртуть в ореолах положительно коррелируется с никелем, железом, бором и отрицательно - с натрием.

Алевриты кызылшинской свиты характеризуются развитием первичных ореолов рассеяния ртути интенсивностью от $1 \cdot 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-4}\%$. Модальное значение - $2 \cdot 10^{-5}\%$. Ртуть дает положительную связь с магнием, титаном, отрицательную - с никелем.

В аргиллитах кызылшинской свиты первичные ореолы рассеяния ртути интенсивностью от $7 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-4}\%$. Модальное значение - $1 \cdot 10^{-5}$. Ртуть положительно коррелируется со стронцием, мышьяком и отрицательно - с натрием.

Серпентиниты Чаганузунского гипербазитового комплекса характеризуются содержаниями ртути от $1 \cdot 10^{-4}\%$ до $7 \cdot 10^{-3}\%$. Модальное значение - $5 \cdot 10^{-4}\%$. Корреляционные связи с другими элементами низкие.

В апосерпентинитовыхolistвени-тах первичные ореолы рассеяния ртути интенсивностью от $3 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-2}\%$. Модальное значение - $2 \cdot 10^{-3}\%$. Ртуть в ореолах положительно связана с мышьяком, никелем, кальцием и бором.

В метасоматических кварцитах первичные ореолы рассеяния ртути интенсивностью от $1 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-3}\%$. Модальное значение - $1 \cdot 10^{-3}\%$. Ртуть положительно коррелируется с барием, титаном, железом, отрицательно - с кальцием и алюминием.

Корреляционный анализ показал, что первичные ореолы рассеяния ртути совпадают в известняках с участками околорудных гидротермальных изменений (доломитизация и окварцевание). Участки интенсивного развития кальцитизации в известняках сопровождаются снижением интенсивности первичных ореолов ртути.

В серпентинитах установлена положительная связь интенсивности первичных ореолов рассеяния ртути с лиственитизацией.

На рис. 3 приведены графики распределения содержаний ртути в породах Чаганузунской рудной кулисы (химические анализы осуществлялись в лаборатории ИГиГ СО АН СССР).

График распределения содержаний ртути в пробах, отобранных по поверхности, характеризуется пятью максимумами с модальными значениями $2,5 \cdot 10^{-6}\%$, $2,0 \cdot 10^{-5}\%$, $7,5 \cdot 10^{-5}\%$, $1,5 \cdot 10^{-4}\%$, $8,5 \cdot 10^{-4}$ (рис. 3а). Для графика по штольне I4 характерно проявление четы-

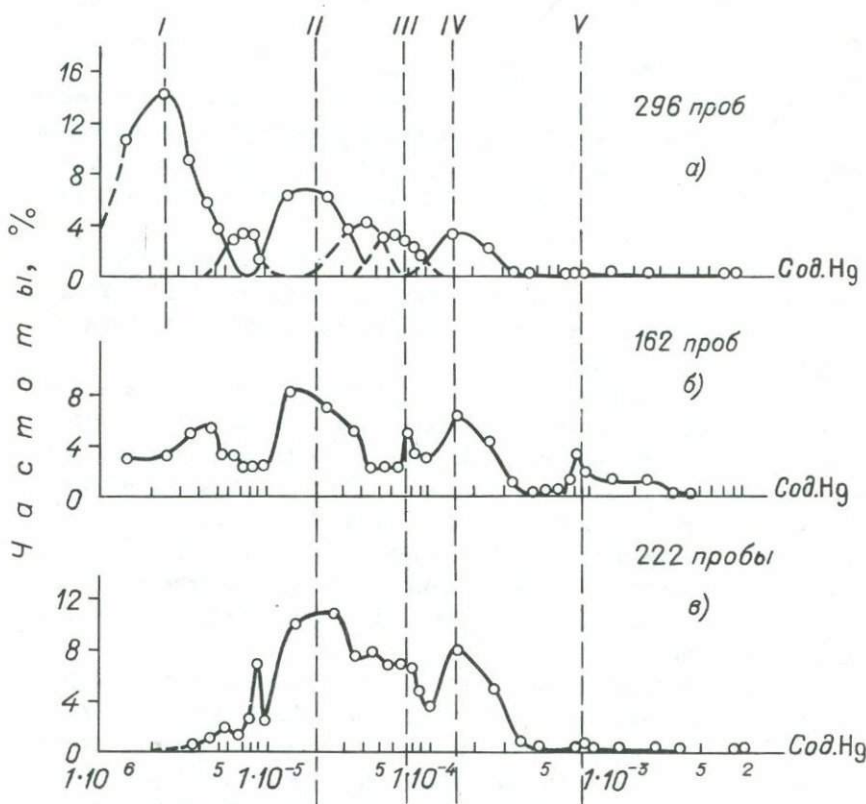


Рис. 3 Графики функции распределения содержаний ртути в породах Чаганузунского рудного поля. (По данным химического анализа 680 проб).

а) - поверхность; б) - штольня I4; в) - штольня I5.

рех максимумов с модальными значениями, отвечающими П,Ш,IV и У максимумам первого графика (рис.3б). Эти же максимумы отчетливо проявлены на графике распределения содержаний ртути по штольне 15 (рис.3в).

Полимодальный вид кривой распределения содержаний, по-видимому, вообще характерен для ртутных и других месторождений.

Проведенное А.А.Оболенским, В.И.Васильевым и Р.В.Оболенской опробование вмещающих пород на Белоосиповском ртутном месторождении показало также существование стабильных максимумов на ряде профилей опробования (Оболенский и др., 1968). При этом один максимум ($1 \cdot 10^{-6}\%$) намечается в области кларковых содержаний и отвечает местному геохимическому фону, второй - в области повышенных содержаний (около $2 \cdot 10^{-4}\%$) и соответствует среднему содержанию в первичном ореоле рассеяния. Аналогичные явления описаны для медных, полиметаллических и золоторудных месторождений В.А.Нарсеевым, Г.Б.Левиним, В.Л.Лосем, которые исследовали структуру распределения содержаний золота в рудах и вмещающих породах (Нарсеев и др., 1969).

Полимодальность кривой распределения содержания ртути в рудах и околорудном пространстве, очевидно, следует расценивать как отражение ступенчатости процессов минералообразования (Нарсеев и др., 1969). В пространстве каждой ступени отвечают области с определенным уровнем концентрации рудного вещества. Области разных уровней концентрации рудного вещества отделяются друг от друга переходными зернами, характеризующимися на вариационной кривой участками повышенных градиентов содержаний. В общем виде можно наметить следующие уровни концентрации рудного вещества :

1. Нормальный геохимический фон;
2. Первичный ореол рассеяния I-го порядка;
3. Первичный ореол рассеяния II-го порядка;
-
4. Первичный ореол рассеяния "n"-го порядка (Рудный столб);
5. Рудное тело;
6. Богатая руда (ураганные содержания рудного вещества).

в поднадвиговых известняках курайской свиты, в районе Чаган-Узун кривая графика распределения содержаний ртути имеет полимодальный вид с пятью максимумами (рис.4д). Таким образом, уже сам вид функции распределения содержаний ртути может указывать на возможность появления концентрированных рудных скоплений в

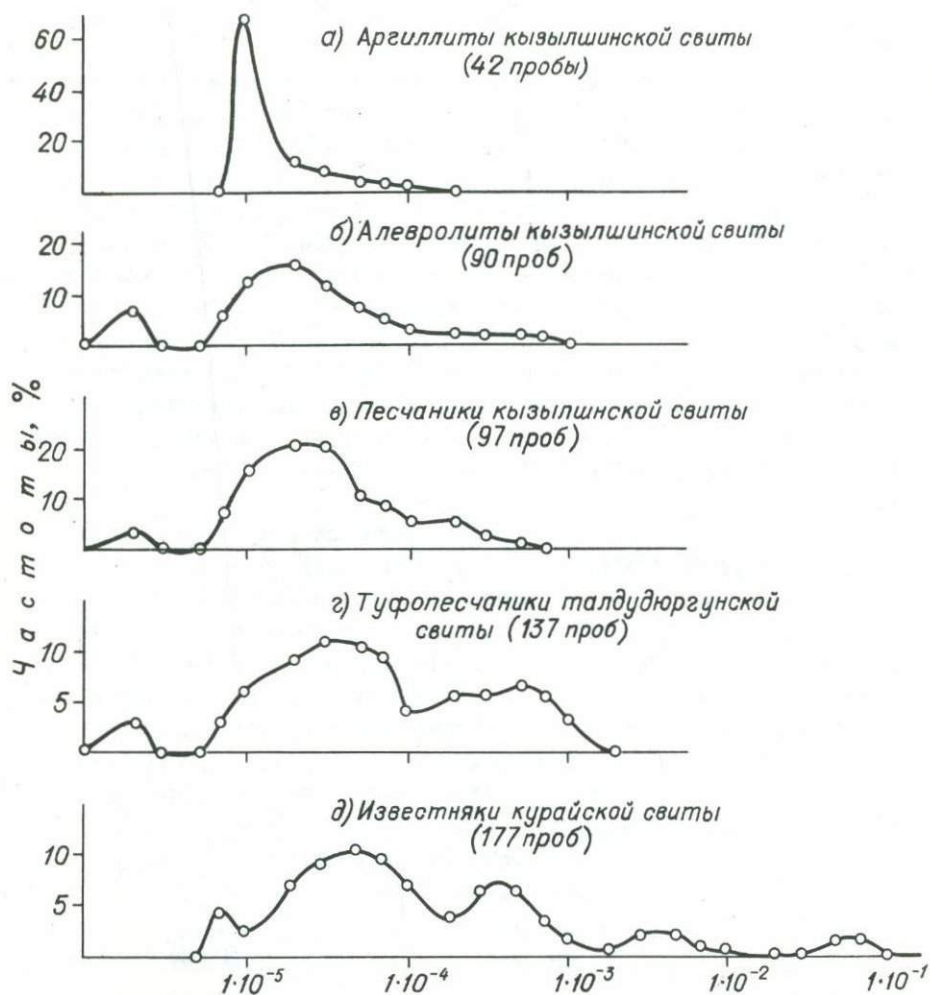


Рис. 4. Графики функции распределения содержаний ртути в некоторых типах пород Чаганузунского рудного поля.

известняках. К аналогичным выводам для районов Средней Азии пришли В.И.Кусевич и др. (1965), при исследовании кривых распределения рассеянной ртутной минерализации.

Иной вид имеет график функции распределения ртути при формировании ореола рассеяния в неблагоприятных для рудоотложения породах. В качестве примера приведем график функции распределения содержаний ртути в девонских породах Чаганузунского рудного поля (рис. 4). Конфигурация их обычно проста и характеризуется наличием 2-3 максимумов, отвечающих местному фону и ореолам I-II-го порядков (рис. 4а, б, в, г). При этом максимум, отвечающий ореолу II-го порядка зачастую выражен слабо. На приведенных графиках видно совпадение модальных значений, отвечающих разным уровням накопления ртути в различных литологических типах пород, что вызвано, вероятно, близостью их физико-механических и химических свойств.

С излагаемых позиций об уровнях концентрации рудного вещества весьма показательны породы, благоприятность которых повышается в процессе прерудных гидротермальных изменений. В качестве примера рассмотрим структуру вариационной кривой содержания ртути для пород ряда серпентинит-лиственит на Чаганузунском месторождении. По геолого-минералогическим критериям породы в указанном ряду разбиты на пять разновидностей: серпентинит, гидротермально-измененный серпентинит (карбонат-тальковая порода), интенсивно-измененный серпентинит (тальк-карбонатная порода), лиственит (кварц-карбонатная порода) и оруденелый лиственит (лиственит с вкрапленностью киновари). В общем виде график функции распределения содержаний ртути имеет вид полимодальной кривой с пятью максимумами (рис. 5а). Вариационные кривые для каждой разновидности пород, слагающих ряд, имеют вид одно-двумодальных кривых с максимумами, постепенно сдвигающимися в сторону более высоких концентраций ртути (рис. 5б, в, г, д, е). Наибольшим модальным (и, соответственно, средним) содержанием обладают оруденелые листвениты, которые в пространстве соответствуют концентрированным рудным скоплениям. Незначительные максимумы в области высоких содержаний ртути (около 1%) объясняются ураганными концентрациями внутри рудных тел. Дифференцированная кривая отражает ту закономерность, что каждая из перечисленных разновидностей пород характеризуется своей, свойственной только ей одной степенью насыщения рудным компонентом, а конечный продукт гидротермального метаморфизма - лиственит достигает такого уровня химической

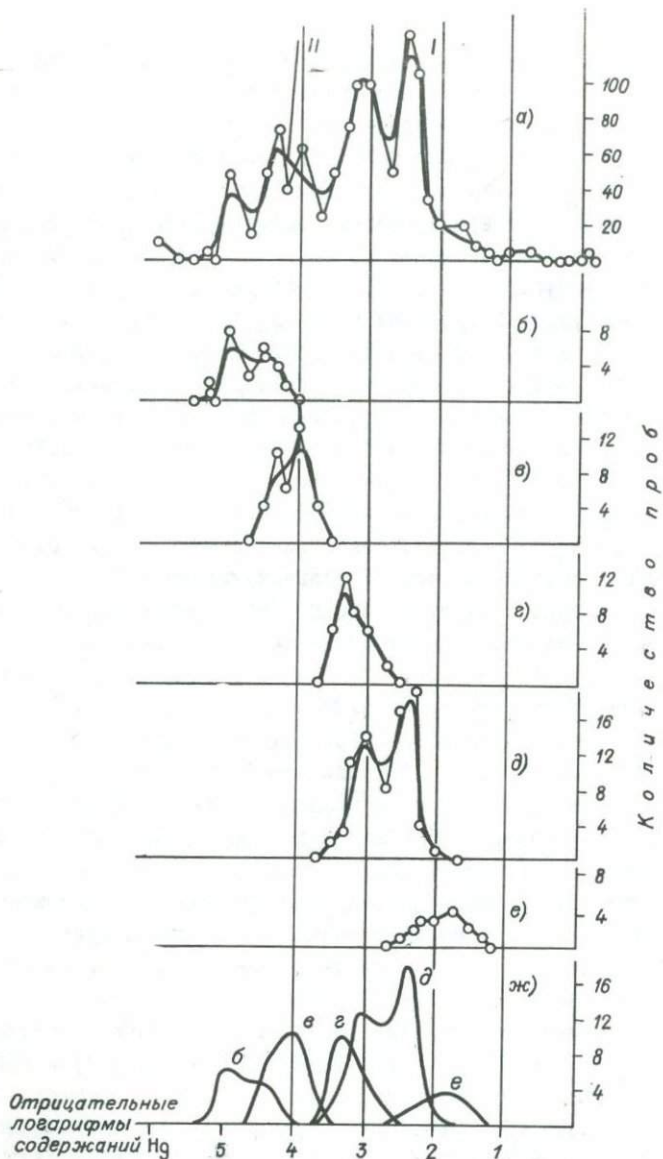


Рис. 5. Графики функций распределения содержаний ртути: а) суммарная кривая; б) серпентинит; в) карбонат-тальковая порода; г) тальк-карбонатная порода; д) листвениит (кварц-карбонатная порода); е) оруденелый листвениит; ж) дифференцированная суммарная кривая; I - график функции распределения; II - сглаженная кривая графика.

активности и физико-механических свойств, когда порода (при благоприятном стечении структурных факторов) способна к образованию концентрированных рудных скоплений (рис.5ж).

Путем статистической обработки результатов спектральных и химических анализов выявлены характерные особенности поведения элементов и их корреляционные связи при переходе от лиственитов с ореольной минерализацией к лиственитам с концентрированной рудной минерализацией (т.е. к собственно рудам). При этом использованы результаты анализов на ряд элементов 50 заведомо рудных проб с содержанием ртути более 0.1% и 45 проб с рассеянной минерализацией (содержание ртути $n \cdot 10^{-3}$ - $n \cdot 10^{-2}\%$ X). Наряду со ртутью в рудах возрастает содержание мышьяка и стронция и отмечается снижение содержания меди, свинца, кобальта, никеля, фосфора, бария, галлия, хрома, титана, ванадия, циркония, бериллия (рис.6).

Корреляционным анализом установлено, что существует три обособленных группы элементов. В первую группу входят элементы, связанные положительной связью как в слабооруденелых, так и в рудных лиственитах - сурьма, мышьяк, медь, ртуть. Исследованиями В.И.Васильева установлено, что такие элементы как никель, сурьма, медь, цинк образуют и самостоятельные минералы в составе ртутных руд.

Во вторую группу объединяется кобальт, никель, марганец, барий, титан, галлий. Элементы этой группы образуют положительную корреляционную связь как в оруденелых, так и в слабооруденелых лиственитах. Большинство элементов данной группы является петрогенными и мобилизуются в связи с проявлением процесса околорудного гидротермального метаморфизма.

И, наконец, имеется третья группа элементов, которые не образуют сколько-нибудь значимой связи между собой и с элементами первых двух групп. Сюда же нами отнесены элементы, связь которых претерпевает инверсию при переходе от слабооруденелых к рудным лиственитам. В эту группу входят либо инертные в данном рудном процессе элементы, либо элементы, меняющие тенденцию в ходе процесса оруденения - цинк, свинец, кобальт, частично никель. Являясь, очевидно, как петрогенными, так и "ювенильными", они либо мобилизуются в рудном процессе и перетрагаются в виде собственных сульфидов, либо входят в виде изоморфных примесей в рудные минералы.

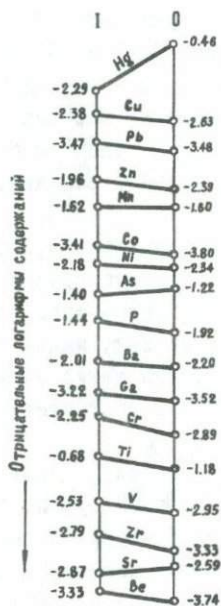


Рис.6. Графики содержаний некоторых элементов в рудах (П) и оре-
олах (I) месторождений лиственитово-киноварного минераль-
ного типа.

Таким образом, устанавливается очень сложная картина процесса оруденения в листовенитах, когда в нем участвуют наряду с элементами, привнесенными совместно со ртутью глубинными гидротермальными растворами, элементы, заимствованные из вмещающих пород.

В заключение можно сделать некоторые выводы:

1. Распределение содержаний ртути в различных породах носит полимодальный характер и представляет собой сумму элементарных распределений. Количество максимумов и параметры функции распределения содержаний для каждой литологической разности пород являются постоянными (по крайней мере, в рамках рудной кулисы), что указывает на стабильность формирования элементарных распределений, обусловленную свойствами данной породы.

2. Полимодальный характер вариационной кривой указывает на многоступенчатость формирования первичных ореолов рассеяния ртути и подчеркивает их эпигенетический характер. В то время, как фон отражает рассеянное состояние рудного вещества, каждая последующая ступень есть отражение все большей концентрации ртути. Образование каждой последующей ступени является аномалиями на фоне предыдущей. В пространстве каждой ступени отвечают области с определенным уровнем концентрации рудного вещества. Ступени с разной концентрацией рудного вещества отделяются друг от друга переходными зонами, характеризующимися на вариационной кривой участками повышенных градиентов содержаний и отражают собой последовательность развития и взаимосвязь процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения (А.Л.Павлов, А.А.Оболенский, 1972).

3. Приведенные данные о существовании различных уровней концентрации рудного вещества дают возможность рассматривать рудные тела, рудные столбы, первичные ореолы рассеяния и геохимический фон, как естественные геологические образования, разделенные градиентами содержаний полезного компонента, обусловленными стадийностью процесса рудообразования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Бородаевский Н.И. (1959). О генезисе ртутных месторождений Курайской зоны в Горном Алтае. Тр.ЦНИГРИ, вып.31.

- Бородаевский Н.И. (1960). О генезисе ртутных рудопроявлений в некоторых районах Горного Алтая. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37.
- Васильев В.И. (1970). Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дисс., Новосибирск.
- Епифанцев О.Г. (1970). Химическая активность горных пород как фактор рудоотложения. В сб.: Проблемы геологии и полезных ископаемых Кузбасса и Алтая. Новосибирск.
- Кузнецов В.А. (1934). Чаган-Узунское ртутное месторождение на Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, № 5.
- Кузнецов В.А. (1938). Ртутное месторождение Ойротии. В кн.: Ойротия. Изд. АН СССР.
- Кузнецов В.А., Мухин А.С. (1936). Новые месторождения ртути в Горном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, № 1-2.
- Кузнецов В.А., Тычинский А.А., Щербань И.П. (1962). Гетерогенность кварцево-карбонатных пород лиственитового облика и связь с ним ртутного оруденения. Геол. и геофиз., № 10.
- Кускевич В.И., Акбарходжаев Н.А., Никифоров Н.А., Шехтман П.А. (1965). О кривых распределения рассеянной ртутной минерализации. Тр. САИГИМС, вып. 6. Ташкент.
- Молчанов И.А. (1936). Новые данные о ртутном месторождении Чаган-Узун в Горном Алтае. Редкие металлы, № 2.
- Нарсеев В.А., Левин Г.Б., Лось В.Л. (1969). Структура распределения содержаний полезного компонента, уровни минерализации и рудные столбы. В сб.: Проблемы образования рудных столбов, Новосибирск.
- Оболенский А.А. (1966). Ртутная рудная формация. В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Изд. "Наука", Новосибирск.
- Оболенский А.А., Васильев В.И., Оболенская Р.В. (1968). Геологическое строение и генезис Бело-Осиповского месторождения ртути в Кузнецком Алатау. В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Изд. "Наука".
- Озерова Н.А. (1962). Первичные ореолы рассеяния ртути. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 72.

Павлов А.Л., Оболенский А.А. (1972). Роль взаимодействия вмещающих пород и гидротермальных растворов в образовании ртутных месторождений. В сб.: Физическое и физико-химическое развитие магматических и рудных систем. Изд. "Наука", М.

Сауков А.А. (1937). Ртутная зона Ойротии. В кн.: Ойротия. Изд. АН СССР.

УДК 552.11

Л.А. Михалева, Т.Н. Дергачева, М.И. Зеркалова, Л.А. Непеина
ВКЛЮЧЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Значительный интерес к изучению включений ультраосновных пород, как известно, вызван тем, что они рассматриваются большинством исследователей, как непосредственные отторженцы верхней мантии (Грин и Рингвуд, 1968; Денисов, 1968; Кутолин, 1970; Кутолин, Фролова, 1972; Соболев и др., 1967; Соболев, 1968; Ernst, 1936; White, 1966 и др.) или в качестве родственных, гомогенных, т.е. непосредственно связанных с эволюцией процесса внедрения и становления базальтовой магмы (Волохов, 1972; Трофимов, 1967; Lacroix, 1912, 1932 и др.).

В связи с этим, исследование включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах Восточного Забайкалья, где они до сих пор не были известны, может представлять интерес.

Щелочные базальтоиды слагают дайку на участке "Северном" Кличкинского рудного поля. Дайка залегает в зоне надвига юрских отложений на осадочные породы нижнего палеозоя. Простирание ее северо-восточное, падение вертикальное; мощность варьирует от 10 м до 15 м. Возраст щелочных базальтоидов определяется как посленижнемеловой на том основании, что в них встречены включения верхнеюрских аплитовидных гранитов с наложенной флюоритовой минерализацией нижнемелового возраста. Данные радиологических определений возраста щелочных базальтоидов, осуществленных калий-аргоновым методом в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л.В. Фирсовым,

показывают цифры 93 ± 3 млн. лет, что совпадает с временем тектоно-магматической активизации рассматриваемого региона.

Таблица I

Химический состав лимбургитов и перцолитов (в вес. %)

компоненты	Лимбургиты						Перцолиты
	8а	649 ⁰	649 ^В	649 ^Г	649 ^Д	649 ^Е	8
SiO ₂	40.38	42.50	41.11	43.00	46.50	41.30	43.90
Al ₂ O ₃	10.93	10.10	11.42	10.55	8.42	10.50	1.30
TiO ₂	3.58	3.02	3.10	3.30	2.72	3.31	-
FeO	7.26	6.75	8.94	7.47	8.19	8.48	6.89
Fe ₂ O ₃	3.42	8.31	4.75	7.16	5.91	5.93	1.39
CaO	10.40	11.80	9.96	11.10	8.67	9.94	3.47
MgO	7.48	6.70	10.41	8.30	11.00	10.22	41.07
MnO	0.28	0.31	0.19	0.26	0.18	0.24	0.22
Na ₂ O	4.11	4.08	3.65	4.00	3.24	3.32	0.16
K ₂ O	2.43	2.28	2.22	2.00	2.17	1.97	0.13
P ₂ O ₅	1.42	не опр	1.145	не опр	не опр	1.16	не опр
H ₂ O	0.38	не опр	0.42	не опр	не опр	0.34	0.95
n.n.n.	2.41	3.36	3.31	2.30	2.40	3.06	
NiO	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	0.20
CoO	"	"	"	"	"	"	0.014
F	"	"	"	"	"	"	0.06
Сумма	99.48	99.21	100.20	99.44	99.46	99.77	99.59

Примечания: Химические анализы выполнены: 1) в химической лаборатории Института геологии и геофизики СОАН СССР весовым методом аналитиками Е.Н.Жуковой (8а, 649) Л.С.Зоркиной (649в) и Непиной (8) и 2) в спектральной лаборатории ИГиГ квантометрическим методом аналитиком Ивайвой (649б, 649г, 649д).

Продолжение таблицы I

Числовые характеристики (по Заварицкому)

№ № проб	A	B	B	S	f'	m'	C'	n	φ	t	a:c	Q
8 ^а	12.27	1.07	38.23	48.41	37.38	32.80	29.80	72.52	18.51	6.25	11.46	-28.87
649 ^б	10.43	0.59	45.25	43.72	39.92	21.50	25.92	73.07	50.94	26.94	17.7	-34.00
649 ^в	10.80	2.05	39.25	48.60	31.58	43.58	24.83	71.60	10.14	5.25	5.31	-27.15
649 ^г	11.19	1.17	38.67	49.28	33.90	35.27	30.82	75.57	15.41	5.41	9.58	-25.30
649 ^д	9.48	0.44	38.90	51.10	31.00	44.31	23.05	61.32	37.01	4.20	21.55	-17.18
649 ^е	9.84	1.86	39.72	48.50	32.66	42.37	24.79	71.62	12.41	5.62	5.03	-14.46
8	0.41	0.46	60.27	37.83	9.88	85.62	4.41	75.00	1.52	-	1.12	-24.59

Изучение состава включений ультраосновных пород проводилось в комплексе с изучением вмещающих их щелочных базальтоидов. Щелочные базальтоиды представлены лимбургитами, черными бесполовошпатовыми породами порфиривого строения. Порфириновые вкрапленники в породах центральных частей даек сложены титан-авгитом и оливином, а в эндоконтактовых разностях только титан-авгитом. Для эндоконтактовых зон даек характерна ориентировка, параллельная контактам. Оливин во вкрапленниках обычно дает характерные формы срезов в виде вытянутых шестиугольников, размеры которых варьируют от 0,1 до 0,9 мм. В них отчетливо проявлена спайность. По оптическим данным ($2V = 80-84$; $n_g = 1,678$) соответствует составу $Fe_{86}Ca_{14}$. Титан-авгит образует вытянутые призмы размерами от 0,1 до 1,2 мм. Характерными особенностями минерала являются бледно-розовая окраска, зональное строение, структура песочных часов, хорошая спайность и наличие полисинтетических двойников. Некоторые оптические константы минерала: $2V = 58^{\circ}$; $c : n_g = 52^{\circ}$; $n_p = 1,680$. Основная масса лимбургитов сложена титан-авгитом, оливином, магнетитом и стеклом. Титан-авгит микролитов основной массы аналогичен титан-авгиту вкрапленников. Мелкие хорошо ограниченные зерна оливина образуют сегрегации; в интерстициях сегрегированных зерен находится стекло и обильный магнетит. Стекло основной массы породы бесцветное или слабо буроватое, слегка поляризующее свет. Судя по химическим анализам лимбургитов, в составе которых натрия постоянно преобладает над калием, стекло таких пород имеет плагиоклаз-анальцимовый нормативный состав.

Химическими анализами (табл.1) в лимбургитах установлено высокое содержание щелочей и феррических компонентов, наряду с незначительным количеством кремнезема. При этом для них характерны отчетливая натриевая тенденция, высокое содержание титана и преобладание MgO над FeO . По классификации А.Н.Заварицкого, они принадлежат к классу недонасыщенных кремнеземом пород, к меланократовым представителям группы богатых щелочами пород. Химические анализы лимбургитов на уран и торий (табл.2) показали, что количество этих элементов соответствует кларковому содержанию их для основных пород (Виноградов, 1962). Полуколичественными спектральными анализами (табл.3) установлены значитель-

таблица 2

Содержание тория и урана во включениях ультраосновных пород и в лимбургитах

	Лерцолиты				Лимбургиты		
	Т-8-ХIV	8-IX	8-У	8(2)	8 ^I	649 ^B	649 ^Г
Th ($n \cdot 10^{-4}$)	0.5	0.5	0.5	0.5	13.0	9.5	10.0
U ($n \cdot 10^{-4}$)	0.1	0.1	0.1	0.1	3.1	2.6	2.4
Th/U	5	5	5	5	4.2	3.7	4.2

Примечание : анализы проб выполнены хроматографическим методом, аналитик З.В. Малясова, лаборатория геохимии эндогенных месторождений института геологии и геофизики СО АН СССР.

Таблица 3

Распределение элементов-примесей в лимбургитах и лерцолитах
(данные полуколичественного спектрального анализа, вес. %)

№ пробы	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zn	Cu	Pb	Zn	Ya	Za	Y	Yb	Sr	Ba	Sn
649 ⁰	0.002	0.001	0.5	0.02	0.007	0.001	0.05	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	0.0002	0.07	0.04	-
649 ¹	0.01	0.002	0.3	0.02	0.03	"	0.007	"	"	0.002	"	-	0.001	0.0001	0.01	0.03	-
649 ^д	0.01	0.002	0.1	"	0.03	"	0.003	"	"	0.003	"	0.005	"	"	0.01	-	-
649 ^в	0.02	0.004	0.2	"	0.05	"	0.002	"	"	0.003	"	-	"	"	-	-	-
8 ^а	0.005	0.001	1.0	"	0.05	"	0.03	"	"	0.004	"	0.003	0.002	0.0002	0.06	0.05	-
8(2)	0.3	0.01	-	0.001	0.3	-	-	0.003	0.03	0.01	-	0.0003	-	-	-	-	0.0005
8-у	0.2	0.01	-	0.0003	0.1	-	-	0.001	0.007	0.01	-	"	-	-	-	-	0.0001
8-ХУТ	0.3	0.03	-	"	0.3	-	-	-	0.005	0.02	-	"	-	-	-	-	"
8	0.3	0.03	-	"	0.3	-	-	0.0001	0.005	0.01	-	0.0003	-	-	-	-	0.0003

Примечание : 1) минерал не обнаружен : " - "
2) аналитики А.Д.Алабина и Н.В.Резников. Лаборатория спектрального анализа Института геологии и геофизики СО АН СССР.

ные содержания элементов-примесей Ni, Cr, V, Ba, Sr ; такие элементы-примеси как Co, Mo, Cu, Zn, La, Ga, Y, Yb, Pb присутствуют в меньших количествах.

Специфической особенностью лимбургитов является наличие многочисленных включений разнородных пород (лейкократовые мелкозернистых гранитов, карбонатных пород, кристаллических сланцев, лейкогаббро, ультраосновных пород) и крупных кристаллов различных минералов (кварца, пироксена, оливина и шпинели). Среди них особое внимание привлекают включения ультраосновных пород, поскольку коровое происхождение включений гранитов, сланцев, кварца и, возможно, лейкогаббро, не вызывает возражений. Здесь следует отметить, что повышенный интерес к ультраосновным породам диктуется еще тем, что их выходы в пределах Кличкинского рудного района и соседних с ним районам неизвестны.

Включения имеют округлую эллипсоидальную, реже угловатую форму. Размеры их варьируют от микроскопических до 2,5 см. Наибольшее количество включений свойственно лимбургитам, слагающим центральную часть дайки. Среди включений ультраосновных пород выделены: оливиниты, пироксениты и шпинелевые лерцолиты. Широким развитием в лимбургитах пользуются обломки кристаллов оливина, энстатина, хромдиоксида, авгита и шпинели, или сростков кристаллов двух-трех минералов.

Наиболее значительным распространением среди ультраосновных пород включений пользуются лерцолиты. Для них характерны четкие контакты с цементирующей их массой; иногда отмечаются включения с реакционной оторочкой (рис. I), ширина которой достигает 2 мм. Лерцолиты — это мелко- и среднезернистые породы зеленого цвета, сложенные оливином, энстатитом, хромдиоксидом и шпинелью. Количественное соотношение минералов в них варьирует в широких пределах. По химическому составу, характеризующему данными табл. I, лерцолиты существенно отличаются от цементирующих их лимбургитов по более высоким магнезиальности и железистости и более низкой титанистости, глиноземистости и щелочности. Торий-урановое отношение в лерцолитах на целый порядок выше, чем в лимбургитах (табл. 2). Такое соотношение, по данным Климена и Купера (Kleeman, Cooper, 1969) свидетельствует о разнородности этих образований.

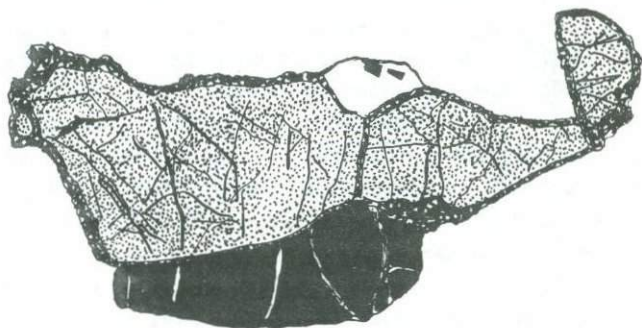


Рис.1. - Дезинтегрированное включение ультраосновной породы с реакционной каймой вокруг энстатита. Шл. 649^Г; X 17·12, николи (+).

По химической классификации А.Н.Заварицкого, лерцолиты относятся к классу ненасыщенных SiO_2 , группе бедных щелочами и к подгруппе големеланократовых пород. В них в значительных количествах обнаружены элементы-примеси Ni, Co, Cr, Zn, содержание которых на целый порядок выше, по сравнению с лимбургитами. И, наоборот, элементы Mo, La, Y, Yb, Sr, Zr, не обнаруженные в лерцолитах, установлены во всех пробах лимбургитов (табл.5).

Главный пороодообразующий минерал лерцолитов - бесцветный оливин - образует ксеноморфные и боченкообразные зерна, разбитые многочисленными трещинами. В трещинах по оливину развиваются светлокорицевые продукты изменения, не свойственные вкрапленникам оливина лимбургита. Образование этих продуктов, вероятно, связано с разложением фаялитовой молекулы (Моисеенко, Кутюлин, 1971). Очень часто зерна оливина несут в себе признаки катаклаза зерен, который выражается в появлении облачного угасания и их дроблении, сопровождающемся перекристаллизацией с образованием бластических агрегатов (рис.3); при этом в оливиновых вкрапленниках лимбургитов катаклаз не наблюдается. По оптическим данными ($2V = -88+88^\circ$; $N_g = 1,674-1,676$) состав оливина отвечает форстериту ($F_o = 97\%$, $F_a = 3\%$, по Трегеру, 1968). Химический анализ минерала (табл.4) также свидетельствует о его более высокой магнизальности, по сравнению с оливином вкрапленников. Спектральными анализами (табл.5) в оливине лерцолитов отмечаются высокие содержания никеля, что свидетельствует, по мнению ряда исследователей (Herrman, Wedepol 1966, и др.), об особых условиях формирования его.

Энстатит по распространенности занимает второе место после оливина, в то время как в лимбургитах вообще не встречается. В шлихах он темно-бутылочно-зеленый, под микроскопом - бесцветный. Минерал этот обладает отчетливо выраженной спайностью, а также характерной трещиноватостью. Зерна его оторочены реакционными каймами шириной 0,1-0,4 мм (рис.4). В продуктах замещения энстатита часто наблюдаются мелкие изометричные зерна оливина и бесцветное стекло (рис.5). Многие исследователи рассматривают этот процесс разложения ортопироксена в связи с его инконгруэнтным плавлением (Денисов, 1968; Ernst, 1936 и др.). Существуют также представления, согласно которым

Таблица 4
Химический состав оливинов из включений ультраосновных пород (вес.%)

породы	№ пробы	компоненты															
		Si	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	H ₂ O*	F.о.43	H ₂ O
Лерцолиты	3	40.48	0.54	9.54	49.36	0.10	н/обн	н/обн	0.04	0.04	0.05	0.14	0.02	0.015	0.06	0.05	0.005
	8-У1	48.00	0.75	9.07	38.00	0.20	0.18	1.10	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр
	8-X	47.80	0.70	9.00	40.00	0.30	0.50	0.50	"	"	"	"	"	"	"	"	"
	8-(2)	40.00	0.90	8.70	49.00	0.30	0.38	1.00	"	"	"	"	"	"	"	"	"
	8-XIV	46.56	0.60	8.40	44.50	0.22	0.14	0.30	"	"	"	"	"	"	"	"	"
	8	44.00	0.70	8.10	40.00	0.26	0.27	0.30	"	"	"	"	"	"	"	"	"
	8-IX	45.00	1.80	5.80	46.00	0.10	0.10	0.35	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Оливинит	У1-а	36.00	0.55	16.50	46.00	0.30	0.20	0.30	"	"	"	"	"	"	"	"	"

Примечание : 1. "не опр" - не определялось,

2. анализы выполнены квантометрическим методом - аналитик Л.Д.Зеркалова, спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР; анализ - весовым методом, аналитик Л.А.Нелеина, химическая лаборатория того же института.

Таблица 5

Распределение элементов-примесей в минералах ультраосновных пород.
(данные полуколичественного спектрального анализа, вес.%)

Минерал	Элементы проб	Ni	Co	Cr	V	Zn	Ti	Mn	Cu	Pb	Ga	Mo	Zr	Ag	Sr
оливин	649 ^a	0.5	0.02	0.005	-	0.01	0.003	0.1	0.01	-	-	-	-	-	-
	8I(2)	0.5	0.07	0.01	-	0.02	0.005	0.3	0.001	0.0001	-	сл	-	0.0001	0.0001
	8-УI ^b	0.3	0.05	0.03	-	0.02	0.003	0.3	0.003	-	-	сл	-	"	0.0001
	8-УII	0.2	0.05	0.3	0.003	0.007	0.07	0.2	0.005	-	сл	-	0.001	-	сл
	8III(2)	0.7	0.07	0.005	-	0.007	0.003	0.2	0.005	сл	-	-	"	-	сл
	8-УI	0.3	0.02	0.01	-	0.01	0.003	0.3	0.005	-	-	-	"	0.001	0.003
	8-У	0.5	0.06	0.01	-	0.02	0.003	0.3	0.02	-	-	сл	-	-	0.003
энстатит	649 ^a	0.2	0.03	1.0	0.005	0.01	0.02	0.3	0.3	-	0.0001	сл	0.001	-	сл
	8-XIII	0.1	0.03	1.0	0.01	0.01	0.07	0.3	0.05	0.0003	0.0001	-	"	сл	сл
	8-УI	0.007	0.0003	1.0	0.0001	0.003	0.003	0.07	0.0007	-	-	-	-	-	-
шпинель	8-IX	0.1	0.01	"	0.003	0.2	0.005	0.03	0.001	-	0.0001	-	-	-	-
	8-XIV	0.03	0.007	"	"	0.1	0.003	0.05	0.007	сл	0.0001	-	-	сл	-
	8-(2)	0.1	0.07	"	0.01	0.2	0.005	0.07	0.01	сл	0.003	сл	-	-	0.0001
	8I	0.1	0.07	"	"	0.3	0.005	0.05	0.01	0.3	0.003	-	-	0.0003	0.0003

Примечание: - " - не обнаружен; сл. - следы; аналитик Алабина, лаборатория спектрального анализа ИГиГ СО АН СССР.

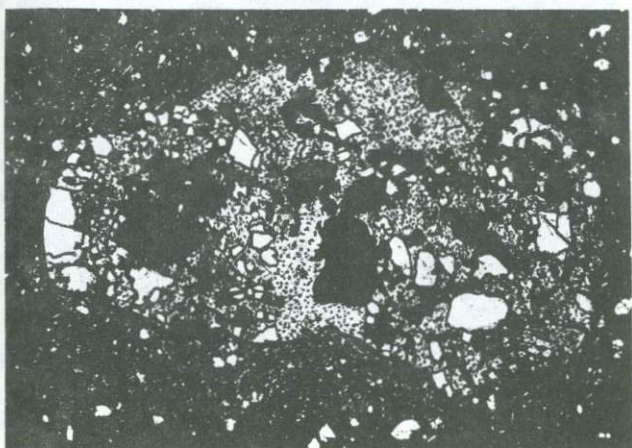


Рис.3. - Зерно оливина, испытавшее перекристаллизацию с образованием мелкозернистого бластического агрегата. Шл.649^ж, X 17·3,7; николи (+).

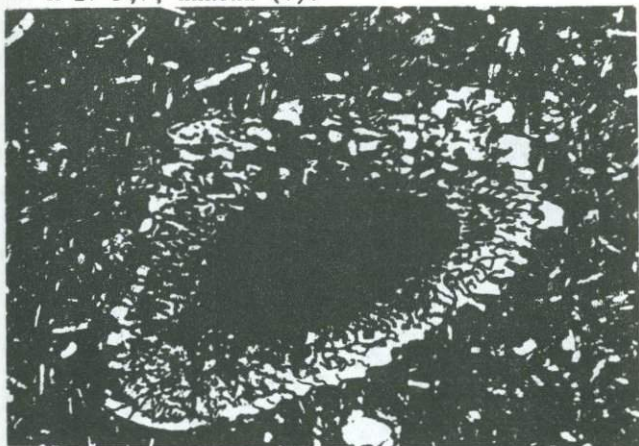


Рис.4. - "Ядро энстатита с реакционной каймой из оливина и стекла.

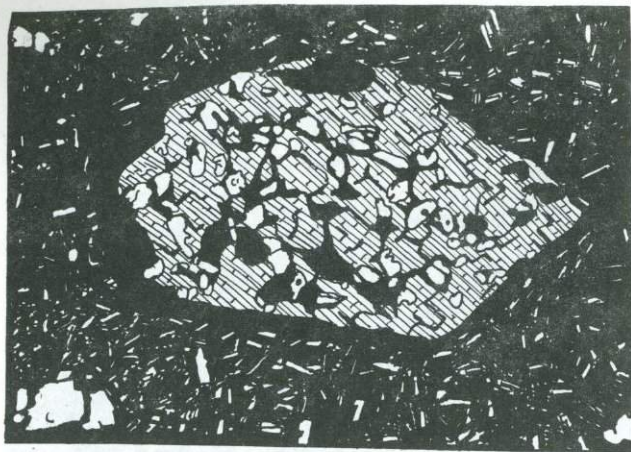


Рис.5. - Замещение хромдиоксида оливином (светлое) и стеклом (черное). Шл. 649Л; X 17·12; николи (+).
Наружная часть зерна обрастает титан-авгитом; X 17·12; николи (+).

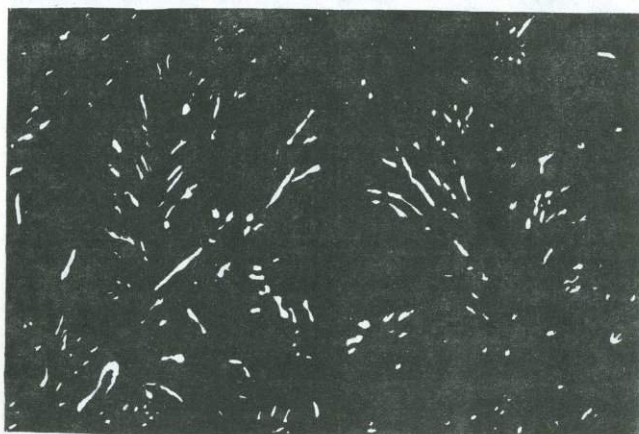


Рис.6. - "Метельчатая" структура в хромдиоксиде. Шл. 649Л, X 17·12, николи (+).

оливин и стекло в ортопироксене являются результатом их захвата при кристаллизации ортопироксеновых индивидов. Судя по оптическим данным ($2V = 80^{\circ}$; $N_g = 1,677$), в составе энстатита содержится до 12% ферросилитового компонента. Данные химического анализа энстатита (табл.6) свидетельствуют также о высокой его магнезиальности, повышенном содержании глинозема и калия; кроме того, в минерале в значительных количествах присутствуют хром, ванадий и титан (табл.5).

Хромдиопсид визуально легко диагностируется по ярко зеленому цвету. В шлихах он бесцветен, образует ксеноморфные зерна с ясно выраженной спайностью и наличием мелких пор, которые обуславливают кавернозное строение. Каверны выполнены стеклом. По трещинам в виде метелок иногда развивается оливин, создавая своеобразный рисунок (рис.6). Оптические данные минерала ($2V = 61-64^{\circ}$; $N_g = 1,685$; $c : N_g = 41^{\circ}$) и химические анализы (табл.7) свидетельствуют о его высокой магнезиальности, значительном содержании натрия и примеси калия. В хромдиопсиде отмечается повышенное количество Al_2O_3 , Cr_2O_3 , что может указывать на высокие давления во время образования минерала. В значительных количествах присутствуют элементы-примеси Ni, Cu и Mn (табл.5).

В обломках, наряду с хромдиопсидом, встречаются многочисленные довольно крупные кристаллы ЧЕРНОГО АВИТА (размерами до 3,5 см), вокруг которых видна серо-зеленая реакционная кайма шириной до 2 мм. Микроскопически авгит образует округлые и несколько вытянутые неправильной формы безцветные зерна сильно трещиноватые с хорошо выраженной спайностью. По трещинам в нем развиваются бурные окислы железа. В каемках обрастания зерен-титан-авгит, аналогичный титан-авгиту вмещающих лимбургитов. Зерна черного авгита содержат прожилки стекла, в котором иногда заключены изометричные зерна оливина. Подобные изменения в авгите включений объясняют кристаллизацией авгита из базальтовой магмы при повышенном давлении в магматических очагах, расположенных в нижней части коры или в верхней части мантии (Грин и Рингвуд, 1968; Кутолин и Фролова, 1972; Aoki-Kushiro, 1968; Kuno, 1964 и др.) считая, что об этом в частности, свидетельствуют особенности состава черного ав-

Таблица 6

Химический состав энстатита их перцолитов (вес. %)

КОМПО- ЗИЦИЯ ПРОБЫ	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	NiO	CoO	H ₂ O ⁺	F	F	Сумма
I	53.8%	2.92	0.20	6.51	0.52	34.55	0.32	0.09	0.16	0.07	0.10	0.33	0.05	0.12	99.53
8-(VI)	48.00	3.45	0.22	6.90	0.75	39.00	0.24	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	98.56
8-XIV	52.00	2.80	0.22	6.50	1.15	36.50	0.22	"	"	"	"	"	"	"	99.36
8-Y	54.00	4.60	0.22	6.51	1.00	34.50	0.24	"	"	"	"	"	"	"	101.07
8-IX	51.00	1.25	0.32	8.80	0.62	36.20	0.24	"	"	"	"	"	"	"	98.43
8-(2)	47.50	4.40	0.36	6.70	1.30	39.00	0.28	"	"	"	"	"	"	"	99.54
8-(VIII)	49.50	4.90	0.36	7.70	0.75	36.00	0.26	"	"	"	"	"	"	"	99.37

Примечание : анализ пробы 8-III - энстатит из пироксенита; анализы проб 8-XIV, 8-Y, 8-IX, 8-(2) 8-(VI) выполнены квантометрическим методом, аналитик Л.Д.Зеркалова, спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР; анализ пробы I - весовым методом, аналитик Л.А. Непейна, химико-аналитическая лаборатория того же института;

Химическая формула энстатита (проба I) :

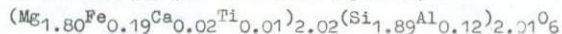


Таблица 7

Химический состав хромдиоксида (вес. %)

Номер пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	NiO	CoO	H ₂ O ⁺	V ₂ O	NiO	H ₂ O ⁻	п.п.п	Сумма
8-XIV	51.70	0.40	4.31	0.21	2.46	21.01	16.89	0.07	1.24	0.11	0.02	0.90	0.07	0.035	0.20	0.62	100.25
8-XIX	52.00	0.60	7.00	3.65	19.80	16.00	0.22	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	99.27

Примечание : анализы пробы 8-XIX выполнены квантометрическим методом - аналитик Л.Д.Зеркалова, спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР; пробы 8-XIV - весовым методом, химико-аналитическая лаборатория ИГиГ, аналитик Непеина Л.А.

Химическая формула хромдиоксида (проба 8-XIV):
 $(Ca_{0.62}Mg_{0.92}Na_{0.08}Fe_{0.06}Cr_{0.02}Al_{0.06})_{1.96}(Si_{1.88}Al_{0.12})_2O_6$

Таблица 8

Химический состав авгитов (вес.%)

№ № проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	CoO	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	F _{0.43}	F	Сумма
I	50.45	1.30	6.82	7.73	1.30	17.82	12.39	0.13	0.07	2.50	0.005	0.09	0.01	0.05	0.005	100.67
8 ^a	54.00	1.30	6.70	8.60	не опр	16.45	12.20	0.24	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	99.49
8-(I)	50.00	1.32	6.90	10.30	"	17,55	13.00	0.22	"	"	"	"	"	"	"	99.29
8-XIV	48.50	1.28	6.55	10.90	"	19.30	13.00	0.22	"	"	"	"	"	"	"	99.75

Примечание : анализы проб 8^a, 8-(I), 8-XIV выполнены квантометрическим методом, аналитик Л.Д.Зеркалова, спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР; пробы I - весовым методом, аналитик Л.А.Непина, химическая лаборатория того же института;

Химическая формула авгита (ан.№I) : $(Ca_{0.7}Na_{0.2})(Mg_{0.68}Fe^{+2}_{0.19}Al_{0.16}Ti_{0.005})$
 $(Si_{1.86}Al_{0.14})_2O_6$

гита, в том числе высокая железистость, титанистость и, наоборот, очень низкое содержание хрома (табл. 8).

Ш п и н е л ь является второстепенным минералом, который в лимбургитах не встречается. Ею образованы неправильные или октаэдрические зерна черного цвета. Под микроскопом она имеет бурый цвет. Особенностью ее является наличие магнетитовой каймы, формирующейся на границе зерен шпинели и вмещающей породы. Появление такой каймы следует рассматривать как результат взаимодействия минерала и магмы. Кроме бурой шпинели, изредка встречается шпинель зеленого цвета, которая образует вроски в оливине. Судя по данным спектральных анализов, бурая шпинель содержит много хрома, что позволяет относить ее к пикотиту (таб. 5).

Ф л о г о п и т обнаружен в виде редких чешуек бледно-розового цвета $N_m = 1,607$.

П и р о к с е н и т ы характеризуются темнозеленым цветом. Они сложены, главным образом, энстатитом, которому в количественном отношении подчинен хромдиопсид; или только энстатитом и редкими зернами черной шпинели. По химическому составу энстатит пироксенитов почти не отличается от энстатита лерцолитов (табл. 6, анализ 8 - УШ).

О л и в и н и т ы сложены оливином, с которым иногда ассоциируют (в виде редких зерен) энстатит, хромдиопсид и шпинель, образуя следующие минеральные парагенезисы: энстатит-хромдиопсид-оливин; шпинель-энстатит-оливин; шпинель-хромдиопсид-оливин; энстатит-оливин. Оливин этих пород, в отличие от бесцветного оливина лерцолитов, окрашен в медово-желтый цвет, обусловленный, вероятно, более высоким содержанием железа в минерале (табл. 4, анализ УI^a).

Таким образом, главными особенностями минерального состава описанных выше различных петрографических типов ультраосновных пород из включений в лимбургитах является наличие исключительно высокомагнезиальных оливина и пироксенов со значительным содержанием Cr, Ni, по сравнению с аналогичными минералами вкрапленников в лимбургитах, а также присутствие хромистой шпинели и хромдиопсида, которые в лимбургитах совсем не встречаются. Свообразными в этом отношении являются оливиниты, в которых медово-желтый оливин характеризуется более высокой же-

лезистостью. Как было показано, включения ультраосновных пород отделены от вмещающих их лимбургитов реакционной каймой, которая формируется вокруг зерен энстатита и шпинели. Отмечается замещение зерен энстатита мелкозернистым оливином и стеклом. Катаклаз оливина сопровождается перекристаллизацией, в то время как оливин вкрапленников вообще не испытывает катаклаза. Эти факты свидетельствуют о том, что состав включений ультраосновных пород неравновесен с вмещающей их щелочно-базальтовой магмой и говорит о захвате магмой этих пород в твердом состоянии. Наличие глиноземсодержащих пироксенов и значительные количества в составе оливина и пироксенов в таких элементах-примесей, как Ni , Cr позволяют, вслед за многими исследователями, полагать, что включения ультраосновных пород формировались при высоких давлениях.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Виноградов А.П. (1962). Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7.
- Волохов И.М. (1972). Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах - родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Изд. "Наука", Сиб.отд. Новосибирск
- Грин Д.Х., Ринвуд А.Э. (2968). Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. Изд. "Мир"
- Денисов Е.П. (1968). Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. Изд. "Наука".
- Иодер Г.С., Тилли К.Е. (1965). Происхождение базальтовых магм. Изд. "Мир".
- Иодер Г.С., Тилли К.Е. (1969). Ксенолиты и гомеогенные включения. Матер. симпозиума. Изд. "Наука", М.
- Кутолин В.А. (1970). К вопросу о составе верхней мантии в связи с изучением ультраосновных включений в базальтах. АН СССР, т. 194, №2.
- Кутолин В.А., Фролова В.М. (1972). Петрология ультраосновных

- включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Изд. "Наука", М.
- Михалева Л.А., Дергачева Т.Н. (1972). О находке лимбургитов с включениями ультраосновных пород в Восточном Забайкалье. АН СССР, т.205, № 5.
- Моисеенко У.И., Кутюлин В.А. (1966). Влияние температуры на теплопроводность оливинита. Геол. и геофиз., № 4.
- Пийп Б.И. (1956). Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 и в прошлом. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. II, Изд. АН СССР, М.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. (1967). Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В сб.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Изд. "Наука", Л.
- Соболев В.С. (1964). Об инкогруентности плавления минералов, образующихся при высоких давлениях. ДАН СССР, т.156, № 5.
- Соболев Н.В. (1968). Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. Изд. "Наука".
- Трегер В.Е. (1968). Оптическое определение породообразующих минералов. Изд. "Недра", М.
- Трофимов В.С. (1967). Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и геосинклинальных областях. Изд. "Недра", М.
- Aoki K., Kushiro I. (1968). Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher Eifel. Contrib. Mineral. and Petrol., 18, N 4.
- Ernst T. (1936). Der Melilith-Basalt des Westberges bei Hofgeismar, nördlich von Kassel, als Assimilationsproduct ultrabasischer Gesteine. Chem. Erde, Hf. 4, 10.
- Green Dh. (1964). The Petrogenesis of the high-temperature Peridotite Intrusion in the Lizard Area, Cornwall. J. Petrol., 5, p. 1.
- Kuno H. (1964). Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-Sima, north Kynsyo, Japan. Advancing frontiers in geology and geophysics. Hyderabad.

- Kleeman Y.D., Cooper Y.A. (1969). Potassium, uranium and thorium and isotopic composition of lead from lherzolite nodules in alkali basalts. - Internat. Sympos. on phase transformations and the Earth's interior. Canberra.
- White R.W. (1966). Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. Contrib. Mineral. and Petrol., 12, N 3.
- Herrman A.G., Wedepol K.H. (1966). Die Verteilung des Ittriums und der Lantaniden in einem Olivin-Alkali-Basalt mit Peridotit Einschlüssen. Beitrag. Miner. Petrol., v. 13, N 4.

Ю.А.Долгов, С.А.Вишнеvский

ВКЛЮЧЕНИЯ В УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННОМ КВАРЦЕ ИЗ
ПОРОД ПОПИГАЙСКОЙ СТРУКТУРЫ.

В основу статьи положены результаты предварительного исследования газово-жидких включений, о которых сообщалось в работе (4), дополненные материалами изучения твёрдых и затвердевших включений из стекловатых и оплавленных пород Попигайской структуры. Однако, круг рассматриваемых объектов сужен и охватывает только минералы кремнезёма, которые, как нам представляется, достаточно полно характеризуют в первом приближении необычные изменения в породах структуры, и при этом хорошо сохраняются в виде индивидуальных обособлений. В то же время мы не считаем, что изучение включений из других минералов, таких как полевые шпаты, гранаты и т.д., окажется менее важным в познании особенностей генезиса Попигайской структуры.

Материалы по новейшим геолого-петрографическим исследованиям особенностей пород этой структуры и о её ударном происхождении имеются в литературе (6, 7, 8). В пределах структуры выделяются своеобразные, частично оплавленные брекчии исходных пород региона, полностью переплавленные лавоподобные породы — тагамиты (6) и витрокластические брекчии. Эти породы насыщены зёрнами и обломками кристаллов кварца. Кварц испытывает различные изменения, среди которых следует отметить снижение показателя преломления и двупреломления, развитие "планарных" структур, появление диаплектического кварцевого стекла, и далее — кварцевого стекла плавления (лешательерита).

1. Особенности изменения кварца из пород Попигайской структуры.

Снижение показателя преломления и двупреломления свойственно для некоторых, испытавших ударное воздействие минералов, называемых диаплектическими минералами (I8). Термины "диаплектическое" или "тетоморфное" стекло предложены Энгельгардтом и др. (I7) и Чао (I3) независимо друг от друга и обозначают изотропизацию исходного минерала в твёрдой фазе без плавления. В общем, диаплектические стёкла обладают несколько большим показателем преломления и плотностью, чем истинные стёкла плавления соответствующего состава и большинством исследователей считаются продуктом ударной изотропизации минералов, хотя имеются и другие мнения на этот счёт (I4). Однако, в некоторых диаплектических стёклах из пород Попигайской структуры В.Л.Масайтисом и нами обнаружен коэзит (I), что свидетельствует об их ударном происхождении. Лешательерит – природное кварцевое стекло плавления, известно в метеоритных кратерах (I5), в тектитах (I0) и продуктах земного происхождения – фульгуритах (9). В деформированном кварце могут проявляться разнообразные планарные структуры: трещины спайности, пластины деформации и структуры типа планарных черт (II). Последние известны также под названием "ударных пластинок" (I2) или "элементов деформации" (I6). Спайность для кварца из зон тектонических деформаций нехарактерна, и, вероятно, служит хорошим индикатором барического ударного воздействия (II). Пластины деформации встречаются как в некоторых кварцах из тектонических зон, так и в кварце, испытавшем ударное сжатие; критерием, позволяющим относить их к продуктам того или иного воздействия, служит определенная ориентировка этих структур относительно кристаллографических осей кварца (II). В частности, для ударно измененного кварца характерны пластины деформации по базопинакоиду. Ударные пластинки представляют собой закономерно ориентированные в кварце ламелли изотропного кремнезёма. Они характерны только для кварца, испытавшего ударное сжатие (II, I2). Исследование ориентировок планарных структур в диаплектическом кварце из попигайских пород, проведённое В.Л.Масайтисом и др. (8), показало, что некоторые из них имеют

ориентировку, параллельную $\{10\bar{1}3\}$, свойственную для ударных пла-
стинок.

Макро-, микроскопическое изучение кварца из различных пород Попигайской структуры качественно позволяет нарисовать следующую картину прогрессирующего изменения кварца:

1. Первичный кварц. Многочисленные генерации кварца из исходных, главным образом, архейских пород района.

2. Смятый и разлистованный кварц, нередко с появлением тонкопластинчатой сланцеватости. В шлифах такой кварц имеет обычное двупреломление, но может содержать планарные структуры одного или двух направлений. Пространственная ориентировка этих структур меняется от зерна к зерну в породе; в проходящем свете планарные структуры выделяются в виде резких темных линий (рис. 1), которые заполнены мельчайшими частицами и представляют, по-видимому, спайные трещины.

3. Диалектический кварц. У минерала отмечается снижение среднего показателя преломления. Двупреломление в образцах этого типа переменное: от обычного до резко сниженного, вплоть до изотропности (рис. 2). В диалектическом кварце присутствуют планарные структуры, наблюдаемые в проходящем свете в виде тонких светлых линий. В каждом зерне обычно присутствует 2-3 системы таких планарных структур. Как правило, выделяется одна система относительно мощных и протяженных полос толщиной $0,3-1\mu$, с расстояниями между ними от 3 до 12μ . По отношению к этой системе полос развиваются оперяющие её более тонкие и более густые системы полос одного или двух направлений. Величина двупреломления диалектического кварца в большей или меньшей степени контролируется направлением описанных планарных структур, а сами полосы этих структур представлены пластиночками изотропного кремнезёма (рис. 2). Планарные структуры этого типа являются, по-видимому, ударными пластинками. Диалектический кварц, особенно разности, приближающиеся к диалектическому стеклу, в проходящем свете имеют буровато-коричневую окраску и под микроскопом выглядят как бы заполненными тончайшей пылью.

4. Диалектическое кварцевое стекло. Показатель преломления стекла колеблется от 1,470 для разностей, сохраняющих остатки двупреломления, до 1,462. В некоторых случаях кремнезём

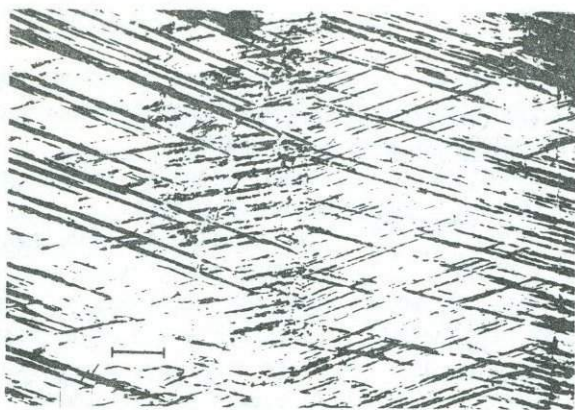


Рис. 1. Планарные структуры в кварце из ударно-метаморфизованных гнейсов. Представляют, повидимому, трещины спайности, заполненные тонкодисперсным материалом. Обр. 946, поляризованный свет. Масштаб 40 микрон.

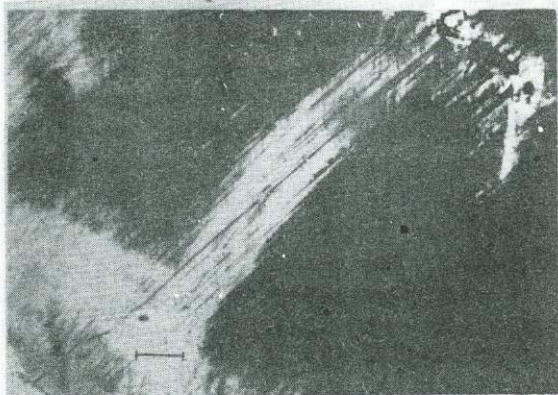


Рис. 2. Диаплектический кварц (серое), постепенно переходящий в диаплектическое кварцевое стекло (тёмное). Снижение двуупре-ломления контролируется планарными структурами. Наблюдается 2 системы планарных структур: относительно мощные протяжённые полосы, по отношению к которым развивается более тонкая и густая оперяющая система полос. Полосы обеих систем представлены пластиночками изотропного кремнезёма и являются, повидимому,

"ударными" пластинками. Обр. 1059, николи скрещены. Масштаб 30 микрон.

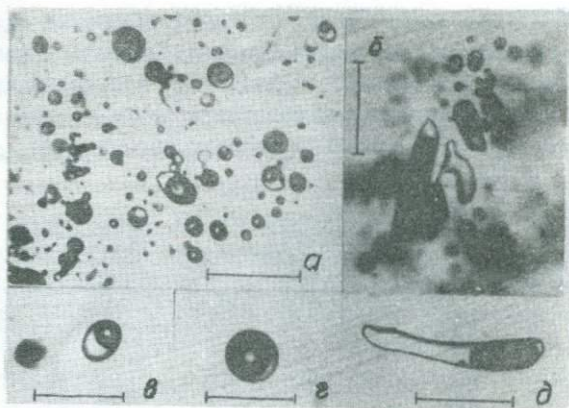


Рис. 3. Газово-жидкие включения в диалектическом кварцевом стекле. Включения имеют сферические, округлые, реже неправильные формы (а, б, в, г). Включения неправильных очертаний часто обнаруживают сглаживание и округление форм (б). Одновременно в стекле могут содержаться самые разнообразные по фазовому составу и др. характеристикам включения (а). Многофазовые включения имеют одну или несколько частиц твердых фаз (д). Обр. 517, поляризованный свет. Масштаб 20 микрон.

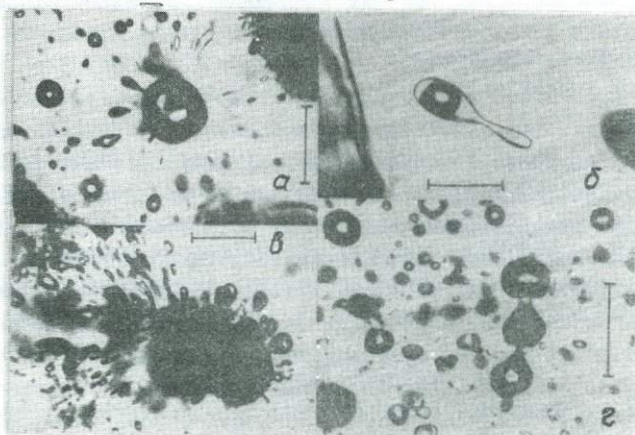


Рис. 4. Газово-жидкие и "сухие" газовые включения в диалекти-

ческих стёклах переходного к лешательериту типа. Включения имеют сферические, округлые, каплевидные и др. формы (а, в, г). Нередки "взрывные" включения (а, в): от основного включения венчиком радиально расходятся каплевидные или струйчатые "дочерние" включения. Встречаются "хвостатые" включения (б) и своеобразные включения в виде вытянутых в одном направлении и сообщающихся друг с другом капель (г). Обр. 1005, поляризованный свет, масштаб 20 микрон.

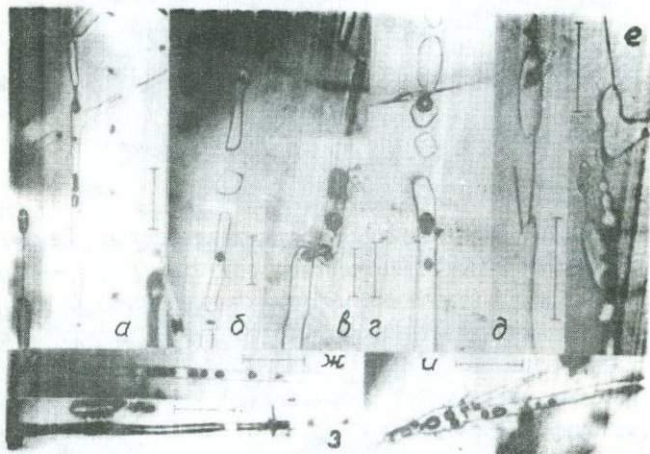


Рис. 5. Трубочатые и подобные им включения плавленных стекол иного состава в диаплектическом кварцевом стекле. Включения обычно прямолинейны и имеют удлиненно-цилиндрическую форму с округлёнными краями (а, б и т. д.). Нередко отмечается заметная огранка этих включений (г). Включения могут взаимно пересекаясь, сливаться друг с другом (а, и), образовывать пунктироподобные трассирующие цепочки (б, г). Нередко они нанизаны на игольчатые кристаллики твёрдых фаз (д, е). Включения могут быть однофазовыми, сложенными стеклом (б, г) или двухфазовыми, содержащими газовые пузырьки (а, б и т. д.). Отдельные части включений могут испытывать ступенчатые смещения по микротрещинам (б, в, е). При этом во включениях появляются газовые пузырьки (в, г). Некоторые включения, которые обрываются трещинами, нацело или в значительной степени опорожнены от стекла (ж, з). Обр. 578, поляризованный свет. Масштаб 50 микрон.

становится чистым, бесцветным, исчезает буровато-коричневая окраска в проходящем свете и планарные структуры. В других случаях окраска и планарные структуры сохраняются. Бесцветные диаплектические стекла с показателем преломления, приближающимся к 1,462 становятся трудно отличимыми от кварцевого стекла плавления и переход между этими разностями кремнезёма, по-видимому, постепенный. Однако, отсутствие флюидальности, угловатке очертания обломков, остатки планарных структур и неискаженные трубчатые включения плавленых стекол иного состава нередко указывают было или нет истинное плавление.

5. Кварцевое стекло плавления (лешательерит). Чистое, бесцветное, образует в породе округлые и струйчатые выделения со следами течения, которые подчеркиваются флюидально вытянутыми газовыми включениями. Показатель преломления стекла - 1,460 - 1,462.

В одном и том же образце может наблюдаться совместное нахождение диаплектического кварца с плавно снижающейся величиной двупреломления и диаплектического кварцевого стекла, пространственные взаимоотношения которых контролируются планарными структурами. Переход к диаплектическому стеклу постепенный. Между одновременно сосуществующими диаплектическими кварцевым стеклом и лешательеритом также не отмечается оптических границ.

2. Включения в диаплектическом кварцевом стекле и лешательерите.

В исходном кварце содержатся разнообразные включения. Из кристаллических включений отмечаются многочисленные мельчайшие вросстки неизвестных минералов игольчатого, столбчатого и короткопризматического габитуса, пересекающие кварц в различных направлениях. Включения в исходном, смятом и диаплектическом кварце специально нами не изучались. Изучались включения из диаплектического и плавленного кварцевого стекла. В этих разновидностях кремнезёма содержатся разнообразные газовые, жидкие, твёрдые и затвердевшие включения (по классификации Н.П. Ермакова, 5).

а. Газовые и жидкие включения.

В диаплектическом кварцевом стекле присутствуют разнообразные газово-жидкие включения: существенно газовые, газово-

жидкие с переменным соотношением фаз, существенно жидкие и однофазовые жидкие. По количеству одновременно сосуществующих при комнатной температуре фаз отмечаются одно-, двух- и многофазовые включения (рис. 3). Последние представляют газовой-жидкие включения с одной или несколькими твердыми фазами.

Морфологически включения большей частью сферические или округлые, хотя встречаются и различные неправильные формы — амёбовидные, лоскутовидные и др. Однако включения неправильных очертаний во многих случаях обнаруживают некоторое сглаживание и округление форм. Распределение включений в массе стекла неравномерное и имеет, по-видимому, унаследованную природу. Включения рассеяны в стекле, либо концентрируются в неправильные узлы и группы, либо образуют скопления, приуроченные к плоскостям, различно ориентированным в пространстве. Размеры включений колеблются от нескольких до 100 микрон.

Как уже отмечалось в работе (4), в одном и том же обломке диалектического стекла могут совместно сосуществовать самые различные по своим характеристикам (составу, соотношению фаз, температурам гомогенизации и т.д.) включения.

Для более детальной характеристики включений из диалектических стекол использовались методы гомогенизации и криометрии. Гомогенизация включений производилась на микротермокамере конструкции Долгова-Базарова (3). Даже в пределах одной и той же группы газовой-жидких включений наблюдался большой разброс температур гомогенизации, от 150° до 400°. Тип гомогенизации различный: в жидкую фазу, в газовую фазу и с критическими явлениями. Гомогенизация многофазовых включений (с одной или несколькими твердыми фазами) не всегда удавалась. В одних случаях растворение твердой фазы достигалось при температурах меньших, чем температура полной гомогенизации (например, температура растворения твердой фазы 260°, температура полной гомогенизации 370°); в других случаях растворение частичек непрозрачных твердых фаз происходило даже при значительном перегреве (до 700°С) включения после гомогенизации газовой-жидкой компоненты (360°С).

Около трех десятков газовой-жидких включений из обломков диалектического стекла в тагамитах изучалось криометрическим

методом. Исследование этих включений выполнено Н.А. Гибшер на установке конструкции Л.Ш. Базарова (2). При охлаждении включений до температур $(-)$ 42–57°C в газовых пузырьках появились очень мелкие нечеткие кристаллы. Форма пузырей при этом деформировалась. При подъеме температуры до $(-)$ 19–28°C исходное соотношение фаз восстанавливалось.

В некоторых диалектических стеклах, по оптическим свойствам приближающихся к лешательериту, содержатся "сухие" газовые включения или существенно газовые, с небольшим количеством жидкой фазы. В таких диалектических стеклах количество включений увеличивается. Морфология включений разнообразна: сферические, округлые, каплевидные, бананоподобные, гроздевидные, округло-неправильные и др. (рис. 4). Нередки "взорванные" включения: от основного сферического или каплевидного включения венчиком радиально расходятся струйчатые или каплевидные более мелкие "дочерние" включения (рис. 4). Подобные же газовые радиально расходящиеся включения обнаруживаются иногда в виде ореола в кварцевом стекле вокруг глобулей плавленных стёкол иного состава. Встречаются также своеобразные включения в виде капель, сообщающихся друг с другом и вытянутых в одном направлении (рис. 4).

В лешательерите отмечаются включения "сухих" газов. Формы включений сферические, округлые и округленно-неправильные. В струйчатых обособлениях стекла включения флюидально вытянутые. Включения рассеяны в массе стекла, или концентрируются в неправильные сгустки и пластиноподобные скопления, различно ориентированные в пространстве.

б. Твердые и затвердевшие включения.

Твердые включения довольно часто присутствуют в диалектических кварцевых стеклах и представлены мелкими и мельчайшими кристалликами различных минералов, пронизывающих стекло во всевозможных направлениях. По морфологии и характеру распределения эти включения аналогичны наблюдаемым в исходном кварце. В лешательерите твердые включения нами не обнаружены.

Затвердевшие включения (стёкол плавления) широко распространены в диалектическом кварцевом стекле и в лешательерите. Они представлены двумя морфологическими разновидностями: труб-

чатыми и близкими к ним включениями и глобулями. Обе разновидности включений имеют заметно больший, по сравнению с вмещающей средой показатель преломления. Методом интерференционных полос на микроскопе МРІ - 5 был замерен показатель преломления стекла из трубчатых включений в диаплектическом кварцевом стекле образца № 578. Было произведено 18 замеров, показатели преломления составили от 1,488 до 1,522.

Трубчатые включения присутствуют в диаплектическом и плавленном кварцевом стекле. В диаплектическом стекле трубчатые включения прямолинейны и имеют удлинённо-цилиндрическую форму, с округлыми краями. Нередко отмечается в различной степени заметная огранка этих включений, имеющая, по-видимому, реликтовую природу. Включения протягиваются в различном направлении в пространстве; взаимно пересекаясь, сливаются друг с другом; часто образуют трассирующие пунктироподобные цепочки. Нередко они "нанизаны" на игольчатые кристаллики твёрдых фаз, которые рассеяны во вмещающей среде. Ограничения включений ровные и чёткие. Длина включений самая разнообразная, от нескольких десятков до нескольких сотен микрон. Трубчатые включения могут быть однофазовыми, нацело состоящими из стекла, или двухфазовыми, содержащими один или несколько газовых пузырьков. Иногда отмечаются одно- или многократные ступенчатые смещения отдельных частей трубчатых включений по микросбросам. При этом стекло из включения может инжецироваться в такие трещины, а во включении появляются газовые пузырьки. Некоторые включения, которые обрываются трещинами, в значительной степени опорожнены от стекла. Различные особенности трубчатых включений приводятся на рис. 5.

В лешательерите трубчатые включения стекол иного состава имеют округлые формы без остатков огранки и нередко изогнутые. Обычно включения частично или полностью расшнуровываются на отдельные, сливающиеся друг с другом или тесно сближенные образования округлой или цилиндрической формы, трассирующие общее направление включения.

Глобули плавленых стёкол с заметно большим, чем у вмещающей среды показателем преломления, встречаются в лешательерите. В выделениях лешательерита нередко отмечаются волокни-

сто-струйчатые внедрения-апофизы стекол иного состава из окружающей породы. В продолжении этих апофиз могут встречаться описываемые глобулы. Глобулы имеют сферическую, округлую, каплевидную или чечевицеобразную форму. Размеры глобул колеблются от нескольких десятков до нескольких сотых микрон и более. Ограничения глобул четкие. Глобулы могут быть однофазовыми, сложенными только стеклом, двухфазовыми, содержащими в стекле один или несколько газовых пузырьков, и многофазовыми. Многофазовые глобулы сложены агрегатом беспорядочно ориентированных столбчатых или игольчатых кристалликов, цементируемых оставшимся стеклом, и могут содержать газовые пузырьки. Как упоминалось выше, вокруг некоторых глобул плавленного стекла отмечаются венчики расходящихся каплевидных газовых включений, и весь агрегат в целом представляет взорванное включение.

3. Обсуждение наблюдений.

Ступени прогрессирующего изменения кварца, описываемые нами и ранее указанные В.Л. Масайтисом и др. (8), укладываются в ряд, конечными членами которого являются с одной стороны исходный кварц различного происхождения из нормальных пород региона, а с другой стороны - лешательерит. Нередко в одном и том же образце кремнезема отмечаются различные стадии этих изменений одновременно. Всё это служит очевидным доказательством, что кварц из пород Пошгайской структуры испытал своеобразный метаморфизм, различный по интенсивности. Особенности проявления этого метаморфизма (диаплектический кварц, диаплектическое кварцевое стекло, лешательерит), вместе с геолого-петрографическими данными, полученными рядом исследователей (6, 8), и находками высокобарических минералов (I, 7), свидетельствуют, что подобные преобразования связаны с ударным воздействием. Нет сомнения, что вместе с исходным кварцем определённого ударного "метаморфизму" подверглись содержащиеся в нем всевозможные включения. И хотя нами исследовались включения только из минералов наиболее интенсивных, завершающих стадий изменения кварца - диаплектического кварцевого стекла и лешательерита, а само изучение носит весьма предварительный характер, тем не менее, представляется возможным отметить некоторые особенности ударного "метаморфизма" различных включений из кварца

исходных пород региона.

Прежде всего, изменяется морфология газово-жидких включений в диаплектическом и плавленном кварцевых стеклах, что выражается в широком распространении сферических и округлых форм включений, в то время как для эндогенного кварца обычно присущи негативные или сложные формы. Особенно свойственны сферические и округлые формы включений для лешательерита и переходных к нему диаплектических стекол, что для первого хорошо объясняется воздействием сил поверхностного натяжения. Какую-то роль, возможно, силы поверхностного натяжения играют и в случае диаплектических стекол, если при ударном сжатии определенной интенсивности вещество в течение некоторого времени может пребывать в квазикитком или близком к нему состоянии, вновь возвращаясь в твердое после снятия пиковых нагрузок. Другой возможной причиной изменения морфологии включений может оказаться скачкообразный рост давления в них, вызванный адиабатическим разогревом при ударном сжатии, в результате которого в волне разгрузки вещество может нагреваться до температур истинного плавления и даже испарения (16). Если при этом давление во включении превысит предел прочности вмещающей среды, должно происходить вспучивание, взрывание включения. Особый интерес в этой связи представляют "взорванные" включения в диаплектическом кварцевом стекле переходного к лешательериту типа, которые свидетельствуют, что содержимое их пришло в динамическое равновесие со средой путем быстрого расширения. Это диаплектическое стекло, по своим оптическим свойствам приближающееся к лешательериту, было, по-видимому, разогрето до температур, близких к температуре плавления кремнезёма и находилось в пластичном состоянии.

Имеются данные о том, что в процессе ударного метаморфизма включений происходит некоторое изменение их химического состава — появляются углеводороды, водород (4). Более подробно об этом мы надеемся сообщить в последующих публикациях.

Твердые включения, содержащиеся в исходном кварце, в процессе ударного метаморфизма были переплавлены, по-видимому, в очередности, определяемой температурами их плавления. Часть из них была переплавлена на стадии появления диаплектического

кварцевого стекла, в котором отмечаются трубчатые включения плавленных стёкол с частично сохраняющейся огранкой исходного минерала. На более интенсивных стадиях ударного метаморфизма происходило полное переплавление как кварца, так и всех содержащихся в нём твёрдых включений.

На стадии перехода кварца в лешательерит, в последнем появляются чужеродные затвердевшие и газовые включения – вприснутые из окружающей среды капельки расплавов иного состава и пузырьки газов. На это указывают внедряющиеся в лешательерит струйчатые апофизы и расположенные на их продолжении глобулы стёкол иного состава.

В кварцевых стёклах из пород Попигайской структуры отмечается совместное сосуществование самых различных по своим характеристикам (фазовому составу, соотношению фаз, температурам гомогенизации и т.д.) газово-жидких включений и включений плавленных стёкол иного состава. Совокупность этих включений обусловлена разнообразием исходных включений ударно-метаморфизованного кварца и образует своеобразный ударно-реликтовый парагенезис.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вишнеvский С.А., Ковалева Л.Т., Пальчик Н.А. Козсит в породах Попигайской структуры. Геол. и геофиз., 1974(в печати).
2. Базаров Л.Ш. Установка для замораживания включений в минералах. В сб.: Материалы по генетической и эксперим. минералогии, т. 4, изд-во СО АН СССР, 1966.
3. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия, "Наука", М., 1965.
4. Долгов Ю.А., Вишнеvский С.А., Шугурова Н.А. Предварительное изучение газово-жидких включений в стекловатых и оплавленных породах Попигайской впадины. Тезисы докл. IY регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования (24-30 сентября 1973), изд-во Ростовского

- Унив., Ростов, 1973.
5. Ермаков Н.П. Критерии познания генезиса минералов и среда минералообразования. Мин. сборник Львовского Геол. Об-ва, № 4, Львов, 1949.
 6. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попига́йский метеоритный кратер. Сов. геология, № 6, 1971.
 7. Масайтис В.Л., Футергендлер С.И., Гневушев М.А. Алмазы в импактитах Попига́йского метеоритного кратера. Зап. Всес. Мин. Об-ва, ч. IOI, вып. I, 1972.
 8. Масайтис В.Л., Селивановская Т.В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попига́йского метеоритного кратера. Зап. Всес. Мин. Об-ва, ч. IOI, вып. 4, 1972.
 9. Минералы. Т. 2, вып. 2, "Наука", М., 1965.
 10. Тектиты. Сб. под ред. Дж. О'Ки́фа, "Мир", М., 1966.
 11. Carter N.L. Basal quartz deformation lamellae - criterion for recognition of impactites. Am.J. Sci., p.p. 786-806, vol. 263, 1965.
 12. Chao E.C.T. Shock effects in certain rock-forming minerals. Science, vol.156, N 3772, 1967.
 13. Chao E.C.T. Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks - based on petrographic observations. Ms.Jb. Miner., Bd.108, N 3, 1968.
 14. Currie K.L. Geology and petrology of the Manucugan resurgent Caldera, Quebec. Geol. Surv. Canada, Bull. 198, Ottawa, 1972.
 15. Shoemaker E.M. and E.C.T. Chao. New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. J.Geoph. Res., vol.66, N 10, 1961.
 16. Stoffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. J.Geophys. Res., vol.76, N 23, 1971.
 17. von Engelhardt W., I.Arndt, D.Stoffler. Diaplectische Glaser in der Breccien des Ries von Nordlingen als Anzeichen fur Stosswellenmetamorphose. Contr. Miner. Petrol., vol.15, 1967.
 18. von Engelhardt W. and D.Stoffler. Stages of shock metamorphism in crystalline rocks of the Ries Basin, Germany. In : "Shock Metamorphism of Natural Materials". Mono Book Corp., Baltimore. 1968.

Л.Ш.Базаров, В.И.Гордеева, В.А.Акимцев
ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БЕРИЛЛА В
АПОГРАНИТЕ.

Методом гомогенизации включений (Н.П.Ермаков, 1950, 1972; Л.Ш.Базаров, 1968 и др.) исследовались включения в кристаллах берилла из зонального апогранитового массива. Геологическое строение района развития апогранитов освещается в работах многих исследователей (А.А.Беус, Э.А.Северов, А.А.Ситнин, К.Д.Субботин, 1962; А.М.Гребенников, 1966; Ю.И.Темников, 1972 и др.).

Массив апогранитов слагает верхнюю апикальную часть одного из куполовидных выходов гранитной интрузии верхне-юрского возраста. Интрузия приурочена к пересечению разломов, развитых в пределах мощных теригенных отложений среднего палеозоя (Темников, 1962). Параспоры представлены сланцами и песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов различного состава. Вмещающие породы вокруг массива метаморфизованы и превращены в биотитовые и биотитамфиболовые роговики. Мощность метаморфизованной зоны роговиков - 0,5-0,7 км.

Внутреннее строение массива характеризуется четкой вертикальной зональностью (А.М.Гребенников, 1962; Л.Н.Черник, А.С.Бабкин, 1963; Ю.И.Темников, 1972 и др.). Наиболее глубокие горизонты массива сложены неизменными биотитовыми порфиroidными гранитами, переходящими выше по разрезу в двуслюдяные (биотит-мусковитовые) граниты. Выше по разрезу двуслюдяные граниты контактируют с альбитизированными мусковитовыми гранитами пор-

фириобластовой структуры. Минеральный состав зоны: микроклин - до 30%, кварц - до 30%, альбит - до 30%, мусковит - до 5-7%. Следующая зона представлена альбитизированными гранитами, среди которых встречаются участки, обогащенные амазонитом. Минеральный состав зоны: альбит - до 40%, микроклин - до 30%, кварц - до 20%, мусковит - до 7%. Выше по разрезу располагается зона лепидолит-альбитовых апогранитов (по Ю.И.Темникову). Состав зон: альбит - 40-45%, кварц - 25-30%, амазонит - до 15%, лепидолит - 5-7%, топаз - 1-2%. Акцессорные минералы представлены колумбитом-танталитом, касситеритом, монацитом, клейофаном, микролитом, вольфрамитом. В пределах зоны лепидолит-альбитовых апогранитов расположены участки развития лепидолитовых и кварц-топазовых грейзенов.

Ю.И.Темниковым (1962) среди жильных пород массива выделены аплиты, амазонит-кварцевые, альбит-кварцевые и кварцевые жилы. Амазонит-кварцевые и альбит-кварцевые жилы развиты преимущественно в пределах эндоконтактов массива.

Авторами исследовались включения в крупных кристаллах берилла из кварц-топазовых грейзенов и топаз-кварц-берилловых жил в апогранитах.

Кристаллы берилла в грейзенах образуют крупно-зернистые (от 0,2 до 2-5 см. в поперечнике) агрегаты-вкрапленники, неравномерно распределенные по породе. На контактах мелких топаз-кварц-берилловых жил довольно часто встречаются участки ритмичной зональности, подчеркиваемой чередованием (10-15 ритмов) кварц-топаз-берилловых и кварц-мусковитовых прожилков. Топаз-кварц-берилловая жила (прожилки) приурочена к верхним горизонтам массива апогранитов. По падению жилы не разведаны, мощность их в пределах массива - 0,3-1,5 м. Падение крутое. В зоне экзоконтактов массива жилы представлены серией прожилков мощностью от 0,2 до 20 см. Минералогический состав жил отличается непостоянством. В апогранитах преобладающим минералом является берилл. В подчиненном количестве присутствует топаз, кварц, мусковит. Берилл, топаз и кварц образуют идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы. В полостях-раздувах жил довольно часто встречаются щетки и друзы кристаллов берилла, топаза и кварца. Пустоты между кристаллами в полостях заполнены различ-

ными минералами группы каолина, слюдками, гидроокислами железа и марганца. В зоне экзоконтакта, во вмещающих сланцах, у зальсандов жил образуется зона-оторочка из кристаллов альбита, мусковита, кварца. К центру прожилка зона сменяется крупнозернистым топаз-берилловым агрегатом. Отдельные зерна в агрегатах иногда представлены кристаллами с идиоморфной огранкой. Характерным для прожилков из экзоконтактов массива является присутствие кальцита, вольфрамита, микролита и сульфидов-пирита, халькопирита, сфалерита.

Детальному минералотермометрическому анализу (Н.П. Ермаков, 1950, 1972) подвергались включения в кристаллах берилла из вкрапленников в грейзенах и из топаз-кварц-берилловых прожилков. Изучавшиеся кристаллы обладают короткопризматическим габитусом, идиоморфной и частичноидиоморфной огранкой. Размеры кристаллов - от 0,5 до 50 мм в поперечнике и до 50-60 мм по L_6 . Цвет бериллов от светло-зеленого до желто-зеленого. Окраска равномерная.

В процессе изучения включений особое внимание было уделено установлению однозначных, абсолютно достоверных критериев первичности включений, обнаружению возможных явлений "захвата" аномальных^{*} включений в процессе роста кристаллов, обнаружению явлений гетерогенной расшнуровки первичных включений после "захвата", а также вопросам герметичности включений растворов - расплавов.

В кристаллах берилла из грейзенов и топаз-кварц-берилловых прожилков изучались виды и типы включений, их ориентировка, морфология, характер распространения, фазовый состав и соотношения фаз, агрегатное состояние, температуры частичных и полных гомогенизаций.

Комплекс проведенных исследований позволил выделить в кристаллах берилла 4 самостоятельных генетических типа вклю-

* Следуя Н.П. Ермакову (1950), под аномальными включениями авторы представляют включения с аномальными фазовыми составами, т.е. включения, содержащие ксеногенные, чуждые, случайно захваченные фазы.

чений:

1. Первичные твердые кристаллические.
2. Первичные включения растворов-расплавов.
3. Мнимовторичные включения растворов-расплавов.
4. Вторичные газово-жидкие.

1. Первичные твердые кристаллические включения представлены мелкими кристалликами берилла, слюды, мельчайшими ксенолитами вмещающих пород и т.д. Нами не изучались.

2. Первичные включения растворов-расплавов.

В изучавшихся кристаллах берилла обнаружена ритмичная зональность, представляющая собою чередование прозрачных и молочно-белых зон роста (рис.1,2).



Рис. 1. Зональные кристаллы берилла в грейзенах.

При микроскопических исследованиях оказалось, что молочно-белые зоны в кристаллах представляют собой обычные зоны роста, отличающиеся исключительно большим содержанием включений (до 10-20% объема зоны). Видимый макроскопически молочно-белый цвет зон обусловлен присутствием большого количества включений. Образование подобных зон интенсивного "захвата" включений происходило следующим образом. В процессе формирования кристаллов берилла на фоне эволюционного, сравнительно плавного снижения температуры существовали этапы относительно резкого снижения температуры, связанные с процессами трещино-

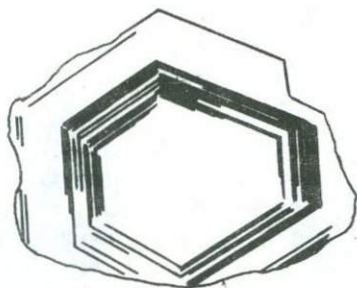


Рис. 2. Зональный кристалл берилла из топаз-кварц-бериллового прожилка.

образования. Эпизодические резкие снижения температуры вызвали соответствующие ускорения роста кристаллов за счет большого пересыщения и, как следствие, быстрого роста — "захват" большого количества включений. Все включения, расположенные в пределах одноименной части зоны, обладают совершенно одинаковыми фазовыми соотношениями, составами фаз, температурами частичных и полных гомогенизаций, образовались одновременно в процессе формирования кристалла и характеризуют собой условия кристаллизации соответствующей части зоны роста кристалла.

Приведенные выше результаты изучения включений являются абсолютно достоверными признаками (критериями) первичности включений, располагающихся в пределах зон интенсивного "захвата".

На рисунке 3 (а, б, в, г) представлены первичные включения растворов-расплавов последовательно от внутренних (рис. 3 а) зон кристаллов к внешним (рис. 3 г).

Первичные включения в кристаллах берилла, приуроченные к зонам роста, распространены широко, разнообразны по морфологии и размерам. Наряду с включениями неправильной формы встречаются включения изометричные с частичной огранкой (см. рис. 3в). Фазовый состав включений — газ + жидкая CO_2 + водный раствор + 9 твердых фаз (кристаллики-узники). Соотношения фаз: газ (от 10 до 20% объема включения) : жидкая CO_2 (от 15 до 40%) :



Рис. 3 . Первичные включения растворов-расплавов
(а, б, в, г), (объяснения в тексте)

: солевой раствор (от 20 до 45%) : твердые фазы, суммарно (от 20 до 65% объема включений).

В процессе нагревания препаратов в микротермокамерах первой гомогенизируется газовая фаза за счет увеличения объема жидкой фазы CO_2 . Гомогенизация газовой фазы осуществляется при $+ 26 + 28^\circ\text{C}$. Выше этой температуры во включениях сосуществуют 2 жидких и 9 твердых фаз. В процессе проведения исследований включений это обстоятельство создало чрезвычайные трудности. При повышении температуры в микротермокамере внутри включений развивается высокое давление, вызывающее вскрытие-взрыв подавляющего большинства включений. Из более, чем 3000 попыток гомогенизировать включения лишь в 14 случаях представилось возможным наблюдать полную гомогенизацию включений (с возвратом изначальных соотношений жидких фаз (полная герметичность включений) и замерить температуры их гомогенизации.

Повышение температуры в камере после гомогенизации газового пузыря вызывает уменьшение объема жидкой CO_2 . В интервале $260-390^\circ$ осуществляется гомогенизация жидких фаз во включениях за счет поглощения водным раствором жидкой углекислоты. При дальнейшем повышении температуры начинается медленное, постепенное растворение-расплавление твердых фаз. При этом, до температуры 400° ни в одном случае не наблюдалось растворения твердых фаз. Это неожиданное обстоятельство свидетельствует об отсутствии в составе твердых фаз легкорастворимых солей - хлоридов щелочей и др.

Полная гомогенизация наиболее высокотемпературных первичных включений из внутренних зон кристаллов осуществляется в жидкую фазу при температуре 740° . Включения из периферийных, внешних зон гомогенизируются при 520° . Полный интервал температур гомогенизаций включений составляет 220° - от 740 до 520° .

Ориентировочное суммарное давление, подсчитанное нами по плотности углекислоты и давлению солевого раствора (без учета влияния растворенных твердых фаз), отвечающее 740°C , составляет 4500 ± 500 атм. Ориентировочная плотность гомогенного раствора-расплава, подсчитанная для наиболее высокотемпературных включений составляет около $1,75 \text{ г/см}^3$.

3. Мнимовторичные включения распространены довольно широко, располагаются в пределах залеченных трещин, разнообразны по морфологии, фазовому составу и соотношениям фаз. Обычно это б.м. округлые, изометричные, иногда частично ограниченные включения, содержащие газ, жидкую углекислоту, водный солевой раствор и до 9 твердых фаз. Попытки гомогенизировать эти включения встречают те же затруднения, что и в описанном выше случае с первичными включениями. Интервал температур полной гомогенизации мнимовторичных включений составляет 190° – от 710° для наиболее высокотемпературных, до 520° – для низкотемпературных.

Среди мнимовторичных включений были обнаружены включения (рис. 4.) состоящие из газовой фазы (до 15% объема включения), жидкой CO_2 (до 35%), водного раствора (до 60%) и одной прозрачной, бесцветной твердой фазы, образующей правильный, вогнутый мениск на контакте с водной фазой. Эти включения



Рис. 4. Мнимовторичные включения со стеклом (?) в берилле.

довольно многочисленны, расположены в пределах "залеченных" трещин преимущественно в периферийных зонах роста кристаллов, разнообразны по морфологии и размерам (до 3–5 микрон в поперечнике). При нагревании препаратов гомогенизация газовой фазы (за счет увеличения объема жидкой CO_2) осуществляется в интервале $27 - 28^{\circ}$. При дальнейшем подъеме температуры осуществляется гомогенизация двух жидких фаз в интервале $260-370^{\circ}$ за счет поглощения жидкой CO_2 водным раствором. Последующее повышение температуры вызывает медленное растворение (расплавление) не определенной твердой фазы. В зависимости от содержания последней полная гомогенизация этих включений осуществляется в интервале от 520 до 710° . При последующем охлаждении высокотемпературные включения этого типа подвергаются закалке с образованием нескольких "усадочных" пузырей, подобно обыч-

ным стекловатым включениям в минералах эффузивных и жильных пород. От каемок переотложения, описанных Возняком и Калужным (1973), рассматриваемая фаза отличается правильным мениском (границей фазового раздела) характерным для несмешивающихся жидкостей, без каких-либо следов внутренней огранки на контакте с водным раствором. Показатель преломления фазы существенно ниже показателя минерала хозяина. Во включениях с различной ориентировкой фаза сохраняет изотропность в пластинках вырезанных перпендикулярно L_6 кристалла берилла. При нагревании во включениях растворяется лишь описываемая фаза, стенки включений не растворяются совершенно. Имеющиеся факты вынуждают нас предположить, что описанная фаза является силикатным стеклом, образующимся в результате быстрого охлаждения.

Образование подобных мнимовторичных включений происходило следующим образом. Мнимовторичные трещины, появляющиеся в результате разрешения внутренних напряжений в кристаллах заполнялись раствором-расплавом, окружавшим кристаллы. Трещины зализывались в устьевых частях. Внутренние полости трещин расшнуровывались, образуя системы мнимовторичных включений. При резких падениях температуры, обусловленных развитием процессов трещинообразования (Долгов, 1963; Базаров, 1965), включения подвергались закалке. Присутствие кристаллических фаз внутри включений зависит от скорости охлаждения. Быстрое охлаждение содержимого включений препятствовало образованию кристаллических твердых фаз и приводило к появлению фазы стекла (?). Сравнительно медленное снижение температуры стимулировало появление кристаллических фаз.

Включения подобного типа, содержащие твердую фазу с вогнутым мениском (стекло?), две жидкие фазы и газ, в литературе не описаны. Сведения о них публикуются, по-видимому, впервые.

4. Вторичные включения распространены широко, разнообразны по морфологии и соотношению фаз. Интервал температур гомогенизации вторичных включений от 110 до 370°.

Подводя итоги изложенным выше результатам можно отметить следующее:

I. Кристаллизация берилла в грейзенах и топаз-кварц-берилловых прожилках в апогранитах осуществлялась из растворов-рас-

плавов, обладающих плотностью до $1,75 \text{ г/см}^3$, в интервале температур $740-520^\circ$.

2. В составе растворов-расплавов существенная роль принадлежала жидкой углекислоте (до 40% объема включений) и воде.

3. В составе твердых фаз первичных и мнимовторичных включений отсутствуют легкорастворимые соли (хлориды и гидрокарбонаты щелочных элементов и др.).

4. В процессе кристаллизации бериллов на фоне плавного эволюционного снижения температуры существовали эпизодические резкие снижения температуры, обусловившие существование зональности в кристаллах.

5. Обнаружен новый тип включений содержащих стекло (?), водно-солевой раствор, жидкую углекислоту и газ.

6. Высокие концентрации жидкой CO_2 и гомогенизации всех, без исключения, включений в жидкую фазу, является надежным свидетельством отсутствия явлений диффузии из включений.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьковского унив., 1950.
2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. Изд. "Недра", М., 1972.
3. Базаров Л.Ш. Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах. Геол. и Геофиз., № 8, 1968.
4. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд. АН СССР, 1962.
5. Темников Ю.И. Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Вост. Сибири. Изд. "Недра", М., 1972.
6. Черник Л.Н., Бабкин А.С. Метасоматически измененные граниты в Вост. Забайкалье. ЗВМО, ч. 92, вып. 2, 1963.
7. Возняк Д.К., Калужный В.А. Преобразование формы включений в минералах переменного состава и его влияние на состав изолированного в вакуолях раствора. ДАН СССР, №5, т. 212, 1973.
8. Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 15, 1963.
9. Базаров Л.Ш. Изменения температуры и давления в процессе формирования пегматита. ДАН СССР, №4, т. 165, 1965.

Л.И.Панина, В.П.Костюк

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ
В КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Проблема генезиса горных пород сложных ультраосновных щелочных (карбонатитовых) комплексов, несмотря на интенсивное изучение с самых различных геолого-петрологических позиций, остается весьма актуальной и поныне. Это объясняется сложностью геологической обстановки, большим набором петрографических разновидностей (ультрабазиты, щелочные породы, карбонатиты) и специфической своеобразного оруденения.

подавляющая часть ультраосновных-щелочных комплексов приурочена к платформенным структурам (Сибирская платформа, кристаллический щит Фенноскандии, Африканская, Северо- и Южноамериканская платформы), в основном к их периферийным частям. Интрузии сложных комплексов обычно контролируют региональные разломы, приобретающие подчас характер линеаментов типа Восточноафриканской рифтовой зоны (Дикси, 1959).

Тесная пространственная, а вероятнее всего и генетическая, связь ультраосновных щелочных комплексов с кимберлитовым магматизмом, может свидетельствовать о глубинной природе зарождения щелочно-ультраосновных расплавов. Примеры совместного нахождения сложных карбонатитовых комплексов и кимберлитов или кимберлитоподобных пород имеются в пределах Алданского щита (Каминский, Потапов, 1968; Зуев, 1973), в Маймеча-Котуйской провинции (Махлаев, Сурина, 1966), в Чадабецком поднятии (Крыков, 1968), у южной оконечности Сибирской платформы (Одинцов и др., 1962), на юго-восточном склоне Анабарского щита (Ковальский и др., 1969).

Аналогичное положение характерно также для алмазоносных провинций Южной Африки. Весьма примечательно нахождение на Анабарском щите (район Б. Куонамки) в одной из кимберлитовых трубок слюдяных перидотитов, содержащих около 60% оливина и мелилита, а также небольшие количества нефелина и перовскита. А.В.Уханов (1963), отметивший большое сходство в химическом составе кимберлитов и оливинных мелилитов, делает вывод о том, что кимберлиты представляют собой измененную разновидность мелилитовых пород. Подобное же мнение сложилось ещё раньше у исследователей Южноафриканских кимберлитов (Дю Тойт, 1957).

Геологические данные и некоторая аналогия вещественного состава сложных ультраосновных щелочных и субщелочных кимберлитовых образований служат достаточно веским доводом в пользу магматогенной природы ультрабазитовых членов в карбонатитовых комплексах. Это положение почти никем не оспаривается.

Остро дискуссионными являются проблемы происхождения щелочной ветви и собственно карбонатитов в таких сложных комплексах. Существуют два противоположных мнения: 1) Нефелинсодержащие породы представляют собой продукт метасоматических процессов — воздействия ювенильных остаточных щелочных растворов на ультрабазиты. Иными словами, образование щелочных пород обусловлено "проявлением процессов нефелинизации и эгиринизации пироксенитов и других ультраосновных пород" (Бородин, 1958). 2) Они имеют несомненно магматогенное происхождение. Признавая в качестве определяющей кристаллизацию нефелинсодержащих пород из расплава, не исключают также возможность нефелинизации пироксенитов с образованием метасоматических нефелин-пироксеновых пород. При этом отмечается, что "в минеральном и соответственно химическом составе этих пород трудно найти принципиальные различия от несомненно магматических бесполевошпатовых щелочных пород тех же массивов — ийолит-мельтейгитов, с которыми они пространственно и генетически тесно ассоциируют" (Бутакова, Егоров, 1962, стр. 552), т.е. устанавливаемые между ними различия чисто структурные, определяемые лишь визуально, сами критерии генетического разграничения, как видно, очень не надежные, а все простекающие отсюда выводы носят сугубо субъективный характер.

Формирование карбонатитов обычно связывают либо с заключительными этапами раскristаллизации ультраосновных-щелочных расплавов, либо с инфильтрацией углекислотных растворов, генетически связанных с щелочными породами. В последние годы серьезные аргументы в пользу магматического генезиса карбонатитов получены при экспериментальных исследованиях карбонатных (Уайли, Таттл, 1963) и более сложных силикатно-карбонатных (Уайли, 1969) систем. Зарубежные исследователи, нередко сталкивающиеся с близкoверхностным карбонатитовым магматизмом Африки (вулкан Олдоиньо-Ленгаи, интрузии Замбии, карбонатитовые лавы Уганды), как правило, являются сторонниками магматического способа образования карбонатитов. В отечественной литературе придерживаются, в основном, метасоматического генезиса карбонатитов (Пожарицкая, Эпштейн, 1964).

В последние годы была предпринята попытка определения истинного температурного режима кристаллизации породообразующих минералов в главнейших типах горных пород некоторых сложных комплексов Маймеча-Котуйской провинции (северо-запад Сибирской платформы) для меймечитов (Соболев и др., 1972), для ультраосновных и своеобразных оливин-магнетит-апатитовых пород (Панина, Шацкий, 1973_{I-2}), для щелочных гипербазитов и пород мельтейгит-йолитового ряда (Костюк, Панина, 1970; Панина, Васильев, 1974) и, наконец, для некоторых разновидностей карбонатитов (Панина, Костюк, 1971).

В основу дальнейших суждений положены результаты термометрического изучения включений, законсервированных в породообразующих минералах. Наиболее достоверную информацию при этом, естественно, содержат данные, полученные при гомогенизации расплавленных включений, поскольку они отражают истинную температуру капельки магмы, существовавшую к моменту пленения её минералом-хозяином. Другую группу составляют высокотемпературные газово-жидкие включения, содержащие в одной вакуоли множество кристалликов (иногда не индивидуализированных, а представляющих собой единый полифазный агрегат), почти заполняющих объем полости. Это своеобразные пересыщенные твердыми фазами включения типа расплав-раствор (до 90-95 объемных % твердой фазы, остальное - газ и жидкость). Они обнаружены в ведущих породообразующих минералах некоторых пород Гулинского массива: в нефелине из биотит-не-

фелиновых перидотитов, в пироксене и нефелине мельтейгит-ийолитов, кальците и доломите из карбонатитов.

В ультрабазитах и щелочных породах Одихинчи, в гулинских меймечитах, якупирангит-ийолитах и форстерит-магнетит-апатитовых породах Ессейского массива обнаружены только расплавные включения (как правило, с пузырьком газа). При температурах, близких к температуре гомогенизации, в них обычно развивалось большое давление летучих компонентов, вследствие чего стенки вакуолей часто не выдерживали и включения взрывались. Герметичными оставались только мелкие включения, в которых до гомогенизации и после охлаждения фазовые соотношения оставались прежними. Для включений расплава и включений типа расплав-раствор в Гулинской интрузии такое явление не характерно. Можно поэтому сделать предположение, что агрегатные состояния минералообразующих сред у типичных интрузий центрального типа (Ессей, Одихинча) и у крупной пластовой (трещинного плутона, по Бутаковой и Егорову, 1962) Гулинской интрузии, несколько различались.

Магматический расплав Гулинского массива, по-видимому, был существенно обогащен водой, свидетельством чему являются обилие включений типа расплав-раствор^{х)}, а также данные опытов с меймечитами, когда после плавления породы при $T \approx 1600^{\circ}\text{C}$ и $P=8$ кбар, в образце было установлено 3 % летучей фазы, содержащейся по всей вероятности в стекле (Геншафт и др., 1968). Судя по составу газовой фазы расплавных включений, в оливине из меймечитов прочие летучие на 94,7 % представлены углекислотой и газами из группы $\text{H}_2\text{S} = 5,3$ % (аналитик Н.А.Шугурова). Общее давление летучих на конечных стадиях формирования интрузии, т.е. при кристаллизации карбонатитов, было относительно небольшим и оценивается цифрами 1000-1060 атм (Панина, Костюк, 1971).

При становлении интрузий Ессей и Одихинча роль воды в расплавах была заметно пониженной (отсутствие включений типа расплав-раствор), но давление иных летучих резко возрастало (эффект взрывания включений) и заведомо превышало 1 кбар. С большими

^{х)} Образование таких включений, по-видимому, может быть связано со вскипанием расплава вследствие понижения общего давления или повышения содержания воды в расплаве, а также совместного действия этих факторов.

оговорками это давление, очевидно, можно было бы сопоставить с давлением жидкой углекислоты (5–6 кбар), установленным во включениях в минералах из калиевых щелочных пород Западного рифта Африки (Наумов, Поляков, 1971). Такое сравнение в какой-то мере правомочно, если учесть, что в обоих случаях наблюдается разгерметизация большинства включений при высоких температурах.

О большом давлении, развиваемом внедряющейся магмой, свидетельствуют и геологические данные о дислоцированности и "задирании" вмещающих пород в контактах интрузий Одихинча и Ессей, тогда как в Гулинском плутоне вмещающие породы не отражают механического воздействия интрузирующего расплава.

При рассмотрении температур гомогенизации первичных и мни-мовторичных включений (табл. I) прежде всего бросается в глаза четко выраженная общая для всех интрузий последовательность в температурах кристаллизации породообразующих минералов. Установлено, что оливин всегда является наиболее высокотемпературным минералом, даже в том случае, когда он входит в состав как будто более поздних форстерит-магнетит-апатитовых пород. Кристаллизация его происходит в диапазоне $1450-1280 \pm 20^\circ\text{C}$. Следующим, начиная с $1260-1230^\circ\text{C}$, выпадает клинопироксен.

Интересно отметить, что в интрузии Одихинча в дайковой породе ийолит-мельтейгита был изучен эгирин-авгит ($\text{Ng}' = 1,720 - 1,724$, $\text{Nr}' = 1,696-1,700$, $2v = 60-62^\circ$, $\text{cNg} = 48^\circ$), развивающийся в виде периферических каемок по авгиту ($\text{Ng}' = 1,710 - 1,714$, $\text{Nr}' = 1,686-1,690$, $2v = 56-58^\circ$, $\text{cNg} = 44^\circ$). Температуры гомогенизации включений в авгите и эгирин-авгите практически совпадают (соответственно $1260-1220^\circ\text{C}$ и $1240-1230^\circ\text{C}$). Тем самым подтверждается возможность выпадения эгирин-авгита непосредственно из расплава путем реакционного замещения ранее образованного пироксена при повышении щелочности среды.

На более низкой температурной стадии (порядка $1200-1170^\circ\text{C}$) когда потенциал натрия в расплаве становился достаточно высоким началась кристаллизация нефелина.

Примерно при таких же температурах кристаллизовался апатит. К наиболее низкотемпературным минералам относятся карбонаты.

Немаловажная роль в составе щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции, равно, как Кольского полуострова и

Таблица I.

Температуры гомогенизации включений расплава и расплава - раствора в минералах ультраосновных-щелочных комплексов.

Массив	Минерал	Тип включения	Т гомогениз. (°C)	Порода
Гулдинский	форстерит	расплав	1450 ± 30	меймечит
	пироксен	- " -	1230-1170	меймечит
		- " -	1230-1100	биотит-нефелиновый перидотит
		расплав-раствор	1150-1040	мельтейгит-ийолит
		- " -	1130-1040	карбонатсодержащий мельтейгит
	нефелин	- " -	1080-950	биотит-нефелиновый перидотит
		- " -	1100-870	мельтейгит-ийолит
		- " -	1050-830	карбонатсодержащий мельтейгит
доломит	- " -	750-690	доломитовый карбонатит	
Одихинча	форстерит	расплав	1360-1340	оливинит
	пироксен	- " -	1260-1230	полнокристаллический мельтейгит-ийолит
		- " -	1260-1220	мельтейгит из дайки
	нефелин	- " -	1210-1170	полнокристаллический мельтейгит-ийолит
Ессей	форстерит	- " -	1280 ± 20	форстерит-магнетит-апатитовая порода
	пироксен	- " -	1210-1100	якупирангит-мельтейгит
	нефелин	- " -	1170-1150	якупирангит-мельтейгит
	апатит	- " -	1170-1140	магнетит-апатитовая и форстерит-магнетит-апатитовая порода

некоторых иных щелочных провинций мира, принадлежит мелилиту. В таких разновидностях пород, как окаиты, турьяиты, ункомпагриты, мелилиты, этот минерал составляет от 25 - 30 до 75 объемн. %. Акерманитовому миналу принадлежит 55-80 мол.% и 20-40 % натриево-мелилиту $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$. По общему химизму ($\text{SiO}_2 = 34 - 42$ вес.%) и минеральному составу (форстерит, мелилит, пироксен, обычно нефелин) мелилитсодержащие породы относятся к продуктам кристаллизации ультраосновных (Егоров, 1969), а точнее, щелочно-ультраосновных расплавов.

Сведениями о температурах образования мелилита Маймеча-Котуйской провинции мы пока не располагаем. Однако в мелилитовых породах Турьего мыса на Кольском полуострове для мелилита получены первые цифровые данные о температуре гомогенизации расплавных включений, соответствующей 1230-1210°C. Ассоциирующий с ним клинопироксен имеет $T_{\text{гом}} = 1260^\circ\text{C}$, а нефелин 1130-1100°C (Панина, Подгорных, 1974).

Мелилит Турьего мыса содержит 60 % акерманита и 35% натриевого мелилита (Кужаренко и др., 1965). Согласно экспериментам Х.Йодера (1971), Na-мелилит становится стабильным только при давлении, превышающем 4 кбара и температуре около 1200°C. Смесимость его с акерманитом состава от Na-Мел₁₀₀ до Na-Мел₄₀₋₄₅-Ак₆₀₋₅₅ возможна при температурах ниже 1350°C и относительно невысоких давлениях (Куширо, 1971). Следовательно, если ориентироваться на данные экспериментов, то температура образования мелилита Турьего мыса попадает в поле устойчивости минерала указанного состава. И поскольку мелилит Маймеча-Котуйской провинции имеет аналогичные же мелилиту Турьего мыса состав и характер ассоциаций (прежде всего в турьяитах), то это позволяет в какой-то мере усматривать общность в образовании минерала в двух указанных щелочных-ультраосновных провинциях.

Резюмируя сказанное в отношении вероятных температурных параметров образования порообразующих минералов ультраосновных-щелочных комплексов Маймеча-Котуйской провинции, полученных методом прямого определения, отметим в качестве важнейшего момента то, что все силикатные породы, включая щелочные их типы, имеют несомненно магматическую природу. Процессы метасоматоза, постмагматической нефелинизации и прочие, играли сугубо подчи-

ненную роль и не могли являться ведущим фактором в формировании главной массы пород сложных комплексов.

Начальные стадии кристаллизации расплава фиксируются выпадением наиболее высокотемпературной генерации форстерита в меймечитах (около 1450°C). Эти значения последовательно снижались примерно до 1300°C , когда стали кристаллизоваться форстерит-магнетит-апатитовые породы.

Температуры примерно такого же порядка ($1360-1250^{\circ}\text{C}$) были получены расчетным путем В.В.Реввердатто и А.К.Салько (1966) для гипербазитового расплава сложной интрузии Бор-Урях.

Между температурами кристаллизации оливина и температурами образования других порообразующих минералов ультраосновных-щелочных комплексов, в том числе и в меймечитах, обнаруживается большой разрыв. Для Гулинского массива он превышает 200°C , для интрузий Одихинча и Ессей составляет примерно 100°C . Эту разницу в температурах можно объяснить либо адиабатическим охлаждением при зарождении магмы в глубинных очагах, либо своеобразным режимом кислорода, который существовал при частичном охлаждении магмы в неглубоких промежуточных очагах (Соболев и др., 1972). В обоих случаях предполагается зарождение и рост кристаллов оливина в промежуточных очагах и последующий быстрый подъем магмы, препятствовавший отсадке оливина.

Простейшие расчеты изобарно-изотермического потенциала, энтропии и изменения объема при реакционных превращениях в ряду щелочно-ультраосновных пород Гулинского массива (Костюк, 1972) позволяют вынести хотя бы самое ориентировочное суждение об изменении давления по мере падения температуры расплава в процессе его кристаллизации. Если отвлечься от общегеологических факторов, обусловивших вышеупомянутые перепады давления, то оказывается, что разница в давлениях, создаваемая только охлаждением (и, как следствие, соответствующими реакционными превращениями), т.е. $\frac{dP}{dT}$, составляет для щелочных гипербазитов в среднем $40-45$ атм/град. Уже одно это обстоятельство может создать для определенных минеральных ассоциаций весьма ощутимый перепад в давлениях. Между кристаллизацией оливина и образованием пироксена перепад в давлении, по-видимому, можно оценить в $8-9$ кбар для гулинских меймечитов и в $4-5$ кбар для гипербазитов интрузии Одихинча.

При дальнейшем охлаждении расплава и кристаллизации остатальных породообразующих минералов (клинопироксена, нефелина, апатита) температурных разрывов не отмечалось. Кристаллизация расплава происходит в узком температурном интервале ($1260 - 1100^{\circ}\text{C}$), который, однако, заметно расширяется при появлении своеобразных растворов-расплавов ($1150-830^{\circ}\text{C}$ для силикатных минералов). Для каждого минерала отмечаются свои четко ограниченные температурные рубежи, которые лишь иногда могут перекрываться при совместной кристаллизации нескольких минералов (на массиве Ессей при $1170-1140^{\circ}\text{C}$ одновременно кристаллизовались нефелин и апатит, на Гулинском массиве при $1040-1080^{\circ}\text{C}$ кристаллизовались пироксен, нефелин и др.). При вхождении одноименного минерала в состав разных пород в пределах одной интрузии T его образования везде остаются близкими. Так, в Гулинском массиве практически одни и те же температуры кристаллизации у пироксенов из меймечитов ($1230-1170^{\circ}\text{C}$) и перидотитов ($1230-1100^{\circ}\text{C}$), у нефелинов из мельтейгит-ийолитов ($1100-870^{\circ}\text{C}$) и биотит-нефелинового перидотита ($1080-950^{\circ}\text{C}$). Изменение температуры кристаллизации у одноименных минералов отмечается только в случае изменения агрегатного состояния минералообразующей среды (естественно, и её химизма), из которой происходило формирование этих минералов. В том же Гулинском массиве образование пироксена из магматического расплава происходило при более высоких температурах, чем из расплава-раствора ($1230-1100^{\circ}\text{C}$ против $1050-1040^{\circ}\text{C}$). Однако и в этом случае температуры кристаллизации пироксена более высокие, чем у нефелина. Все это наталкивает на предположение, что все породы ультраосновной-щелочной серии образовались путем последовательной кристаллизационной дифференциации при раскристаллизации единого щелочно-ультраосновного расплава (подобно реакционному ряду Боузна): на более ранней стадии кристаллизовался оливин, затем пироксен, (или мелилит), следующим нефелин (или апатит) и, наконец, карбонаты.

В пользу подобного допущения свидетельствует также агрегатное состояние, ход и условия гомогенизации расплавных включений во всех минералах изученных пород сложных комплексов, которые в пределах одной интрузии всегда были идентичными. Это говорит также о близости агрегатного состояния и химизма мине-

ралообразующих сред, из которых происходило формирование всей гаммы пород.

С позиции реакционного замещения в магматическую стадию легко объяснить морфологическую специфику ультраосновных-щелочных серий, когда породы одного и того же минералогического состава несут структурные признаки интрузивных и метасоматических образований. В частности, реакционные взаимоотношения, являющиеся результатом реакций между расплавом и ранее выделившимися минералами, вероятнее всего, и приводят некоторых исследователей к заключению о метасоматическом происхождении более поздних минералов. Процесс реакционного магматического замещения может включать "пироксенизацию", "нефелинизацию", "карбонатизацию" (образование пироксеновых и флогопит-пироксеновых каемок вокруг блоков оливинитов, развитие зерен или мономинеральных прожилков нефелина по трещинкам и ослабленным зонам в пироксене, развитие карбонатов и т.д.). По-видимому, описываемая в ряде работ "метасоматическая колонка" появляется в случае последовательных магматических реакционных превращений.

При рассмотрении генетической природы карбонатитов следует подчеркнуть, что входящие в их состав силикатные и фосфатные минералы имеют те же температуры кристаллизации, что и в ультраосновных-щелочных разностях. На массиве Ессей в форстерит-магнетит-апатитовых породах, генетически связанных, по мнению большинства исследователей с карбонатитами, температуры кристаллизации форстерита ($1280 \pm 20^{\circ}\text{C}$) соответствуют температурам кристаллизации форстерита из ультрабазитового расплава, а температуры образования апатита ($1170-1140^{\circ}\text{C}$) близки к температурам ($1170-1150^{\circ}\text{C}$) образования нефелина в ийолит-мельтейгитах. На Гулинском массиве аналогичные температуры образования характерны для пироксена и нефелина как мельтейгитов, так и их карбонатсодержащих разностей. В пироксене из диоксидового карбоната II стадии (номенклатура Л.К.Пожарицкой) Восточно-Саянского массива температуры кристаллизации диоксида ($1170-1130^{\circ}\text{C}$, неопубликованные данные Паниной Л.И. и Подгорных Н.М.) также соответствуют температурам кристаллизации пироксена в силикатных породах ультраосновных-щелочных комплексов.

Пока мы располагаем крайне скудными материалами термометрического изучения карбонатных минералов из карбонатитов. Объясняется это прежде всего тем, что в процессе экспериментов при 750–800°C происходит диссоциация карбонатов, минерал темнеет и дальнейшее наблюдение становится невозможным. Кроме того, определенные трудности возникают при работе с обладающими совершенной спайностью карбонатами, т.к. создающееся при нагревании высокое давление газа во включениях вызывает взрыв и разгерметизацию последних.

Только в доломите удалось прогомогенизировать включения типа расплав-раствор. Зафиксированный интервал соответствует 690–750°C (Панина, Костюк, 1971). Иногда гомогенизация не происходила и при 750°C, хотя пузырек газа заметно уменьшался и при охлаждении фазовые соотношения сохранялись. Доведению эксперимента до конца мешало интенсивное побурение минерала.

В кальците были прогомогенизированы только вторичные низкотемпературные газопо-жидкие и жидко-газовые включения.

Полученные цифры пока не отражают подлинной температуры кристаллизации карбонатных минералов, которая, несомненно, должна быть более высокой. О порядке кристаллизации карбонатных минералов, естественно, сейчас говорить не приходится. Отметим лишь, что данные температур гомогенизации (отражающие для включений типа расплав-раствор вероятный нижний температурный предел кристаллизации) весьма красноречивы и не противоречат мнению о кристаллизации доломита из расплава. Значения примерно такого же порядка (640–690°C) приводятся Б.П.Романчевым (1972) для кальцита из карбонатитового комплекса Напак в Восточной рифтовой зоне Африки.

В заключение можно высказать некоторые соображения относительно предполагаемых глубин, на которых кристаллизовались породообразующие минералы ультраосновных-щелочных комплексов. Так, по данным экспериментов И. Куширо, при 1000°C твердый раствор мелилита в интервале составов $\text{Ak}_{40}\text{NaMел}_{60}$ – $\text{Ak}_{70}\text{NaMел}_{30}$ устойчив в диапазоне давлений 4–10,5 кбар, но повышение температуры примерно до 1300°C расширяет поле стабильности такого мелилита уже до 20 кбар. "Отсюда следует, что акерманитовые мелилиты должны образовываться при относительно низких давлениях, а мелилиты,

богатые натриевым компонентом, могут формироваться при высоких, даже превышающих 20 кбар давлениях" (Куширо, 1971).

Поскольку мелилит Гулинского массива существенно акерманитовый (около 75 мол. % Ак, Егоров, 1969), можно полагать, что давления в момент формирования мелилитовых ультрабазитов здесь едва ли превышали 10 кбар. В других интрузиях (Одихинча, Немакит) мелилит содержит до 40 мол.% Na-Мел (Егоров, 1969), что согласно данным И. Куширо, позволяет допускать для них более глубинные условия формирования.

Близкие данные получены Х.Йодером (Yoder, 1968) при изучении системы $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Здесь поле устойчивости акерманита при T порядка 1000°C простирается до давлений около 10 кбар, а невариантная точка ассоциации Ак-Фо-Ди-Мо-Мер имеет $T=1065^\circ\text{C}$ и $P = 10,2$ кбара.

Таким образом, и в этом случае при сопоставлении аналогичных по составу мелилитов экспериментальных систем с реальными, следует, что глубины формирования мелилитовых пород Гулинского массива должны быть весьма умеренными и едва ли превышали 25-30 км.

С другой стороны, установлена общая тенденция повышенного содержания хрома (до 0,08 вес.% в пересчете на Cr_2O_3) в оливинах глубинных пород (Соболев и др., 1972). Весьма примечательно, что в оливине из меймечитов Гулинского массива также обнаружен хром (0,07-0,11 вес.% Cr_2O_3). И поскольку примесь хрома в оливинах (несомненно, только в форме Cr^{2+}) отражает резко восстановительные условия среды, Н.В. Соболевым высказывается предположение о кристаллизации таких оливинов в особо глубинных условиях, где потенциал кислорода очень низок^{х)}. В этом случае, если меймечиты и щелочные гипербазиты Гулинской интрузии генетически близки, то и последние формировались в аналогичных по глубинности условиях.

х) Указанный признак не может считаться доказательством больших давлений и глубин, так как восстановительные условия создаются прежде всего дефицитом кислорода, а не повышенным давлением; появление таких условий не исключено и в более высоких структурных этажах.

Таким образом, в качестве одного из главных выводов данного исследования можно указать на то, что образование всей серии ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции, вероятнее всего, произошло из единой углекислой щелочно-ультраосновной магмы путем кристаллизационной дифференциации. Основанием для такого суждения послужило установление температурной последовательности кристаллизации минералов в порядке оливин — клинопироксен (мелилит) — нефелин (апатит) — карбонаты, которая выдерживается во всех породах рассматриваемой петрографической провинции. Эту концепцию авторы пока не экстраполируют на иные провинции развития ультраосновных щелочных комплексов, где условия образования как силикатных, а в особенности карбонатных минералов, могут быть существенно иными.

Сокращенные названия минералов

Ак — акерманит	Na-Мел-натриевый мелилит
Ди — диопсид	Неф — нефелин
Мел — мелилит	Фл — флогопит
Мер — мервинит	Фо — форстерит
Мо — монтичеллит	

ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Л.С. (1958). О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолитов-мельтейгитов. Изв. АН СССР, сер.геол., № 6.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. (1962). Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. Петрография Восточной Сибири, т. I. Изд. АН СССР, М.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. (1968). Превращения меймечита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Дикси Ф. (1959). Великие Африканские разломы. ИЛ. М.
- Дю Тойт А. (1957). Геология Южной Африки. ИЛ.

- Егоров Л.С. (1969). Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Тр. НИИГА, т. 159. Изд. "Недра", М.
- Зуев П.П. (1973). Кимберлитоподобные породы Центрально-Алданского района и некоторые их геолого-структурные особенности. Геология и геофизика, СО АН, № 5.
- Йодер Х. (1971). Натриевый мелилит. Экспериментальная петрология и минералогия. Тр. геофизич. лаборат. Ин-та Карнеги в Вашингтоне. Вып. 63-65 (1963-1966 гг.). Изд. "Недра". М.
- Каминский Ф.В., Потапов С.В. (1968). Кимберлитовые тела Ингильского района (Восточная окраина Алданского щита). Геология и геофизика, СО АН, № II.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. (1969). Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. Изд. "Наука". М.
- Костюк В.П., Панина Л.И. (1970). О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулинской интрузии. Докл. АН СССР, т. 194, № 4.
- Костюк В.П. (1972). О направленности кристаллизации щелочно-ультраосновных расплавов. Геология и геофизика, СО АН, № 10.
- Крюков А.В. (1968). Инклюдии пиропового перидотита как индикаторы связи кимберлитов с щелочными базальтоидами. Международный геологич. конгресс. XXIII сессия. Доклады советских геологов. Изд. "Наука".
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А. и др. (1965). Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд. "Недра".
- Куширо И. (1971). Система Ак-На-Мел при давлении 20 кбар. Тр. геофизич. лаборат. Ин-та Карнеги в Вашингтоне. Вып. 63 - 65 (1963-1966 гг.). Изд. "Недра". М.
- Махлаев Л.В., Сурина Н.П. (1966). Кимберлиты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород (север Сибирской платформы). Геология и геофизика, СО АН, № 8.
- Наумов В.Б., Поляков А.И. (1971). Термобарометрическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки. Геохимия, № 4.

- Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. и др. (1962). Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфи-театра. Изд. АН СССР.
- Панина Л.И., Костюк В.П. (1971). Термодинамические условия формирования Гулинских карбонатитов (северо-запад Сибирской платформы). Докл. АН СССР, т. 199, № 2.
- Панина Л.И., Шацкий В.С. (1973₁). Трапповый и ультраосновной-щелочной магматизм карбонатитовой интрузии Ессей. Докл. АН СССР, т. 209, № 1.
- Панина Л.И., Шацкий В.С. (1973₂). Включения расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Ессей. Докл. АН СССР, т. 209, № 2.
- Панина Л.И., Подгорных Н.М. (1974). Температурные условия формирования меллитовых пород Турьего полуострова. Докл. АН СССР, (в печати).
- Панина Л.И., Васильев Ю.Р. (1974). Генезис ультраосновных и щелочных пород интрузии Одихинча. В сб.: "Минералогия эндогенных образований Сибири. ЗВМО, Зап.-Сиб. отделения. Новосибирск.
- Пожарицкая Л.К., Эпштейн Е.М. (1964). О физико-химических условиях образования карбонатитов. В сб.: "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". М.
- Ревердатто В.В., Салько А.К. (1966). О температурах магмы ультраосновного массива Бор-Урх. Геология и геофизика, № 12.
- Романчев Б.П. (1972). Условия формирования пород некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений. Геохимия, № 12.
- Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И. (1972). О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений. Докл. АН СССР, т. 205, № 1.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. (1972). Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности. I Междунар. геохимич. конгресс, СССР. Магматические процессы, т. I. М.

- Уайли П.Дж., Таттл О.Ф. (1963). Система $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ и происхождение карбонатов. В сб.: "Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.
- Уайли П.Дж. (1969). Проблема образования карбонатов в свете экспериментальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы. В кн.: Карбонатиты. Изд. "Мир".
- Уханов А.В. (1963). Оливиновый мелилитит из алмазонасной трубки взрыва на Анабаре. Докл. АН СССР, т. 153, № 4.
- Yoder H.S. (1968). Akermanite and related melilite-bearing assemblages. Carnegie Inst. Ann. Rep. of the Director Geophys. Labor. (1966-1967). Year Book, 66.

УДК 552.II + 548.4

В.С.Шацкий

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ТЕРАЛИТОВ ГОРЯЧЕГОРСКОГО МАССИВА
(КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Тералиты слагают западную часть Горячегогорского массива (Михалёв, 1962). Центральная часть представлена полевошпатовыми уртитамы. Восточную часть массива занимают нефелиновые сиениты. Между тералитами и полевошпатовыми уртитамы выделяется переходная тералито-сиенитовая зона.

Относительно генезиса тералитов существуют противоположные точки зрения. Согласно одной из них тералиты являются магматическими образованиями, возникшими в ходе кристаллизации основной магмы повышенной щелочности (Лучицкий, 1959; Михалёв, 1969). Исследователи, придерживающиеся второй точки зрения, рассматривают тералиты как результат нефелинизации габброидов (Бозин, 1968; Кданов, Станкевич, 1962).

В последнее время в решении петрологических вопросов показали свою перспективность исследования включений расплавов в породообразующих минералах (Бакуменко, 1970; Костюк, Панина, 1970; Соболев и др., 1967; Соболев, Базарова, 1973). В связи с этим мы попытались подойти к проблеме происхождения Горячегогорских тералитов с помощью минералотермометрического метода.

Тералит — серая среднезернистая порода, состоящая главным образом из пироксена, плагиоклаза и нефелина. Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномagnetитом и оливином. Тералит характеризуется следующим химическим составом (аналитик Кузнецова И.К.): SiO_2 -43,76; TiO_2 -0,93; Al_2O_3 -21,01; Fe_2O_3 -2,95; FeO -6,47; MnO -0,14; MgO -1,85; CaO -9,21; Na_2O -9,10; K_2O -1,60; H_2O -0,15; H_2O^+ -1,79; P_2O_5 -0,83; п.п.п.-0,22.

Плагиоклаз (An₇₈₋₈₀) присутствует в виде зерен призматических очертаний. Характерны полисинтетические двойники. В отдельных индивидах видна слабая зональность. Зерна большей частью неизменные, лишь изредка с краев затронутые пелитизацией.

Пироксен представлен розоватым титан-авгитом со слабым плеохроизмом (2V = 54-55; Np' = 1,706; Ng' = 1,730; C с Ng = 45). Он имеет следующий химический состав (рентгеновский микроанализатор Ms-46): SiO₂-48,8%; TiO₂-1,4; Al₂O₃-4,4; FeO-15,7; MgO-8,1; CaO-20,8; Na₂O-0,72. В связи с тем, что на рентгеновском микроанализаторе определяется общее железо в пересчете на FeO, для расчета кристаллической формулы минерала количество окисного железа принималось эквивалентным содержанию натрия.

Полученная кристаллохимическая формула имеет следующий вид: (Ca_{0,85}Na_{0,06})_{0,91}(Mg_{0,46}Fe²⁺_{0,46}Fe³⁺_{0,05}Al^{IV}_{0,11})_{1,08}(Ti_{0,04}Al_{0,09}Si_{1,87})_{2,06}

Довольно часто зёрна титан-авгита окружены оторочкой эгирина-авгита.

Нефелин выполняет промежутки между зёрнами плагиоклаза и пироксена. Степень идиоморфизма зёрен нефелина различна. Иногда отмечаются идиоморфные зёрна, образующие в сечении четырех- и шестиугольники. Обычно нефелин почти полностью замещается канкринитом и цеолитами. Границы нефелина с плагиоклазом нередко извилистые, носящие реакционный характер. Довольно часто зёрна нефелина содержат в виде включений зёрна плагиоклаза.

Включения расплава были встречены в плагиоклазе, пироксене и нефелине.

В плагиоклазе они приурочены обычно к центральным частям зёрен. Форма включений удлиненно-призматическая. Агрегатное состояние: газ + стекло + кристаллические фазы. Газовый пузырь при комнатной температуре виден не во всех включениях. Степень раскристаллизованности различна, но обычно мелкие включения содержат больше стекла, чем крупные. Кристаллические фазы представлены кристалликами зеленоватого цвета и рудным минералом. Подплавление кристаллических фаз начинается при температуре 1160-1180°C. Гомогенизация включений происходит при 1240-1260°C. Свободное перемещение газового пузырька в полости включения свидетельствует о малой вязкости расплава. При охлаждении содержимое включений

мелко раскристаллизовывается.

Включения в пироксене приурочены к центральным и краевым частям зёрен. Форма включений изометричная. Агрегатное состояние: газ + стекло + кристаллические фазы. Кристаллические фазы представлены обычно одним-двумя кристалликами розовато-бурого цвета и рудным минералом. Подплавление кристаллических фаз начинается при 1000°C . Гомогенизация включений происходит при $1140-1170^{\circ}\text{C}$.

При быстром охлаждении содержимое включений мелко раскристаллизовывается.

В нефелине включения приурочены к зонам роста. Фазовый состав включений: газ + кристаллические фазы. Кристаллические фазы представлены кристалликами зеленоватого цвета и рудным минералом. Подплавление кристаллических фаз начинается при $800-850^{\circ}\text{C}$. Гомогенизация включений происходит при $1040-1100^{\circ}\text{C}$. При охлаждении наблюдается закалка включений. Газовый пузырьрёк появляется не во всех включениях.

На основании приведенных выше результатов исследования включений расплава в минералах тералита можно сделать следующие выводы:

- 1) Присутствие раскристаллизованных включений в нефелине и высокие температуры гомогенизации несомненно свидетельствуют о его магматическом происхождении.
- 2) Последовательность кристаллизации породообразующих минералов представляется следующим образом: плагиоклаз ($1240-1260^{\circ}\text{C}$) - пироксен ($1140-1170^{\circ}\text{C}$) - нефелин ($1040-1100^{\circ}\text{C}$).
- 3) Высокие температуры кристаллизации минералов свидетельствуют о незначительном содержании воды в расплаве из которого происходила кристаллизация тералита.

Необходимо подробнее остановиться на структурных взаимоотношениях нефелина и плагиоклаза в тералитах. Реакционный характер этих взаимоотношений послужил основанием рассматривать тералиты как результат нефелинизации габброидов. Поскольку нефелин, согласно результатам наших исследований, имеет магматическое происхождение, вопрос о метасоматической природе тералита отпадает. Надо полагать, что замещение основного плагиоклаза

нефелином происходило ещё на магматическом этапе т.е. в результате реакционного взаимодействия его с расплавом по схеме:



Основанием этому служит то, что перепад температур между выпадением плагиоклаза и нефелина составляет 200°C . Незавершенность же такого процесса замещения может быть объяснена довольно быстрым остыванием расплава, о чем свидетельствует обилие включений, приуроченных к зонам роста и наличие в них стекла (Бакуменко, 1970).

Структуры подобного рода отмечались Тилли и Гиттинсом (1961) в типично магматическом тералите из провинции Халибуртон-Банкрофт. Хендерсон и Гибб (1972) объясняли взаимопрорастания плагиоклаза и нефелина резорбцией плагиоклаза с одновременным замещением нефелином на магматической стадии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакуменко И.Т. (1970). Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. В сб.: "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Изд. "Наука".
- Бозин А.В. (1962). Сравнительная геолого-петрографическая характеристика щелочных пород некоторых массивов северо-восточной части Кузнецкого Алатау и вопросы их генезиса. ДАН СССР, т. 144, № 2.
- Жданов В.В., Станкевич Е.К. (1962). О щелочных габброидах восточного склона Кузнецкого Алатау. Петрографический сборник № 4.
- Костяк В.П., Панина Л.И. (1970). О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулинской интрузии. ДАН СССР, т. 194, № 4.
- Лучицкий И.В. (1959). Нефелиновые руды и нефелинсодержащие породы юга Красноярского края. В сб.: "Полезные ископаемые Красноярского края. М., АН СССР.
- Михалёв В.Г. (1962). Геологическая характеристика щелочного интрузивного массива горы Горячей. Геология и геофизика,

№ 5.

- Михалёв В.Г. (1969). Новые данные о нефелиновых породах Кузнецкого Алатау. Изв. ТПИ, т. 165,
- Соболев В.С., Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Базаров Л.Ш. (1967). Включения расплавов в фенокристаллах нефелиновых базальтов. ДАН СССР, т. 173, № 2.
- Соболев В.С., Базарова Т.Ю. (1973). Температуры кристаллизации щелочных базальтоидов некоторых островов Атлантического океана. В сб.: "Проблемы магматической геологии. Изд. "Наука".
- Henderson C.M.B. and Gibb F.G. (1972). Plagioclase-Ca-rich-nepheline intergrowths in a syenite from the Marangudri complex, Rhodesia. "Mineralogical Magazine", vol. 38, N 298.
- Tilley C.E. and Gittins I. (1961). Igneous nepheline-bearing rocks of the Haliburton-Bancroft of Ontario. "Journal of Petrology", vol. 2, N 1.

Л.Ш.Базаров, В.А.Кляхин, В.А.Сенина

ПЕРВИЧНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ РАСТВОРОВ-РАСПЛАВОВ В ИЗУМРУДАХ
УРАЛА.

Методами термодинамической геохимии (1, 2) исследовались включения минералообразующих сред в кристаллах изумруда ~~и~~ десилицированных пегматитов^ж Изумрудных Копей Урала. Детальные сведения о геологическом строении района развития месторождений изумруда приведены в ряде крупных обобщающих работ (3, 4 и т.д.). Генезис месторождений изумрудов объясняется взаимодействием дериватов Мурзинской гранитной интрузии с различными изверженными вмещающими породами (ультраосновного и диоритового состава), а также с их метаморфизованными разностями (3).

Изумрудоносные десилицированные пегматиты^ж представлены сложными по морфологии ветвящимися жилами, образующими жильные свиты. При мощности в несколько десятков метров жильные свиты достигают сотен метров по простиранию и падению. Мощность отдельных жильных тел в раздувах достигает 5-6 метров. Жилы обладают зональным строением - структурно-минералогический тип зональности. Центральная часть жил сложена обычно блоками плагиоклаза, образующими линзы и "ядра", мощностью до нескольких десятков сантиметров, соединенные тонкими прожилками между собой. Иногда в пределах центральной плагиоклазовой зоны встречаются участки сложенные блоками серого и светлодымча-

^жПо К.А.Власову и Е.И.Кутуковой (3).

того кварца. По направлению к залыбандам жилы центральная зона сменяется зоной мелкопластинчатого флогопитового слюдита, мощностью до 3 - 6 метров, которая в свою очередь сменяется актинолитовой, хлоритовой и тальковой зонами. В некоторых случаях актинолитовая и хлоритовая зоны могут отсутствовать или образовывать смешанные по составу зоны. На участках выклинивания плагиоклазовой зоны её место обычно занимает флогопитовый слюдит. Различными исследователями на месторождении обнаружено более 80 минералов (3). Бериллиевая минерализация представлена, в основном - бериллом, изумрудом, фенакитом, хризобериллом и некоторыми другими второстепенными минералами (бавенит, берtrandит и др.). Для берилла характерна ассоциация с флогопитом, плагиоклазом, кварцем, флюоритом, апатитом, хлоритом (3). Кристаллы длиннопризматического габитуса достигают 20 - 40 см по L_6 и 10 - 15 см в поперечнике. Для изумруда характерно зональное окрашивание по пинакоиду и призме (3). Кристаллы довольно часто разбиты сетью поперечных трещин, выполненных флогопитом, плагиоклазом, хлоритом.

Включения в бериллах изучались многими исследователями (1, 3, 5, 7 и т.д.). Однако проблема однозначного обоснования первичности включений в изумрудах (и бериллах вообще) до настоящего времени полностью не решена. Именно этим обстоятельством обусловлено существование различных взглядов на генезис бериллов в пегматитах (1, 3 и др.).

Авторами исследовались включения в кристаллах изумруда с различной интенсивностью окраски, а также в бесцветных бериллах из десилицированных пегматитов Изумрудных Колей. При изучении включений основное внимание уделялось обоснованию признаков (критериев) первичности включений, вопросам "расшнуровки" включений, процессам преобразования формы и фазового состава после "захвата" первичных, мнимовторичных и вторичных включений. Всего было проведено около 3000 замеров температур частичной и полной гомогенизации первичных включений, из которых лишь 200 замеров признаны пригодными для интерпретации. Причины выбраковки - взрывы включений, изменение соотношения газовой и жидкой фаз до и после гомогенизации, аномальные "расшнурованные" включения и т.д.

Детальными исследованиями под микроскопом установлены достоверные критерии первичности включений, приуроченных к зонам роста кристаллов изумруда (рис. 1), а также к зонам развития индукционных плоскостей (граней) между смежными субиндивидами, иногда слагающими крупные кристаллы (рис. 2). Наряду с цветовой зональностью, отмечаемой многими авторами (З и т.д.), в кристаллах изумруда нами установлено существование дополнительной зональности, обусловленной "захватом" на сравнительно коротком интервале кристаллизации большого количества первичных включений (рис. 1). В изучавшихся кристаллах изумруда насчитывается до 7 десятков "цветовых" зон, обусловленных чередованием светлых и темнозеленых зон роста. Помимо цветовой зональности в кристаллах изумруда присутствует также зональность, связанная с интенсивным захватом первичных включений минералообразующей среды. Все включения, приуроченные к одноименной зоне роста, образовались одновременно, в условиях обеспечивающих интенсивный их "захват". Этот процесс может быть вызван резким пересыщением, обусловленным достаточно быстрым снижением температуры или мгновенной потерей некоторой части растворителей (H_2O , CO_2), связанной с процессами концентрационного или тектонического трещинообразования. Все первичные включения одноименной зоны обладают одинаковым фазовым составом и соотношениями фаз. Частичные и полные гомогенизации всех первичных включений из одноименных частей единой зоны осуществляются при совершенно одинаковых температурах. При нагревании в микротермокамерах фазы одинакового состава (H_2O , CO_2 и др.) во включениях из одноименных частей зоны гомогенизируются одновременно. Упомянутые основные положения абсолютно достоверно свидетельствуют о первичности изучавшихся включений, приуроченных к зонам роста кристаллов.

Представляется несомненным, что "захват" первичных включений гранями растущих кристаллов осуществлялся и в промежутках между "зонами" захвата включений. Визуальная генетическая диагностика таких включений под микроскопом затруднена, вследствие широко развитых процессов образования мнимовторичных и вторичных включений, их расшнуровки и возможного изменения, в этой связи, фазового состава и соотношения фаз. Результаты за-

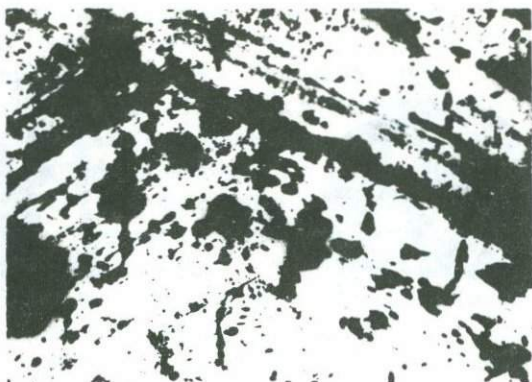


Рис. 1. Зоны интенсивного захвата включений.



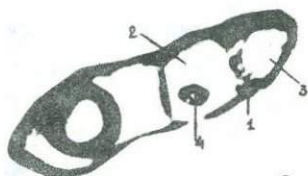
Рис. 2. Первичные включения в изумрудах.



а



б



в

Рис. 3 а,б,в. Первичные включения в изумруде.



Рис.4. Микротектоническая трещина в изумруде.

меров температур гомогенизации этих включений могут быть использованы для генетических построений, в случае, если они по своему абсолютному значению (величине) располагаются в интервале температур гомогенизации первичных включений из предыдущей и последующей "зон захвата".

Наряду с описанными включениями всеми перечисленными признаками первичности обладают также и включения захваченные при смыкании смежных "контактных", индукционных граней соседствующих кристаллов - "субиндивидов", слагающих более крупный кристалл изумруда. Они также обладают одинаковыми фазовыми соотношениями, составом фаз, температурами частичной и полной гомогенизации и однозначно характеризуют собою условия кристаллизации изумруда в момент их "захвата".

Детальными микроскопическими исследованиями в кристаллах изумруда установлено четыре генетических типа включений:

1. Первичные твердые, кристаллические.
2. Первичные включения растворов-расплавов.
3. Мнимовторичные включения.
4. Вторичные включения.

1. Первичные твердые, кристаллические - представлены кристалликами флогопита, актинолита и др. Нами не изучались.

2. Первичные включения растворов-расплавов - распространены сравнительно широко, слагают основной объем описанных выше зон "захвата", разнообразны по морфологии и размерам (рис. За, б, в)*. Фазовый состав - газ + жидкая CO_2 + раствор + твердая фаза № 1 (флогопит, показатели преломления: $N_g - 1,592 \pm 0,002$, $N_p - 1,560 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,032$)* * + твердая фаза № 2 (плагноклаз?)* * *, + твердая фаза № 3 (не определена) +

* На рисунках отсутствует газовая фаза. Это связано с ее гомогенизацией за счет нагрева при фокусировке света конденсором микроскопа.

* * Показатели преломления кристаллика-узника определены иммерсионным методом во вскрытом крупном включении.

* * * Диагностирован по морфологии кристалликов-узников.

твёрдая фаза № 4 (не определена). Замеренные фазовые соотношения: газ – от 5 до 10 % объема включения; жидкая CO_2 от 5 до 20 % ; водный солевой раствор от 20 до 50 % ; твёрдые фазы (суммарно) от 20 до 50 % объема включений. Характерным, для описываемых первичных включений, является изменение (поведение) фаз при нагревании. При медленном подъёме температуры в микротермокамерах первой гомогенизируется газовая фаза. Объём, занимаемый газовой фазой, заполняется расширяющейся при нагреве жидкой CO_2 , при практически неизменных объёмах прочих фаз. Выше $28 - 30^\circ\text{C}$ во включениях сосуществуют две несмешивающиеся жидкие фазы H_2O и CO_2 и четыре твёрдых фазы. Дальнейшее повышение температуры вызывает уменьшение объёма жидкой CO_2 за счёт поглощения её раствором H_2O . Гомогенизация жидких фаз осуществляется полным исчезновением (растворением) жидкой CO_2 . Интервал температур гомогенизации жидких фаз – 180° от 230 до 410°C . Дальнейшее повышение температуры после гомогенизации вызывает чрезвычайно медленное, постепенное растворение (расплавление) твёрдых фаз. Причем, видимое (обнаруживаемое) растворение твёрдых фаз начинает проявляться лишь после гомогенизации жидких. Нами не обнаружено ни одного случая, когда бы твёрдые фазы начали растворяться при температуре ниже $260 - 300^\circ\text{C}$. Это обстоятельство является неожиданным, свидетельствующим о полном отсутствии в составе твёрдых фаз (среди кристаллов узников) легкорастворимых хлоридов щелочных и щелочноземельных элементов (Na , K , Mg , Ca и др.). Возможная концентрация хлоридов в составе водной фазы включений не превышает концентрации насыщения при 20°C (твёрдые фазы хлоридов отсутствуют).

Получение температуры полной гомогенизации первичных включений растворов–расплавов представляет исключительные трудности. Это связано со взрывами включений, происходящими вследствие резкого возрастания давления во включениях при нагреве, после исчезновения газового пузырька. РТ зависимость для гомогенных жидких систем (при отсутствии газовой фазы) H_2O и CO_2 существенно отличается от РТ зависимости, отвечающей линии двухфазового (газ + жидкость) равновесия. В этих случаях сравнительно небольшое повышение температуры весьма

существенно увеличивает давление при постоянной (или несколько увеличивающейся за счёт растворения твердых фаз) плотности.^ж Достаточно сказать, что из 100 попыток гомогенизировать различные первичные включения, лишь одно-два включения удастся довести до полной гомогенизации при весьма медленном нагревании (10 град./час).

Полученный в настоящее время интервал температур гомогенизации первичных включений в изумруде составляет 210° – от 470°C для наиболее низкотемпературных первичных включений из внешних зон кристаллов до 680°C – для включений из внутренних зон. Всего было получено около 40 полных гомогенизаций. Следует отметить, что в настоящее время температуры полной гомогенизации включений из центральной наиболее ранней высокотемпературной зоны кристаллов нами не получены. Все многочисленные попытки гомогенизировать эти включения оканчивались безуспешно. Включения взрываются до полной гомогенизации твердых фаз. Ориентировочная температура их полной гомогенизации, интерполированная по кинетике растворения твердых фаз, составляет 750°C ($\pm 5-10^{\circ}$).

Ориентировочное суммарное давление во включениях при температурах 700°C (начальные этапы кристаллизации), подсчитанное по плотности CO_2 и давлению, развиваемому солевым раствором, без учета влияния твердых фаз, составило около 3500 атм (± 500 атм). Возможная глубина формирования исследовавшихся пегматитов соответственно составляет 12 км (3000 атм : 250 атм/км = $12-14$ км).

Ориентировочная плотность гомогенного раствора-расплава, подсчитанная для включений гомогенизирующихся при 670°C и при 20 % концентрации солевого раствора в них составляет $1,75 - 1,85$ г/см³. Отмечается сравнительно большая вязкость среды при температурах близких к температурам полной гомогенизации ($600-650^{\circ}\text{C}$). Величина вязкости может быть оценена по отсутствию теплового движения нерастворенной, остаточной, мелкой, твердой фазы при температуре близкой к температуре полной гомогенизации.

^ж РТ-зависимость определяемая положением изохоры, отвечающей данной плотности.

низации.

3. Мнимовторичные включения распространены довольно широко, приурочены к областям залеченных трещин, чрезвычайно разнообразны по морфологии и размерам. Фазовый состав: газ + жидкая CO_2 + водный раствор + твердые фазы (1 - 4 шт.). Фазовые соотношения: газ - 5-10 % объема включений : жидкая CO_2 - 5-15 %, : водный раствор - 20-60 % : твердые фазы - 15-40 % объема включений. В некоторых мнимовторичных включениях обнаруживается (не определенная в настоящее время) прозрачная бесцветная фаза со сравнительно высоким показателем преломления. Гомогенизация этих включений при нагревании в микротермокамерах осуществляется в жидкую фазу, подобно гомогенизации описанных выше первичных включений растворов-расплавов. Полученный в настоящее время интервал температур полной гомогенизации составляет 160°C - от 490°C - для наиболее низкотемпературных включений, до 650°C - для высокотемпературных.

Большой интерес в плане выяснения условий кристаллизации изумруда представляет изучение материала, залечивающего поздние мнимовторичные крупные трещины в кристаллах изумруда (рис. 4). Как указывалось выше, в изучавшихся кристаллах довольно часто встречаются мнимовторичные* трещины. В зависимости от мощности трещины (величины раскрытия) процесс залечивания в изученных случаях осуществляется двумя путями. В случаях, когда мощность трещины мала - от 0,01 до 1 - 2 микрон - залечивание полости трещины осуществляется обычным путем, за счет перераспределения материала кристалла-"хозяина" с образованием внутренних полостей - мнимовторичных включений. В тех же случаях, когда мощность образовавшейся трещины превосходит 1-2 микрона, процесс залечивания трещины осуществляется совершенно иначе. Образовавшаяся полость-трещина имеет сравнительно длительную связь с внешней средой. Залечивание в этом случае осуществляется последовательным заполнением объема трещины шесто-

* Под термином "мнимовторичные трещины" авторы имеют в виду трещины в теле кристаллов, образующиеся в процессе его формирования (кристаллизации).

ватыми кристаллами позднего кондиционного изумруда, растущими от стенок залеченных трещин. Все шестоватые кристаллики сохраняют четкую ориентировку, отвечающую ориентировке кристалла-"хозяина". Залечивание прекращается при смыкании двух кристаллизующихся фронтов. В пластинках-препаратах, изготовленных перпендикулярно к простиранию мнимовторичных трещин, последние выглядят подобно обычным жильным зональным телам (пегматиты, кварцевые жилы) в разрезе перпендикулярном мощности тела. Внешняя структурно-минералогическая зона "прожилка" представлена кристаллом-"хозяином", внутренние - зоной шестоватых кристаллов позднего, кондиционного изумруда и центральной зоной, сложенной мелкими кристаллами флогопита, плагиоклаза, актинолита и др.

Первичные включения растворов-расплавов в кристалликах кондиционного изумруда (рис. 5) обычно строго ориентированы вдоль удлинения кристалла. В некоторых случаях их объем составляет 60 % объема кристаллика. Фазовый состав: газ + жидкая CO_2 + солевой раствор + 4 твердые фазы. Соотношение фаз - газ (10 - 15%) : жидкая CO_2 (10 - 15%) : солевой раствор (45 - 55%) : твердые фазы (10 - 30%). Частичная гомогенизация (жидкие фазы) осуществляется в интервале 210 - 370°C. Полная гомогенизация - в интервале 410 - 600°C.

Вторичные крупные, видимые макроскопически, трещины в кристаллах изумруда описаны в работе К.А.Власова и Е.И.Кутуковой (3). Их появление связано с поздними процессами трещинообразования. Нами не изучались.

4. Вторичные газовой-жидкие включения распространены чрезвычайно широко. Все они приурочены к участкам залеченных трещин, разнообразны по морфологии, размерам, фазовому составу и соотношениям фаз. Гомогенизация вторичных включений осуществлялась в жидкую фазу (водный солевой раствор) в интервале температур 310 - 150°C.

Наряду с первичными, мнимовторичными и вторичными включениями в кристаллах изумруда присутствует огромное количество расшнурованных включений, обладающих различной морфологией, фазовым составом, соотношениями фаз, размерами. Присутствие расшнурованных, аномальных включений существенно осложняет прове-



Рис. 5. Включение в позднем кондиционном изумруде.



Рис. 6. Первичные включения в бесцветном берилле.

дение минералотермометрических исследований и повышает требования к достоверности полученных температур. Результаты, полученные при гомогенизации отдельного, одиночного включения не могут быть использованы для интерпретации. Авторы использовали лишь результаты, полученные по группам (не менее 2-х) включений, обладающих одинаковыми фазовыми составами, соотношениями фаз и, как следствие, одинаковыми температурами частичной и полной гомогенизации.

Первичные включения в бесцветном берилле встречаются довольно редко, вследствие высокой его кондиционности. Включения обычно обладают изометричной, вытянутой формой (рис. 6). Фазовый состав включений - газ + жидкость (солевой раствор), соотношения фаз - газ (от 10 до 30%) : жидкость (от 70 до 90%). Жидкая CO_2 и твердые фазы отсутствуют. Гомогенизация первичных включений в бесцветном берилле осуществляется в жидкую фазу в интервале температур 280 - 180°C. Вторичные и мнимовторичные включения встречаются редко, разнообразны по морфологии и размерам. Гомогенизируются также в жидкую фазу в интервале температур 220 - 160°C.

Резюмируя, изложенные выше результаты представляется возможным отметить следующее:

1. Кристаллизация изумрудов из десилицированных пегматитов Изумрудных копей осуществлялась из растворов-расплавов, имевших плотность 1,75 - 1,85г/см³ (и ниже) в интервале температур 750 - 470°C.

2. Начальные этапы кристаллизации осуществлялись при давлении 3500 ± 500 атм. (без учета влияния твердых фаз).

3. В составе растворов-расплавов помимо H_2O присутствовали: CO_2 , (до 20 % объема включений), флогопит (до 20 % объема), плагиоклаз-? (до 5 - 18 % объема), а также две дополнительных неопределенных твердых фазы, составляющие до 10 - 15 % объема (актинолит?, хлорит?).

4. Первичные включения в изумрудах расположены преимущественно в пределах "зон захвата включений", многочисленны, разнообразны по морфологии. Первичные включения не содержат в виде твердых фаз кристалликов-"узников" хлоридов щелочных элементов (Na, K и др.). Жидкая фаза (водный раствор) вклю-

чений является ненасыщенной при $+20^{\circ}$ легкорастворимыми солями.

5. Эволюционный, сравнительно плавный характер снижения температуры в процессе кристаллизации изумруда осложнялся эпизодическими, резкими снижениями температуры и, как следствие, резкими пересыщениями растворов-расплавов, обусловившими образование специфической зональности - "зон захвата" включений.

6. Кристаллизация позднейшего бесцветного берилла осуществлялась из истинных водных солевых растворов в интервале $280 - 180^{\circ}\text{C}$, в условиях плавного снижения температуры.

Л И Т Е Р А Т У Р А .

1. Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьковского унив., 1950.
2. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов. В сб.: Минералог. термометр. и барометрия, изд. "Наука", М., 1965.
3. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. Изд. АН СССР, М., 1960.
4. Ферсман А.Е. Изумруды Урала. Природа № 12, 1913.
5. Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, М., 1960.
6. Фекличев В.Г. Микрорентгенографическое исследование явлений растворения кристаллов берилла. Тр. ИМГРЭ, вып. 18, 1963.
7. Фекличев В.Г. Берилл. Изд. "Наука", М., 1964.

В.И.Гордеева, Л.Ш.Базаров

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АПОГРАНИТОВ

На современном этапе развития технической промышленности редкометальные апограниты являются важным источником получения ниобия, тантала, вольфрама, олова, бериллия и ряда других редких элементов. В этой связи, естественно повышение интереса к вопросам генезиса редкометальных апогранитов (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 и др.).

Методами термодинамической геохимии исследовались включения в кристаллах кварца из различных зон циннвальдит-амазонит-альбитовых апогранитов, слагающих апикальные участки массива лейкократовых и биотитовых гранитов. Вмещающие породы представлены толщей кристаллических пород верхне-протерозойского возраста. Геолого-геохимическими исследованиями, Я.А.Косалсом, было установлено (Л.Ш.Базаров, Я.А.Косалс, В.А.Сенина, 1969, 1972), что апограниты развиты по биотитовым гранитам I фазы и лейкократовым гранитам II и III фаз и отчасти по вмещающим кристаллическим сланцам.

Биотитовые граниты I фазы представлены мелко- и среднезернистыми породами серого и светлосерого цвета, с редкими фенокристаллами кварца и полевых шпатов. Минеральный состав гранитов: породообразующие минералы - плагиоклаз №15-20 (30-35%), калиевый полевой шпат (25-30%), кварц (23-30%), биотит (4-12%); акцессорные минералы - апатит, титаномагнетит, ортит, сфен, малякон.

Лейкократовые граниты II фазы обладают мелко- и среднезернистой структурой, развиты преимущественно в центральных частях массивов, имеют секущие контакты с гранитами I фазы и содержат ксенолиты последних.

Граниты III фазы образуют дайки и жиллообразные тела, мощностью от 0,1 до 10 м, прорывающие граниты I и II фаз и вмещающие породы. Дайки III фазы сложены аплитами, микрогранитами и мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

По минеральным парагенезисам и пространственному положению в строении изучавшихся апогранитов устанавливается вертикальная и горизонтальная зональность: 1) неизменные биотитовые граниты I и II фаз; 2) микроклинизированные и мусковитизированные граниты I и II фаз; 3) протолитионит-амазонит-альбитовые апограниты; 4) циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты; 5) циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты; 6) полосчатые (криофиллит) амазонит-альбитовые апограниты; 7) циннвальдит(альбит)-топаз-кварцевые экзоконтактные грейзены; 8) кварц-амазонитовые жилы (в гранитах, апогранитах и сланцах).

Детальным минералотермометрическим исследованиям (Н.П. Ермаков, 1950) подвергались кристаллы кварца из всех перечисленных выше зон. Исследовались виды и типы включений, их морфология, ориентировка, приуроченность к определенным зонам роста кристаллов, фазовые соотношения и состав, температуры гомогенизации. Полученные результаты приведены в таблице I.

В кварце мелкозернистых биотитовых гранитов I фазы были выделены следующие генетические типы включений: 1) первичные кристаллические (нами не изучались); 2) первичные раскристаллизованные; 3) вторичные раскристаллизованные; 4) вторичные газо-жидкие.

Единичные раскристаллизованные включения встречаются почти в каждом зерне кварца гранитов. Группы из двух, трех и более включений встречаются значительно реже. Включения имеют более или менее изометричный облик иногда с частичной огранкой (негативная форма кварца). Фазовый состав включений — газ + 3-4 и более твердых фаз. Иногда на контакте между твердыми фазами удается обнаружить небольшое количество жидкой фазы — раствора

Результаты гомогенизации газово-жидких включений
в кварце из амазонитовых апогранитов.

Таблица I.

№ зоны	Породы	Тип включений	Агрегатное состояние в момент гомогенизации	Интервал т-ры гомогениз. включений, °С	Число двойных гомогенизаций
1.	Неизмененные граниты	Первичные расплавные	Расплав	800-1020	28
2.	Микроклинизированные, мусковитизированные граниты	Первичные жидко-газовые	Размер включений <0,001 мм.	Не исследовались	
3.	Протолитонит-микроклини-альбитовые апограниты	- " -	- " -	- " -	
4.	Циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты	Первичные	жидко-газовое	640-710	33
		Вторичные	Жидкое	200-560	360
5.	Циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты	Первичные	Жидко-газовое	410-620	35
		Вторичные	Жидкое	200-350	290
6.	Циннвальдит (криофиллит)-амазонит-альбитовые апограниты	Первичные	Жидко-газовое	400-520	100
		Вторичные	Жидкое	200-320	400
7.	Грейзены циннвальдит-топаз-кварцевые	Размеры включений	<0,001 мм.	Не исследовались	
8.	Кварц-амазонитовые жилы	Первичные	Жидко-газовое	260-350	80
		Вторичные	Жидкое	150-260	780

(менее 0,2% объема включений). Соотношение объемов газа и твердых фаз приблизительно соответствует соотношению 10:90. Интервал температур гомогенизации раскристаллизованных включений 800–1020°C. В составе газовой фазы обнаружена группа нерасчленимых анализом газов (HF, HCl, NH₃, SO₂, H₂S) от 17,0 до 18,5 объемн.% и CO₂ от 83,0 до 81,5 объемн.% (аналитик Н.А.Шугурова).

В кварце всех изучавшихся зон (2+8) были обнаружены газожидкие и жидко-газовые включения. Фазовый состав включений – газ + жидкость (солевой раствор). Первичные включения встречаются сравнительно редко, вторичные – многочисленны, располагаются в пределах залеченных трещин, различны по морфологии и фазовым соотношениям. Гомогенизация высокотемпературных включений осуществляется как в жидкую, так и газовую фазы, низкотемпературных – в жидкую.

Полученные результаты позволили составить некоторые представления о температурных условиях формирования изучавшихся апогранитов.

В кварце микроклинизированных и мусковитизированных гранитов и протолитионит-микроклин-альбитовых апогранитов обнаружены включения менее 1 мк, осуществить их гомогенизацию не удалось из-за малой величины. Температурный интервал образования этих зон устанавливается по "вилке" между температурами образования выше и ниже лежащих пород. Формирование микроклинизированных, мусковитизированных гранитов и протолитионит-микроклин-альбитовых апогранитов происходило в интервале выше 710°C и ниже 800°C.

Циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты формировались в интервале температур 640–710°C, причем начальные этапы образования этой зоны происходило при участии жидких растворов, а поздние – (менее плотных) газовых. Подобное явление возможно лишь при малом количестве растворов, присутствовавших в виде тонких пленок в системе межзерновых и поровых пространств. В этом случае даже небольшое изменение объема породы при снижении температуры от 710°C до 640°C может вызвать существенное изменение плотности растворов вплоть до изменения агрегатного состояния.

В составе газовой фазы включений обнаружены: H₂O, CO₂ – до 68,2 объемных%. "Главная" соль в составе растворов представлена

NaCl (содержание до 26 %). Давление во включениях в момент гомогенизации составило 1350 атм.

Включения в кварце циннвальдит-альбит-амазонитовых апогранитов весьма разнообразны по морфологии, размерам и фазовым соотношениям. Формирование зоны происходило, по-видимому, в интервале температур 410 - 620°C из жидких и газовых растворов. В составе газовой фазы включений обнаружены: H₂O, CO₂ - до 65 объемных %, H₂ - до 15 объемных %, N₂ + редкие газы - до 20 объемных %. "Главная" соль в составе растворов также NaCl. Давление в момент гомогенизации включений (620°C) достигло 1000 атм.

В кварце циннвальдит (криофиллит)-амазонит-альбитовых апогранитов включения разнообразны по размерам, морфологии и фазовым соотношениям. Температурный интервал образования зоны 400-520°C. Циннвальдит(криофиллит)-амазонит-альбитовые апограниты формировались из жидких и газообразных растворов. В составе газовой фазы включений обнаружены: H₂O, CO₂ - до 36,4 объемных %. "Главная" соль - NaCl. Давление в момент гомогенизации (520°C) составило около 600 атм.

Включения в кварце циннвальдит-топаз-кварцевых грейзенов не исследовались, вследствие малых размеров (≤ 1 мк). Температура кристаллизации минералов этой зоны определялась по "вилке" между температурами образования выше- и нижележащих пород по разрезу. Циннвальдит-топаз-кварцевые грейзены кристаллизовались в интервале 350-400°C.

Кристаллизация кварц-амазонитовых жил осуществлялась из жидких растворов в интервале температур 350 - 260°C. В кварце этой зоны в большом количестве обнаружены вторичные включения в составе которых присутствует жидкая углекислота, составляющая до 8% объема включений. Состав газовой фазы первичных включений: H₂O, H₂ - до 10,0 объемных %, N₂+редкие газы - до 26,4 объемных%, CO₂ - до 63 объемных %. "Главная" соль - NaCl. Давление во время образования кварц-амазонитовых жил было 150-60 атм.

Помимо кварца из циннвальдит-амазонит-альбитовых апогранитов изучались температурные условия кристаллизации зональных вкрапленников кварца из рибекит-альбитовых апогранитов. В кристаллах кварца исследовались виды и типы включений, их морфология, ориентировка, приуроченность к определенным зонам кристаллов, фазовые соотношения и состав, температуры гомогенизации. Полученные результаты приведены в таблице 2.

Результаты гомогенизации газовой-жидких включений в зональном кварце из рибекит-альбитовых апогранитов.

Таблица 2.

№ зоны кристаллов	Тип включений	Фазовый состав включений	Фазовые соотношения	$T_{\text{Гом}}^{\text{в}^{\circ}\text{C}}$	Число гомогениз. включений
1*	П	газ+жидкость	50:50	480-470	200
	В	газ+жидк.+CO ₂ +Тв	различные	360-120	500
2.	П	газ+жидкость	50:50	470-465	180
	В	газ+жидк.+CO ₂ +Тв	различные	360-120	600
3.	П	газ+жидкость	50:50	465-460	120
	В	газ+жидк.+CO ₂ +Тв	различные	360-120	450
4.	П	газ+жидкость	45:55	460-440	80
	В	газ+жидк.+CO ₂	различные	360-120	450
5.	П	газ+жидкость	40:60	440-430	100
	В	газ+жидк.+CO ₂	различные	360-120	600
6.	П	газ+жидкость	40:60	430-425	85
	В	газ+жидк.+CO ₂	различные	360-120	500
7.	П	газ+жидкость	40:60	425-420	70
	В	газ+жидк.+CO ₂	различные	360-120	400
8.	П	газ+жидкость	30:70	420-410	115
	В	газ+жидк.+CO ₂	различные	360-120	480

* Центральная зона.

П - первичные включения, В - вторичные.

Агрегатное состояние среды в момент гомогенизации оказалось жидким.

лов, фазовые соотношения и состав, температуры гомогенизации. Полученные результаты приведены в таблице 2.

Наличие зональности в кристаллах кварца представило возможность однозначно обосновать первичность изучавшихся включений. Зональность в кристаллах кварца подчеркивается большим количеством лейст альбита, располагающихся по зонам роста параллельно существовавшим граням кристаллов и обуславливающих наличие видимой макроскопически зональности. Наряду с резкими изменениями основных параметров (Т, Р, С, К) кристаллизовавшейся системы, выраженными захватом лейст альбита и обуславливающими видимую зональность, существовали также несколько менее резкие изменения параметров, обусловившие "захват" на сравнительно коротком интервале кристаллизации большого количества включений минералообразующей среды. Количество зон в отдельных кристаллах колеблется от 2-3 до 8 и более. Центральные части отдельных кристаллов кварца обычно сложены поликристаллическим агрегатом из 2-3 и более реликтовых зерен кварца, имеющих различную ориентировку.

"Захватываясь" в процессе роста кристаллов во время изменения параметров, первичные включения располагаются цепочками-зонами, параллельно существовавшим в это время граням кристалла. Зональность кристалла подчеркивается первичными включениями, располагающимися параллельно плоскостям существовавших граней кристаллов, в одновременно кристаллизовавшихся зонах роста. Первичные включения в кристаллах зональных кварцев имеют строгую ориентировку, соответствующую морфологии формировавшихся кристаллов. В общем случае цепочки первичных включений ориентированы параллельно внешним граням кристаллов. Первичные включения в зональных кристаллах кварца многочисленны, иногда имеют частичную огранку, чаще изометричны. Фазовый состав включений — газ + жидкость (солевой раствор). Соотношение фаз газ-жидкость — от 30:70 до 50:50. Гомогенизация всех изучавшихся включений осуществляется в жидкую фазу в интервале температур от 480 до 410°C.

Вторичные включения в изучавшихся кристаллах кварца разнообразны по размерам, морфологии, фазовому составу и соотношениям фаз. Обычно они приурочены к областям "залеченных" трещин.

Интервал температур гомогенизации от 120 до 360°C. Гомогенизация осуществляется в жидкую фазу.

Анализируя результаты приведенные в табл. 2, можно отметить следующее: интервал температур гомогенизации первичных включений, характеризующих условия образования зональных кристаллов, 480–410°C. Включения в центральных зонах кристаллов (зона № I) гомогенизируются в интервале 480–470°C. Первичные включения из внешней зоны (зона № 8) гомогенизируются в интервале 420–410°C. Зоны, занимающие промежуточное положение, характеризуются постепенным снижением температур гомогенизации от ранних к более поздним. Каждая последующая зона роста отличается от предыдущей по температуре гомогенизации включений на 5–10°C. По типу "захвата" первичных газовой-жидких включений изучавшийся случай может быть отнесен к "захвату" включений при условиях кратковременного многоглавого роста граней, связанного с резкими пересыщениями.

Систематическое чередование зон, сложенных кварцем и зон, представленных лейстами альбита, свидетельствуют о том, что во время образования изучавшихся кристаллов кварца по крайней мере 15 раз (по числу зон), а может быть и более, резко менялись условия минералообразования – от условий при которых кристаллизовался кварц до условий, при которых мог быть захвачен альбит.

Представляется несомненным, что в процессе формирования апогранитов при снижении температуры в результате остывания интрузива уменьшение объема породы с неизбежностью вызывает развитие системы трещин. Развитие трещин приводит к уменьшению давления и температуры минералообразующих растворов и, как следствие, изменению концентрации элементов. В этих условиях кристаллизующаяся система (апограниты) будет стремиться выравнять снижавшееся в связи с развитием трещин давление минералообразующих растворов. Это выравнивание осуществляется за счет перемещения растворов по системе межзерновых, поровых и трещинных пространств из областей с большим давлением к областям со снизившимся давлением. Выравнивание давления в нашем случае вновь приводит к увеличению плотности растворов. Изменение соотношения раствор-кристаллическая фаза в пользу раствора, а также наличие градиента температур снизу вверх по разрезу, при-

водит к качественно иным физико-химическим условиям. Изменение условий с неизбежностью вызывает изменение состава и соотношений кристаллизующихся минералов. На наш взгляд, именно этими обстоятельствами и обуславливается возникновение зональности изучавшихся апогранитов. Подводя итоги проведенным исследованиям включений в кварце циннвальдит-амазонит-альбитовых и рибекит-альбитовых апогранитов представляется возможным отметить следующее:

1. Интервал температур кристаллизации изучавшихся апогранитов составляет 760° - от 1020°C до 260°C и ниже. Интервал давлений - от 1350 до 60 атм.

2. В солевом составе растворов во включениях главное значение принадлежит NaCl (интервал концентраций от 19,0 до 26,0 вес.%).

3. В составе газовой фазы включений помимо воды обнаружены: CO_2 - до 68,2 объемн.%, N_2 + редкие газы - до 60,3 объемн.%, H_2 - до 15,0 объемн.%.

4. Кристаллизация всех изучавшихся структурно-минералогических парагенетических зон апогранитов осуществлялась из газовых и жидких растворов. Плотность газовых растворов (по воде) составляла интервал от $0,20 \text{ г/см}^3$ до $0,30 \text{ г/см}^3$; плотность жидких (по воде) - от $0,40 \text{ г/см}^3$ до $0,90$ и более г/см^3 .

5. Изменение агрегатного состояния растворов, связанное с развитием процессов трещинообразования, свидетельствует о том, что растворы кристаллизующейся системы апогранитов находились в состоянии близком к состоянию двухфазового равновесия - жидкость-газ. При этих условиях полученные температуры гомогенизации соответствуют истинным температурам кристаллизации и не нуждаются в поправках на давление.

6. Полученные температуры гомогенизации первичных включений (480°C) в зональном кварце из рибекит-альбитовых апогранитов могут быть приняты за возможный нижний предел температур начала кристаллизации вкрапленников. Образование кристаллов кварца происходило из жидких гидротермальных растворов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А. (1969). Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов. ДАН СССР, т. 189, № 4.
- Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А. (1972). Температурные условия формирования циннвальдит-амазонит-альбитовых апогранитов. ДАН СССР, т. 203, № 3.
- Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А., Гордеева В.И. (1972). Температурные условия кристаллизации зональных вкрапленников кварца в апогранитах. ДАН СССР, т. 205, № 1.
- Беус А.А., Залашкова Н.Е. (1962). О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Беус А.А., Залашкова Н.Е. (1965). О танталовой минерализации в метасоматических измененных гранитах (апогранитах). Геол. рудн. месторожд., т. 7, № 6.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. (1962). Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР.
- Ермаков Н.П. (1950). Исследование минералообразующих растворов. Харьков.
- Залашкова Н.Е. (1969). Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов (апогранитов). В сб: Минералогеохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. Изд. "Наука".
- Тугаронов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И. (1968). Происхождение апогранитов по геохимическим данным. Геохимия, № 12.

УДК 550.40 + 550.848 + 551.464

Ю.А.Долгов, Н.А.Шугурова

СОСТАВ ГАЗОВ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Существующие способы под"ема глубинных океанических вод на поверхность для исследования не гарантируют сохранения физико-химических условий тех глубин, с которых они подняты.

Отсутствие абсолютной герметичности большинства батометров приводит к под"ему пробы глубинной воды с существенно нарушенным составом газов, растворенных в морской воде. Таким образом, достоверными остаются температурные замеры глубинных вод и их соленость. Количество и состав растворенных газов в глубинных водах в новых поверхностных условиях равновесия не отражают глубинных состояний.

Исходя их очевидных трудностей получения точных данных состава и концентрации газов в глубинных океанических водах, была поставлена задача получить надежно герметизированные пробы глубинных вод. Аутигенные минералы, кристаллизующиеся в условиях формирования донных осадков различных глубин, могут захватывать при своем росте мелкие капельки минералообразующих растворов (рис.1), которые являются порциями глубинных придонных вод, сохраняющих при изохорических условиях неизменные термодинамические параметры глубинных вод, состав и количество растворенных газов.

По агрегатному состоянию они должны быть однофазовыми гомогенными, за исключением тех случаев, когда при изменении температуры становится возможным отделение углекислоты в виде отдельной фазы.

Растворимость газов в морской воде зависит от : 1) солёности; 2) температуры; 3) давления; 4) состава растворённых солей, определяющих pH среды. Солёность толщи вод современного Мирового океана по разным данным колеблется в пределах 32,8–36,6‰ как по вертикали, так и по горизонтали. Если принять во внимание вероятное эволюционное повышение солёности вод Мирового океана, то растворимость газов снижалась во времени. Диапазон температурных изменений в толще океанических вод не превышает 30°C и значительно меньше этой величины в приполярных областях. При понижении температуры растворимость газов растёт. Она относительно высока в придонных областях Мирового океана, где температура заключена в пределах +1–4°C. Состав растворённых солей преимущественно хлоридный.

Все три упомянутые фактора могут влиять на изменение растворимости весьма ограниченно. Давление в толще придонных вод изменяется в широких пределах от 1 атмосферы до 1100 атмосфер. Влияние давления на растворимость газов существенно превышает влияние перечисленных выше трёх факторов вместе взятых. Общая тенденция растворимости газов с глубиной прямо зависит от понижения температуры в области придонных вод и роста давления. Донная поверхность осадконакопления является местом активного преобразования всего аккумулирующегося материала и специфического минералообразования.

Аутигенные минералы имеют значительное развитие в пелагической области, характеризующейся замедленной седиментацией. Особенно широко развиты цеолиты, микроконкреции гидроокислов железа и марганца, а также палагонит. В 48 рейсе "Витязя" было поднято большое количество проб донных осадков в центральной части Тихого океана, которые послужили основой для поисков аутигенных минералов, сохраняющих капельки придонных вод в герметизированных вакуолях-включениях.

Цеолиты (филлипсит) среди красных глубоководных глин встречаются в больших количествах. Прозрачные кристаллы представляют большую редкость. Большинство кристаллов окрашенные, непрозрачные (молочно-белые, серые, розоватые). В немногих прозрачных кристаллах цеолитов удалось обнаружить жидкие включения без газового пузырька. Вскрытие этих включений под слоем ней-

тральной жидкости в специальном прессе под микроскопом показало выделение огромного количества газовых пузырьков, об"ем которых в несколько десятков раз превышал об"ем жидкого включения. Это было показателем очень большой растворимости газов в придонных водах под действием давления. Из этой же пробы были вскрыты невидимые включения в непрозрачных кристаллах цеолитов. Вскрытые, невидимые в кристаллах включения, выделяли различные количества газа. Состав газов анализировался методом волькумометрического анализа, разработанным ИГиГ СО АН. Для видимых и невидимых включений из разных кристаллов составы газовой смеси в большинстве случаев были одинаковыми в пределах ошибки метода.

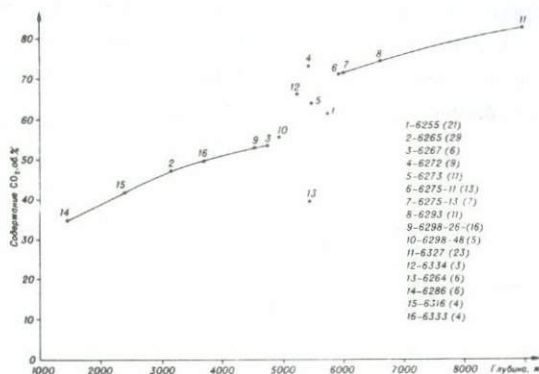


Рис. 1. Содержание CO₂ во включениях в зависимости от глубины взятия пробы, в скобках — число анализов по каждой станции.

Постоянство состава газовой смеси указывало на герметичность включений и неизменность их состояния. В такую же работу по вскрытию невидимых включений были вовлечены сростки цеолитовых кристаллов, агрегативные обломочки палагонита, железо-марганцевые микроконкреции, минерализованные раковинки фораминифер.

Для каждой исследованной пробы делалось около десяти и более анализов газов из разных об"ектов. Подавляющее большинство анализов показывало хорошую сходимость. Включения с нарушенной герметичностью обнаруживались по повышенному содержанию

воздушной компоненты или представляли собой чистый воздух.

Было проделано более двухсот анализов в 17 пробах, извлеченных с различных глубин и только 6 анализов указывали на нарушенность герметичности включений. Анализ состава газовой смеси, растворенной в придонных водах различных глубин, показал содержание CO_2 , O_2 и N_2 + редкие газы.

Установлена корреляция состава растворенных газов с глубиной, показано изменение содержания углекислоты в зависимости от глубины донных осадков (рис. 1, 2, 3). Начиная с малых глубин, содержание углекислоты до глубины 4800 м. растет незначительно. В интервале глубин 4800–6000 м отмечается повышение содержания CO_2 со значительными колебаниями. От глубин с 6000 до 9000 м. с увеличением глубины содержание CO_2 незначительно и составляет 3%. Для пробы с глубины 9000 м. (ст. 6327, желоб Тонга) содержание CO_2 в кристалликах цеолитов, агрегатах палагонита наибольшее, но колеблется в довольно широких пределах 62,5–83,6% (об); среднее значение по 23 анализам 78%.

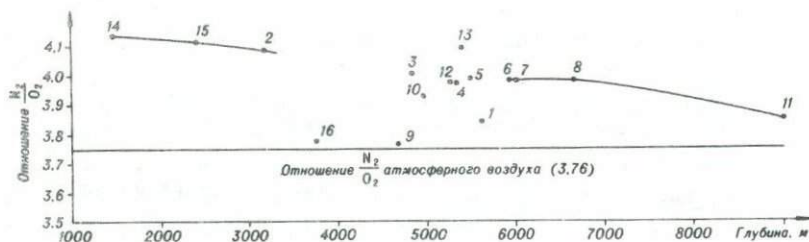


Рис. 2. Поведение воздушной смеси в зависимости от глубины взятия донной пробы.

Две ветви закономерного изменения содержания углекислоты с глубиной нарушаются зоной неустойчивых содержаний в интервале глубин 4800–6000 м. Зона неустойчивых содержаний находится в прямой связи с плотностью морской воды и углекислоты на этих глуби-

нах для различных значений изотерм. Дело в том, что до глубин 500 м. углекислота существует только в газовом состоянии и все ее избытки относительно полного насыщения очень быстро мигрируют на поверхность. Ниже 500 м. углекислота имеет уже жидкое агрегатное состояние, но она много легче воды, что также приводит к быстрому удалению избыточных количеств CO_2 в жидкой фазе.

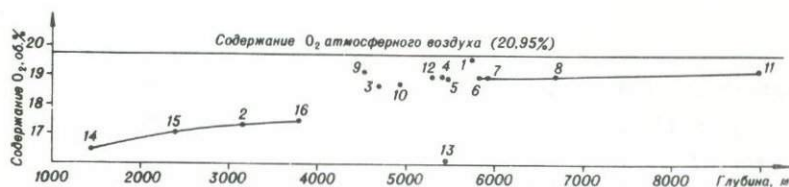


Рис. 3. Содержание O_2 в зависимости от глубины взятия донной пробы.

Для температур $10-30^\circ\text{C}$ плотность воды и жидкой углекислоты равны в интервале глубин 2000–5000 м. Возможно гетерогенное состояние придонных вод на этих глубинах, если имеются источники углекислоты (вулканы), способные внести количества углекислоты сверх ее предельной растворимости. Ниже глубины 6000 м. углекислота в жидкой фазе существенно тяжелее воды, ее избытки, превышающие предельную растворимость для условий больших глубин, могут существовать в виде отдельной фазы. Отсюда следует, что подводные вулканические аппараты больших глубин отличаются от наземных тем, что не дают газовых струй, которые устремляются к поверхности, а изливают жидкие гетерогенные смеси. Компоненты этих смесей более плотные, чем вода, могут накапливаться и существовать в глубоководных впадинах океана. Длительность

таких состояний неопределена и может нарушаться гидродинамическими факторами (течения, конвективные потоки) или изменением РТ условий и диффузией.

Аутигенные минеральные образования в этих условиях могут захватывать во включениях порции морских придонных вод с различным содержанием оживленных газов. Придонные воды желоба Тонга во включениях аутигенных минералов также показывают неустойчивые содержания CO_2 , связанные, вероятно, с вулканической деятельностью. На борту впадины Кермадек имеются надводные вулканические аппараты с действующими газовыми и водными струями содержащими значительные количества CO_2 , а также большие количества H_2S , SO_2 , (о-ва Кёртис). Вряд ли можно сомневаться в присутствии подводных вулканических аппаратов, доставляющих жидкую углекислоту в глубинные зоны этих впадин.

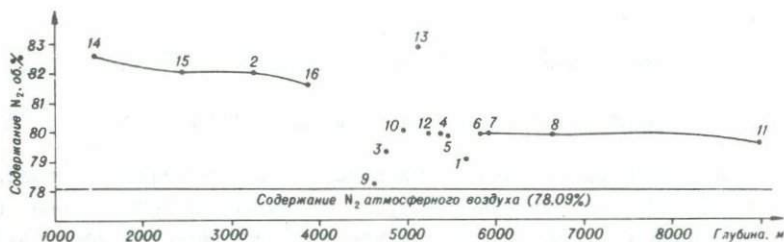


Рис. 4. Содержание N_2 в зависимости от глубины взятия донной пробы.

Содержание кислорода и азота является дополнением к содержанию CO_2 и имеет обратную зависимость (рис.3). Отношение азота к кислороду на всех глубинах морского дна выше, чем атмосферное. На глубинах 6000 м. отношение N_2/O_2 максимальное (превышает воздушное почти на 10%).

Это происходит из-за понижения содержания кислорода при постоянном содержании азота. Кислород в придонных областях для проб извлеченных с глубин, начиная с 1500 до 4800 м., содержится в почти неизменных количествах, но более низких, чем в воз-

духе на 0,6%. Ниже интервала неустойчивости содержание кислорода в морской воде закономерно уменьшается до 1,0% (рис. 3,4).

Неустойчивость содержаний газов в морской воде зависит в основном от поведения углекислоты, которая имеет плотность, равную или близкую плотности воды на этих глубинах. Две ветви градиентов вне зоны неустойчивости демонстрируют действие механизма гравитационной дифференциации. На глубинах, меньших чем в интервале неустойчивости все избытки CO_2 более легкой, чем вода, поднимаются вверх. На глубинах ниже интервала неустойчивости избытки жидкой CO_2 более тяжелой, чем вода, опускаются вниз в придонную область.

Авторы выражают искреннюю благодарность академику А.Л. Яншину и член-корреспонденту П.Л. Безрукову за содействие и неизменное внимание к этим исследованиям, а также академику В.С. Соколову за обсуждение и ценные замечания по данной работе.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. 1966. В сб. "Материалы по генетической и экспериментальной минералогии", 4, "Наука".

УДК 549.621.14 + 548.4 + 553.22

А.И.Чепуров

ТЕРМОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ МЕТАСОМАТОЗА В ОЛИВИНАХ
ДУНИТОВ МАССИВА ИНАГЛИ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН)

Одним из важнейших вопросов при минералотермометрических исследованиях был и остается вопрос правильной диагностики включений в минералах. Накопленный фактический материал позволил выделить генетические типы и построить общие генетические классификации включений в минералах (Смит, 1956; Ермаков, 1950, 1972; Леммлейн, 1959; Калужный, 1961 и др.). Вместе с тем, встречаются включения в минералах, которые могут обладать отдельными признаками, свойственными иному генетическому типу и при недостаточном исследовании ошибочно отнесены к нему.

Нами при исследовании оливина дунитового массива Инагли были обнаружены включения, интересные тем, что они внешне (при оптическом исследовании) напоминали раскристаллизованные включения расплавов в минералах эффузивных пород. Этот факт вызвал необходимость более тщательного исследования данных включений.

Ультраосновой массив Инагли представляет собой дунитовое ядро, оконтуренное щелочными породами (Угрюмов, Киселев, 1969). Микроскопически дуниты — полнокристаллическая порода порфирированной структуры с магниезиальным составом оливина ($N_{\text{Mg}} = 1,695$; $N_{\text{P}} = 1,659$; $\text{SiO}_2 - 42,8$; $\text{FeO} - 5,19$; $\text{MgO} - 49,2$; $\text{CaO} - 0,29$ вес.%; 5,8 мол.% Fe_2SiO_4).

Включения в оливине дунитов по времени образования относятся к вторичным на основании отчетливой приуроченности их к

залеченным трещинам. В этих зонах характерно присутствие большого количества включений. Включения обычно изометричной формы и реже неправильной, что характерно для более крупных, имеют размеры от менее 0,001 до более 0,1 мм. Внутренний облик включений обусловлен разноориентированными анизотропными бесцветными кристалликами и непрозрачными зёрнами рудного минерала. Внимательное рассмотрение соотношения фаз во включениях указывает на различное содержание (по объему) кристаллических фаз. Причем размеры отдельных кристалликов во включениях относительно крупные и иногда включение представлено одним кристалликом той или иной твердой фазы. Составы кристаллических фаз во включениях были определены с помощью рентгеновского микроанализатора Ms-46^x) (табл. I,3). Анизотропные бесцветные кристаллики оказались по составу отвечающими диопсиду и флогопиту. Следует отметить, что дуниты массива Инагли вмещают метасоматические месторождения флогопита и хромового диопсида (Корчагин, 1968). Интересно сопоставить составы минералов во включениях с составами пироксена и флогопита из полевошпатовых пироксен-флогопитовых метасоматитов, развивающихся по дунитам массива (табл.). Выясняется, что хромовый диопсид во включениях не отличается от такового из метасоматитов (табл. I,2). Некоторое отличие флогопита из включений от флогопита метасоматитов (табл. 3,4) в отношении содержания в них SiO_2 , Fe_2O_3 скорее всего связано с особенностями различных методов анализа (химический и рентгеноспектральный в точке).

Термометрические эксперименты были проведены в микротермокамере, работающей в атмосфере азота (Чепуров, Похиленко, 1972) с погрешностью измерения температуры $\pm 15^\circ\text{C}$.

При нагревании включений выявляются определенные, заслуживающие внимания, особенности. В интервале температур $250-500^\circ\text{C}$ внутренний облик некоторых включений меняется: появляются пузырьки (газ?), отдельные части включений темнеют. При $500-700^\circ\text{C}$ отмечалось перемещение во включениях прозрачной бесформенной фазы (жидкость). Быстрое нагревание при этих температурах приводит к разгерметизации включений с полным или частичным потемнением и удалением жидкости из включений. В редких случаях

^x) Аналитики Ю.Г.Лаврентьев, Л.И.Поспелова.

Таблица

Составы хромовых диопсидов и флогопитов из включений в оливине и из полевошпатовых пироксен-флогопитовых метасоматитов Инагли.

Оксид (в вес.%)	1	2	3	4
SiO ₂	54,5	53,29	46,7	40,60
TiO ₂	0,14	0,14	0,35	0,70
Al ₂ O ₃	0,20	-	12,8	12,15
Fe ₂ O ₃	-	0,58	-	2,36
FeO	1,08 ^x)	1,19	2,40 ^x)	4,70
Cr ₂ O ₃	0,35	0,48	0,14	-
MnO	-	0,03	-	0,06
MgO	17,1	17,97	26,7	24,91
CaO	24,3	25,07	0,06	0,70
Na ₂ O	0,08	0,45	0,56	0,98
K ₂ O	-	0,05	9,72	9,48
H ₂ O ⁺	не опр.	-	не опр.	1,43
H ₂ O ⁻	не опр.	0,15	не опр.	0,31
CO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	0,12
F	не опр.	-	не опр.	0,59
п.п.п.	не опр.	0,13	не опр.	0,51
Сумма	97,75	99,53	99,41	99,79
Катион (в мол.%)	1	2	3	4
Si	2,01	1,96	3,37	3,23
Al	0,01	-	1,09	1,15
Fe ⁺²	0,06	0,04	0,14	0,24
Cr	0,01	0,01	-	-
Mg	0,94	0,99	2,88	2,96
Ca	0,96	1,01	-	0,06
Na	0,01	0,03	0,08	0,15
K	-	-	0,89	0,97

Примечание. 1,3 - хромовый диопсид и флогопит из включений в оливине; 2,4 - то же из полевошпатовых пироксен-флогопитовых метасоматитов (Корчагин, 1968).

x) определено как суммарное

наблюдалось вышескивание жидкости из включений через трещины на поверхность препарата и испарение её с образованием остатка какого-то вещества (растворимая соль?). Очевидно, потемнение включений связано с полным внутренним отражением на границах твердое - газ, появляющиеся при удалении жидкости из межзернового пространства во включениях в процессе нагревания. С другими включениями при этих температурах заметных изменений не происходит. При температурах порядка 1000°C (иногда ниже) начинается подплавление кристаллических фаз. Более высокие температуры нагревания вызывают более полное плавление содержимого включений и во включениях наряду с расплавом появляется газовый пузырек. Интересно отметить поведение рудной фазы. При нагревании до $1200-1250^{\circ}\text{C}$ никаких изменений с ней не происходит. Но в интервале температур $1250-1320^{\circ}\text{C}$ при некоторой временной выдержке происходит рост рудной фазы. В этом же интервале температур обычно исчезает газовый пузырек. Полное плавление рудной фазы наблюдается при температурах превышающих 1450°C . Следует отметить, что при $1250-1320^{\circ}\text{C}$ форма включений сильно меняется и размер их уменьшается.

Проведенное исследование позволяет отметить следующее.

Данные включения отличают вторичность образования, значительные вариации в размерах и невыдержанность фазовых соотношений во включениях.

Составы кристаллических фаз во включениях оказались очень близкими составам флогопита и хромового диопсида из полевошпатовых пироксен-флогопитовых метасоматитов, развивающихся по дунитам.

Изменения во включениях, протекающие при низких температурах, свидетельствуют о присутствии в них жидкой фазы (водно-солевой раствор?).

Устанавливается ненормальный ход процесса изменения включений и их гомогенизации при нагревании, а также появление и рост рудной фазы при температурах $1250-1320^{\circ}\text{C}$.

Данные включения относятся к вторичным, возникшим в результате метасоматического изменения дунита с развитием в нем флогопита и диопсида. Сходство описываемых включений с типичными включениями расплава оказывается чисто внешним, на что указывает и

поведение включений при нагревании. Появление и исчезновение газового пузырька (частичная гомогенизация) связаны с нагреванием расплава, появившегося в результате плавления случайного набора кристаллических фаз с межзерновым раствором, что естественно не отражает температуру захвата включений. К подобным включениям применим термин "включения метасоматоза" (Ермаков, 1972).

ЛИТЕРАТУРА

- Ермаков Н.П. (1950). Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьков. гос. унив.
- Ермаков Н.П. (1972). Геохимические системы включений в минералах. Изд. "Недра", М.,
- Калужный В.А. (1961). Исследования минералообразующих сред во включениях в минералах. Карпато-Балканская ассоциация. Материалы комиссии по минералогии и геохимии. Изд. Львовского унив., № 1.
- Корчагин А.М. (1968). Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. Тр. ИГЕМ.
- Леммлейн Г.Г. (1959). Классификация жидких включений в минералах. Зап. Всес. минер. общ., ч. 88, вып. 2.
- Смит Ф.Г. (1956). Геологическая термометрия по включениям в минералах. Изд. ИЛ.
- Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. (1969). О возрасте ультраосновных пород Инагли (Алданский щит). Геол. и геофиз., № 8.
- Чепуров А.И., Похиленко Н.П. (1972). Микротермокамера с инертной средой для высокотемпературных исследований включений в минералах. Геол. и геофиз., № 6.

Л.Ш.Базаров.

ПЕРВИЧНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И
ФОТОУПРУГИЙ ЭФФЕКТ В ТУРМАЛИНЕ.

В процессе минералотермометрических исследований в кристаллах турмалина (шерл) из редкометального гранитного пегматита обнаружены явления фотоупругого эффекта вокруг твердых кристаллических включений.

Возможность применения упругих эффектов в минералах для выяснения кристаллизации подчеркивалась многими исследователями: Ф.Смитом (1952) — для граната, Е.Пойндкстером (1955) — для алмазов и гранатов, Х.Рамбергом (1961) — для кварцев, полевых шпатов. Некоторые теоретические аспекты применения эффекта были рассмотрены Ю.Розенфельдом и А.Чейзом (1961). В.Л.Русиновым на I-ом Всесоюзном совещании по минералотермобарогеохимии в г.Москве в 1963 г. был сделан интересный доклад, касающийся теоретической стороны вопроса и расширения возможностей применения фотоупругого эффекта для оценки P-T условий образования некоторых минералов (В.Л.Русинов, 1965).

Физическая сущность предложенных способов применения фотоупругого эффекта для оценки P-T условий кристаллизации минералов заключается в количественной оценке упругих деформаций оптической индикатрисы, появляющихся вследствие напряжений, возникающих в паре минерал-хозяин — кристаллическое включение. Целый ряд ограничений, выдвинутых Ю.Розенфельдом и А.Чейзом и

сложности в методике применения * существенно затрудняли возможность использования фотоупругого эффекта для получения генетической информации. В литературе, по-видимому, до настоящего времени отсутствуют публикации результатов по практическому применению эффекта для количественных оценок РТ-условий минералообразования.

Исследуя включения в плоских препаратах-пластинках, вырезанных перпендикулярно к L_3 кристалла, автор обратил внимание на существование цветных колец вокруг мелких кристаллических включений в турмалине (см. рис.1).



Рис. 1. Цветные кольца вокруг кристаллических включений в турмалине.

В проходящем, неполяризованном, обычном электрическом свете микроскопа в тонкой пластинке-препарате на коричневатом турмалиновом поле отчетливо просматриваются правильные круги довольно интенсивной синей окраски, располагающиеся вокруг неопределенных твердых кристаллических фаз - включений. При больших увеличениях (см.рис. 2 а,б,в) представилось возможным установить, что большинство цветных ореолов-кругов разбито трещинами разрыва (рис.2 б,в) и лишь в небольшом количестве ореолов трещины отсутствуют.

На рис.2 а представлена фотография кристаллика-включения и ореола синего цвета вокруг него, располагающихся в центральной части (по толщине) пластинки-препарата. На рис.2 б,в представлены фотографии включений с ореолами из периферических

* Необходимость создания бомбы (автоклава) с окнами, сложности в подборе Т и Р, требование постоянного наблюдения за гало и т.д.

частей пластинки. На рис. 2 в представлены трещины в виде трехлопастного пропелера. Встречаются кристаллики, окруженные и большим числом расходящихся по радиусам трещин. На рис. 2б представлена одиночная трещина.

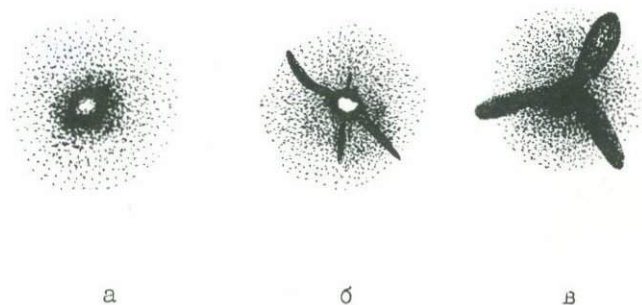


Рис. 2. Твердые включения, цветные круги и трещины разрыва в турмалине (пояснения в тексте).

В препаратах-пластинках, вырезанных параллельно направлению L_3 в кристаллах, характер ореолов-кругов не меняется. Гало вокруг кристалликов образует правильный круг, независимо от ориентировки кристаллика-узника.

При медленном ($10^\circ/\text{час}$) нагревании кристаллических включений с гало в микротермокамерах происходит постепенное ослабление окраски ореолов. Причем, ослабление окраски ореолов происходит с одинаковой интенсивностью как для включений с трещинами, так и для включений, не имеющих радиальных трещин. Полное исчезновение окраски осуществляется при температуре $510 \pm 5^\circ$. При последующем охлаждении окраска восстанавливается лишь частично. Это связано, по-видимому, со снятием внутренних напряжений в кристаллах при нагреве, подобно отжигу, применяемому для снятия избыточных напряжений, возникающих при закалке в различных металлических деталях.

На рис. 3 а,б,в представлены фотографии тех же включений-кристалликов, что и на рис.2, после исчезновения ореолов.



Рис. 3. Кристаллики-включения после прогрева.

Полученные температуры исчезновения окраски цветных ореолов прекрасно согласуются с температурами гомогенизации первичных включений растворов-расплавов в этих же пластинках. Наиболее высокотемпературные включения, приуроченные к зонам захвата кристалликов (рис. 4), гомогенизируются в интервале



Рис. 4. Первичные включения растворов-расплавов в турмалине.

550–510°C. Захват кристалликов, вызывающих появление фотоэффекта, по результатам гомогенизаций включений осуществлялся в интервале 520–510°C.

Чрезвычайно малые размеры кристалликов (около 1–2 микрона) не позволили осуществить их диагностику кристаллооптическими методами. При больших увеличениях в некоторых случаях удается рассмотреть гексагональный, коротко-призматический облик кристалликов. В одном случае отдельный кристаллик – твердое включение, удалось отделить от минерала-хозяина, поместить его на предметное стекло и измерить показатель преломления в случайном сечении. Показатель преломления оказался равным 1,598. При попытке измерить показатель в ином сечении – кристаллик * был утерян. По морфологии кристаллика и показателю преломления он был условно диагностирован нами как берилл (?). В пределах пегматитового тела турмалин был найден нами в ассоциации с кварцем, мусковитом и голубым бериллом.

Отсутствие в справочной литературе дилатометрических характеристик турмалина не позволяет, к сожалению, провести расчетное сопоставление возможных величин внутренних напряжений.

Проведенные исследования, по нашему мнению, показали реальную возможность использования фотоупругого эффекта для получения генетической информации. Наиболее благоприятно, по видимому, изучение температур исчезновения ореолов в окрашенных минералах.

* Размер исследовавшегося кристаллика около 1 микрона в поперечнике.

Л и т е р а т у р а

1. Smith F.G. Decrepitation characteristic of garnet.- Amer. Mineralogist, v. 37, N 5/6, 1952.
2. Poindexter E.H. Piezobiefingence in diamond.- Amer. Mineralogist, v. 40, N 11/12, 1955.
3. Ramberg H. Artificial and natural fotoelastic effects in quartz and feldpars.- Amer. Mineralogist, v. 46, N 7/8, 1961.
4. Rosenfeld J.L., Chase A.M. Pressure and temperature of crystallization from elastic effect around solid inclusions in minerals.- Amer. J. Sci., v. 259, N 7, 1961.
5. Русинов В.Д. Применение фотоупругого эффекта вокруг твёрдых включений для оценки РТ условий образования некоторых минералов. - В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", изд. Наука, М., 1965.

В. П. Чупин

ОШИБКИ ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ТЕМПЕРАТУР ГОМОГЕНИЗАЦИИ
ВКЛЮЧЕНИЙ И ПРИЕМЫ ИХ УСТРАНЕНИЯ

В связи с широким развитием метода гомогенизации включений и увеличением числа исследователей включений, пользующихся самими различными типами термокамер, возникает необходимость сопоставления получаемых данных. При этом, особое значение имеет точность замеров температур гомогенизации включений. Погрешности в определении температур могут появиться в основном при нарушении определенных методических правил работы и по ряду других причин. К сожалению, в литературе отсутствует подробное изложение факторов, влияющих на точность замеров температур. Лишь в работе Ю.Н. Пашкова с соавторами (1968) рассматриваются некоторые общие причины появления ошибок при замерах температур в термокамерах различных конструкций.

В практике минералотермометрических исследований по включениям используются различные типы термокамер (Ермаков, 1950; Калужный, 1958; Долгов, Базаров, 1965; Базаров, 1968 и некоторых других авторов). Следует отметить, что в настоящее время широкое применение при исследовании включений имеют различные варианты термокамеры конструкции Ю.А. Долгова и Л.Ш. Базарова (1965, 1968). Нагревание исследуемого препарата в таких термокамерах происходит в основном за счет передачи тепла предметными кварцевыми или корундовыми стеклами. В зависимости от размеров включений, для исследований используются короткофокусные или длиннофокусные объективы ОСФ с различными увеличениями (10^{\times} , 20^{\times} , 40^{\times}).

При работе с длиннофокусными объективами для стабилизации теплового режима в рабочем объеме термокамеры на крышку над верхним смотровым отверстием устанавливается кварцевая или слюдяная пластинка.

Вследствие конструктивных особенностей термокамер и методических ошибок при измерении температур гомогенизации возможны расхождения полученных результатов для одного и того же объекта исследований при использовании термокамер различных или даже однотипных конструкций. В отдельных случаях ошибки при измерении температур могут достигнуть 10–20 и даже 70°С.

Погрешности при определении температур гомогенизации могут возникнуть по следующим причинам: 1. Неправильная методика эталонировки термопары, смонтированной в термокамере; 2. Относительная точность показаний измерительного прибора, определяемая классом точности прибора; 3. Различная величина теплоотвода по объективам с разными увеличениями; 4. Влияние ^{толщины} препарата-пластинки и положения исследуемого включения относительно верхней поверхности препарата и относительно спая термопары (вертикальный и горизонтальный температурные градиенты в камере при разных условиях наблюдения). Автором была проведена методическая работа по выявлению влияния перечисленных выше причин на точность замеров температур для термокамер конструкции Ю.А. Долгова и Л.Ш. Базарова и разработаны приемы исключения ошибок.

Перед измерением температур гомогенизации включений особое внимание следует обращать на поведение **тщательно и эталонировки микротермокамер**. Для замеров температур в термокамерах используются различные термопары, например, хромель-алюмелевая (ХА) термопара удобна для замера температур до 1000°С, для высокотемпературных исследований удобна **Pt-Pt-Rh** термопара, имеющая диапазон возможных измерений от 20 до 1600°С. Устанавливать термопару следует таким образом, чтобы по-возможности исключить произвольное смещение ее спая в процессе работы. Для эталонировки термокамер используются конгруэнтно плавящиеся химически чистые соли и металлы с известной температурой плавления. Для этой цели наиболее удобны Ag , Li и соли $AgNO_3$, $NaNO_3$, KNO_3 , $K_2Cr_2O_7$, $LiCl$, $RbCl$, $NaCl$, KCl , пригодны также $Ba(NO_3)_2$, KJ , Na_2SO_4 и некоторые дру-

гие. Для замера температур надо положить несколько мелких кристалликов какой-либо соли (или кусочки металла) на тонкое предметное простое или кварцевое стекло (толщина - 0,2-0,1мм) и нагревать в термокамере до температуры начала плавления эталонной соли, затем незначительным повышением и понижением температуры добиться равновесного состояния между расплавом и кристалликами. Величина ЭДС термопары при этой стабилизированной температуре фиксируется измерительным прибором (в mV). Поочередно проводя подобные замеры по различным солям, мы получим ряд фиксированных значений ЭДС термопары, которым соответствуют определенные температуры (T плавления солей). Нанося полученные значения на график в координатах показания измерительного прибора (mV) - температура и соединив полученные точки, мы получим эталонировочный график для данной термокамеры.

Следует обратить внимание на тщательность построения эталонировочного графика и на соблюдение чистоты в процессе эталонировки по солям - для каждой соли использовать разные, тщательно протертые спиртом или ацетоном предметные пластинки во избежании загрязнения соли (загрязненная соль будет иметь нестандартную температуру плавления).

При эталонировке замеры необходимо брать по температурам плавления мелких зерен соли (меньше 0,1-0,2мм), т.к. для более крупных зерен температуры плавления несколько завышены (на 3-6 $^{\circ}C$). Темп нагревания при эталонировке также как и при работе с включениями может быть разным, однако равновесное состояние расплава и кристалликов соли может быть достигнуто лишь при чрезвычайно медленном нагревании и стабилизации температуры вблизи точек плавления.

Для исследования мелких включений применяются короткофокусные объективы больших увеличений. Если выдерживать используемые объективы при измерении высоких температур длительное время, объективы портятся. При эпизодическом наблюдении кратковременное введение в камеру холодных объективов вызывает резкое изменение теплового режима в рабочем объеме камеры вследствие интенсивного теплоотвода по объективам. Измерение невысоких температур (до 400 $^{\circ}C$) позволяет вести непрерывные наблюдения до конца опыта (с применением водяного охлаждения объектива, устройство которого описано А.И.Чепуровым (1972), непре-

ривное наблюдение можно проводить и при высокотемпературных исследованиях), однако и в этих случаях сказывается влияние теплоотвода по объективам на тепловой режим камеры. Масса холодного корпуса микроскопа и связанного с ним объектива значительна и разность температур объектива, исследуемой пластинки и термопары будет сохраняться даже при очень медленном нагревании, в результате чего возникают значительные вертикальные градиенты температур между препаратом и объективом. Количественные характеристики расхождения показаний термопары гомогенизации включений в зависимости от рабочего расстояния объективов приведены ниже. При работе с длиннофокусными объективами и закрытом отверстии в крышке термокамеры в ее рабочем объеме устанавливается более или менее равномерное тепловое поле и вертикальные температурные градиенты невелики. Замеры температур гомогенизации включений в таких условиях близки к истинным значениям. Разность температур гомогенизации (ΔT), полученных при наблюдении короткофокусными объективами и объективами ОСФ (в изолированной камере) для одного и того же включения принята за количественную величину ошибки.

Основываясь на большом количестве замеров для включений, располагающихся в различных точках по толщине пластинки, составлены графики (рис. 1-2) и таблицы 1-3, позволяющие получить представление о значимости ошибок при смене объективов и наметить пути к их учету. Из графика на рис. 1 видно, что чем меньше рабочее расстояние между объективом и верхней поверхностью препарата-пластинки, тем выше замеренные температуры гомогенизации включений и тем больше расхождения между истинными и замеренными температурами. Очевидно, что чем ближе объектив к исследуемой пластинке, тем сильнее ощущается его влияние на температуру пластинки-препарата. При измерении более высоких температур гомогенизации ($300-400^{\circ}\text{C}$) величина расхождения увеличивается (табл. 1).

График на рис. 2 уточняет зависимость величины ошибки от рабочего расстояния между используемым объективом и пластинкой при различных температурах. Применение объективов больших увеличений (40^{\times}) с малым рабочим расстоянием (0,65 мм) с неизбежностью вызывает увеличение расхождения замеренной и истинной температур (до 30°C). Значения температур, использованных для

построения графиков I и 2 получены по температурам плавления солей и по температурам гомогенизации включений, располагающихся вблизи от поверхности препарата-пластинки.

Таблица I

Т гом. °C	Т измеренная - Т истинная = Δ T ⁰ C		
	F ^x = 6,0 мм	F = 1,6 мм	F = 0,65 мм
100-150	1 - 3	4-5	10 - 20
300-350	4 - 5	6 - 9	25 -35

F^x - использовались объективы 10^x, 20^x, 40^x с рабочими расстояниями соответственно 6,0 ; 1,6 ; 0,65 мм

Подобные ошибки возникают в том случае, если эталонировка проводилась длиннофокусными объективами ОСФ, а измерение температур гомогенизации включений проводились при наблюдении короткофокусными объективами. Если же эталонировку проводить теми же объективами, которые используются при работе с включениями, то подобные ошибки исключаются.

Для выяснения влияния толщины пластинки-препарата на температуру гомогенизации включений и для определения допустимой толщины изготавливаемой пластинки был установлен вертикальный температурный градиент в препарате-пластинке в условиях стабилизированного теплового поля в рабочем объеме термокамеры (при наблюдении объективами ОСФ и изоляции камеры). Для этой цели использовались системы вторичных включений во флюорите и кварце с одинаковыми температурами гомогенизации для всех включений, приуроченных к одной залеченной трещине, расположенной перпендикулярно, либо с небольшим наклоном к поверхности пластинки; а также отдельные включения, располагающиеся вблизи от поверхности препарата-пластинки. Если перевернуть пластинку, то изменяется положение включения относительно поверхности предметной кварцевой пластинки с термопарой. Разница в температуре гомогенизации одного и того же включения в этом случае характеризует вертикальный температурный градиент в пластинке. Результаты измерений приведены в таблице 2.

Таблица 2

системы вторичных включений во флюорите				отдельные включения в кварце			
$l^x = 0,8$ мм		$l = 2,8$ мм		$l = 1,0$ мм		$l = 2,25$ мм	
S^{xx}	Т гом. °C	S	Т гом. °C	S	Т гом. °C	S	Т гом. °C
0,02	I67-I66	0,08	I66-I69	0,10	I6I	0,25	I00-I0I
0,06	I66-I67	0,84	I62-I63	0,90	I59-I60	2,00	99-I00
0,10	I66	1,80	I60				
0,70	I65-I66	2,70	I59-I60				

l^x - толщина пластинки, в мм.

S^{xx} - расстояние от включения до верхней поверхности препарата-пластинки, в мм.

Из таблицы 2 видно, что при работе с объективами ОСФ в изолированной камере положение включения в пластинке по вертикали существенного влияния на замеры в пластинке не оказывает при толщине пластинок до 1 мм. В более толстых пластинках вследствие вертикального температурного градиента возрастает разница в температурах гомогенизации однотипных включений, расположенных на разной глубине пластинки (до $6-9^{\circ}$), т.е. допустимая толщина изготавливаемых пластинок не должна превышать 1 мм.

При использовании короткофокусных объективов $40^x (F = 0,65 \text{ мм})$ и $20^x (F = 1,6 \text{ мм})$ положение включения относительно верхней поверхности препарата оказывает существенное влияние на температуру гомогенизации, особенно при объективах, имеющих небольшое расстояние до пластинки. Чем дальше располагается включение от верхней поверхности препарата, тем больше ошибка в определении температур, т.к. объектив приближается к препарату, что приводит к увеличению интенсивности теплоотвода (таблица 3 - для объективов 40^x и 20^x).

Для микротермокамер большинства существующих конструкций помимо вертикального температурного градиента необходимо учитывать и горизонтальный градиент температур на участке нагрева-

тель-препарат, который вблизи от нагревателя весьма высок. По мере удаления от нагревателя значение горизонтального градиента довольно резко уменьшается. Для камер конструкции Ю.А.Долгова и Л.Ш.Базарова (1965), используемых в ИГиГ СО АН СССР, величина горизонтального градиента от центра предметного стекла по радиусу к периферии на расстоянии 5 мм составляет 1–3⁰С при нагревании до 500⁰С. Максимальная разность температур края и центра предметной пластинки не превышает 10–15⁰С (Ю.Н. Пашков и др., 1968 приводят несколько завышенные цифры – 30–35⁰С). Результаты замеров температур по горизонтали от центра предметной пластинки к периферии зависят от темпа нагревания и даже незначительное увеличение скорости нагрева существенно повышает разницу температур участков вблизи нагревателя и центра пластинки. Измерения проводились по температурам гомогенизации эталонных включений и температурам плавления солей.

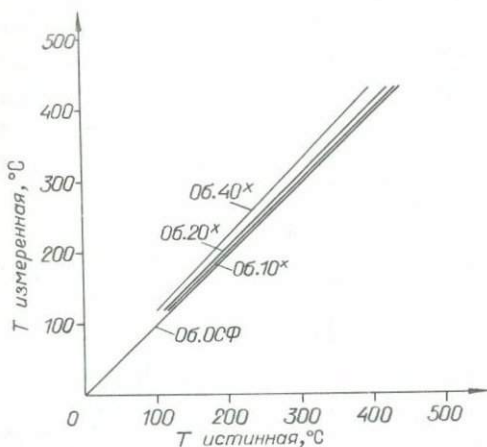


Рис. 1. Влияние различных объективов (0СФ, 10^х, 20^х, 40^х) на температуру гомогенизации эталонных включений и на температуру плавления эталонных солей.

Для камер конструкции Ю.А.Долгова и Л.Ш.Базарова (1965) в описании указывалось, что при работе с включениями необходимо размещать их возможно ближе к термопаре. Проведенные исследования позволили расширить границы возможного положения включений

до круга диаметром 5-7 мм и в этом случае ошибка не превышает 0,5%.

Таблица 3

Расстояние от включения до верхней поверхности препарата (мм)	-T истинная		= T ⁰ С
	измеренная		
	объектив	40 ^X	объектив 20 ^X
	T _{гом.} = 150 ⁰ С	T _{гом.} = 300 ⁰ С	T _{гом.} = 300 ⁰ С
0,02	15 - 25	25 - 35	6 - 8
0,40	35 - 40	40 - 50	-
0,55	60 - 70	65 - 85	8 - 10
1,20	-	-	15 - 18

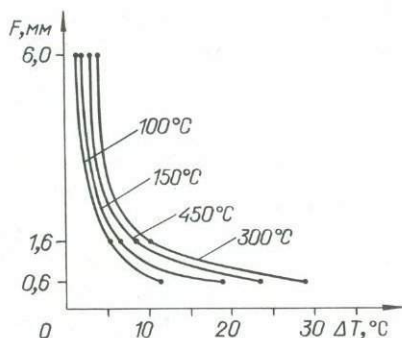


Рис. 2. Зависимость величины ошибки ($T = T_{\text{измеренная}} - T_{\text{истинная}}$) от рабочего расстояния между объективом и пластинкой для различных температур (при наблюдении объективами 10, 20^X, 40^X и рабочими расстояниями соответственно 6,0; 1,6; 0,6 мм).

Резюмируя полученные результаты, еще раз следует подчеркнуть, что каждая термокамера любой конструкции из-за отсутствия строгого стандарта в их изготовлении обладает своими, присущими именно этой камере особенностями и поэтому очевидна необходи-

мость проведения тщательной их эталонировки и периодической проверки точности эталонировочных графиков.

При работе с включениями для получения достаточно точных замеров температур следует полностью сохранять условия, при которых проводилась эталонировка камер и выполнять необходимые методические правила для учета вертикального и горизонтального температурных градиентов в рабочем объеме камеры. Так, выше было показано, что смена объективов в процессе наблюдения существенно изменяет величину измеряемой температуры. При использовании короткофокусных объективов для измерения температур гомогенизации включений в случаях, когда эталонировка проводилась объективами ОСФ, исследователи постоянно получают завышенные температуры. Величина полученных ошибок тем выше, чем меньше рабочее расстояние между объективами и препаратом, и чем глубже располагается включение относительно верхней поверхности препарата-пластинки, причем толщина пластинок не должна превышать 1 мм.

В данной работе рассматривались возможные причины появления ошибок и пути их учета при замерах сравнительно невысоких температур гомогенизации (до 400°C), однако все вышесказанное относится и для высокотемпературных исследований.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Базаров Л.Ш. (1968). Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах. Геол. и геофиз., №8.
- Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. (1965). Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия. Изд. "Наука", М.
- Ермаков Н.П. (1950). Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского университета.
- Калюжный В.А. (1958). Усовершенствованная микротермокамера для анализа жидких включений. Тр. ВНИИП, вып.2.
- Пашков Ю.Н., Тимофеев А.В., Котов Е.И. (1968). Анализ возможных ошибок при измерении температур гомогенизации. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия, т.2. Изд. "Наука", М.
- Чепуров А.И. (1971). Водяное охлаждение объективов при работе в высокотемпературной камере. Геол. и геофиз., № 9.

УДК 553.22

Физико-химические аспекты метасоматизма при субвулканическом рудообразовании. Сотников В.И., Берзина А.П. "Минералогия эндогенных образований!" Новосибирск, 1973.

На примере ряда рудных районов Сибири и Средней Азии рассматриваются некоторые физико-химические особенности проявления метасоматических процессов при формировании субвулканических гидротермальных месторождений медно-молибденовой рудной формации: фациальный состав гидротермально измененных пород, многостадийность их проявления, источник тепловой энергии, агрегатное состояние и состав рудообразующих растворов, а также температура и давление при формировании различных стадий и этапов минералообразования. (Библ.16).

Автореферат

УДК 550.442:553,449

Условия формирования первичных ореолов рассеяния ртути в Чаганузунском рудном поле. Епифанцев О.Г., Оболенский А.А. "Минералогия эндогенных образований!" Новосибирск, 1973.

Рассмотрены геолого-структурные особенности Чаганузунского рудного поля и характер первичных ореолов рассеяния ртути в породах различного состава. Установлен полимодальный характер распределения содержаний ртути в различных породах, при пост-

яньстве количества максимумов и параметров функции распределения для каждой литологической разности. Полиmodalный характер вариационных кривых функции распределения отражает многоступенчатость формирования первичных ореолов рассеяния ртути и их эпигенетический характер. (Библ.16)

Автореферат

УДК 552.11

Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах Восточного Забайкалья. Михалева Л.А., Дергачева Т.Н., Зеркалова М.И., Непеина Л.А. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

В статье рассматриваются особенности минерального состава включений ультраосновных пород, позволяющие считать, что эти породы, в отличие от вмещающих лимбургитов, формировались при более высоких давлениях. (Табл.8, рис.7, библ.22)

Автореферат

УДК 549:552.6

Включения в ударно-метаморфизованном кварце из пород попигайской структуры. Долгов Ю.А., Вишневский С.А. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

Кварц из исходных пород региона испытал в процессе формирования структуры различный по интенсивности ударный метаморфизм: смятие, снижение показателя преломления и двупреломления, переход в диаплектическое кварцевое стекло и в кварцевое стекло плавления (лешательерит). Изучались включения в диаплектическом кварцевом стекле и лешательерите. Особенности включений из изучавшихся кварцевых стекол позволяют выделить их в своеобразный ударно-реликтовый парагенезис. (Рис.5 Библ.18)

Автореферат

УДК 548,4

Температурные условия кристаллизации берилла в апограните. Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Акимцев В.А. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

В статье приводятся результаты детальных микроскопических исследований включений в бериллах из грейзенов и топаз-кварц-берилловых жил из редкометального апогранитового массива. Установлены температуры гомогенизации включений растворов-расплавов. Впервые описаны включения, содержащие стекло, кристаллы, две жидкие фазы и газовую фазу. (Рис. 4, библиография 6)

Автореферат

УДК 552.331.4

Некоторые данные о температурных условиях образования минералов в карбонатитовых комплексах Маймеча-Котуйской провинции. Панина Л.И., Костюк В.П. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

Полученные при изучении условий минералообразования в комплексах ультраосновных щелочных пород провинции температуры гомогенизации включений позволяют высказать обоснованное предположение о том, что породы данного комплекса формировались из единой углекислой щелочно-ультраосновной магмы путем кристаллизационной дифференциации. Наиболее низкотемпературными образованиями в этом ансамбле являются карбонатные минералы, в частности, доломит с $T_{гом} = 750-650^{\circ}C$.

Общая схема, таким образом, отражает следующий порядок последовательности кристаллизации минералов в сложных комплексах провинции: форстерит \rightarrow клинопироксен (мелилит) \rightarrow нефелин (апатит) \rightarrow карбонат. (библиография 31)

Автореферат

УДК 552.II + 548.4

Условия кристаллизации тералитов Горячегогорского массива. Шацкий В.С. "Минералогия эндогенных образований". Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО, вып. 3. Новосибирск, 1973.

Приводятся результаты термометрического исследования вклю-

чений минералообразующей среды в плагиоклазе, пироксене и нефелине тералитов Горячегорского массива. На основании присутствия расплавных включений в нефелине обосновывается его магматическое происхождение. Реакционный характер взаимоотношений нефелина с плагиоклазом рассматривается с позиций замещения плагиоклаза нефелином на магматической стадии. (Библ. II).

Автореферат

УДК 548,4

Первичные включения растворов-расплавов в изумрудах Урала. Базаров Л.Ш., Кляхин В.А., Сенина В.А. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

В статье приводятся результаты минералотермометрического исследования включений в изумрудах из десилицированных пегматитов Изумрудных Копей.

Детально описаны генетические типы включений, установлены температуры их гомогенизации, агрегатное состояние, фазовый состав и соотношения фаз. (рис. 6, библ. 7).

Автореферат

УДК 548,4

Температурные условия формирования апогранитов. Гордеева В.И., Базаров Л.Ш. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

Интервал температур гомогенизации первичных включений, характеризующих условия образования кварца 720° (от 1020 до 260°). Интервал давлений - от 1350 атм. до 60 атм. В солевом составе растворов во включениях главное значение принадлежит NaCl . В составе газовой фазы, помимо воды, обнаружены: CO_2 (до $68,2$ об. %), N_2 + редкие газы (до $60,3$ об. %), H_2 (до $15,0$ об. %).

Кристаллизация всех изучавшихся структурно-парагенетических зон апогранитов осуществлялась из газовых и жидких растворов. Образование зональных кристаллов кварца происходило из жидких гидротермальных растворов. (Табл. 2, библ. 9).

УДК 550.40 + 550.848 + 551.464

Состав газов во включениях аутигенных минералов.
Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

Материалом для написания работы послужили исследования, проведенные авторами в 48-ом рейсе "Витязя" с мая по сентябрь 1970 года. Исследован состав газовой фазы индивидуальных включений в аутигенных минералах, кристаллизующихся в условиях формирования донных осадков различных глубин.

Было проделано более двухсот анализов в 17 пробах, извлеченных с различных глубин. Анализ состава газовой смеси, растворенной в придонных водах различных глубин, показал содержание CO_2 , O_2 и N_2 редкие газы.

Установлена корреляция состава растворенных газов с глубиной, показано изменение содержания углекислоты в зависимости от глубины донных осадков. Начиная с малых глубин, содержание углекислоты до глубины 4800 м. растет незначительно. От глубин с 6000 до 9000 м. с увеличением глубины содержание CO_2 незначительно и составляет 3%. (рис. 4, библ.1)

Автореферат

УДК 549.621.14 + 548.4 + 553.22

Термометрическое исследование включений метасоматоза в оливинах дунитов массива Инагли (Центрально-Алданский район). Чепуров А.И. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

Приводится описание включений метасоматоза в оливине дунитов массива Инагли (Центральный Алдан). С помощью микроанализатора MS - 46 определены составы кристаллических фаз во включениях, отвечающие флогопиту и диопсиду. Проведено наблюдение за включениями при нагревании. (Табл. 1, библ.8).

Автореферат

УДК 548,4

Первичные кристаллические включения и фотоупругий эффект в турмалине. Базаров Л.Ш. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, 1973.

В статье описан случай обнаружения явлений фотоупругого эффекта, связанного с первичными кристаллическими включениями. Установлены температуры исчезновения гало- окрашенных ореолов вокруг твердых включений. Показана возможность использования эффекта для получения генетической информации. (рис.4 библиограф.5).

Автореферат

УДК 553.2:53

Ошибки при измерении температур гомогенизации включений и приемы их устранения. Чупин В.П. "Минералогия эндогенных образований" Новосибирск, 1973.

Установлена зависимость величины погрешности в замерах температур гомогенизации включений от различных факторов: неправильная методика эталонирования термокамер, различная величина теплового потока по объективам с разными увеличениями, вертикальный и горизонтальный градиенты температур в препаратопластинке и другие. Выполнение основных методических правил работы с включениями с учетом перечисленных выше причин позволяет измерять температуру гомогенизации включений с более высокой точностью. (Табл.3, рис.2, библиограф.6)

Автореферат

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Сотников В.И., Берзина А.П. Физико-химические аспекты метасоматизма при субвулканическом рудообразовании ...	3
Епифанцев О.Г., Оболенский А.А. Условия формирования первичных ореолов рассеяния ртути в Чаганузунском рудном поле	13
Михалева Л.А., Дергачева Т.Н., Зеркалова М.И., Непенина Л.А. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах Восточного Забайкалья	30
Долгов Ю.А., Вишневский С.А. Включения в ударно-метаморфизованном кварце из пород Попигайской структуры	51
Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Акимцев В.А. Температурные условия кристаллизации берилла в апограните	65
Панина Л.И., Костюк В.П. Некоторые данные о температурных условиях образования минералов в карбонатитовых комплексах Маймеча-Котуйской провинции	75
Шацкий В.С. Условия кристаллизации тералитов Горячегогорского массива	91
Базаров Л.Ш., Кляхин В.А., Сенина В.А. Первичные включения растворов-расплавов в изумрудах Урала	96
Гордеева В.И., Базаров Л.Ш. Температурные условия формирования апогранитов	109
Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов во включениях аутигенных минералов	119
Чепуров А.И. Термометрическое исследование включений метасоматоза в оливинах дунитов массива Инагли (Центрально-Алданский район)	126
Базаров Л.Ш. Первичные кристаллические включения и фотоупругий эффект в турмалине	131
Чупин В.П. Ошибки при измерении температур гомогенизации включений и приемы их устранения	137

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 7. III. 1974 г. МН 08 008.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 9,75. Уч.-изд. л. 9,20.
Тираж 500. Заказ 113. Цена 64 коп.

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

Цена 64 коп.

1938