



В. А. СИМОНОВ

УСЛОВИЯ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
В НЕГРАНИТНЫХ
ПЕГМАТИТАХ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 478

В. А. СИМОНОВ

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

Ответственный редактор
д-р. геол.-мин. наук проф. *Ю. А. Долгов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981

**Симонов В. А. Условия минералообразования
в неграунтных пегматитах.** — Новосибирск: Наука, 1981.

Монография посвящена актуальным проблемам пегматитообразования. Приводятся современные оригинальные методы термобарогеохимии (изучение включений минералообразующих сред с помощью атомной абсорбции, лазерного микроанализатора и др.). Рассматриваются вопросы герметичности включений при высоких температурах (1000—1400°C). Показано, что дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты ряда габбро-гипербазитовых массивов (офиолитовых комплексов) Сибири, Урала и Дальнего Востока образовывались различными путями: без заметного участия летучих, с помощью высокотемпературных растворов и в результате кристаллизации высокотемпературных расплавов. Горнблендит-, спенит- и мнаскит-пегматиты пльменогорского щелочного комплекса формировались из остаточных пегматитообразующих расплавов, переходящих при снижении температуры в расплавы — рассолы и растворы.

Книга представляет большой интерес для широкого круга геологов, петрологов, минералогов и других специалистов, занимающихся пегматитами, процессами пегматитообразования и исследующих офиолитовые комплексы.

Владимир Александрович Симонов

**УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
В НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ**

Ответственный редактор
Юрий Александрович Долгов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Н. Ф. Джигирис*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*.
Художник *Н. А. Пискун*. Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*.
Корректор *А. А. Надточий*

ИБ № 10647

Сдано в набор 05.10.79. Подписано к печати 11.12.80. МН-05934. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага машиномелованная. Гарнитура обыкновенная. Высокая печать. Усл.
печ. л. 10 + 0,5 на мел. бум. Уч.-изд. л. 11,3. Тираж 1000. Заказ № 702.
Цена 1 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Проблема генезиса пегматитов привлекает внимание многих исследователей, но она не всегда может быть решена с помощью традиционных геолого-минералогических методов. В последнее время для решения задач пегматитообразования широко применяются экспериментальные методы термобарогеохимии. При изучении систем включений минералообразующих сред в минералах пегматитов мы получаем наиболее полную прямую информацию о физико-химических условиях кристаллизации исследуемых минералов.

Основное внимание до сих пор уделялось изучению включений в минералах гранитных пегматитов. Из последних работ следует отметить исследования Н. П. Ермакова [1960, 1965, 1976], Ю. А. Долгова [1963, 1965], И. Т. Бакуменко [1968], Л. Ш. Базарова [1968] и многих других.

Изучению включений в минералах пегматитов негранитного состава посвящено очень мало работ. В основном такого типа включения рассматривались в связи с решением общих проблем петрогенеза. Здесь следует указать работы по исследованию включений в минералах пегматитов Хибинского щелочного массива [Закржевская, 1972; Валяшко и др., 1968; Икорский, 1967, 1968] и некоторых других щелочных массивов [Костюк, 1974].

По всей вероятности, впервые включения в минералах негранитных пегматитов щелочной провинции Ильменских—Вишневых гор упоминаются Е. З. Бурьяновой [1948]. Рассматривая вопрос о природе различной окраски нефелинов из миаскит-пегматитов, Е. З. Бурьянова установила, что большую роль в проявлении мутных нефелинов играют газожидкие включения, образовавшиеся по трещинкам в минерале. Н. М. Успенский [1968], доказывая «положение о существенной роли циркулировавших активных растворов в процессе формирования миаскит-пегматитовых жил», показывает, что минералообразующий агент «оставил ясные следы в виде весьма обильных газожидких включений в нефелине» [с. 246]. В конце 60-х годов были впервые применены методы термобарогеохимии для выяснения физико-химических условий образования ми-

нералов миаскит-пегматитов ильменогорского щелочного комплекса [Базарова, 1969]. Были найдены первичные многофазовые включения в нефелине пегматитов (копь 135). Формы включений — негативные кристаллы. Фазовый состав: газ (около 40%) + кристаллические фазы (около 40%) + жидкость. Вначале эти включения были отнесены к газовой-жидким включениям [Базарова, 1969] с температурами гомогенизаций 700—800°C в жидкую фазу. Позднее эти же включения интерпретировались как раскристаллизованные включения силикатно-хлоридного расплава — раствора [Магматогенная кристаллизация..., 1975] с температурами гомогенизаций в расплав 800—900°C. Таким образом, по Т. Ю. Базаровой и др. [Магматогенная кристаллизация..., 1975], полученные данные при изучении включений минералообразующих сред однозначно свидетельствуют о магматическом происхождении нефелинов миаскит-пегматитов Ильменских гор.

Другую группу негранитных пегматитов, в минералах которых были найдены включения минералообразующих сред, составляют ультраосновные «пегматоиды» (дунит-пегматиты) оливинитовых интрузий севера Сибирской платформы [Васильев, Золотухин, 1975_{1,2}; Папина, Васильев, 1975] и габбро-пегматиты Ирана [Бакуменко, Добрецов, 1976]. В данном случае в результате изучения включений доказывается кристаллизация минералов ультраосновных и основных пегматитов из высокотемпературных (до 1450°C) силикатных расплавов.

В основу предлагаемой работы положена известная книга Н. М. Успенского «Негранитные пегматиты», где детально рассмотрены различные свойства дунит-, пироксенит-, горблендит-, габбро-, сиенит-, миаскит-пегматитов. В монографии приводятся новые данные по негранитным пегматитам Урала, Алтае-Саянской области, Дальнего Востока, Корякии, при этом основное внимание уделено исследованию условий минералообразования с помощью экспериментальных методов термобарогеохимии по изучению включений минералообразующих сред.

Работа выполнена в лаборатории минералообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Автор выражает глубокую благодарность профессору Ю. А. Долгову, И. Т. Бакуменко, Н. А. Шугуровой, Ф. Н. Шешегову, П. П. Кузнецову, В. О. Полякову, В. А. Попову, А. Г. Ильину, Л. А. Шохоновой и другим за ценные консультации и помощь в работе.

МЕТОДЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В этой главе приводятся методы экспериментальных исследований, применявшиеся для изучения включений в минералах негранитных пегматитов. Рассматриваются также некоторые методические проблемы, связанные с поведением включений при высоких температурах. Дается краткое описание методов синтеза минералов миаскит-пегматитов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВКЛЮЧЕНИЙ

В процессе исследования включений минералообразующих сред в минералах негранитных пегматитов использовалась общепринятая схема классификации включений по составу и агрегатному состоянию, предложенная Н. П. Ермаковым [1972]. В соответствии с этой схемой все включения разделяются на три главных класса первого генетического ряда: **затвердевшие** (магматические), **газовые** (пневматолитовые) и **водно-жидкие** (часто углекисло-водные).

В зависимости от расположения включений в минерале-хозяине и от их генетических взаимоотношений выделяются основные классы включений второго генетического ряда: включения **первичные**, захваченные в процессе роста минерала; включения **мнимовторичные**, образовавшиеся после формирования внутренних зон кристаллов, но до завершения кристаллизации всего минерала, и включения **вторичные**, образовавшиеся по трещинкам в уже раскристаллизованном минерале.

Многими исследователями [Ермаков, 1950₁; Калюжный, 1976; Хетчиков, 1976; и др.] были отмечены сингенетичные включения, находящиеся в одной зоне роста минерала или в одной залеченной трещинке, но сильно различающиеся по фазовому составу: типичные расплавные включения наблюдались в непосредственной ассоциации с газовыми; выключениям концентрированных рассолов сопутствовали существенно газовые включения и т. д. Подобные группы включений были названы «псевдоаномальными» [Ермаков, 1972]. На V Всесоюзном совещании по термобарогеохимии Н. П. Ермаков предложил назвать этот класс включений **постгомогенными**,

поставив их в третий генетический ряд включений минералообразующих сред вместе с **гомогенными** и **агомогенными** включениями [Ермаков, 1978_{1,2}].

Гомогенные включения наиболее хорошо изучены, и именно ими пользуются все исследователи для реконструкции физико-химических условий формирования минералов изначально гомогенных минералообразующих сред.

Агомогенные (аномальные) включения образуются в результате расшнуровки, взрыва гомогенных включений, захвата более ранних минералов-спутников и т. д.

Постгомогенные включения захватываются в результате и в процессе эволюционного и скачкообразного изменения минералообразующих систем. Особенно они характерны для временных вскипаний магм, когда одновременно присутствуют минералообразующий расплав и отделившаяся от него часть летучих. В щелочных магмах, обладающих значительной вязкостью, летучие компоненты не успевают удалиться за пределы кристаллизующегося массива полностью и потому консервируются в отдельных постгомогенных включениях, имеющих состав от расплавов — рассолов вплоть до газовых растворов. Эти постгомогенные включения находятся в тесной пространственной и генетической ассоциации с нормальными затвердевшими включениями расплавов.

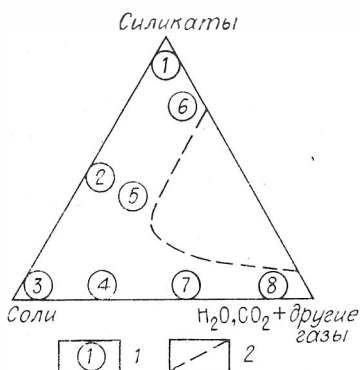
В минералах негранитных пегматитов изучались в основном гомогенные включения, но в некоторых минералах пегматитов ильменогорского щелочного комплекса были найдены и постгомогенные включения, характеризующие в основном этапы вскипания остаточных расплавов, расплавов — рассолов мискиит-пегматитов (наблюдались сингенетичные существенно газовые включения и включения расплавов, расплавов — рассолов).

По характеру первичного состояния содержимого все найденные гомогенные включения в минералах исследуемых пегматитов можно разделить на несколько типов (рис. 1). За основу предлагаемой схемы была взята классификация расплавных включений по первичному состоянию их содержимого [Магматогенная кристаллизация..., 1975].

Включения, в которых менее 10% жидкости, относятся к включениям силикатных (1), силикатно-солевых (2) и солевых **расплавов** (3) (см. рис. 1). Если количество рассола значительно увеличивается (от 10 до 50%), то мы имеем дело с включениями солевых (4) или силикатно-солевых (5) **расплавов — рассолов**. При отсутствии в затвердевших включениях солевых фаз и существенном количестве жидкости включения относятся к силикатным **расплавам — растворам** (6). От включений солевых расплавов до газово-жидких включений **растворов** существует целый ряд промежуточных типов в зависимости от соотношения соли — H_2O . Включения солевых расплавов сме-

Рис. 1. Схема классификации включений по первичному состоянию их содержимого. Составлена на основе схемы для расплавных включений [Магматогенная кристаллизация..., 1975].

1 — включения (1 — силикатных расплавов, 2 — силикатно-солевых, 3 — солевых расплавов, 4 — солевых расплавов — рассолов; 5 — силикатно-солевых расплавов — рассолов; 6 — силикатно-солевых расплавов — растворов; 7 — рассолов, 8 — растворов); 2 — область, где не найдено включений.



няются солевыми расплавами — рассолами, которые в свою очередь по мере увеличения количества жидкости переходят в концентрированные **рассолы** (7), и, наконец, мы наблюдаем включения **растворов** (8), содержащих ту или иную концентрацию солей. Включений, характеризующих область перехода от силикатных расплавов, силикатных расплавов — растворов к растворам, не было найдено.

Соотношение газ — жидкость во включениях, т. е. плотность летучих компонентов (H_2O , CO_2), зависит от давления, при котором захватывались включения. Если при высоких давлениях минералообразующей среды солевые расплавы по мере накопления летучих сменяются солевыми расплавами — рассолами, концентрированными рассолами и, наконец, растворами, то при более низких давлениях наблюдается такая последовательность: сухие солевые расплавы, газовые расплавы — рассолы (частичная гомогенизация во включениях происходит в газ), газовые рассолы (газ преобладает во включениях) и пневматолитовые (существенно газовые) включения с полной гомогенизацией в газ.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР ГОМОГЕНИЗАЦИЙ ВКЛЮЧЕНИЙ

Метод гомогенизации основан на переводе гетерогенного многофазового содержимого включений, при нагревании в микротермокамере, в гомогенное состояние, характеризующее своими физико-химическими параметрами первичную гомогенную среду, в которой рос минерал, содержащий включения. Температуры гомогенизаций включений принимаются за минимальные температуры минералообразования.

Перед термометрическими исследованиями включения тщательно изучались в тонких (менее 0,5 мм) полированных пластинках при комнатной температуре. Были рассмотрены ассоциации включений в целом, их распределение по кристаллу,

взаимоотношения. Отмечалось расположение отдельных включений, их приуроченность к зонам роста, залеченным трещинкам. Определялась ориентировка включений относительно кристаллографических и кристаллооптических осей минералов и т. д. Большое внимание уделено изучению морфологических особенностей включений, их фазовому составу, взаимоотношениям фаз. Каждая фаза впоследствии рассматривалась отдельно. Предварительно определялись кристаллические фазы (минералы-узники) в основном по их внешнему виду и некоторым оптическим константам.

В результате такого оптического изучения включений в статическом состоянии можно:

1) отнести включения к тому или иному классу по составу и агрегатному состоянию (затвердевшие, газовые или водно-жидкие);

2) предварительно определить первичное состояние содержащегося включений (включения расплавов, расплавов — рассолов, рассолов и т. д.);

3) сделать предварительный вывод о первичности — вторичности включений;

4) судить о динамическом состоянии минералообразующей системы: нормальные, гомогенные включения характеризуют среду, находившуюся в гомогенном равновесии; постгомогенные включения указывают на динамичное (эволюционное или скачкообразное) развитие системы;

5) определить целесообразность дальнейшего исследования включений, так как аномогенные (аномальные) включения не содержат достоверной информации о процессах минералообразования;

6) высказать некоторые суждения о физико-химических особенностях минералообразующей среды: для включений рапстворов с помощью визуально-вычислительных методов [Ермаков, 1950₁, 1972; Лесняк, 1964] можно оценить температуры гомогенизации; по минералам-узникам и кристаллическим фазам раскристаллизованных включений приблизительно определяется химический состав среды.

Исследования включений методом гомогенизации проводились в микротермокамере конструкции Ю. А. Долгова, Л. Ш. Базарова [1965], в микротермокамере с силитовым нагревателем [Михайлов, Шацкий, 1975] и в двуспиральной микротермокамере (рис. 2), собранной на основе термокамеры Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова с учетом изменений, предложенных И. Т. Бакуменко [1970].

Двуспиральный нагреватель микротермокамеры состоит из двух алундовых трубок разного диаметра и различной длины, вставленных друг в друга. Спираль на внутренней трубке предназначена для нагрева самого исследуемого препарата. Внешняя трубка со спиралью должна компенсировать охлаждающее

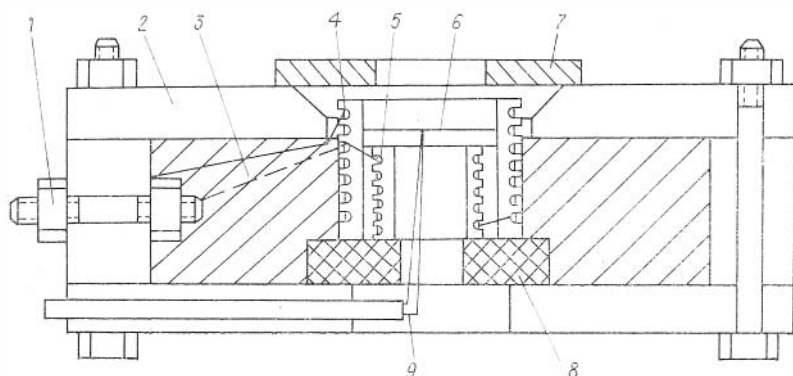


Рис. 2. Высокотемпературная микротермокамера.

1 — клеммы питания; 2 — асбоцементный корпус; 3 — шамотный кирпич; 4 — внешняя алундовая трубка со спиралью; 5 — внутренняя алундовая трубка со спиралью; 6 — корундовая пластинка; 7 — крышка; 8 — алундовая шайба; 9 — термопара.

влияние воздушного потока и объектива. Микротермокамера с двуспиральным нагревателем работает в широком диапазоне температур — от 20 до 1400°C. Точность определения температуры $\pm 10^\circ$ при 1400°C.

В целом установка для термометрических исследований состоит из микроскопа, микротермокамеры, осветителя, милливольтметра, автотрансформатора и понижающего трансформатора.

Перед работой микротермокамера тщательно эталонируется по точкам плавления некоторых солей и чистых металлов (NaNO_3 , KNO_3 , Ag, Au и др.). В дальнейшем температура гомогенизации включений определяется по графику зависимости показаний милливольтметра от температур плавления эталонов в тех же условиях, при которых происходила эталонировка (при смене объектива необходимо пользоваться другим графиком, полученным при эталонировке именно с этим объективом).

При наблюдении за включениями в процессе нагревания использовались объективы $\times 20$, $\times 40$ с водяным охлаждением [Чепуров, 1971].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР ДЕКРЕПИТАЦИЙ ВКЛЮЧЕНИЙ

Метод декрепитации основан на свойствах включений взрываться в основном при температурах, близких к температурам гомогенизации (минералообразования). При нагревании повышение температуры после гомогенизации приводит к резкому возрастанию давления внутри вакуоли. Особенно это характерно для плотных низко- и среднетемпературных газожидких включений ($T_{\text{гом}}$ до 350°C). При определенном

перегреве внутреннее давление превышает пределы прочности минерала-хозяина, в результате чего стенки включений разрываются.

Впервые метод декрепитации для определения температур минералообразования был применен Х. Скоттом [Scott, 1948]. В его аппаратуре частота и интенсивность растрескивания включений улавливалась на слух через стетоскоп. Интенсивность оценивалась по 7-балльной шкале.

В приборе, предложенном П. Пичем [Peach, 1949], частота и интенсивность взрывов включений фиксировалась полуавтоматически, а температура — визуально.

В СССР впервые метод декрепитации стал применяться во Львовском университете [Ермаков, 1950₁]. Взрывы включений в минералах наблюдались визуально под микроскопом.

В 1950—1952 гг. на геологическом факультете Львовского университета Ю. А. Долговым и Л. Д. Райхером [1953] сконструирован автоматический термозвукорегистратор с дифференциальной системой записи и регистрацией температур. Позднее над усовершенствованием конструкций термозвукорегистраторов (декрепитографов) работали Е. Е. Костылева и В. А. Лабунцов [1958], группа исследователей ВСЕГЕИ и др.

При нагревании многих минералов появляются звуковые эффекты, не связанные с декрепитацией включений: растрескивание по спайности, переход одной модификации минерала в другую, разложение и т. п. Для устранения указанных лишних звуков была предложена термобарическая установка [Долгов, 1965; Долгов, Серебренников, 1968], регистрирующая только импульсы увеличения давления в момент взрыва включений.

В последнее время появилось много различных модификаций термозвуковых и термобарических декрепитографов. Интересная декрепобарофоническая установка Ю. Н. Пашкова [1976] позволяет одновременно фиксировать звуки растрескивания включений и эффекты увеличения давления в момент взрывов.

В данной работе декрептофонические исследования включений производились на серийном декрепитографе Д-1. Непосредственно перед исследованиями образцов необходимо было выбрать оптимальный «порог» дискриминации. Для этого прогревалась пустая кварцевая пробирка без пробы. Повышая порог дискриминации (понижая чувствительность), мы уменьшали акустические помехи. При определенном значении порога дискриминации было достигнуто оптимальное соотношение: при максимально возможной чувствительности — минимальные звуковые помехи. Использовались измельченные пробы фракции 0,5—1 мм, массой до 1 г. Результаты растрескивания включений, полученные на декрепитографе, изображались

в виде графиков декрепитации. При расшифровке графиков за температуру образования минералов принималась температура начала массового растрескивания [Наумов, 1968].

Метод декрепитации получил широкое распространение ввиду его экспрессности и большого количества выдаваемой информации. Но во многих случаях температуру начала массового растрескивания, регистрируемого приборами как декрепитацию включений, безоговорочно принимают за температуру образования минерала, строя на этих данных, причем весьма многочисленных, целые генетические модели образования тех или иных месторождений [Научитель и др., 1972]. Согласно Ю. А. Долгову [1965₂] и по нашему мнению, необходим тщательный критический анализ всех полученных на декрепитографах данных. Прежде всего необходимо учитывать следующие факторы:

1. При температурах до гомогенизаций и в районе гомогенизаций включений растрескивание минерала (фиксируемое как декрепитация включений) может происходить по различным причинам (растрескивание по спайности, разложение сульфидов и т. п.). Выше температур гомогенизаций обычно фиксируются шумовые эффекты, сопровождающие разложение самого минерала.

2. В различных минералах включения взрываются совершенно по-разному: обычно в минералах с хорошей спайностью — задолго до наступления температур гомогенизаций, в других минералах взрывы происходят сразу после гомогенизаций, в третьих — включения выдерживают значительные температурные перегревы, и в некоторых минералах они вообще не взрываются [Долгов, Симонов, 1975]

3. Различные типы включений (вторичные, мнимовторичные, первичные) имеют свои температурные интервалы декрепитаций, которые часто взаимно перекрываются и бывают трудно различимы на декрептограмме.

4. Часто совершенно однотипные, находящиеся рядом включения взрываются по-разному: до наступления гомогенизации, сразу же после гомогенизации и практически совсем не взрываются.

5. И наконец, необходимо также учитывать включения с углекислотой, которые взрываются при температурах намного ниже существовавших температур минералообразования.

Полностью учесть эти и другие факторы, затрудняющие расшифровку декрептограмм для определения температур минералообразования, можно только при использовании метода декрепитации совместно с другими методами термобарогеохимии и прежде всего с методом гомогенизации включений.

Исследования газовой-жидких включений методом криометрии (замораживание содержимого включений) были начаты Н. П. Ермаковым [1950₁]. Г. Г. Леммлейн и П. В. Клевцов [1955] определили температуры замерзания растворов во включениях в кварце. По тройной диаграмме $H_2O - NaCl - KCl$ была подсчитана приближенная концентрация хлоридов калия и натрия в растворах включений. В дальнейшем для определения составов и концентрации растворов во включениях метод криометрии широко применялся многими исследователями [Roedder, 1963; Мельников, 1965, 1968; Базаров, Моторина, 1970; Борисенко, 1975; и др.].

Криометрический метод имеет важное значение не только для исследования включений водных растворов. По температуре тройной точки $-56,6^{\circ}C$ можно диагностировать чистую углекислоту во включениях, а по температурам гомогенизаций — судить о ее плотности [Долгов, 1970]. Существенно газовые включения можно также изучать методом криометрии [Долгов, Попова, 1968].

Исследования включений в минералах негранитных пегматитов проводились на измененной и модернизированной установке для глубокого охлаждения конструкции Л. Ш. Базарова [1966] (рис. 3) и в охлаждающей камере, сконструированной на основе камеры А. С. Борисенко (ИГиГ СО АН СССР) (рис. 4). Обыкновенная установка Л. Ш. Базарова имеет некоторый недостаток — инерционность при оттаивании включений. Для увеличения скорости оттаивания предлагалось

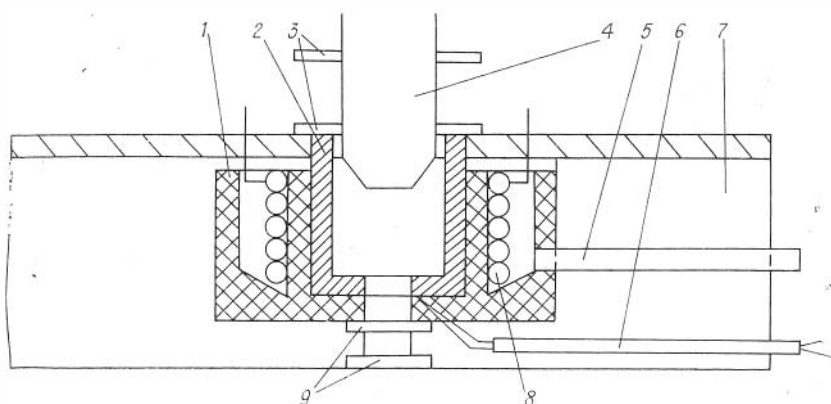


Рис. 3. Охлаждающая камера. Сконструирована на основе камеры Л. Ш. Базарова [1966] для глубокого охлаждения.

1 — охлаждающий корпус; 2 — внутренняя втулка; 3 — термоизоляционные прокладки (асбест); 4 — объектив; 5 — трубка, подводящая азот; 6 — термопара; 7 — корпус камеры (пенопласт); 8 — нагревательная спираль; 9 — термоизоляционные стекла.

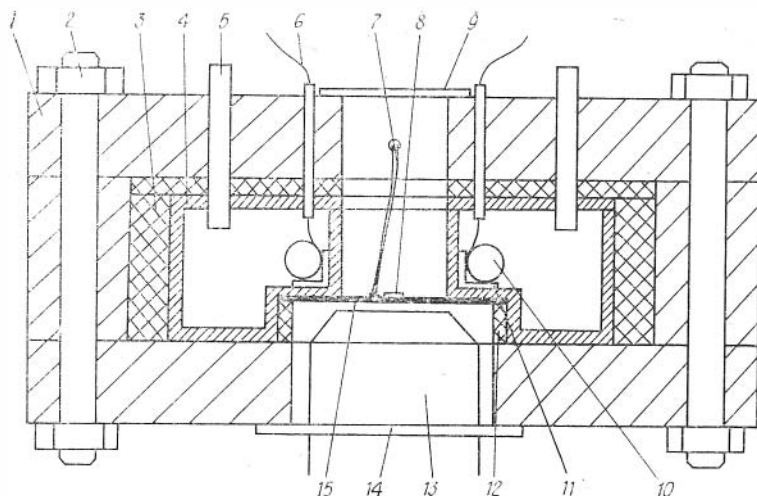


Рис. 4. Охладительная камера. Сконструирована на основе камеры А. С. Борисенко (ИГиГ СО АН СССР).

1 — абсоцментный корпус; 2 — крепление; 3 — прокладки из асбеста; 4 — охлаждаемый корпус (латунь); 5 — трубки, подводящие азот; 6 — провода; 7 — термопара; 8 — препарат; 9 — термоизоляционная крышка (слода); 10 — нагревательная спираль; 11 — прокладка изоляционная (слода); 12 — кварцевая трубка; 13 — объектив; 14 — изоляционная прокладка (асбокартон); 15 — мусковит или кварцевое стекло.

вмонтировать дополнительный нагревательный элемент [Магматогенная кристаллизация..., 1975] внутри камеры или на трубке, подводящей азот. Наиболее эффективно оказалось поместить нагревательную спираль в охлаждающую камеру (см. рис. 3). Внутри охлаждающего корпуса из красной меди охлаждающей камеры помещена нагревательная спираль из жаропрочной стали ЭИ диаметром 0,5 мм, изолированная в фарфоровых трубочках. К спирали через понижающий трансформатор, необходимый для более тонкой регулировки тока, присоединен ЛАТР. Вся криометрическая установка состоит из охлаждающей камеры, микроскопа, потенциометра ПП-63, двух сосудов Дьюара, приспособления для регулировки скорости охлаждения препарата, автотрансформатора и понижающего трансформатора. Точность замеров на данной установке составляет $\pm 0,1^\circ\text{C}$.

В результате добавления нагревательной спирали в охлаждающую камеру были значительно расширены возможности экспериментальных исследований на установке для глубокого охлаждения;

во-первых, оказалось возможным работать в диапазоне температур от $+20^\circ$ до $+35^\circ\text{C}$, что совершенно необходимо при исследовании двухфазовых существенно углекислотных включений;

во-вторых, за счет быстрого размораживания охлаждающей камеры значительно сокращено время одного эксперимента;

в-третьих, достигнута хорошая маневренность охлаждающей камеры: поднимая и понижая температуру в нужном интервале, за короткий промежуток времени можно неоднократно повторять опыт.

Отличительной особенностью другой охлаждающей камеры, использованной в данной работе, является то, что наблюдения ведутся снизу (см. рис. 4). Эта камера была сконструирована по схеме, предложенной А. С. Борисенко и применялась на рудном микроскопе фирмы «Карл Цейс Йена». Благодаря тому, что в охлаждающий корпус помещена нагревательная спираль, охлаждающая камера работает в широком диапазоне температур — от -170° до $+250^{\circ}\text{C}$.

Для установления солевого состава и концентрации солей во включениях необходимо определить температуры эвтектических кристаллизаций растворов и температуры начала замерзания. После полного замораживания включения производился постепенный нагрев. За температуру эвтектики принималась температура, при которой появлялись первые признаки жидкой фазы. По близости этой температуры к температуре эвтектической кристаллизации какого-либо солевого раствора бинарной системы соль — воды определялась соль, преобладающая в растворе исследуемого включения. При дальнейшем повышении температуры происходила перекристаллизация мелких кристалликов соли в один крупный, с последующим медленным его растворением. Температура, при которой находились в равновесии последний кристаллик и раствор, принималась за температуру начала замерзания. Малейшее понижение температуры вызвало рост кристаллика, а повышение — полное его растворение. Если незначительное понижение температуры вызвало резкое увеличение твердой фазы, то это значит, что она представлена льдом и концентрация раствора меньше эвтектической. Если же при снижении температуры не произошло заметного увеличения твердой фазы, то концентрация растворов выше эвтектической. Это видно по резкой асимметрии кривых двухфазового равновесия на диаграммах $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и др. Установив, таким образом, к какой ветви следует обратиться, можно определить концентрацию соли по точке замерзания раствора. Серьезным недостатком криометрического метода является отсутствие табличных данных для многих многокомпонентных систем.

Большое значение эксперименты на криометрической установке имеют при исследовании углекислотных включений. Определяя температуры гомогенизации включений, мы по кривой двухфазового равновесия CO_2 оценивали плотность углекислоты, заполняющей включение.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

Методы определения давления по включениям минералообразующих сред в настоящее время довольно широко распространены и считаются наиболее точными. В данной работе в зависимости от характера исследуемых включений использовались следующие методы:

1. Определение давления по включениям правильной трубчатой формы, содержащим растворы с очень незначительной концентрацией солей.

2. Определение давления по включениям растворов с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.

3. Оценка давления по включениям с минералами-узниками.

4. Использование для целей барометрии существенно углекислотных включений.

Рассмотрим каждый из этих методов.

1. Среди газовой-жидких включений в минералах негранитных пегматитов были встречены включения растворов с очень малой концентрацией солей, имеющие формы правильных тонких трубочек. Это позволило с достаточной точностью оценить визуально соотношение газ — жидкость. Определив наполнение включений $\frac{V_{ж}}{V_{ж} + V_{г}}$ и замерив температуры гомогенизаций, по диаграмме фазового равновесия для H_2O (рис. 5) узнаем давление.

2. В настоящее время для целого ряда систем ($NaCl - H_2O$ и др.) имеются экспериментальные данные, характеризующие PT -зависимость в области двухфазового равновесия, а также состав сосуществующих фаз. Очень часто состав включений довольно близок к составу этих экспериментально изученных систем. Поэтому значения температур и давлений в момент гомогенизаций таких включений будут идентичны значениям температур и давлений, экспериментально установленным для областей двухфазового равновесия систем, аналогичных с включениями по составу и наполнению. Используя эти условия, Ю. А. Долгов, Л. Ш. Базаров и И. Т. Бакуменко [1968] разработали метод определения давления во включениях с помощью совместного применения термометрии и криометрии. Для определения давления в момент гомогенизации включения необходимо знать его состав, концентрацию солей и температуру гомогенизации.

Температура гомогенизации устанавливалась непосредственным наблюдением при нагревании включений и в микротермокамере. Состав раствора и концентрация солей определялись на установке для глубокого охлаждения включений.

Ввиду отсутствия PT -диаграмм для целого ряда систем при определении давления в основном использовались ди-

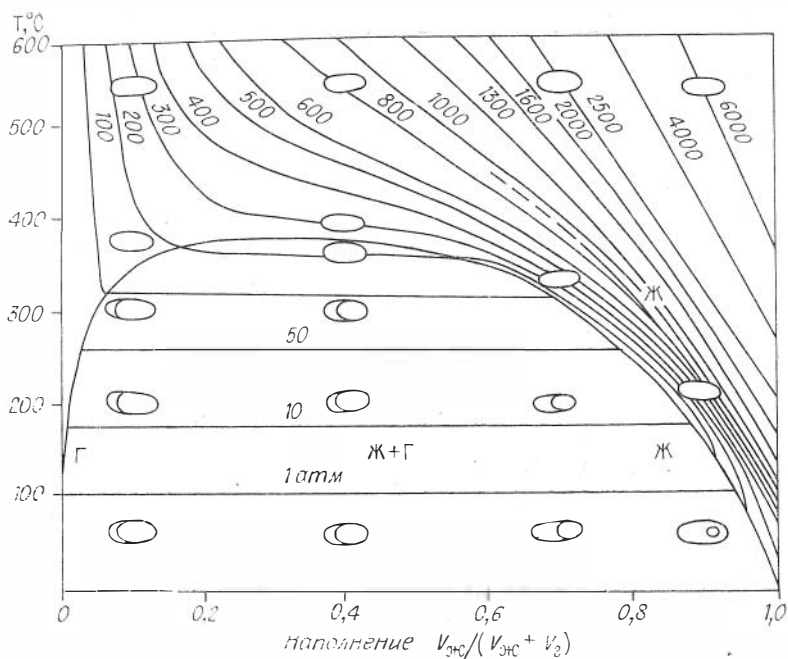


Рис. 5. P — V — T -диаграмма для H_2O [Пизнюр, 1973].

аграммы фазового равновесия системы $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ [Стирикович, Хайбуллин, 1959; Sourirajan, Kennedy, 1962].

3. При исследовании солевых включений (включений расплавов — рассолов) в процессе нагревания в микротермокамере обычно вначале наблюдается гомогенизация жидкости и газа (частичная гомогенизация). Полная гомогенизация (исчезновение последнего кристаллика) отмечается при значительно более высокой температуре, которая и является нижней температурной границей образования минерала-хозяина. Зная температуру частичной гомогенизации (T_1) и полной гомогенизации (T_2), мы можем приблизительно оценить давление минералообразующей среды, так как разница $T_2 - T_1$ для включений концентрированных растворов меньше или равна поправке на давление [Леммлейн, 1973]. Для газовой-жидких включений 30%-ных растворов NaCl поправка на давление к температуре гомогенизации колеблется от 75 до 90°C на 1 кбар в зависимости от величины температуры частичной гомогенизации [Леммлейн, Клевцов, 1956, 1961]. Для многофазовых включений, имеющих более сложный химический состав, экспериментальные данные практически отсутствуют. Ожидалось, что поправка на давление для многосолевых включений более концентрированных рассолов будет меньше, чем для чистых раство-

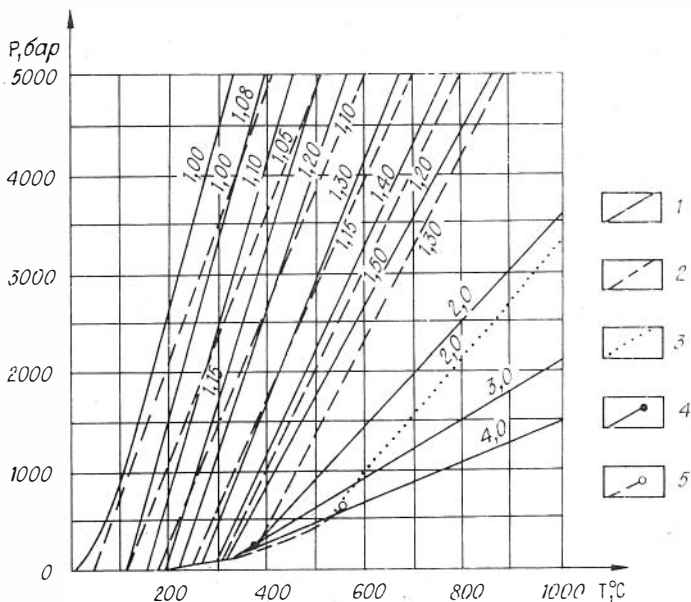


Рис. 6. P — V — T -диаграмма для H_2O и 30%-ного раствора $NaCl$. Построена по данным Ф. Смита [1968].

1 — изохоры H_2O ; 2 — изохоры 30%-ного раствора $NaCl$; 3 — предполагаемая изохора с удельным объемом 2 для 30%-ного раствора $NaCl$; 4 — критическая точка H_2O ; 5 — то же, 30%-ного раствора $NaCl$.

ров $NaCl$ [Фации метаморфизма, 1970], но, по данным Г. Г. Леммлейна и П. В. Клевцова [Леммлейн, 1973], поправка на давление к температуре частичной гомогенизации растворов $NaCl + KCl$ (24% $NaCl + 15\%$ KCl) составляет около $115^\circ C$ на 1 кбар. В нашем случае включения расплавов — рассолов содержат несколько солей и концентрация их довольно высока, поэтому, учитывая приведенные выше данные, при определении давления во включениях с температурами частичных гомогенизаций выше $400^\circ C$ поправка на давление принималась около $100^\circ C$ на 1 кбар. Если температуры частичных гомогенизаций во включениях менее $400^\circ C$, при определении давления использовалась P — V — T -диаграмма для 30%-ного раствора $NaCl$ [Смит, 1968] (рис. 6).

4. В некоторых минералах пегматитов Ильменского минералогического заповедника были найдены углекислотные включения. Диагностика проводилась методом глубокого замораживания включений. Чистые углекислотные включения обычно замерзали ниже температуры тройной точки углекислоты (около температуры возгонки $-78,5^\circ C$). Оттаивание углекислоты происходило близко к температуре тройной точки ($-56,6^\circ C$).

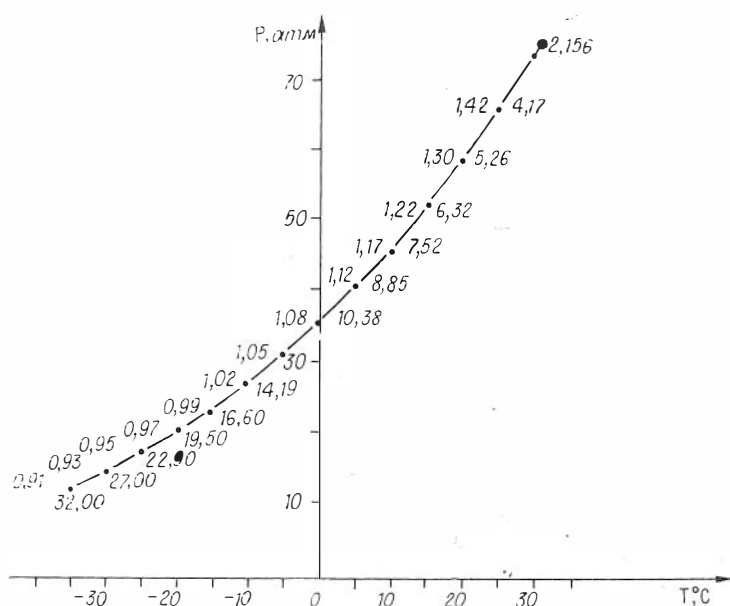


Рис. 7. P — T — T -диаграмма для CO_2 . Цифры у кривой — удельные объемы CO_2 .

Определив температуру гомогенизации углекислотных включений, мы можем оценить плотность углекислоты по P — V — T -диаграмме для CO_2 , построенной по справочным данным [Справочник химика, 1963] (рис. 7). Зная температуру захвата включений и плотность углекислоты в них, определяем давление по P — V — T -диаграмме CO_2 для высоких температур и давлений [Смит, 1968] (рис. 8).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ИНДИВИДУАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для определения состава газовой фазы включений использовался метод, успешно применяемый в лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ [Долгов, Шугурова, 1966; Шугурова, 1968]. За основу этого анализа принят разработанный Энсом и Воано метод исследования отдельных газовых включений в стеклах. Сущность метода заключается в поглощении отдельных газовых компонентов своим собственным поглотителем. При анализе газовой фазы включений используются следующие приборы и приспособления: микроскоп с окуляр-микрометром, трехосный препаратодитель, приспособление для раздавливания пластинки с включением, микропипетка, сосуды с поглотителями и индифферентной жидкостью.

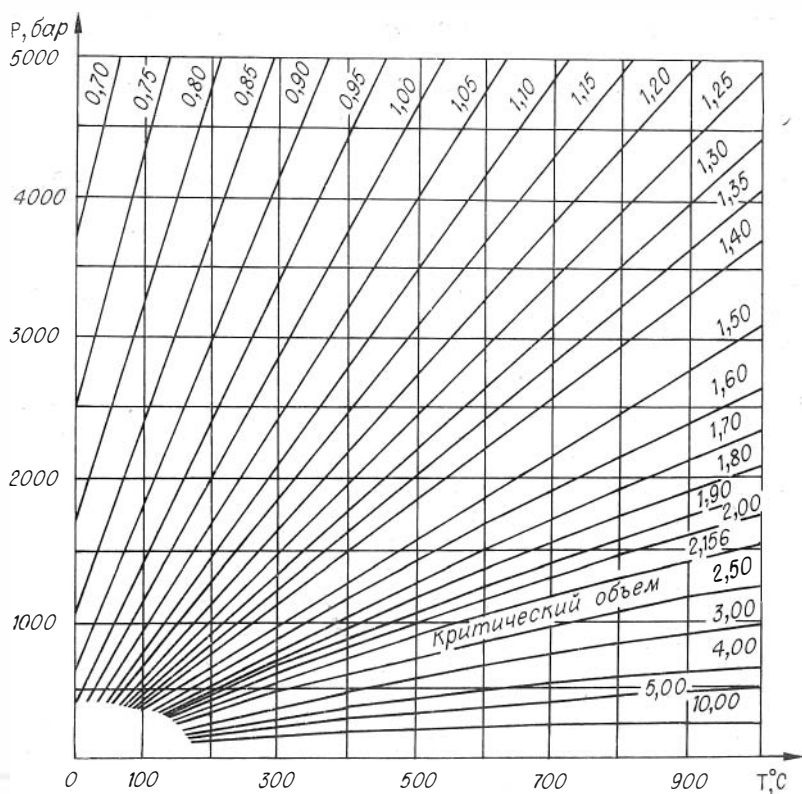


Рис. 8. P — T -диаграмма CO_2 для высоких температур и давлений [Смит, 1968].

В настоящее время этим методом можно определить следующие газовые компоненты: (H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF), CO_2 , O_2 , углеводороды, CO , H_2 и (N_2 + редкие газы). Первая группа газов (H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF) качественно разделяется по методикам капельного микроанализа.

Все анализы газовых фаз в индивидуальных включениях в минералах негранитных пегматитов были проведены сотрудниками лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ Л. А. Шохоновой и Л. А. Фоминой.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАТИОННОГО СОСТАВА ИНДИВИДУАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В настоящее время химический состав включений исследуется двумя главными методами: путем валового анализа всех включений в минералах с помощью водных вытяжек и ультрамикрохимического анализа индивидуальных крупных включений.

Метод водных вытяжек с многократным разбавлением дистиллированной водой [Ермаков, 1950₁; Захарченко, Москалюк, 1968; и др.] широко используется для анализа химических составов газово-жидких включений. По способу извлечения содержимого включений для дальнейшего анализа можно выделить две разновидности метода: извлечение содержимого включений при дроблении минерала и извлечение способом декрепитации включений при нагревании минерала. В первом случае мономинеральную фракцию растирают до пудры в агатовой ступке [Захарченко, Москалюк, 1968]. Истертую пробу в течение 1 ч экстрагируют в дистиллированной воде при температуре 40—50°C. Экстракт фильтруют через шоттовскую воронку и анализируют. При извлечении содержимого включений способом декрепитации навеску изучаемого образца помещают в герметичный титановый автоклав и нагревают в течение 3 ч в выбранном интервале температур [Базаров и др., 1975]. После нагрева остывшую пробу экстрагируют бидистиллятом. Полученный экстракт фильтруют и анализируют обычными аналитическими методами. Оставшуюся на фильтре пробу высушивают, взвешивают и вновь нагревают при температуре, отвечающей следующему выбранному интервалу.

Основной недостаток метода водных вытяжек состоит в том, что все включения экстрагируются вместе и анализы дают усредненные составы суммы разновременных включений разных составов. Поэтому аналитические данные для индивидуальных включений одной генерации, даже только качественные, представляются нам более важными, чем количественные анализы смеси включений различных генераций. Размеры наименьших включений, доступных ультрамикрхимическому анализу, должны быть не менее десятых долей миллиметра [Маслова, 1965], т. е. сотни микрон, в то время как большинство включений имеет размеры в пределах нескольких десятков микрон.

Для исследований катионного состава индивидуальных включений обычного размера (первые десятки микрон) можно использовать атомно-абсорбционный анализ. В этом случае стандартную полиэтиленовую баночку с крышкой заливают 2 мл бидистиллята с известным фоновым содержанием анализируемых элементов. Из этих 2 мл определенную часть бидистиллята с помощью капиллярной пипетки переносят в приспособление, сконструированное В. Т. Славянским и Е. В. Крестниковой [Долгов, Шугурова, 1966] для извлечения газов из пузырей в стекле. Тщательно очищенную пластинку с исследуемым включением помещают в приспособление. Включение вскрывается образующимися трещинками в пластинке путем сжатия линз. При определенном навыке можно добиться того, чтобы трещинки проходили через выбранное включение (рис. 9). После выдержки (5—20 мин) часть бидистиллята с растворен-

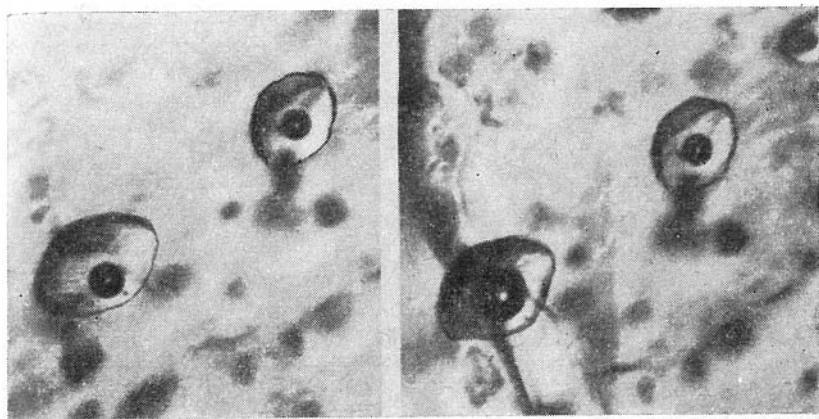


Рис. 9. Вскрытие включений образующимися трещинками. Увел. 200.

ным содержимым включения переносят в исходную полиэтиленовую баночку. Полученный раствор анализировался на катионы Na, K, Ca, Mg атомно-абсорбционным методом (аналитик В. И. Симонова). С помощью предлагаемого метода были исследованы включения в некоторых минералах неогранитных пегматитов Ильменогорского щелочного комплекса и в искусственном содалите (табл. 1). Наиболее удобным оказалось выразить результаты анализа не в абсолютных количествах катионов, а в виде их соотношения. За единицу принято количество натрия. Каждый анализ повторялся 3—5 раз — в таблице приведены средние соотношения катионов.

Таким образом, первые опыты с анализом катионного состава индивидуальных включений показали обнадеживающие перспективы и возможности предполагаемого метода, но не-

Т а б л и ц а 1

Результаты анализа катионного состава индивидуальных включений

Минерал	Время выдер- жки, мин	Средние соотношения катионов			
		Na	K	Ca	Mg
Кальцит	5	1	—	0,73	—
»	10	1	0,25	2,11	1,59
»	20	1	0,17	2,31	0,03
Амфибол	5	1	1,69	0,11	0,03
»	10	1	1,40	0,16	0,04
Циркон	5	1	0,96	0,78	0,81
Флюорит	5	1	0,58	0,38	0,79
Кварц	5	1	0,57	—	—
Содалит (искусств.)	5	1	0,54	—	—

сомненно требуется дальнейшая его экспериментальная проверка и разработка. Можно наметить следующие основные направления развития этого метода:

1. Необходимо увеличить число анализируемых элементов.
2. Надо добиться выражения количества проанализированных катионов в процентном отношении к жидкой фазе включений.
3. Необходимо улучшить операции извлечения жидкости из включений. Здесь нам кажется весьма перспективным метод раздавливания пластинки в касторовом масле (или в других подобных веществах), где выделившийся рассол легко наблюдается в виде капельки, несмешивающейся с окружающей жидкостью. Анализ катионного состава этой капельки отвечал бы истинному содержанию и соотношению вещества во включениях.
4. Одну и ту же группу включений можно разделить на две части: из одной сделать анализ жидкой фазы, а из другой — газовый и получить полное представление о составе минералообразующего раствора.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ВКЛЮЧЕНИЙ МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОГО МИКРОАНАЛИЗА

В последнее время с появлением новой совершенной техники в геохимии, петрографии и минералогии более широко применяется метод лазерного эмиссионного микроспектрального анализа [Менке, Менке, 1968]. Об использовании в исследовании включений лазерного микроанализа указывалось в работе Н. П. Ермакова [1972]. При этом ожидалось, что можно определить лишь элементный состав рудных минералов-узников во многофазовых включениях и использовать лазерный микроспектральный анализ при изучении состава затвердевших микровключений в минералах некоторых магматических пород.

С помощью анализатора LMA-1 фирмы «Карл Цейс Йена» А. В. Павловым [1976; Павлов и др., 1976] проводился лазерный микроскопический анализ состава включений затвердевших расплавов. Результаты лазерного микроанализа представлялись в виде приращения преобразованного почернения линии определяемого элемента и элемента внутреннего стандарта (кремния). В связи с тем, что элементный состав в пределах отдельных включений был неоднородным и отмечалась погрешность самой аналитической методики, необходимо было провести несколько параллельных определений. Локальность и экспрессность получения результатов позволили считать лазерный микроспектральный анализ эффективным способом определения состава стекловатой фазы включений затвердевших расплавов.

В данной работе при исследовании включений лазерным микроанализатором LMA-1 использовался принцип сравнительного спектрального анализа [Ермаков, 1950₁]. Анализировались самые крупные из найденных включений, находящиеся близко к поверхности пластинки, или группа тесно расположенных мелких включений. Вспышка лазерного луча микроанализатора, выжигая в минерале кратер диаметром 0,080—0,100 мм и глубиной 0,080 мм, захватывала при этом значительное количество материала содержащего включений. Спектр выжженного вещества анализировался. Для определения элементов, присущих собственно включениям, с полученным спектром сопоставлялся спектр выжженного вещества из соседних, чистых от включений зерен минерала [Симонов, 1975_{1,2}].

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ (800—1400°C)

О возможности диффузии ионов через стенки включений

В последнее время появились критические работы, ставящие под сомнение результаты термобарогеохимических исследований расплавных включений [Волохов, 1975]. Основное положение заключалось в том, что в процессе нагревания включений до температур гомогенизаций (800—1400°C) происходит утечка содержащего включения в виде ионов водорода (протонов), возникающих при диссоциации воды. Вследствие этого температуры гомогенизаций расплавных включений оказываются значительно завышенными относительно истинных температур их захвата.

Для исследования возможной диффузии ионов через стенки включений и определения влияния этой диффузии на температуры гомогенизаций включений была поставлена серия экспериментов с газовой-жидкими включениями в области температур существования расплавов (800—1400°C) [Долгов, Симонов, 1976].

Исследовались герметичные малоплотные газовой-жидкие включения в соевом кварце. Включения специально подбирались с преобладанием газовой составляющей (степень заполнения $F = 0,2$ и менее), для того чтобы при высоких температурах давление на стенки вакуолей включений было минимальным. Гомогенизации включений происходили в газ при температурах 350—450°C. При нагревании до 600—700°C большинство из них взрывалось. После прогрева отбирались включения с наиболее прочными стенками. Выдерживали перегрев единичные включения из многих сотен. Дальнейшие эксперименты проводились следующим образом. Определялась температура гомогенизации исследуемого включения. Затем

включение перегревалось на $50\text{--}100^\circ\text{C}$ выше температуры гомогенизации ($T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$) (рис. 10). Сделав выдержку в перегретом состоянии, температуру плавно опускали, при этом отмечалась температура гетерогенизации включения. Охлаждение продолжалось ниже температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$) на $100\text{--}200^\circ\text{C}$. Затем включение повторно нагревалось и определялась температура гомогенизации. При этом температура перегрева повышалась еще на 50°C . В следующий раз температура перегрева повышалась снова на 50°C , и цикл исследования в целом повторялся. Таким способом температуры перегрева включений ($T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$; см. рис. 10) последовательно повышались до $1200\text{--}1400^\circ\text{C}$. В процессе всей серии экспериментов тщательно измерялись все изменения в температурах гомогенизаций. Значения температур гомогенизаций очень чувствительны к любым изменениям физико-химических свойств содержимого включений, особенно к утечке содержимого. В частности, для данных включений, в которых газовая фаза преобладает, любая утечка материала из состава включения, т. е. понижение степени заполнения, заметно сказалась бы на понижении температуры гомогенизации включения.

В первом случае (см. рис. 10, а) пластинка кварца предварительно нагревалась до 800°C . До экспериментов два исследуемых включения имели округлые, вытянутые, немного изогнутые формы, $60\text{--}70\%$ газа. При последовательном нагревании до $T_{\text{макс}} = 1050^\circ\text{C}$ наблюдалось очень незначительное, но постепенное повышение температур гомогенизаций. Но в то же время, если охлаждать микротермокамеру полностью до комнатной температуры, то температуры гомогенизаций получаются несколько ниже и ближе по своим значениям к первоначальной температуре гомогенизации. После нагревания до $T_{\text{макс}} = 1050^\circ\text{C}$ оба включения понизили свои температуры гомогени-

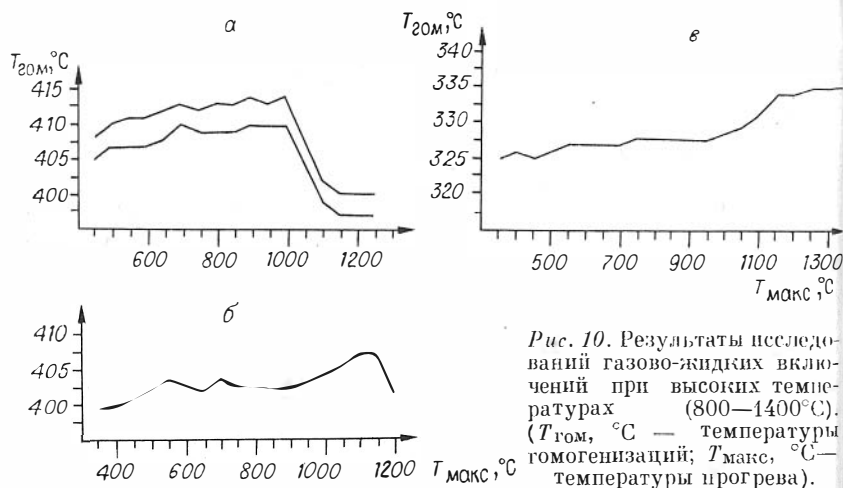


Рис. 10. Результаты исследований газовой-жидких включений при высоких температурах ($800\text{--}1400^\circ\text{C}$). ($T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ — температуры гомогенизаций; $T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$ — температуры перегрева).

зации (см. рис. 10, а). Отчетливо было видно некоторое изменение формы и объема включений. С увеличением объема уменьшалась плотность содержимого включения и поэтому уменьшались температуры гомогенизаций. При дальнейшем увеличении $T_{\text{макс}}$ и при длительной выдержке включения изменяют формы практически прямо на глазах, становятся более изометричными, крупными, яснее проявляются грани негативных кристаллов. При охлаждении происходило некоторое сжатие включений.

Вторая пластинка кварца (см. рис. 10, б) прогревалась до 1000°C . Включение — с очень тонкими и четкими границами и поэтому удобное для точных замеров температур гомогенизаций. Газ во включении занимает около 80% от всего объема. Вплоть до $T_{\text{макс}} = 1200^{\circ}\text{C}$ наблюдалось постепенное, довольно отчетливое повышение температур гомогенизаций включения, так же как и в первом случае до $T_{\text{макс}} = 1050^{\circ}\text{C}$. После нагрева до 1200°C включение разгерметизировалось и часть содержимого ушла, что тотчас же отразилось в понижении температуры гомогенизации (см. рис. 10, б). После экспериментов включение в целом сохранило свою форму, объем газовой фазы несколько увеличился.

В третьем случае (см. рис. 10, в) пластинка сотового кварца нагревалась до 800°C . Включение плоское, с очень тонкими и четкими границами, можно было точно измерить температуры гомогенизаций. Температуры гомогенизаций несколько повышаются после повышения $T_{\text{макс}}$. До $T_{\text{макс}} = 1050^{\circ}\text{C}$ после длительного охлаждения температура гомогенизации возвращалась к первоначальной величине. После $T_{\text{макс}} = 1100^{\circ}\text{C}$ такого возвращения не наблюдалось, т. е. во включении произошли какие-то необратимые процессы. При 1200°C включение становится более округлым, но, в общем, после экспериментов практически сохранило свою форму.

В результате проделанной серии экспериментов были выявлены некоторые особенности поведения газовой-жидких включений при высоких температурах ($800\text{—}1400^{\circ}\text{C}$):

во-первых, несколько изменяется форма включений;

во-вторых, довольно резко увеличивается объем некоторых газовой-жидких включений при 1050°C ;

в-третьих, происходит некоторое повышение температур гомогенизации с повышением температур перегрева ($T_{\text{макс}}$). Примерно до $T_{\text{макс}} = 1050^{\circ}\text{C}$ температуры гомогенизации включений повышаются равномерно и довольно незначительно, выше 1050°C — более резко. Если до $T_{\text{макс}} = 1050^{\circ}\text{C}$ повышение температур гомогенизаций было обратимым, т. е. при длительной выдержке при низких температурах температура гомогенизации возвращалась к первоначальному своему значению, то свыше 1050°C повышение стало необратимым.

В самой начальной стадии экспериментов из-за растрески-

вания включений мы были вынуждены прогревать пластинки кварца до 800—1000°C и только с сохранившимися включениями продолжать опыты. Поэтому необходимо рассмотреть возможность диссоциации соединений и диффузии их в виде ионов из включений до температур 800—1000°C.

Включения с малыми степенями заполнения при комнатной температуре содержат флюид, плотность которого $< 0,2 \text{ г/см}^3$. По диаграмме, отражающей зависимость ионного произведения воды от температуры, плотности и давления [Barnes, Ernst, 1963], определяем, что для водного флюида с плотностью $< 0,2 \text{ г/см}^3$ при температурах вплоть до 800°C ионное произведение будет меньше $1 \cdot 10^{-13}$. Для сравнения, при комнатной температуре $K_{\text{H}_2\text{O}}$ (ионное произведение) равно $1 \cdot 10^{-14}$, т. е. всего на порядок меньше. Таким образом, вплоть до 800°C диссоциация воды в исследуемых включениях очень незначительна и ею можно пренебречь.

Водные растворы, находящиеся во включениях, всегда содержат некоторое количество солей. Поэтому необходимо также рассмотреть диссоциации таких наиболее распространенных солей, как NaCl, KCl и др. Важное обобщение было сделано Бревером [Земля, Введение в общую геологию, 1974]: по мере того, как повышается температура, усложняется состав пара, находящегося в равновесии с твердым веществом. Таким образом, флюидные фазы при высоких температурах будут постепенно приобретать молекулярный характер, а сами молекулы по мере повышения температуры могут стать больше. Из табл. 2 [Там же, 1974], где приводится зависимость констант диссоциации KCl и HCl от температуры, при плотности флюидной фазы $0,3 \text{ г/см}^3$ хорошо видно, что с повышением температуры степень диссоциации HCl и KCl уменьшается. Сходные результаты были получены Барнсом и Эрнстом [Barnes, Ernst, 1963]. По их данным сильная кислота HCl, полностью ионизированная при низких температурах, становится при высоких температурах малоионизированной слабой кислотой. Очевидно, в этих условиях молекулярная форма

HCl преобладает над ионными формами. При повышенных температурах NaOH тоже будет слегка или умеренно ионизированным. Степень ионизации NH_4OH и HSO_4^- также сильно уменьшается с повышением температуры.

Таким образом, можно утверждать, что при предварительном прогреве

Т а б л и ц а 2

Зависимость констант диссоциации KCl и HCl от температуры

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

включений до 800°C (по всей вероятности, и до 1000°C) никакой существенной диссоциации, а потому и утечки вещества из включений в виде H^+ или других ионов не происходило.

В результате проведенных исследований включений при температуре перегрева ($T_{\text{макс}}$) 800—1400°C (рис. 10, а, б, в) наблюдалось закономерное повышение температур гомогенизаций. Если бы существовала диффузия ионов из включений, т. е. происходило бы уменьшение плотности содержимого включений (как случалось в случае «а», где при температуре 1050°C увеличились объемы включений; или в случае «б», где при 1200°C наблюдался выброс некоторой части вещества включений), то явственно понизились бы температуры гомогенизаций (как и произошло в случаях «а» и «б», см. рис. 10). Таким образом, диффузии из включений в пределах чувствительности и точности наших приборов не происходило. Некоторое повышение температур гомогенизаций можно объяснить увеличением плотности содержимого включения в результате растворения вещества, осажденного на стенках включений.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Диссоциация воды при температурах расплавов 800—1400°C во флюиде включений (газово-жидких) незначительна, влияние ее на температуру гомогенизации включений, в пределах точности наших замеров, не обнаружено. Не сказывается на температуре гомогенизации и диссоциация солей, находящихся в растворе включений.

2. Диффузия воды сквозь стенки включений в диссоциированном виде (в виде H^+) не наблюдалась в такой степени, чтобы оказывать какое-либо влияние на понижение плотности, а следовательно, и на температуры гомогенизации. Несущественна также диффузия ионов растворенных солей.

3. При высоких температурах перегрева (выше 1050°C) включений отмечается некоторое увеличение плотности флюида, по всей вероятности, за счет растворения осажденного на стенки вакуолей вещества.

В заключение необходимо подчеркнуть, что проведенные исследования с природными кварцевыми автоклавами (включениями) при нагревании водного флюида до 1400°C не показывают его утечки ни в форме «диффузии протоионов», ни каким-либо иным способом (в пределах точности наших замеров). Попытки преувеличить значение диффузии ионов водорода из включений при температурах плавления горных пород [Волохов, 1975] не подтверждаются экспериментами.

О термальном метаморфизме включений

Процессы минералообразования довольно часто происходят в несколько этапов, причем последующие этапы могут характеризоваться более высокими термодинамическими параметрами.

Тектонические подвижки и сопутствующие им новые порции растворов и расплавов приводят к термо- и динамометаморфизму уже раскристаллизовавшихся минералов. И конечно, находящиеся в этих минералах включения также претерпевают существенные изменения. Поэтому большой интерес представляют экспериментальные работы по изучению метаморфизма включений [Леммлейн, 1951; Леммлейн, Клия, 1954; Хетчиков и др., 1971; Труфанов и др., 1971; и др.], которые необходимы для правильной оценки данных по гомогенизации метаморфизованных включений.

При исследовании включений в области высоких температур (800—1400°C) были получены некоторые результаты о термальном метаморфизме газово-жидких включений в сотовом кварце:

1) изменяется форма немногих сохранившихся включений (большинство включений взрывается), они становятся более изометричными, округлыми;

2) при 1050°C довольно резко увеличивается объем некоторых включений, они как бы раздуваются во все стороны;

3) начиная с перегрева до 1050°C у включений явственно и необратимо повышаются температуры гомогенизаций;

4) выше 1050°C из мелких темных, по всей вероятности существенно газовых включений образуются новые тонкие прозрачные газово-жидкие включения;

5) появляется ореол мельчайших включений вокруг более крупных газово-жидких включений.

Необходимо обратить внимание на своеобразный температурный «порог» при 1050°C, около которого и происходят наиболее значительные изменения включений. Почему именно с 1050°C начинаются многие изменения, остается пока не ясным.

Таким образом, в результате наблюдений за поведением газово-жидких включений при высоких температурах (выше 800°C) мы видим значительные необратимые изменения, которые необходимо учитывать для правильной интерпретации данных по гомогенизации газово-жидких включений в минералах, претерпевших термальный метаморфизм.

СИНТЕЗ МИНЕРАЛОВ МИАСКИТ-ПЕГМАТИТОВ

Синтез минералов миаскит-пегматитов производился в условиях, определенных по включениям минералообразующих сред в природных минералах¹.

¹ Опыты были проведены на экспериментальной установке, любезно предоставленной нам сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР: канд. геол.-мин. наук В. А. Кляхиным, А. Г. Ильным и Д. А. Фурсенко, без советов и помощи которых вряд ли была возможна вся работа по синтезу минералов миаскит-пегматитов. Пользуясь случаем, автор выражает им свою глубокую благодарность.

Эксперименты проводились в автоклавах из стали ЭИ 437Б с самоуплотняющимся затвором, работающим по принципу некомпенсированной площади. Использовались двухобмоточные печи с двумя сменными нагревателями: донным и верхним. Донный нагреватель представляет собой спираль сопротивлением 15 Ом, которая уложена в короб из нержавеющей стали и залита огнеупорной массой (25% огнеупорной глины и 75% порошка окиси алюминия). Верхний нагреватель намотан на прямоугольный короб из нержавеющей стали, с переменным шагом, уменьшающимся вверх. Сопротивление верхней обмотки 20 Ом. Оба нагревателя изготовлены из жаропрочной проволоки ЭИ 626 сечением 1,2 мм. Печь рассчитана на свободное размещение четырех автоклавов емкостью по 170 мл каждый.

Температура регулировалась с помощью стандартных блоков регулировки ВРТ-3. В качестве регулирующих термопар использовались две платино-платинородиевые термопары, расположенные в непосредственной близости от обмоток обоих нагревателей, в качестве контролирующих термопар — две хромель-алюмелевые термопары, которые привязывались асбестовым шнуром к одному из четырех автоклавов. Одна термопара прикреплялась ко дну автоклава, другая — к верху автоклава. Термопары изолировались асбокартоном, чтобы исключить возможность их непосредственного разогрева излучением стенок печи. Показания контролирующих термопар регистрировались на самописце.

Исходными веществами были стандартные химические реактивы: $\text{Al}(\text{OH})_3$, Na_2CO_3 , NaOH , NaCl , KOH , NaF , K_2CO_3 , CaF_2 , KCl , SiO_2 (аморфный). Кроме того, в шихту входили природный кварц — морион из месторождений Воыни, кварцевое стекло и природный нефелин из копей № 9—II, 115 Ильменского минералогического заповедника.

Г л а в а II

ПЕГМАТИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ МАССИВАМИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Наиболее детально рассматриваются дунит-, пироксенит-, габбро-пегматиты габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области. Негранитные пегматиты Урала, Анадырско-Корякской складчатой системы и Сихотэ-Алиня освещены менее подробно и в основном в связи с исследованиями включений минералообразующих сред.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ В РАЗРЕЗАХ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

Пегматиты негранитного состава, связанные с габбро-гипербазитовыми массивами складчатых областей, изучены пока еще недостаточно. Наибольшее внимание уделено пегматитам Урала, среди которых детально описаны дунит-, пироксенит-, горнблендит- и габбро-пегматиты [Виноградская, 1954, 1957; Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Успенский, 1968; Мясников, Карпова, 1970_{1,2}; и др.]. В других районах об аналогичных образованиях в литературе имеются лишь краткие сведения, связанные с рассмотрением более общих петрологических проблем, это — Алтае-Саянская складчатая область [Лебедев, 1935; Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевиц, 1977], Северное Прибайкалье [Конников, 1978], Анадырско-Корякская складчатая система [Альпинотипные гипербазиты..., 1973], Дальний Восток [Зимин, 1973_{1,2}; Щека и др., 1973] и Сахалин [Сладкевич, Леснов, 1976].

В ходе полевых работ 1973—1978 гг. исследованы негранитные пегматиты и отобраны их образцы для последующего изучения методами термобарогеохимии в ряде габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области: Куртушубинском (Западный Саян), горы Становой хребет и горы Бархатной (Кузнецкий Алатау), Хопсекском (Западная Тува); Кытлымском массиве (Урал); Бреевском массиве на Дальнем Востоке (Сихотэ-Алинь). Образцы негранитных пегматитов с Куюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система) были любезно предоставлены для исследований Ф. П. Лесновым.

Куртушубинский массив в Западном Саяне слагает водораздельное пространство между реками Коярд, Ореш и Омыл, впадающими слева в р. Ус, и реками Серлих и Туран, принадлежащими к системе р. Бий-Хем (рис. 11). Массив находится в пределах южного крыла Куртушубинского антиклинария среди докембрийских и раннекембрийских толщ. Западнее главного тела вскрыты метаморфические породы чингинской свиты. На востоке гипербазиты перекрыты габбро и диабазами, которые находятся в субстратифицированном залегании, полого погружаясь на юго-восток [Кузнецов, 1976].

Ядро массива, окруженное серпентинитами, сложено полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом. Полосчатость образована чередованием дунитов и гарцбургитов. Мощность полос в центральной части комплекса — десятки сантиметров; к периферии мощность дунитовых полос достигает нескольких метров. Серпентинитовая оторочка образована апогарцбургитовыми серпентинитами с жилами пироксенитов и габбро. Пегматиты были встречены в зоне восточного контакта гипербазитов с габбро, диабазами и вмещающими метаморфически-

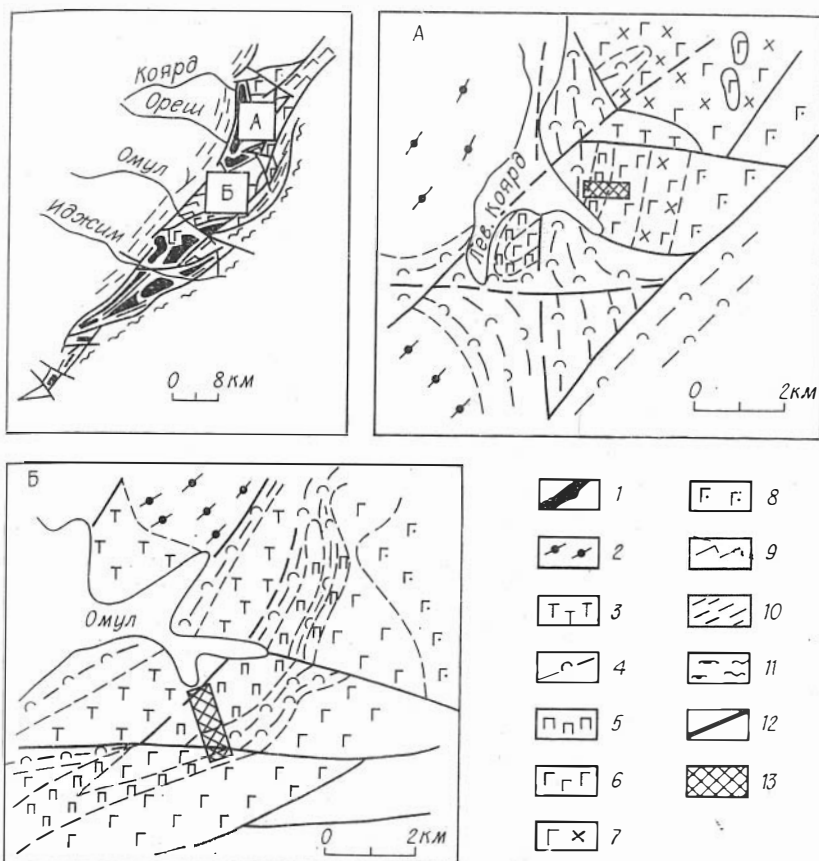
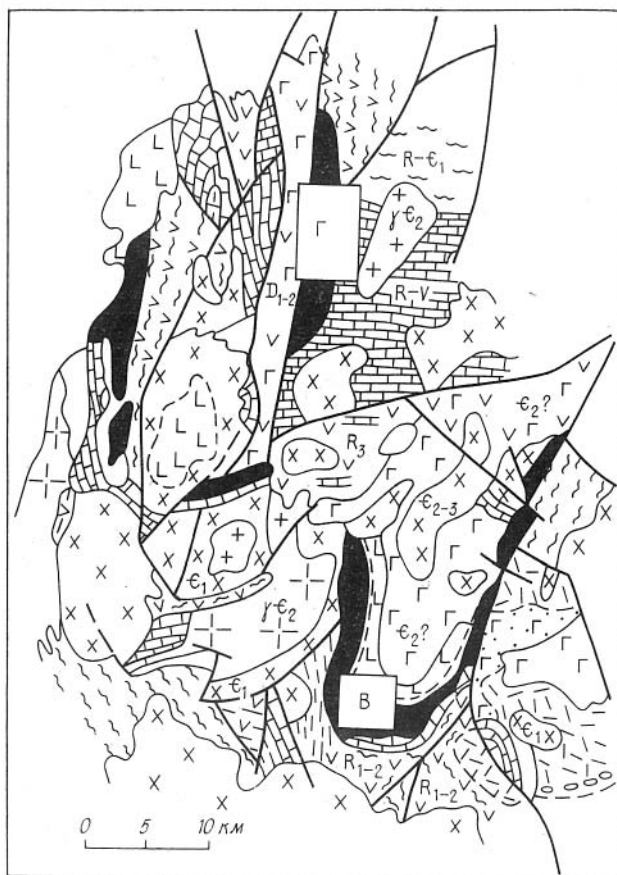


Рис. 11. Схемы геологического строения участков развития негранитных пегматитов в офиолитовом комплексе Кутрушубинского хребта (Западный Саян). Составлены с использованием геологической карты А. К. Сибилева.

1 — гипербазиты нерасчлененные; 2 — дуниты; 3 — апогарцбургитовые серпентиниты; 4 — серпентиниты; 5 — пироксениты; 6 — габбро; 7 — габбро-диабазы; 8 — диабазы; 9 — амфиболиты; 10 — отложения чингинской свиты; 11 — отложения аласусской свиты; 12 — разломы; 13 — участки развития пегматитов; А — участок в верховьях р. Левый Коярд; Б — участок в верховьях р. Омул.

ми толщами в верховьях р. Левый Коярд (см. рис. 11, А) и в верховьях р. Омул (см. рис. 11, Б), причем здесь характерным оказалось наличие тройной ассоциации пород: серпентиниты — пироксениты — габбро.

В верховьях р. Левый Коярд (см. рис. 11, А) серпентиниты тройной ассоциации, окружающие дунит-гарцбургитовое ядро массива, содержат многочисленные жилы пироксенитов, пироксенит-пегматитов, габбро и габбро-пегматитов. В восточном направлении серпентиниты сменяются горизонтом,



в южной части которого преобладают верлиты, реже троктолиты и габбро-нориты с линзами серпентинитов [Кузнецов, 1976]. Верхняя часть горизонта имеет габбро-клинопироксенитовый состав. Среднезернистые габбро слагают резко обособленные, угловатые тела, имеющие различные переходные образования к крупнокристаллическим габбро-пегматитам, на контакте с которыми пироксениты часто оказываются также гигантокристаллическими (пироксенит-пегматиты). В габбро встречаются мелкие блоки массивных серпентинизированных перидотитов с четкими границами, а также тонкие (до первых десятков сантиметров), беспорядочно ориентированные дайки диабазов. Далее к востоку наблюдается горизонт, сложенный габбро-диабазом, претерпевшим изменения в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В габбро-диабазе заключены многочисленные мелкие угловатые тела крупнозернистых габбро и пироксенитов. Габбро-диабазы сменяются горизонтом, выполненным дайками серых мелкозернистых диабазов.

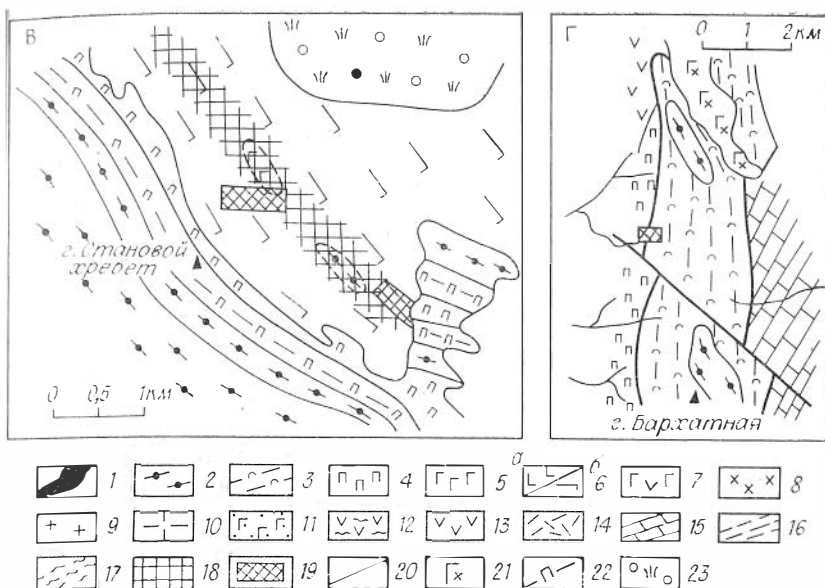


Рис. 12. Схемы геологического строения участков развития негратитов в габбро-гипербазитовых массивах Кузнецкого Алатау. Составлены с использованием геологических схем О. Р. Коноваловой [Коновалова, Прусевич, 1977].

1 — гипербазиты нерасчлененные; 2 — дуниты; 3 — серпентиниты; 4 — пироксениты; 5 — вулканогенные породы основного состава; 6 — габбро: а — массивные, б — полосчатые; 7 — вулканогенные породы смешанного состава; 8 — диориты; 9 — граниты; 10 — плагиограниты; 11 — туфогенные отложения основного состава; 12 — метаморфические сланцы по вулканогенным породам среднего состава; 13 — вулканогенные породы: 13 — среднего состава, 14 — кислого состава; 15 — известняки; 16 — алевролиты, сланцы; 17 — метаморфические сланцы, гнейсы; 18 — предполагаемая ослабленная зона в массиве горы Становой хребет; 19 — участки развития негратитовых пегматитов; 20 — разломы; 21 — тералиты, асескиты; 22 — верлиты; 23 — рыхлые отложения.
В — участок массива горы Становой хребет; Г — участок массива горы Бархатной.

В верховьях р. Омул зона восточного контакта несколько отличается от обстановки, которая наблюдалась по р. Левый Коярд (см. рис. 11, В). Апогарцбургитовые серпентиниты к юго-востоку сменяются горизонтом пироксенитов с многочисленными включениями серпентинитов. К этому горизонту приурочены пироксенит-пегматиты и связанные с ними габбро-пегматиты. Далее следует довольно сложный комплекс пироксенитов, серпентинитов и габбро, который непосредственно контактирует с массивными габбро. Рядом с этим контактом в массивном мелкозернистом габбро встречаются крупнокристаллические участки габбро-пегматитов.

Габбро-гипербазитовый массив горы Становой хребет (рис. 12, В) занимает участок в водораздельной центральной части Кузнецкого Алатау, в истоках рек Нижняя Терсь, Кия, притоков р. Средняя Терсь — Красная Речка и Ивановка. С юга и запада массив обрамлен толщами, которые на основа-

нии высокой степени метаморфизма условно относятся к докембрию. Центральная часть зональной структуры массива сложена габбро-диабазами, диабазами и габбро-порфиритами [Коновалова, Прусевич, 1977]. Осевые части дугообразной зоны массива образованы гарцбургитами и дунитами, здесь же преимущественно и встречаются тела дунит-пегматитов. Во внешней эндоконтактной части зоны гипербазитов ультраосновные породы представлены антигоритовыми серпентинитами. Во внутренних эндоконтактах зону дунитов перекрывает полосчатый горизонт верлит-дунит-клинопироксенитового состава, содержащий многочисленные участки и линзы пироксенит-пегматитов. Далее, ближе к центру структуры, верлит-дунит-клинопироксенитовый комплекс сменяется полосчатыми габбро-брондами. Приблизительно в центральной части горизонта полосчатых габбро намечается своеобразная зона, протягивающаяся параллельно контакту с нижележащим горизонтом (см. рис. 12, В). В ней среди полосчатых мелкозернистых габбро наблюдаются мелкие тела серпентинизированных гипербазитов, пироксен-роговообманковых и кварцсодержащих габбро и габбро-пегматитов. Вероятно, это своеобразная ослабленная зона, куда за счет тектонических перемещений были внедрены, а частично образовались на месте породы, существенно отличающиеся от вмещающих габбро.

Гипербазитовый массив горы Бархатной (Кузнецкий Алатау) (см. рис. 12, Г) расположен на водоразделе рек Кия, Большой Растай и Нижняя Терсь. Массив, вытянутый в меридиональном направлении, на востоке имеет крутые тектонические контакты с карбонатными породами эффузивно-осадочной толщи, условно относимые к кембрию и протерозою [Коновалова, Прусевич, 1977]. Вдоль западного обрамления гипербазитового массива прослеживаются пироксениты, неравномернозернистые апогипербазитовые габбро, габбро-диабазы и габбро-пироксениты. Магнитной съемкой установлено, что западный контакт массива падает на запад, под вмещающие толщи.

В составе массива преобладают серпентиниты и перидотиты. Дуниты слагают значительные площади в южной части массива, в средней части его они образуют дунит-перидотитовый полосчатый комплекс, а в северной в виде линз встречаются среди серпентинитов.

Габбро-пегматиты были встречены в зоне западного контакта гипербазитового массива (см. рис. 12, Г). Они приурочены здесь к внешней части контактовой зоны сложного строения. Шлиры и часто довольно правильные уплощенные линзы (до 1,5—2 м в длину) пегматитов располагаются среди гнейсовидных габбро с волнистой полосчатостью. Сами гнейсовидные габбро образуют довольно заметные участки более крупнозернистых пород среди сложного комплекса мелкозернистых габбро и сильно измененных пироксенитов. В целом контакто-

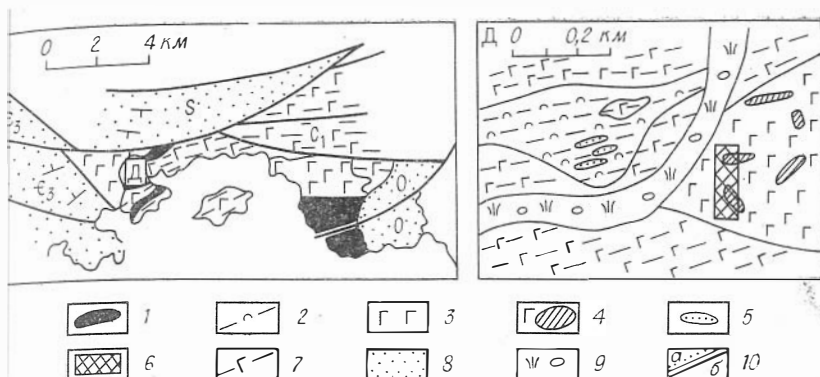


Рис. 13. Схема геологического строения участка развития негранитных пегматов в Хопсекском массиве основных пород (Западная Тува).

Составлена с использованием материалов В. И. Конторотича и др.

1 — гипербазиты нерасчлененные; 2 — серпентиниты; 3 — габбро; 4 — габбро с телами негранитных пегматов; 5 — дайкообразные тела измененных диабазов внутри серпентинитов; 6 — пизученный участок; 7 — вулканогенно-осадочные породы; 8 — терригенные породы; 9 — четвертичные отложения; 10 — геологические границы; а — несогласные стратиграфические, б — разломы.

вая зона, заключающая габбро-пегматиты, представляет собой чешуйчатую структуру, отражающую тектоническое воздействие гипербазитового массива на окружающие его толщи, которая была легко проницаема для пегматитообразующих агентов.

Хопсекский массив основных пород (Западная Тува) (рис. 13) располагается в северной части одноименного урочища на левобережье р. Хемчик. Он занимает водораздельную возвышенность между р. Терек и безымянным ключом, протекающим к западу от нее [Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958]. Для Хопсекского массива характерна резко выраженная пестрота текстур его пород. Смена текстурных типов пород происходит очень быстро. Наблюдаются взаимопереходы до крупно- и даже гигантокристаллических пегматоидных габбро.

Толщи, вмещающие массив, сложены зеленокаменными породами, относимыми к чингинской свите раннего кембрия (?), представленной терригенными и кремнистыми породами с горизонтами базальтовых порфиров и их туфов (Зайков, 1976). Степень дислоцированности вмещающих толщ очень высока, породы будинированы, интенсивно рассланцованы и ожелезнены. В них заключены небольшие линзовидные тела серпентинитов, содержащих дайки вмещающих пород. Здесь же наблюдаются линзы амфиболитов и неправильной формы незначительные массивы средне- и мелкозернистых габбро, содержащих беспорядочно рассеянные в них тела габбро-пегматитов (см. рис. 13, Д).

Кытлымский массив (Урал) (рис. 14) находится в северной части Среднего Урала. Среди вмещающих пород выделяются ордовикские осадочно-вулканогенные отложения, примыкаю-

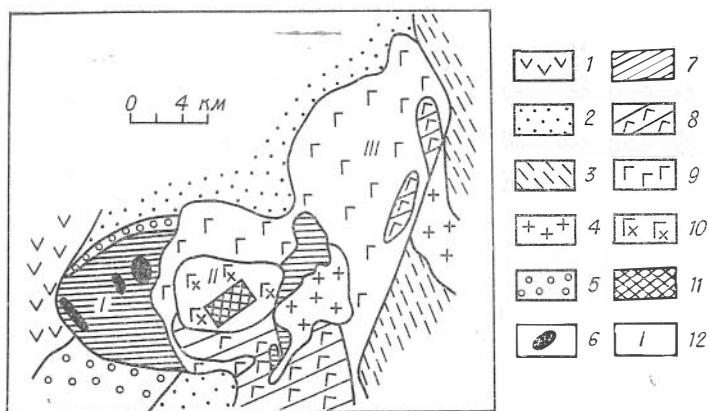


Рис. 14. Схема геологического строения северной части Кытлымского массива (Урал). По А. А. Ефимову, Л. П. Ефимовой [1967], с изменениями и дополнениями автора.

1 — зеленые сланцы и эффузивы ордовика; 2 — амфиболиты ордовика — силура; 3 — основные эффузивы силура; 4 — гранитоиды; 5 — кытлымиты; 6 — дуниты; 7 — пироксениты, тылайты, верлиты, оливиниты; 8 — оливиновые габбро; 9 — габбро-нориты; 10 — амфибол-пироксеновые амфиболовые габбро; 11 — исследованный участок развития пегматитов; 12 — ассоциации (I — Тылай-Конжаковская; II — Серебрянская; III — Валенторская).

щие к массиву с запада, силурийские вулканогенные образования, окаймляющие его с востока, и метаморфизованные породы ордовика и силура, развитые к северу и югу от массива [Ефимов, Ефимова, 1967].

Внутри Кытлымского массива выделяются отдельные структуры, созданные полосчатостью и контурами зон различного петрографического состава, — Косьвинская, Тылай-Конжаковская, Сухогорская, Серебрянская и Валенторская.

Негранитные пегматиты исследовались в Серебрянской ассоциации, находящейся в центре массива. Краевые части Серебрянской структуры на севере, западе и юго-западе сложены преимущественно габбро-норитами, в меньшей степени — оливиновыми габбро, а на востоке — пироксенитами, сменяемыми далее эруптивными плагиогранитными брекчиями. Центр структуры представлен амфибол-пироксеновыми и амфиболовыми габбро, горнблендитами, габбро-пегматитами и анортозитами.

Куюльский гипербазитовый массив (Анадырско-Корякская складчатая система) (рис. 15) слагает большую часть Таловских гор. Он образует в плане линейно-вытянутое тело, простирающееся согласно с вмещающими его породами мелового возраста в северо-восточном направлении [Альпинотипные гипербазиты..., 1973]. Северо-западная граница массива почти на всем протяжении носит тектонический характер. Юго-восточная часть массива перекрыта четвертичными породами Парапольской впадины.

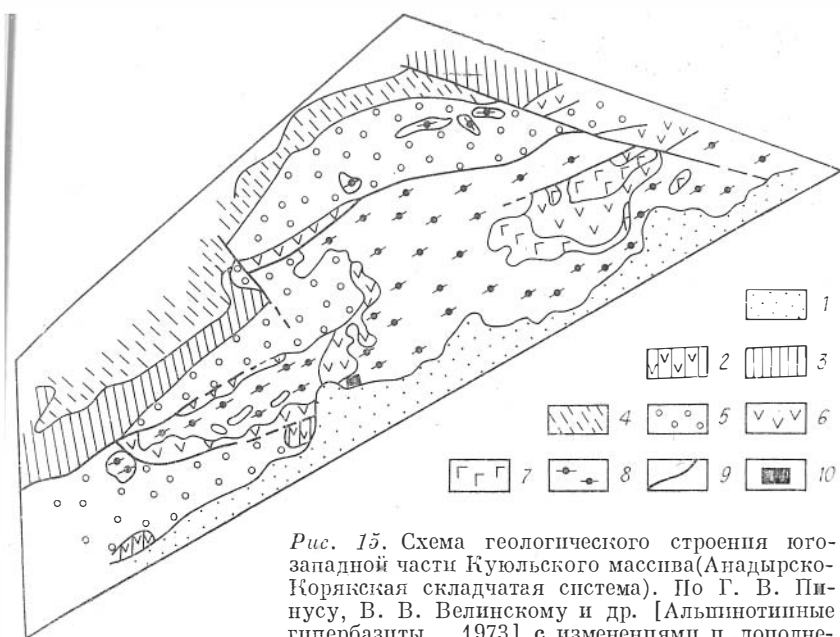


Рис. 15. Схема геологического строения юго-западной части Куюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система). По Г. В. Пинусу, В. В. Велинскому и др. [Альпийские гипербазиты..., 1973], с изменениями и дополнениями автора.

1 — четвертичные отложения; 2 — лавы андезитов, дацитов; 3 — песчаники с прослоями конгломератов; 4 — песчаники, конгломераты, туфы, 5 — туфогенные песчаники, сланцы, туфы, диориты; 6 — спилиты, диориты, габбро, известняки; 7 — габбро, габбро-нориты; 8 — гипербазиты; 9 — тектонические нарушения; 10 — участки развития изученных пегматитов.

С северо-запада массив граничит с вмещающими кремнисто-вулканогенными толщами кингивеевской свиты. Этими же породами сложено поле внутри центральной части массива. На северо-западе породы массива имеют тектонический контакт с терригенными отложениями мялекасинской свиты.

Ультраосновные породы Куюльского массива представлены в основном серпентинитами, образовавшимися по гарцбургитам и перцолитам. Серпентинизированные гарцбургиты и перцолиты формируют удлиненные в северо-восточном направлении полосы. Верлиты обычно локализуются около прорывающих гипербазиты тел габброидов. К ним же приурочены мало-мощные жилкообразные тела пироксенитов и пироксенит-пегматитов (диопсидиты, реже энстатиты и вебстериты).

Прорывающие гипербазитовый массив габброиды обычно образуют мелкие штоки и дайки. Более редкие крупные неправильной формы тела приурочены в основном к контакту гипербазитов с зеленокаменными кремнисто-вулканогенными породами. В крупных телах габбро наблюдаются сложные контактные зоны: габбро-оливиновые габбро с ксенолитами плагиоклазсодержащих перидотитов — плагиоклазсодержащие гипербазиты — гипербазиты. Мелкие штоки и дайки, преим

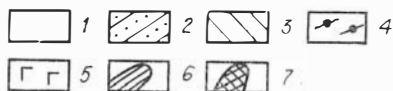
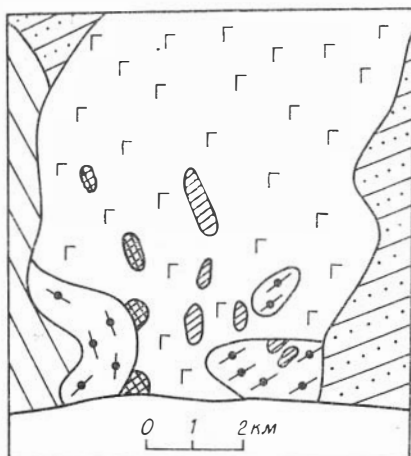


Рис. 16. Схема геологического строения южной части Бреевского массива (Сихотэ-Алинь). По С. А. Щека и др. [1973], с изменениями и дополнениями автора. 1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские и кайнозойские терригенные и эффузивные образования; 3 — кремнистые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — ультраосновные породы и троктолиты; 5 — габбро, габбро-пориты; 6 — габбро-пегматиты; 7 — переслаиваемые габбро-пегматиты.

щественно представленные грубозернистыми габбро и габбро-пегматитами, имеют резкие прямолинейные контакты и не содержат ксенолиты гипербазитов.

Бреевский габбро-гипербазитовый массив (Сихотэ-Алинь) (рис. 16) расположен

на юге главного антиклинория Сихотэ-Алиня, образует линзовидное тело, вытянутое в северо-восточном направлении и секущее под небольшим углом вмещающие верхнепалеозойские эффузивно-осадочные отложения [Октябрьский, 1965; Щека и др., 1973].

Ультраосновные породы массива представлены в основном серпентинизированными плагиоклазсодержащими дунитами, имеющими постепенные переходы с троктолитами. Присутствуют также серпентиниты, верлиты, роговообманковые дуниты, плагиоклазсодержащие пироксениты.

Большая часть массива сложена габброидами, состав которых меняется от роговообманковых габбро, через роговообманковые габбро-пориты до поритов и оливковых габбро-поритов на контакте с гипербазитами. Габбро-пегматиты и микрогаббро являются секущими по отношению к вмещающим их габброидам.

На основе общепринятой классификации пегматитов по главным типам материнских магматических пород (дунит-, пироксенит-, габбро- и другие пегматиты) все рассматриваемые пегматиты габбро-гипербазитовых массивов были разделены на несколько групп. Главным критерием при выделении групп служило положение пегматитов в разрезах габбро-гипербазитовых массивов (офиолитовых комплексов). Более детальное разделение проводилось в основном по внешним структурно-морфологическим признакам. Во внимание принимались следующие особенности пегматитов:

- 1) особенности непосредственно вмещающей обстановки;
- 2) характер ассоциации пегматитовых тел различного сос-

тава, их взаимоотношения с вмещающими породами и друг с другом;

- 3) формы пегматитовых тел;
- 4) особенности их контактов;
- 5) внутренние структуры пегматитов;
- 6) особенности минерального состава.

По сравнению с первым вариантом разделения пегматитов по их положению в разрезах офиолитовых комплексов [Кузнецов, Симонов, 1978] предлагаемая классификация значительно переработана и дополнена.

Дунит-пегматиты чаще всего распространены среди пород габбро-гипербазитового массива горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау). Основной объем их составляют очень крупные (до 10—15 см) кристаллы свежего оливина (форстерита) зеленовато-серого цвета. Жильные тела, линзы и шилы (размером до первых десятков метров) дунит-пегматитов располагаются среди верлит-дунит-клинопироксенитового полосчатого комплекса, в дунитах с реликтовой структурой перидотита и в равномернозернистых дунитах. В породе их часто можно различить только при благоприятном освещении по рефлексам спайности гигантских кристаллов оливина. Обычно наблюдаются непосредственные постепенные переходы от гигаптокристаллического дунит-пегматита через среднезернистый к равномерно-зернистому дуниту.

Пироксенит-пегматиты изучались в разрезах массивов горы Становой хребет в Кузнецком Алатау и в Куртушубинском хребте Западного Саяна. Обычно они состоят из крупных (до первых десятков сантиметров) кристаллов очень свежего диопсида. В значительных количествах в них присутствуют роговая обманка, актинолит и хлорит. Можно выделить три группы пироксенит-пегматитов:

Группа А. К ней мы относим пироксенит-пегматиты из оторочек тел габбро-пегматитов.

Группа Б представлена телами пироксенит-пегматитов в виде линз или довольно протяженных жил, полос различной мощности (примерно до 10 м), залегающих среди обычных пироксенитов, от которых они отличаются только размером кристаллов. Контакты пегматитовых тел при этом расплывчатые.

Группа В. К ней относятся тела пироксенит-пегматитов, заполняющих линейные трещины в массивных серпентинитах. Пегматиты этой группы в верховьях р. Левый Коярд приурочены к зоне перехода от серпентинитовой части разреза офиолитового комплекса к его габбро-пироксенитовой части, где в личовидном переслаивании развита тройная ассоциация (серпентиниты — пироксениты — габбро). Жилы пегматитов мощностью до 0,5—1 м сложены крупными кристаллами пироксена. Пространственно они сближены с телами габбро-пегматитов, имеющими пироксенит-пегматитовую оторочку. Контакты

этих тел обычно резкие, прямолинейные, но встречаются случаи с наличием переходных зон.

Габбро-пегматиты изучались нами в разрезах габбро-гипербазитовых массивов: Куртушубинского (Западный Саян), горы Становой хребет, горы Бархатной (Кузнецкий Алатау), Хопсекского (Западная Тува), Кытлымского (Урал), Куюльского (Анадырско-Корякская складчатая система) и Бреевского (Сихотэ-Алинь). Габбро-пегматиты сложены в основном плагиоклазом, который часто сильно изменен вплоть до полного замещения эпидот-клиноцоизит-соссюритовым зернистым агрегатом, и роговой обманкой или моноклинным пироксеном, в значительной степени (иногда полностью) замещенным амфиболом. Интенсивно развиты вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот-клиноцоизит. Габбро-пегматиты более разнообразны по морфологии и структурному положению, чем предыдущие пегматиты. Здесь можно выделить четыре группы.

Группа А. Габбро-пегматиты в сложной ассоциации с амфиболитами, габбро и серпентинитами. Примером являются тела габбро-пегматитов в периферической части Хопсекского массива. Жилы пегматитов мощностью до 0,5—1 м локализуются не только среди гнейсовидных габбро наряду с сетью кварц-полевошпатовых жил, но встречаются и среди вмещающих метаморфизованных толщ.

Группа Б. Габбро-пегматиты внутри габброидов, слагающих значительные площади в габбро-гипербазитовых массивах. Жилы пегматитов этой группы более или менее равномерно, совместно с анортозитами, пронизывают всю массу габбро (Кытлымский массив). Мощность жил достигает здесь иногда десятков метров, по простиранию они прослеживаются на сотни метров. Встречаются также крупные (до первых сотен метров) довольно изометричные тела, которые хаотично располагаются в массиве габбро, тяготея к одной (южной) его части (Бреевский массив). Для маломощных жил (до первых метров) габбро-пегматитов очень характерно развитие по трещинам в своеобразной ослабленной зоне тектонической активности в полосчатом габбро, вытянутой параллельно контакту габброидов и гипербазитов (массив горы Становой хребет). Внутри этой зоны присутствуют также небольшие линзовидные тела серпентинизированных перидотитов и массивных габбро.

Группа В. К ней относятся габбро-пегматиты, структурно-приуроченные к контакту между гипербазитовой и габброидной частями офиолитового комплекса. Здесь необходимо отметить довольно крупный (возможно, до первых километров) массив пегматоидных габбро в северо-западной части офиолитового комплекса горы Становой хребет. Детальных наблюдений для выяснения структурных особенностей массива в связи

с недостаточной обнаженностью участка провести не удалось. Судя по составу свалов, пегматоидными габбро сложена северо-восточная часть горы Кедровой.

В Куртушубинском массиве жилообразные тела габбро-пегматитов мощностью до первых метров находятся в тесной пространственной ассоциации с пироксенитами и пироксенит-пегматитами. Пегматиты развиты в участке триады серпентиниты — пироксениты — габбро. Контакты с серпентинитами во внешних зонах, сложенных пироксенит-пегматитами, резкие, а переход от пироксенит-пегматитов к габбро-пегматитам постепенный.

В массиве горы Бархатной габбро-пегматиты образуют небольшие довольно правильные линзы размером в несколько метров, располагающиеся вдоль контакта серпентинитов и гнейсовидного габбро.

Группа Г представлена габбро-пегматитами, находящимися в серпентинитах и серпентинизированных гипербазах. В Куртушубинском массиве в поле развития серпентинитов были встречены фрагменты тел габбро-пегматитов, сложенных свежими пироксеном и полевым шпатом и содержащих прожилки асбеста мощностью до 1 см.

Среди серпентинизированных перидотитов Куюльского массива были обнаружены дайкообразные тела габбро-пегматитов.

Систематизируя данные о структурных позициях тел негратитных пегматитов различных групп в рассмотренных выше участках, мы пришли к заключению, что их положение можно привязать к определенным уровням разреза офиолитового комплекса. За типовой разрез принят разрез офиолитового комплекса Куртушубинского хребта [Кузнецов, 1976]. Элементы этого разреза из того или иного уровня устанавливаются во всех случаях проявления негратитных пегматитов в пределах рассмотренных массивов.

Наблюдается следующее деление пегматитов по уровню их расположения внутри офиолитового комплекса:

а) пегматиты, находящиеся внутри гипербазитовой части разреза (дунит- и пироксенит-пегматиты и редко габбро-пегматиты);

б) пегматиты, приуроченные к контактовой зоне между гипербазами и габбро (пироксенит- и габбро-пегматиты);

в) пегматиты, связанные с габброидной частью комплекса (габбро-пегматиты);

г) пегматиты, находящиеся среди метаморфизованных пород — габбро-диабазов, диабазов, амфиболитов (габбро-пегматиты).

В результате проведенных исследований можно построить таблицу (табл. 3), в которой выделенные группы пегматитов привязаны к колонке разреза офиолитового комплекса.

Положение пегматитов в разрезе офиолитового комплекса

Обобщенный схематический разрез нижней части офиолитового комплекса	Положение пегматитов в разрезе	Формы и размеры тел пегматитов
Габбро-диабазы, диабазы	Габбро-пегматиты гр. А	Жилы мощностью до 0,5—1 м
Габбро	Габбро-пегматиты гр. Б	Крупные жилы (протяженностью в сотни метров), крупные тела неопределенной формы (сотни метров), жилы по трещинам (мощностью до первых метров)
	Габбро-пегматиты гр. В	
Верлиты, широксениты	Пироксенит-пегматиты гр. А	Внешние зоны габбро-пегматитов (мощностью до 1 м)
	Пироксенит-пегматиты гр. Б	Линзовидные тела, полосы с нечеткими границами (мощностью 10 м)
Серпентиниты	Пироксенит-пегматиты гр. В	Жилы, заполняющие линейные трещины (мощностью до 0,5—1 м)
	Габбро-пегматиты гр. Г	Дайкообразные тела (мощностью до 10 м)
Перидотиты, дуниты	Дунит-пегматиты	Шлиры, тела неопределенной формы (первые десятки метров)

ДУНИТ-ПЕГМАТИТЫ

Дунит-пегматиты были встречены нами среди пород габбро-гипербазитовых массивов горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау) и Иджимского (Западный Саян). Наиболее детально исследованы пегматиты горы Становой хребет. По данным О. Г. Коноваловой и Н. А. Прусевич [1977], пегматоидные дуниты расположены здесь в полях развития равномерно-средне-

зернистых дунитов, иногда перидотитов (в верхних частях массива).

Наиболее крупные тела дунит-пегматитов были найдены в основном в южной части района горы Становой хребет, на водоразделе между руч. Становым и р. Ивановкой. Пегматиты обладают повышенной по сравнению с вмещающими породами прочностью и устойчивостью к выветриванию (вследствие пезначительной степени серпентинизации) и поэтому образуют останцы, гребни высотой до 3—5 м. Они располагаются среди верлит-дунит-клинопироксенитового полосчатого комплекса, в дунитах с реликтовой структурой перидотита и в равномерно-зернистых дунитах, слагающих центральные части гипербазитового массива. Тела дунит-пегматитов имеют простое зональное строение. Наблюдаются непосредственные постепенные переходы от равномернозернистых дунитов через среднезернистые к гигаптокристаллическому дунит-пегматиту.

Макроскопически дунит-пегматиты — это зеленовато-серые массивные породы. На поверхности очень характерно присутствие светло-коричневой корки, состоящей из глинистых продуктов выветривания. От обычных дунитов они легко отличаются по одновременному погасанию, при благоприятном освещении, очень крупных кристаллов оливина (5—10 см в длину). Общий характер структуры дунит-пегматита можно определить как гигантогранобластовый.

Дунит-пегматиты имеют практически мономинеральный оливиновый состав (оливин — до 95%, серпентин — 5—8, карбонат — 2, хромит — 1—1,5%). Оливин, по составу соответствующий слабозелезистому форстериту (до 14,5% фаялитовой компоненты), разбит отчетливой системой спайности в двух направлениях, иногда заметно и третье направление. Привлекает внимание свежесть оливина — он в очень малой степени серпентинизирован. Серпентин проникает по трещинкам спайности и просто по трещинам в минерале, образуя характерную пестчатую структуру. Иногда он образует целые прожилки вместе с карбонатом и магнетитом, причем магнетит занимает центральную часть прожилка, затем идет карбонат и затем, непосредственно контактируя с оливином, серпентин. Последний представлен в основном антигоритом. Карбонат в большинстве случаев имеет магнезиальный состав. Форма зерна хромита (хромшпинелида) самая разнообразная: от совершенно неправильной до прекрасно ограненных кристаллов в виде кубов и октаэдров 0,3—0,5 мм в поперечнике. Неизменные хромшпинелиды просвечивают красно-бурыми цветами. При вторичных изменениях с поверхности и по трещинам хромшпинелиды замещаются магнетитом. При интенсивных процессах замещения красновато-бурых оттенков уже не видно.

Химический состав дунит-пегматитов и содержание элементов-микропримесей приведены в табл. 4.

Химический состав дунит-пегматитов массива горы Становой хребет

Оксиды	Состав, вес. % (по образцам)				Элементы	Микропримеси, вес. % (по образцам)			
	C-6	C-13	C-19	C-3a		C-6	C-13	C-19	C-3a
SiO ₂	42,00	43,00	41,00	42,50	V	0,0017	0,0012	0,002	0,0008
TiO ₂	0,25	0,13	0,13	0,22	Cu	0,0013	0,0006	0,0008	0,0007
Al ₂ O ₃	0,87	—	0,31	0,38	Sc	0,0002	0,0003	0,0004	0,0003
Fe ₂ O ₃ (общ.)	8,00	11,08	8,44	11,45	Zr	0,001	0,0018	0,0016	0,0018
Cr ₂ O ₃	0,44	0,44	0,44	0,44	Ba	0,0016	0,0018	0,01	0,0018
MnO	0,25	0,25	0,27	0,29	Sr	0,0004	0,0005	0,0004	0,0003
NiO	0,25	0,04	0,25	0,05					
MgO	41,10	42,01	40,88	37,47					
CaO	1,02	0,88	1,04	1,07					
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01					
K ₂ O	Сл.	0,04	Сл.	0,01					
Na ₂ O	0,02	0,02	»	0,01					
П. п. п.	6,12	2,78	6,71	6,03					
С у м м а	100,33	100,67	99,54	99,93					
F, мол. %	9,75	12,79	10,27	14,51					
C, мол. %	1,72	1,50	1,82	1,99					

$$F = \frac{\Sigma \text{FeO} \cdot 100\%}{\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}}, \text{ мол. \%}$$

$$C = \frac{\text{CaO} \cdot 100\%}{\text{CaO} + \text{MgO}}, \text{ мол. \%}$$

Примечание. Анализы М. И. Зеркалова, А. В. Ефремова, В. И. Симонова.

При сравнительном анализе петролого-минералогических и петрохимических особенностей рассматриваемых дунит-пегматитов и вторичных дунитов в массивах альпинотипных гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы [Альпинотипные гипербазиты..., 1973] выявились многие признаки, позволяющие судить о вторичном, метасоматическом происхождении дунит-пегматитов:

1. Реликты первичных минералов в дунит-пегматитах не были замечены, но дунит-пегматиты образуют тела, имеющие постепенные переходы через равномернозернистые дуниты метасоматического происхождения [Коновалова, Прусевич, 1977] к дунитам с реликтовой структурой перидотита. Таким образом, можно предположить, что в пегматитах процесс замещения (оливинизации) шел до полного исчезновения первичных минералов.

2. Для оливинов дунит-пегматитов, как и для вторичных оливинов, характерна их свежесть. Они очень слабо серпентинизированы.

3. Железистость оливина дунит-пегматитов в среднем составляет 11,83 мол. %, т. е. значительно больше, чем у магматических оливинов (6—9 мол. %).

Средний химический состав дунитов и дунит-пегматитов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,21	38,78	42,13		41,18	41,98
TiO ₂	0,05	0,08	0,20	+	0,02	0,13
Al ₂ O ₃	1,07	1,03	0,33		0,16	0,35
Fe ₂ O ₃	2,57	3,38	9,74	+	0,43	0,10
FeO	5,50	5,90			7,37	9,76
Cr ₂ O ₃	0,20	0,60	0,45	+	0,04	0,11
MnO	0,11	0,16	0,27	+	0,10	0,14
NiO	0,29	0,13	0,15	—	0,28	0,19
MgO	46,52	44,32	40,37	—	49,22	43,87
CaO	0,20	0,32	1,00	+	0,02	2,17
K ₂ O	0,02	0,03	0,01		0,05	0,05
Na ₂ O	0,06	0,20	0,01		0,04	0,10
П. п. п.	3,63	5,04	4,31		0,78	1,53
Сумма . . .	100,43	99,97	99,63		99,69	100,48
F, мол. %	8,78	10,40	11,83		8,19	1,53
C, мол. %	0,25	0,49	1,76		—	2,50

Примечание. 1 — дуниты юга Сибири [Пинус, Колесник, 1966]; 2 — дуниты равномернозернистые [Коновалова, Прусевич, 1977]; 3 — дунит-пегматиты; 4 — увеличение (+) или уменьшение (—) концентраций элементов в дунит-пегматитах по сравнению с дунитами (№ 1,2); 5 — первичные оливины [Альпинотипные гипербазиты..., 1973]; 6 — вторичные оливины [Там же].

4. Для сравнения химического состава дунит-пегматитов был взят средний химический состав дунитов юга Сибири [Пинус, Колесник, 1966]. Так как, по данным этих авторов, метасоматические дуниты крайне редки и нетипичны для юга Сибири, можно считать, что их средний химический состав соответствует составу магматических дунитов юга Сибири. Интересно было проследить изменение содержания отдельных химических элементов от типичных магматических дунитов через равномернозернистые метасоматические дуниты, характерные для исследуемого района, к дунит-пегматитам (табл. 5). В левой части таблицы ясно видно, что при переходе от магматических дунитов к дунит-пегматитам происходит закономерное увеличение концентрации одних элементов и уменьшение других. При этом накапливаются такие нехарактерные для оливинов элементы, как Ti, Mn, Ca, Cr. В то же время уменьшаются содержания Mg и Ni.

5. Наблюдается значительное увеличение концентрации СаО, что особенно показательно для вторичных оливинов. Оливины дунит-пегматитов однородны по составу, вроски или механические примеси кальциевых минералов не были замечены. Карбонат, очень редко являющийся по трещинкам в оливине, — скорее всего магнезит. Поэтому по аналогии с вторичными оливинами, детально изученными в структурном отношении Г. В. Пинусом, В. В. Велинским и другими [Альпинотипные гипербазиты..., 1973], было предположено, что кальций в оливине дунит-пегматитов входит в состав кристаллической решетки минерала. Подобные оливины выделяются в самостоятельную группу.

Структурные особенности магматических оливинов и оливинов дунит-пегматитов отражают различия в генезисе: можно предполагать, что оливины с наиболее высоким содержанием кальция образовались в условиях более низких температур, чем первичные магматические оливины. Относительную температуру образования можно определить, исходя из содержания СаО, используя коэффициент C , — он тем больше, чем ниже температура образования. Из табл. 5 видно, что при переходе от магматических дунитов к дунит-пегматитам коэффициент C увеличивается. Но в то же время в дунит-пегматитах он меньше ($C = 1,76$), чем у вторичных оливинов ($C = 2,50$ мол.%) (см. табл. 5). Таким образом, если принять температуру образования вторичных оливинов $800-820^{\circ}\text{C}$ [Альпинотипные гипербазиты..., 1973], то температура образования дунит-пегматитов должна быть несколько выше.

6. Оливины дунит-пегматитов, как и вторичные оливины, имеют хорошо различимую спайность по двум направлениям: совершенную по (010) и хорошую по (001). Катион Са входит в кристаллическую структуру оливина, что приводит к увеличению параметра в элементарной ячейке [Альпинотипные гипербазиты..., 1973], так как ионный радиус Са значительно больше ионного радиуса Mg. Происходит ослабление связей в кристаллической решетке, что облегчает появление деформаций скалывания и сколывания отдельных блоков внутри кристалла. Таким образом, совершенная спайность оливина была сформирована под воздействием механических деформаций после его образования и представляет собой параллелепипедальную микроотдельность.

В результате сравнительного анализа петрологических и петрохимических данных по магматическим оливинам [Пинус, Колесник, 1966], вторичным оливинам [Альпинотипные гипербазиты..., 1973] и оливинам дунит-пегматитов можно сделать некоторые предварительные выводы:

1) оливины дунит-пегматитов — вторичные, образовались в результате метасоматических процессов;

2) метасоматоз сопровождался привнесом Ca, Fe, Mn, Ti, Cr и выносом Mg, Ni;

3) температура образования дунит-пегматитов ориентировочно несколько выше 800—820°C.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Методы термобарогеохимии должны были дать более или менее определенный ответ на характер происхождения дунит-пегматитов (магматогенный или метасоматический). Присутствие расплавных включений говорило бы о магматогенном генезисе дунит-пегматитов; наоборот, обилие первичных газожидких включений свидетельствовало бы, скорее всего, о метасоматическом характере образования.

При исследовании различно ориентированных полированных пластинок оливинов дунит-пегматитов были найдены своеобразные многочисленные включения, не имеющие отчетливых признаков того или иного типа включений по классификации Н. П. Ермакова [1972]. Среди включений можно выделить две основные группы:

1) включения кристаллические; 2) включения растворов.

1. Кристаллические включения в оливине встречаются как однофазовые, так и двухфазовые. Однофазовые представлены кристалликами хромшпинелидов, в значительной степени замещенных магнетитом; часто это полностью магнетит. Довольно мелкие двухфазовые включения редко одиночные, чаще образуют целые зоны. Среди многочисленных двухфазовых включений этих зон очень часто наблюдаются черные однофазовые (магнетит) и своеобразные включения, содержащие флюидную фазу (описываются ниже). Во включениях четко различаются две фазы: черная непрозрачная и светлая, заполняющая основной объем. В большинстве случаев черная фаза занимает 30—40% объема включения, светлая — 60—70% (фото. 1. См. Приложение). Формы включений весьма разнообразны. Характерно, что не было найдено округлых изометричных форм, обычных для газожидких и расплавных включений. Границы у включений не всегда четкие, очень тонкие, иногда включения различимы только по светлым бликам, создающим эффект объемности и рельефности. Очень часты трубчатые включения, имеющие черные фазы с правильными геометрическими формами. Они обычно прямолинейны, могут взаимно пересекаться, как сливаясь, так и не сливаясь. У многих включений можно заметить своеобразные ростки, канальца, постепенно исчезающие и сливающиеся с окружающим оливином. По внешнему виду эти включения очень похожи на игольчатые пустоты, каналы в оливинах, отмечаемые некоторыми исследователями [Штейнберг, Чашухин, 1977].

Черная фаза во включениях редко имеет округлые, похожие на газовые пузырьки, формы. Обычны угловатые, вплоть до правильной геометрической формы. Эта фаза располагается как внутри включения, так и на границе, иногда как бы выходя за пределы включения. У округлых черных фаз светлого отблеска, как у газовых пузырьков, нет. В общем, эти фазы очень похожи на находящиеся рядом с включениями зерна магнетита.

Светлая фаза похожа на окружающий оливин. При скрещенных николях включения гаснут, несколько отличаясь от основной массы. Вначале гаснет минерал, и лишь при дальнейшем повороте столика — само включение. Цвета интерференции у светлой фазы более яркие, чем у окружающего оливина. По всем этим признакам светлая фаза, по всей вероятности, — кристаллики оливина или, может быть, моноклинного пироксена.

При исследовании этих включений в микротермокамере вплоть до 800°C никаких изменений в них не происходило. Свыше 800°C начиналось потемнение, окисление самого оливина от краев к центру зерен и при $1100\text{--}1150^{\circ}\text{C}$ практически ничего уже нельзя было разобрать.

Таким образом, в результате проведенных исследований под микроскопом и в микротермокамере устанавливается кристаллическая природа вышеописанных двухфазовых включений. По всей вероятности, эти включения состоят из магнетита и оливина, а может быть, из магнетита и моноклинного пироксена. По-видимому, подобные, только закономерно ориентированные включения описаны в оливинах гипербазитов Корякии [Агафонов и др., 1974].

2. Среди включений растворов можно выделить две разновидности: весьма своеобразные включения, содержащие флюидные фазы, ассоциирующие с двухфазовыми кристаллическими включениями, и собственно включения растворов (жидкости).

Включения, содержащие флюидные фазы, располагающиеся по зонам и залеченным трещинкам, по всей вероятности, мимовторичные, всегда находятся среди однофазовых и двухфазовых кристаллических и по внешнему виду весьма похожи на двухфазовые кристаллические включения. Здесь тоже наблюдаются две фазы: светлая и темная. Темная фаза всегда просвечивает в центре. При исследовании в микротермокамере эти включения легко отличаются от двухфазовых кристаллических. При 200°C темная часть начинает светлеть. При дальнейшем нагревании происходит как бы «таяние» светлой фазы и увеличение темной. Около $560\text{--}570^{\circ}\text{C}$ включения становятся темными, однородными и несколько изменяют свою форму, как бы сжимаясь. При этом многочисленные подобные включения взрываются и выбрасывают часть своего содержимого (жидкости) на поверхность пластинки. Находящиеся рядом отростки,

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений обр. С-13г—73 в оливинах дунит-пегматитов, объем. %

№ п/п	Диаметр пузырька для анализа, мм	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	углеводороды	O ₂	CO	H ₂
1	0,0072	100				
2	0,0066	100				
3	0,0066	100				
4	0,0120	72,5	0,0	0,0	18,5	9,0

канальца, соединяющие двухфазные кристаллические включения, похожие на игольчатые пустоты, описываемые Д. С. Штейнбергом и И. С. Чахухиным [1977], при температурах 560—570°C исчезают и как бы заживают. При охлаждении включения не возвращаются к своему первоначальному состоянию. При раздавливании пластинки оливина в специальном прессе отчетливо видно, что из включений выделяется газ. Анализ газа во всех трех случаях показал преобладание группы кислых газов и CO₂ (табл. 6, № 1—3). Описываемые включения очень малых размеров (первые микроны), и поэтому рассмотреть, что представляет собой темная часть включений, оказалось практически невозможным. В результате проведенных исследований выяснилось, что темная фаза содержит и газ и жидкость, но так как различить их соотношение нельзя, эта фаза была названа условно флюидной. В целом включения состоят из прозрачных кристалликов и флюидной фазы.

Включения растворов несколько крупнее, чем предыдущие (до 15 мк). Они всегда располагаются зонами, иногда параллельно разрезу пластинки — тогда зерно оливина становится как бы пропитанным включениями. Включения либо мнимовторичные, либо вторичные. По внешнему виду они резко отличаются от двухфазовых кристаллических и включений с флюидной фазой и обладают чаще всего округлыми, иногда угловатыми, похожими на зерна формами (фото 2). Обычно ясно различается несколько фаз, причем рядом с многофазовыми включениями находятся прозрачные однофазовые, т. е. значительная часть включений аномально расшнурована. Расшнуровку включений можно было непосредственно наблюдать в нескольких залеченных трещинках (фото 3). При нагревании во включениях отмечаются изменения в соотношениях внутренних фаз (в основном при 600—700°C). Что происходит во включениях, детально установить не удалось из-за их потемнения. При 950°C вокруг каждого изменившегося до темно-коричнево-

Результаты анализа включений на LMA-1, вес. %

№ п/п	Размер кратера, мк	Mg, Fe, Si	Cr	Ca	Zn	Cu	Ni	Co
1	100×100	Много	—	—	0,5	0,5—0,1	0,3	0,03
2	70×50	»	0,02	—	0,03	0,03	0,03	0,01
3	80×50	»	—	—	0,03	0,03	0,03	0,01
4	80×70	»	0,05	—	1—2	0,5	1	0,03
5	100×100	»	—	—	0,03	0,05	0,02	0,01
6	80×70	»	—	0,01	3	0,05	0,05	0,03
7	100×100	»	—	—	0,05—0,7	0,3	0,5—1,0	0,03
8	100×100	»	—	—	0,3	0,03	0,03	0,01

П р и м е ч а н и е. 1—7 — зерно с включениями; 8 — чистое зерно.
Аналитики В. И. Симонова, В. А. Симонов.

го цвета включения образуется коричневый ореол. При дальнейшем нагревании (около 1000°C) оливин вокруг включений как бы сморщивается, т. е. включения заметно влияют на окружающий оливин. При замораживании включений в них происходят не совсем понятные изменения. Единственное, что совершенно точно можно утверждать, это то, что включения содержат жидкость. Данных о температурах замерзания и эвтектики получить не удалось. В составе газов преобладала группа кислых и CO₂ и в отличие от включений с флюидной фазой присутствовали CO и H₂ (табл. 6, № 4).

Для выяснения особенностей химического состава включений растворов были проделаны анализы на лазерном микроанализаторе LMA-1. Анализировались целые группы расположенных близко друг к другу включений. В результате проведенных исследований выяснилось, что включения имеют повышенные по сравнению с фоновым содержанием в минералогические концентрации некоторых элементов (табл. 7). По химическому составу можно даже выделить три типа включений: 1) включения, которые обогащены Zn, Cu, Ni, Co; 2) включения, в которых вместе с повышенными концентрациями Zn, Cu, Ni, Co наблюдается увеличение содержания Cr; 3) включения, несущие в основном Cr.

Оливин дунит-пегматитов исследовался на декрепитографе. Начало массовой декрепитации отмечалось около 600°C, что хорошо согласуется с непосредственными наблюдениями при нагревании в микротермокамере, когда ясно были видны интенсивные взрывы включений, содержащих флюидные фазы, начиная с 570°C.

Таким образом, анализируя данные по изучению включений в оливинах дунит-пегматитов, мы видим, что: во-первых, на формирование оливинов при 570—600°C влияние оказывали растворы; во-вторых, эти растворы обогащены некоторыми

элементами (Zn, Cu, Ni, Co, Cr); в-третьих, среди газовой составляющей растворов основную роль играли кислые газы (H_2S , SO_2 , и др.), CO_2 и в меньшей степени — CO и H_2 .

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований дунит-пегматитов можно сделать некоторые выводы об условиях их образования:

1. Оливины дунит-пегматитов — вторичные, образовались они при метасоматических процессах.

2. Метасоматоз сопровождался некоторым привносом Ca, Fe, Mn, Ti, Cr и выносом Mg и Ni.

3. Процесс образования дунит-пегматитов шел преимущественно при температурах несколько выше $800\text{--}820^\circ\text{C}$, но продолжался и при снижении температуры до $570\text{--}600^\circ\text{C}$.

4. В начальной стадии процесса при высоких температурах дунит-пегматиты формировались в сухой системе. Никакого обилия летучих, присутствие которых объяснялось образованием подобных пород [Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Успенский, 1968], не обнаружено, так как не было найдено первичных газовой-жидких включений, которые указывали бы на участие летучих. В то же время не найдены и расплавные включения, так что участие расплава в этих процессах тоже весьма проблематично.

5. Растворы начинают оказывать существенное воздействие уже в конце формирования дунит-пегматитов — при $570\text{--}600^\circ\text{C}$. При этом происходит привнос и вынос этими растворами Zn, Cu, Ni, Co и Cr. В состав газов в основном входят кислые газы (H_2S , SO_2 , и др.), CO_2 и в меньшей степени CO и H_2 .

ПИРОКСЕНИТ-ПЕГМАТИТЫ

Пироксенит-пегматиты были встречены нами в габбро-гипербазитовом массиве горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау) и среди пород Куртушубинского массива (Западный Саян).

Пироксенит-пегматиты массива горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау)

Пироксенит-пегматиты приурочены здесь в основном к зоне развития полосчатого верлит-дунит-клинопироксенитового комплекса. Гнезда, линзы, чаще всего неравномерной мощности полосы пироксенит-пегматитов залегают обычно среди мелкозернистых пироксенитов. Контакты тел пироксенит-пегматитов очень нечеткие, расплывчатые: крупнокристаллические (до 10 см) пегматиты постепенно переходят в обыкновенные пироксениты. Основной объем пироксенит-пегматитов (до 95%) занимают кристаллы пироксена. Пироксен пегматитов слабо

Таблица 8

Химический состав пироксенит-пегматитов массива горы
Становой хребет, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,00	48,00	49,00	47,00	48,00
TiO ₂	0,30	0,28	0,24	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	3,55	2,20	2,40	1,50	1,60
Fe ₂ O ₃ (общ.)	6,60	5,25	5,25	6,70	7,20
MnO	0,24	0,26	0,29	0,20	0,02
MgO	17,40	23,10	22,00	22,50	23,00
CaO	21,10	20,50	19,75	19,80	17,80
Na ₂ O	0,30	0,25	0,32	0,27	0,23
K ₂ O	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04
П. п. п.	1,90	1,40	1,28	2,52	2,18
Сумма	100,42	101,25	100,50	100,31	100,08

Примечание. 1 — обр. С-4—73; 2 — обр. С-7—73; 3 — обр. С-14—73; 4 — обр. С-5—73; 5 — обр. С-15—73.

Аналитики М. И. Зеркалова, А. В. Ефремова.

измененный, по оптическим константам отвечает диопсиду ($N_g = 1,703$; $N_p = 1,678$; $2V = +56-58^\circ$). Очень характерна спайность под углом 87° . По краям зерен и по трещинкам спайности диопсид замещается обыкновенной роговой обманкой, актинолитом и мелкими листочками хлорита. Иногда встречаются оливинсодержащие пироксенит-пегматиты. Оливин имеет состав слабжелезистого форстерита ($2V =$ от $92-96^\circ$), интенсивно замещается серпентином.

Химический состав пироксенит-пегматитов и содержание элементов-микропримесей приведены в табл. 8, 9.

Таблица 9

Содержание элементов-микропримесей в пироксенит-пегматитах горы Становой хребет, вес. %

Элементы	1	2	3	Элементы	1	2	3
Pb	0,003	—	—	Sc	0,03	0,01	0,01
V	0,02	0,02	0,015	Zr	0,0001	0,0001	0,0001
Cr	0,3	0,3	0,3	Ca	0,0001	—	0,0001
Ni	0,03	0,03	0,02	Cu	0,0003	0,0003	0,0001
Co	0,01	0,01	0,007	Zn	0,005	—	0,005

Примечание. 1 — обр. С-4—73; 2 — обр. С-7—73; 3 — обр. С-14—73.

Аналитик В. И. Симонова.

Были тщательно просмотрены десятки пластинок свежего диопсида, по включений минералообразующих сред не было найдено.

Пироксенит-пегматиты Куртушубинского массива (Западный Саян)

В Куртушубинском габбро-гипербазитовом массиве пироксенит-пегматиты приурочены в основном к зоне перехода от серпентинитовой части разреза офиолитового комплекса к его габбро-пироксенитовой части, где развита тройная ассоциация (серпентиниты — пироксениты — габбро). Пироксенит-пегматиты были найдены нами в верховьях р. Левый Коярд и в верховьях правых притоков р. Омул (см. рис. 11, А, Б).

В верховье правого притока р. Омул жилы, полосы пироксенит-пегматитов находятся среди массивных серпентинитов. Контакты пегматитовых тел нечеткие. Вначале среди серпентинитов появляются отдельные кристаллы пироксена, затем, сливаясь, они образуют сплошные участки пироксенит-пегматитов. Пегматиты состоят в основном из диопсида ($N_g = 1,698$; $N_p = 1,680$; $2V = +56-60^\circ$), образующего крупные (несколько

Т а б л и ц а 10

Химический состав минералов пироксенит-пегматитов и пироксенит-пегматитов в целом Куртушубинского массива, вес. %

Описаны	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,00	45,00	41,00	27,00	32,00	48,00	42,00	44,00	43,00
TiO ₂	0,28	0,14	0,30	—	0,08	—	0,08	0,20	0,14
Al ₂ O ₃	4,10	2,80	6,20	15,10	31,50	1,10	1,90	1,40	1,00
Fe ₂ O ₃ (общ.)	7,20	7,10	7,80	10,40	6,10	8,60	9,40	9,70	11,00
MnO	0,24	0,26	0,30	0,18	0,66	0,18	0,20	0,28	0,28
MgO	21,50	23,40	26,50	34,50	3,80	32,00	24,00	33,50	36,50
CaO	20,50	20,00	14,10	1,90	25,50	6,75	6,70	5,80	5,30
Na ₂ O	0,31	0,31	0,21	Сл.	0,06	0,18	0,25	0,16	0,12
K ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06
П. п. п.	2,42	2,38	4,60	12,08	2,22	4,40	4,88	5,18	2,12
Сумма	99,59	100,52	101,45	101,19	100,85	101,25	99,44	100,25	99,52

Примечание. 1 — пироксенит-пегматит, обр. С-19—75; 2 — то же, обр. С-17—75; 3 — измененный пироксен, обр. С-176—75; 4 — серпентин, обр. С-176—75; 5 — розовый клиноцоизит, обр. С-176—75; 6 — пироксенит-пегматит, обр. С-10—75; 7 — то же, обр. С-22а—75; 8 — то же, обр. С-25—75; 9 — то же, обр. С-27—75.

Аналитики М. И. Зеркалова, Н. Я. Якоби.

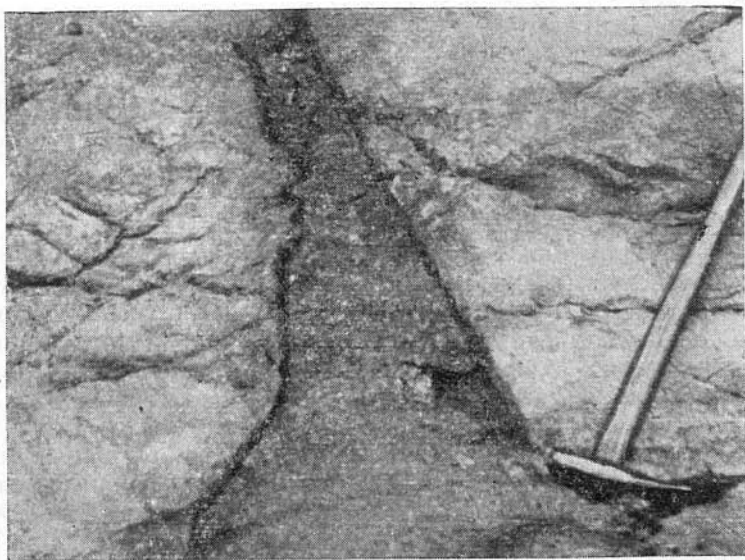


Рис. 17. Пироксенит-пегматит с резкими границами в серпентините (Куртушубинский массив).

сантиметров) кристаллы. Интенсивно развита роговая обманка ($N_g = 1,637$; $N_p = 1,628$), часто практически полностью замещающая пироксен. Она в свою очередь, как и диопсид, замещается актинолитом и хлоритом. Химический состав пироксенит-пегматитов и измененного пироксена приведен в табл. 10 (№ 1—3). Нередко присутствуют мелкие прожилки и участки серпентина (см. табл. 10, № 4). По центру жилы пироксенит-пегматита иногда видны вытянутые цепочкой мелкие линзы пятна минералов группы эпидот-клиноцоизита, часто образующие целые прожилки. По цвету они обычно розовые и напоминают тулит, но, судя по химическому составу (см. табл. 10, № 5), это обычный клиноцоизит без увеличенного содержания Mn.

В верховье р. Левый Коярд можно выделить две группы пироксенит-пегматитов. К этой группе относятся пироксенит-пегматиты, образующие четкие прямолинейные жилы, развивающиеся явно по трещинам в серпентинитах. Границы жил обычно очень резкие (рис. 17), но встречаются случаи с наличием переходных зон (рис. 18). На рисунке отчетливо видно, как полоса плотных серпентинитов с отдельными мелкими блестками пироксенов (рис. 18, А) плавно сменяется зоной, в которой участки серпентина перемежаются с довольно крупными кристаллами пироксена (до 2—3 см) (рис. 18, В). Далее мы видим жилу собственно пироксенит-пегматита (рис. 18, В), выполненную очень крупными кристаллами пироксена (длиной до 20 и более), расту-

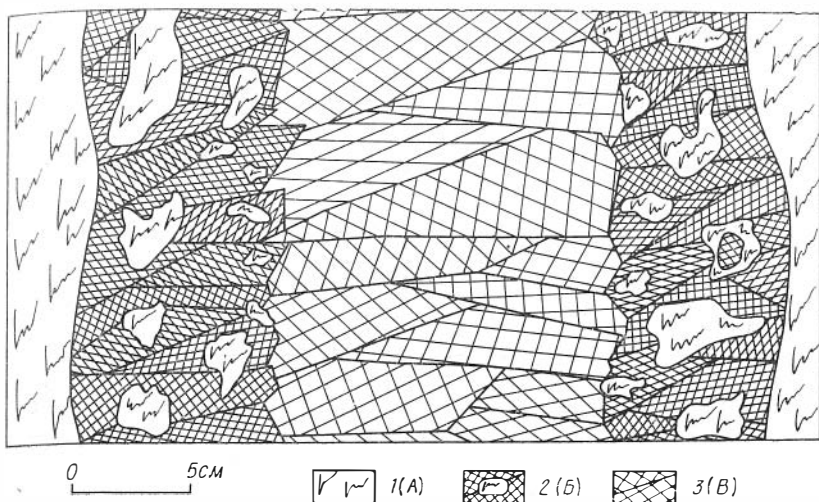


Рис. 18. Пироксенит-пегматит с постепенными переходами во вмещающий серпентинит (Куртушубинский массив). Объяснения в тексте.

щами внутри жилы. Во вторую группу были условно отнесены пироксенит-пегматиты, выполняющие внешние зоны некоторых тел габбро-пегматитов. Минеральный состав пироксенит-пегматитов практически аналогичен составу пегматитов из верховья правого притока р. Омул. Главную роль играют пироксен (диопсид) и замещающая его в различной степени роговая обманка ($N_g = 1,647$; $N_p = 1,627$). Наблюдаются также актинолит, хлорит и прожилки серпентина. По химическому составу пегматиты этой части Куртушубинского массива (см. табл. 1, № 6—9) отличаются значительно по содержанию Mg, Ca и Al от пегматитов р. Омул.

Термобарогеохимия

Включения минералообразующих сред в пироксенит-пегматитах исследовались в диопсиде и роговой обманке, развивающейся по диопсиду.

Включения в диопсиде можно разделить на три группы:

- а) включения со множеством фаз, похожие на расплавные (раскристаллизованные), без определенной формы, с четкими округлыми или зажатými газовыми пузырьками (фото 4, 5);
- б) многофазовые солевые включения, иногда правильной, приближающейся к прямоугольной, формы (фото 6, 7);
- в) обычные газовой-жидкие включения.

По равномерному в минерале расположению, без всякой связи с трещинками, ориентации в одном направлении можно судить о том, что рассматриваемые включения, вероятно, первич-

ные, кроме некоторой части газовой-жидких включений, развивающихся явно по залеченным трещинкам.

Включения, похожие на расплавные (раскристаллизованные), взрываются и темнеют при 280°C. В солевых включениях начинают изменяться и подплавляться кристаллические фазы около 200°C. При дальнейшем нагревании большинство включений взрывается при 280—330°C. Полную гомогенизацию удалось получить только у единичных включений ($T_{\text{гом}} = 445—455^\circ\text{C}$). При дальнейшем нагревании, вплоть до 1200°C, в негомогенизовавшихся включениях никаких значительных изменений не происходило. Наиболее высокие температуры гомогенизаций газовой-жидких включений 330—390°C. При исследовании диопсида на декрепитографе интенсивные растрескивания начинались при 700°C, но вызваны они, по всей вероятности, разложением самого минерала. Были проведены анализы газовой фазы индивидуальных многофазовых солевых включений (табл. 11). При раздавливании пластинки под прессом, из многочисленных включений выделились очень крупные пузырьки газа, что свидетельствует о значительном давлении во включениях. Состав газов довольно разнообразный. Около половины всего объема газов занимают газы группы H_2S , SO_2 , SO_3 и т. п., CO_2 (42—49%), в значительном количестве присутствуют углеводороды (до 24,5%), постоянно количество CO (10—11%), H_2 (до 17%) и довольно большой объем занимают азот + редкие газы (20,5—22,5%).

В роговой обманке пироксенит-пегматитов были найдены правильной, удлиненной, четырехугольной формы газовой-жидкие включения, по расположению в минерале — первичные. Температуры гомогенизаций 370—380°C. Рядом с первичными часто развиваются по залеченным трещинкам газовой-жидкие

Т а б л и ц а 11

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах пироксенит-пегматитов, объем. %

№ п/п	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	H_2S , SO_2 , SO_3 , NH_3 , CO_2 , HF , HCl	Углеводороды	CO_2	CO	H_2	N_2 + р.г.
1	0,0378	49,5	8,5	0,0	10,0	11,5	20,5
2	0,0216	42,0	24,5	0,0	11,0	17,0	5,5
3	0,0366	45,0	9,5	0,0	11,0	12,0	22,5
4	0,0126	100,0					
5	0,0246	92,5	10,5	0,0	6,5	6,5	
6		95,0	5,0				
7		91,5	3,5				
8		97,0	3,0				

Примечание. 1—5 — обр. C-17a—75 — диопсид; 6—8 — обр. C-17—75 — роговая обманка.

включения с температурами гомогенизаций около 290°C. В составе газовой фазы первичных газовой-жидких включений в роговой обманке преобладали H_2S , SO_2 , SO_3 и т. п., CO_2 (до 97 %) и незначительное количество углеводородов.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований выяснилось, что рассматриваемые пироксенит-пегматиты могут образоваться двумя главными путями:

а) среди обычных пироксенитов при перекристаллизации мелких зерен в очень крупные индивиды (пироксенит-пегматиты массива горы Становой хребет). Условия этого процесса не удалось пока определить методами термобарогеохимии;

б) среди массивных серпентинитов при воздействии высокотемпературных гидротермальных растворов (пироксенит-пегматиты Куртушубинского массива).

Пироксенит-пегматиты в серпентинитах образовались в основном по трещинам. При этом формировались как жилы выполения с четкими резкими контактами, главным образом путем привноса минералообразующего материала, так и жилы замещения с переходными зонами на контактах, путем перекристаллизации и метасоматического замещения минералообразующими растворами вмещающих серпентинитов. Вполне вероятно, что оба процесса происходили одновременно.

Минимальные температуры образования диопсида пироксенит-пегматитов 445—455°C. Среди газов минералообразующих растворов важную роль играли газы группы H_2S , SO_2 , SO_3 и т. п., CO_2 . Постоянно присутствовали углеводороды, CO , H_2 и азот + редкие газы.

Диопсид замещался роговой обманкой при минимальных температурах раствора 370—380°C. Газовую составляющую растворов выполняли в основном H_2S , SO_2 , SO_3 и т. п., CO_2 с незначительной примесью углеводородов.

ГАББРО-ПЕГМАТИТЫ

Габбро-пегматиты изучались нами в габбро-гипербазитовых массивах Алтае-Саянской складчатой области: Куртушубинском (Западный Саян), горы Становой хребет и горы Бархатной (Кузнецкий Алатау), в Хопсекском (Западная Тува); в Кытлымском массиве (Урал); в Бреевском массиве (Сихотэ-Алинь); Куюльском массиве² (Анадырско-Корякская складчатая система).

² Образцы габбро-пегматитов Куюльского массива были любезно предоставлены Ф. П. Лесновым.

Габбро-пегматиты массива горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау)

Среди габбро-пегматитов горы Становой хребет выделяются пегматиты горы Кедровой и пегматиты в южной части массива в районе горы Становой хребет.

Габбро-пегматиты в районе горы Кедровой находятся среди габбро, состоящего в основном из амфиболов, пироксенов и минералов группы эпидот-клиноцоизита. Здесь также содержатся везувиан и плагиоклаз [Коновалова, Прусевич, 1977]. Детальных исследований о формах тел пегматитов и их положении среди габбро ввиду недостаточной обнаженности района провести не удалось. Габбро-пегматиты сложены в основном крупными (до 5—10 см в длину) удлиненными кристаллами роговой обманки ($N_g = 1,660$; $N_p = 1,646$; $N_g - N_p = 0,014$) и деанортитизированного, чаще всего замещенного альбитом плагиоклаза (рис. 19). По роговой обманке развиваются актинолит и хлорит. Встречаются зерна клиноцоизита и бурые гидроокислы железа.

Из табл. 12 видно, что плагиоклаз габбро-пегматита горы Кедровой очень близок по своему химическому составу плагиоклазу № 50 (андезин-лабрадор) [Лазаренко, 1971]. Таким образом, мы имеем здесь полнокристаллический роговообманковый габбро-пегматит с деанортитизированным до андезина основным плагиоклазом.

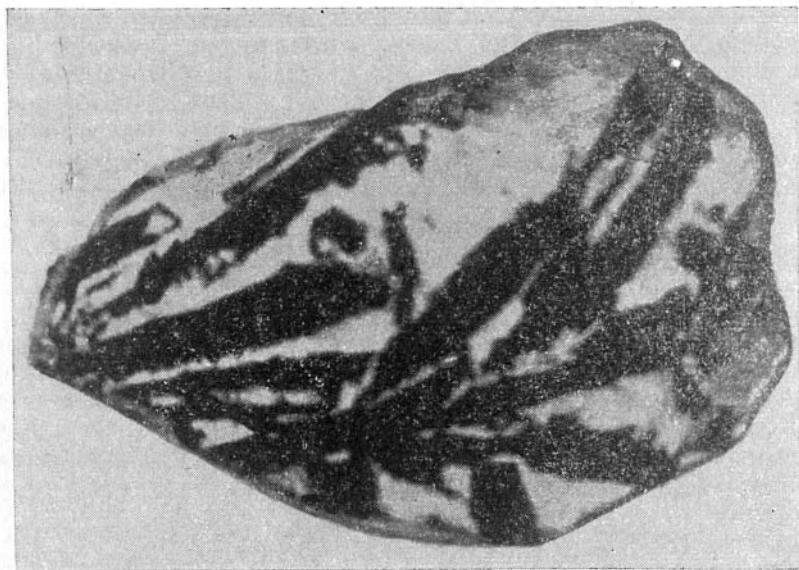


Рис. 19. Габбро-пегматит. 0,7 нат. вел. (гора Кедровая).

Химический состав минералов габбро-пегматитов массива горы Становой хребет, вес. %

ОКСИДЫ	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,00	49,00	50,00	57,00	34,00	38,00	37,00
TiO ₂	1,92	—	0,26	0,03	0,10	0,04	—
Al ₂ O ₃	16,60	5,00	4,00	23,50	35,00	32,00	35,50
Fe ₂ O ₃ (общ.)	17,20	7,50	12,40	4,15	4,50	5,40	3,40
MnO	0,36	0,01	0,26	0,06	0,08	0,12	0,04
MgO	11,00	25,00	19,00	0,50	4,10	1,90	0,50
CaO	10,80	10,80	13,00	9,35	18,00	18,40	22,00
Na ₂ O	1,61	0,41	0,41	4,44	1,27	2,09	0,50
K ₂ O	0,54	0,12	0,08	1,16	0,15	0,08	0,05
П. п. п.	1,60	2,82	1,70	0,98	3,52	1,94	1,64
С у м м а	101,63	100,66	101,11	101,17	100,72	100,97	100,63

П р и м е ч а н и е. 1 — роговая обманка пегматита горы Кедровой; 2,3 — амфиболы пегматитов района горы Становой хребет; 4 — измененный плагиоклаз пегматита горы Кедровой; 5,6 — лейкократовые части пегматитов района горы Становой хребет; 7 — лейкократовый материал амфиболовой зоны зонального габбро-пегматита горы Становой хребет.

Аналитики М. И. Зеркалова, Н. Я. Якоби, А. В. Ефремова.

Габбро-пегматиты около горы Становой хребет располагаются среди полосчатых уралит-клиноцоизитовых габбро, имеющих габбровую, участками гранолепидобластовую структуру и состоящих из уралита, минералов группы эпидот-клиноцоизита, везувиана, гроссуляра, роговой обманки, пироксена, реже хлорита и иногда микропрожилков кварца [Жоновалова, Прусевич, 1977]. Габбро-пегматиты совместно с участками пироксен-роговообманкового, анортитового габбро и горблендитов тяготеют к ослабленной зоне, параллельной контакту поля развития габбро и ультрабазитовой части габбро-гипербазитового массива (см. рис. 12). Жилы габбро-пегматитов образовались по трещинам в мелкозернистом габбро (рис. 20, 21). Границы жил четкие — мелкозернистое габбро резко сменяется крупнокристаллическими габбро-пегматитами. Наиболее крупные тела пегматитов формировались по трещинам вдоль полосчатости габбро или под небольшим углом. Основное направление трещинообразования вдоль полосчатости сопровождалось появлением множества более мелких оперяющих трещин, по которым формировались мелкие жилы и апофизы габбро-пегматитов, причем, как это видно на рис. 21, по оперяющим трещинам проявились подвижки, приводившие к смещению полосчатости мелкозернистого габбро.

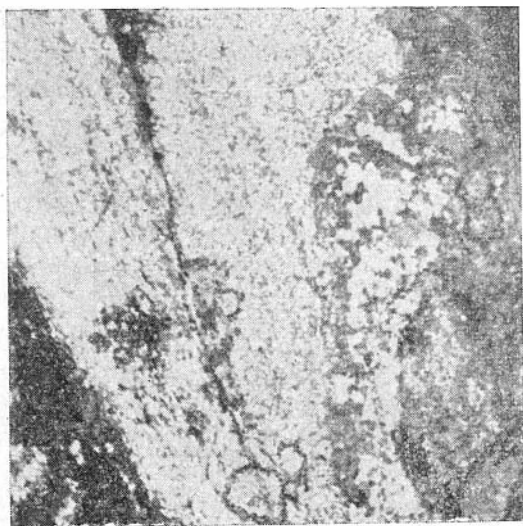


Рис. 20. Габбро-пегматит в полосчатом габбро.
В 1 см 8 см (массив горы Становой хребет).

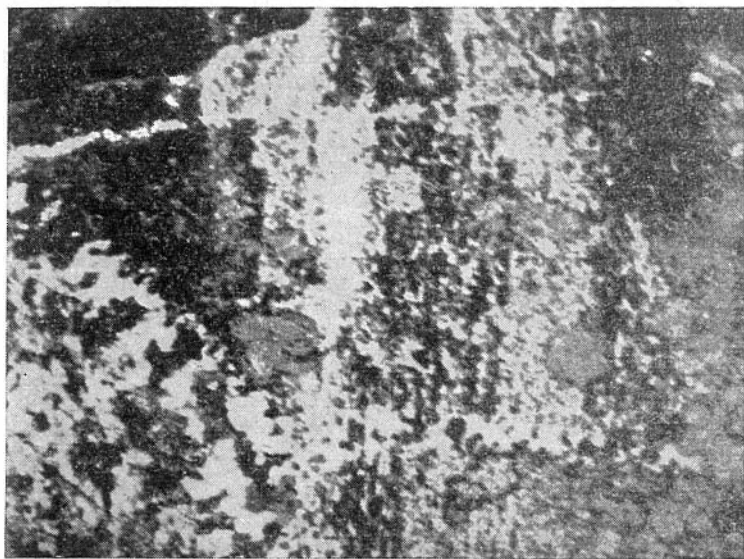


Рис. 21. Развитие габбро-пегматита в трещинах, по которым происходили подвижки в полосчатом габбро. В 1 см 8 см (массив горы Становой хребет).

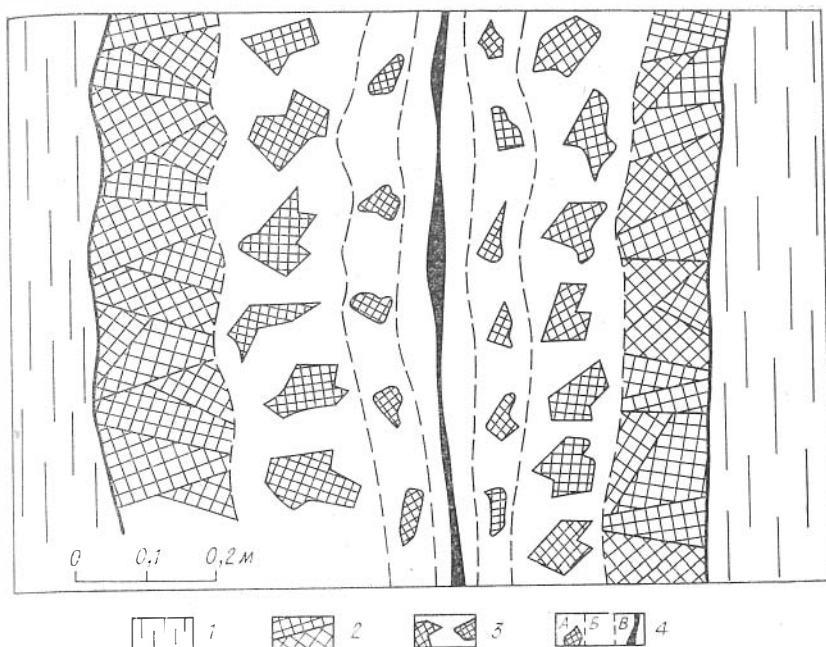
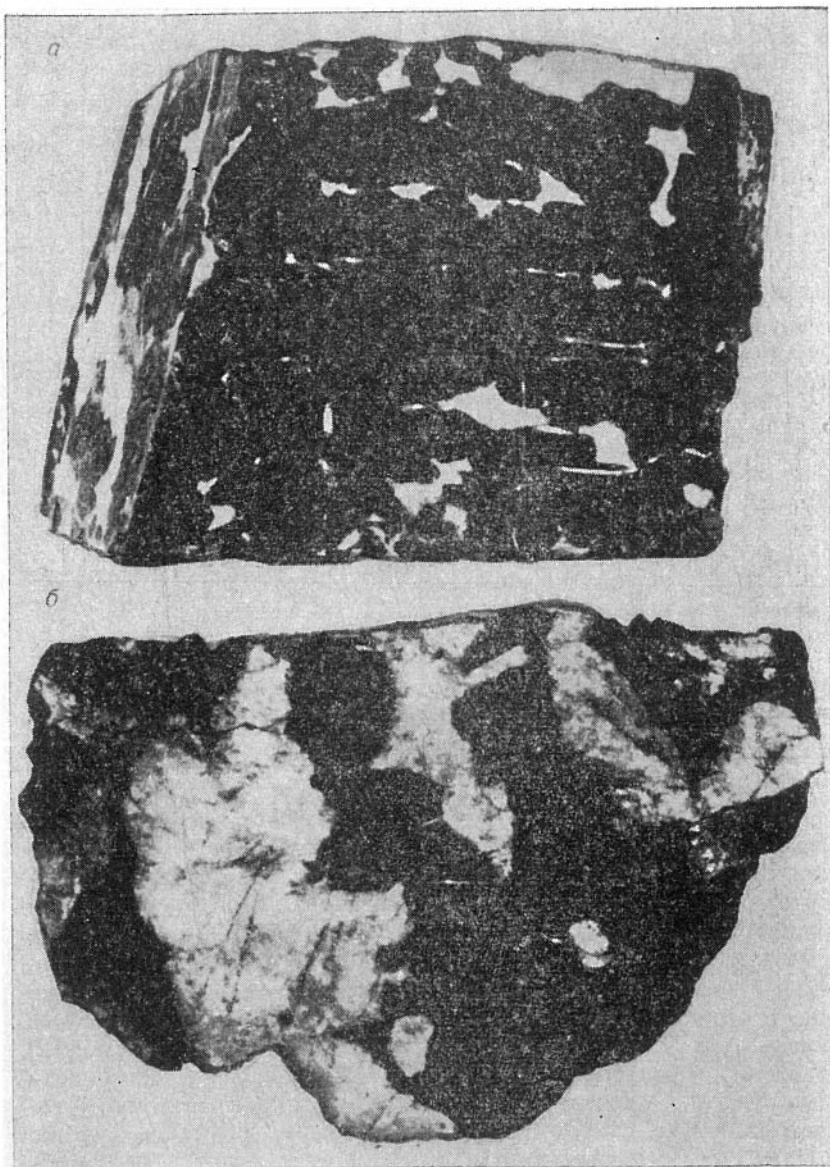


Рис. 22. Зональный габбро-пегматит (массив горы Становой хребет).
 1 — полосчатые габбро; 2 — амфиболовая зона; 3 — амфибол-полевошпатовая зона;
 4 — кварц-полевошпатовая зона: а — участки с реликтами темноветных минералов,
 б — собственно кварц-полевошпатовая зона, в — кварцевые прожилки.

Габбро-пегматиты сложены преимущественно крупными кристаллами роговой обманки, по оптическим свойствам и химическому составу (см. табл. 12, № 2, 3; табл. 14 — амфиболовая зона) очень сходной с роговой обманкой внешней амфиболовой зоны зонального габбро-пегматита, и сильно измененным и практически полностью замещенным сосюритом плагиоклазом. По химическому составу измененный плагиоклаз (фактически агрегат зерен сосюрита) как в обычных пегматитах, так и во внешней зоне зонального габбро-пегматита (см. табл. 12) практически аналогичен составу минералов группы эпидота (эпидот-клиноцоизита). По роговой обманке интенсивно развиваются актинолит и хлорит. Изредка встречаются мелкие кварц-альбитовые прожилки.

В большинстве случаев габбро-пегматиты обладают простым строением, но встречаются и зональные тела (рис. 22). Было выделено несколько зон, последовательно сменяющихся от периферии к центру пегматита: а) амфиболовая, б) амфибол-полевошпатовая, в) кварц-полевошпатовая (рис. 23, а—в). Количественно-минеральный состав каждой из зон габбро-пегматита приведен в табл. 13.



а. Амфиболовая зона — самая внешняя зона габбро-пегматита. Для нее характерно значительное преобладание темных минералов: от 75% до практически 100% всего объема пегматита. Амфибол образует крупные удлиненные призмы (до 10—15 см в длину) с изъеденными перовыми краями. Оптические характеристики амфиболов ($N_g = 1,640$; $N_p = 1,630$;

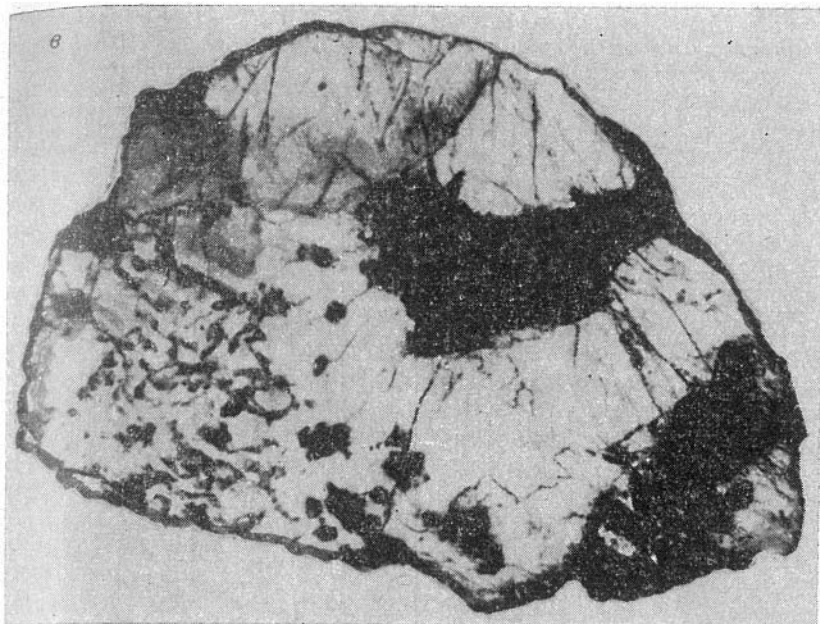


Рис. 23. Зопальный габбро-пегматит: а — амфиболовая зона, б — амфибол-полевошпатовая зона, в — кварц-полевошпатовая зона; 0,7 нат. вел. (гора Становой хребет).

$Ng - Np = 0,010 - 0,013$) соответствуют данным высокомагнетизальных роговых обманок [Дир и др., 1965]. В крупных монокристаллах роговой обманки в виде ориентированных по спайности вростков в незначительном количестве присутствуют клиноцоизит, актинолит и кварц. По краю кристаллов роговой обманки развивается реакционная кайма: происходит «разъедание» амфибола агрегатом зерен актинолита, клиноцоизита, хлорита, а также мелкозернистым соссюритом. Если около кристаллов роговой обманки в агрегате зерен вторичных минералов еще можно различить реликты соссюритизированного амфибола, то в центре агрегата мы имеем спутанно-мелкозернистый соссюритовый комплекс без каких-либо следов первичных минералов (химический состав этой лейкократовой массы см. в табл. 12, № 7). При переходе в амфибол-полевошпатовую зону роговая обманка большей частью преобразуется в актинолитовую роговую обманку. Химический состав и концентрации элементов-микропримесей амфиболов габбро-пегматита приведены в табл. 14.

б. Амфибол-полевошпатовая зона характеризуется резким увеличением содержания лейкократового материала. Количество темноцветных минералов падает до 35%, причем остается только один актинолит. Под микроскопом заметно, что крупные

Т а б л и ц а 13

Количественно-минеральный состав габбро-пегматитов (по зонам), %

№ образца	Зона	Σ темноцвет- ных минера- лов	Кварц	Клиноцо- лит, сосю- рит, хлорит	Актинолит	Амфибол, сосюритиз. амфибол	Полевой шпат
С-13а	Амфиболовая	90	1	10	1	До 90	—
С-1а	То же	85	2	15	1	До 85	—
С-13б	»	80	2,5	20	2	До 80	—
С-1з	»	75	1	25	15	До 60	—
С-9	Амфибол-поле- вошпатовая	40	10	30	40		До 22,5
С-9а	То же	35	15	25	35		До 25
С-1д	Кварц-полево- шпатовая	15	40	1,5	15	—	До 45
С-1Д	То же	5	45	—	5	—	До 50— —60

Т а б л и ц а 14

Химический состав амфиболов зонального габбро-пегматита горы Становой хребт, вес. %

Окислы	Состав амфиболов			Эле- менты	Элементы-микронпримеси		
	Амфиболовая зона		Амфибол- полево- шпатовая зона		Амфибол- полево- шпатовая зона	Амфиболовая зона	
SiO ₂	53,00	55,00	47,00	V	0,005	0,02	0,02
TiO ₂	0,36	0,28	0,35	Ni	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	4,40	5,70	4,73	Co	0,005	0,007	0,01
Fe ₂ O ₃ (общ.)	8,20	8,00	6,83	Zn	—	0,005	0,005
MnO	0,30	0,24	0,28	Sc	0,03	0,1	0,03
MgO	17,30	19,70	25,00	Cr	0,003	0,03	0,03
CaO	15,00	14,85	14,60				
Na ₂ O	0,37	0,37	0,40	Cu	0,0005	0,0003	0,0003
K ₂ O	0,045	0,05	0,06	Zr	0,0003	0,0003	0,0002
П. п. п.	1,90	1,80	2,60				
С у м м а	99,88	100,99	100,85				

П р и м е ч а н и е. Анализы М. И. Зеркалова, А. В. Ефремова, В. И. Симонова.

кристаллы актинолита имеют топкоигольчатую, ориентированную в одном направлении структуру. При скрещенных николях актинолит часто погасает двумя как бы прорастающими друг друга системами параллельных иголок. Иногда параллельные иглы актинолита пронизывают крупные, имеющие волнистое погасание зерна кварца. По спайности актинолит замещается листочками хлорита. Крупные кристаллы актинолита разрушаются агрегатом более мелких зерен соссюритизированного амфибола, хлорита, кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) замещается серицитом и хлоритом, по трещинкам спайности проникает кварц.

в. Амфибол-полевошпатовая зона постепенно, через участки с реликтами темноцветных минералов, переходит в собственно кварц-полевошпатовую, занимающую самый центр габбро-пегматита. Она состоит из кварца и плагиоклаза, которые прорастают друг друга, образуя иногда структуру, похожую на графическую, и небольшого количества актинолита. Плагиоклаз отличается очень низким содержанием апортитовой молекулы (до 20%). В незначительном количестве присутствуют окислы железа. Довольно часто наблюдаются чисто кварцевые прожилки мощностью до 2—3 см.

В целом для исследуемых зональных габбро-пегматитов горы Становой хребет характерны довольно простые минеральные составы. Из темноцветных минералов преобладает роговая обманка, в значительной мере преобразованная в актинолит. Плагиоклаз габбро-пегматитов деанортитизирован и в значительной мере замещен альбитом, в амфиболовой зоне полностью преобразован в соссюритовый агрегат. От периферии к центру зонального габбро-пегматита суммарное количество темноцветных минералов постепенно уменьшается (от 90 до 5%, см. табл. 13). Одновременно с увеличением содержания происходит и смена лейкократового материала: соссюрит, клипонозит — реликтовый и вновь образованный полевой шпат. Таким образом, от практически мономинеральной амфиболовой породы мы приходим к кварц-полевошпатовой ассоциации.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Наиболее благоприятными для исследований оказались включения в амфиболах из амфиболовой и амфибол-полевошпатовой зон и в кварце кварц-полевошпатовой зоны. В амфиболах можно выделить первичные трубчатые газовой-жидкие включения и вторичные округлые и очень мелкие, располагающиеся перпендикулярно основному направлению спайности. В кварце различаются явно вторичные включения, развивающиеся по ясно видимым трещинкам, и, по всей вероятности, первичные газовой-жидкие включения, не имеющие никакой связи с трещинами [Коновалова и др., 1976].

В роговой обманке амфиболовой зоны были найдены прямолинейные трубочки газово-жидких включений (фото 8—10). Жидкая фаза включений имеет довольно близкий с роговой обманкой показатель преломления, поэтому часто бывает трудно различить границы включений. Характерным является процесс залечивания и даже разрыва включений проникающим кварцем. Причем в кварце, заполнившем первичное включение в роговой обманке, наблюдаются собственные, очень мелкие газово-жидкие включения. Температуры гомогенизации включений в роговой обманке наиболее высокие для габбро-пегматита (280—420°C). Включения в амфиболах амфиболовой зоны исследовались на декрепитографе. Здесь можно выделить две группы температур декрепитаций (580—670 и 680—800°C) Интервал наиболее интенсивных декрепитаций (660—800°C) образуется, по всей вероятности, за счет разложения самого минерала. При 580—670°C взрываются включения, поэтому только температуру начала растрескивания включений 580°C мы можем принять за температуру образования роговой обманки. Таким образом, роговая обманка из амфиболовой зоны формировалась при 420—580°C.

Давления во включениях в момент гомогенизаций определялись с помощью совместного применения термометрии и криометрии [Долгов, Базаров, Бакуменко, 1968]. Ввиду незначительной концентрации солей и возможности довольно точного подсчета фазовых соотношений во включениях в роговой обманке (благодаря их прямолинейной трубчатой форме) можно также оценить давление по диаграмме, предложенной А. В. Пизнором [1973] (см. рис. 5). Давления, определенные обоими способами, оказались практически идентичными. Полученные максимальные значения не превышают 400 атм.

В солевом составе включений по данным криометрии, по всей вероятности, преобладали соли Mg ($MgCl_2$). Концентрация главной соли ориентировочно равна 7%. В составе газовой фазы включений главную роль играли газы группы H_2S , SO_2 , SO_3 и др., CO_2 . В единичном замере были получены углеводороды (13,9%), окись углерода (8,7%) (табл. 15).

Подавляющая часть первичных трубчатых включений в актинолите амфибол-полевошпатовой зоны залечена кварцем, поэтому не удалось провести детальных минералотермометрических исследований.

Газово-жидкие включения в кварце кварц-полевошпатовой зоны (в участках с реликтами темноцветных минералов) сравнительно крупные (до 20 мк) (фото 11). Гомогенизация всегда происходит в жидкость в интервале температур 170—250°C. Максимальное значение давления в момент гомогенизации 20 атм. Растворы во включениях содержат в основном $MgCl_2$ (до 17,6—18,5%) с примесью $CaCl_2$.

Включения в кварце собственно кварц-полевошпатовой зоны

Таблица 15

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах габбро-пегматитов горы Становой хребет, объем. %

№ п/п	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	Углеводороды	O ₂	CO
1	0,0084	100			
2	0,0108	77,4	13,9	0,0	8,7
3	0,0096	100			
4	0,0084	100			
5	0,0138	66,5	19,5		
6	0,0102	100			
7	0,0144	80	17,5	0,0	2,5
8	0,012	91,5	8,5		
9	0,0078	90,0	10,0		
10	0,0072	100			
11	0,0084	92	8,0		
12	0,0060	100			

Примечание. 1—4 — обр. С-13а—73, амфибол;
5—8 — обр. С-1д—73, кварц; 9—12 — обр. С-1—73, кварц.

более мелкие. Наиболее высокие температуры гомогенизаций — около 350°C. Максимальное давление 30 атм. Здесь уже в составе растворов включений преобладают соли Ca (CaCl₂) с примесью MgCl₂. Концентрация их достигает 26,2%. В составе газовой фазы включений главным образом преобладают газы H₂S, SO₂, SO₃ и др., CO₂. Наблюдается также значительное содержание углеводородов (до 19,5%), появляется окись углерода (до 2,5%). Похожий состав газов из включений в кварце одного из кварцевых прожилков (обр. С-1—73), пронизывающих кварц-полевошпатовую зону: H₂S, SO₂, SO₃ и др., CO₂ (90—100%) + углеводороды (до 10%) (см. табл. 15).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований можно выделить некоторые основные положения условий образования габбро-пегматитов горы Становой хребет.

1. Габбро-пегматиты формировались в своеобразной ослабленной зоне трещинообразования и тектонических подвижек в полосчатом габбро (см. рис. 12, В), где рядом с ними наблюдаются многочисленные мелкие тела серпентинизированных гипербазитов, пироксен-роговообманковых и кварцсодержащих габбро.

2. Основные, самые крупные тела пегматитов формировались по трещинам, направленным вдоль или под небольшим углом к полосчатости вмещающего габбро. Мелкие жилы, апо-

физы крупных тел габбро-пегматитов — по незначительным оперяющим трещинам под углом к направлению полосчатости габбро.

3. Роговая обманка пегматитов кристаллизовалась при температурах 420—580°C и минимальном давлении 400 атм. Концентрация солей (в основном $MgCl_2$) минералообразующих растворов не превышала 7%. Среди газовых компонентов главную роль играли газы группы H_2S , SO_2 , SO_3 и др., CO_2 , редко углеводороды (до 13,9%) и окись углерода (до 8,7%).

Минимальные температуры растворов, принимавших участие в образовании центральных кварц-полевошпатовых зон зональных габбро-пегматитов, составляли 350°C, минимальное давление — 30 атм. Наблюдалось более высокие, чем при кристаллизации роговой обманки габбро-пегматитов, концентрации растворов: до 26,2% — в основном $CaCl_2$. Среди газовой составляющей преобладали газы H_2S , SO_2 , SO_3 и др., CO_2 . Постоянно присутствовали углеводороды (до 17,5—19,5%) и редко окись углерода (до 2,5%).

Габбро-пегматиты массива горы Бархатной (Кузнецкий Алатау)

Жилы, чаще правильные линзы габбро-пегматитов были встречены в центральной части западного контакта гипербазитового массива горы Бархатной (см. рис. 12). Они приурочены здесь к внешней части контактовой зоны сложного строения. Непосредственно к ультраосновному массиву примыкают кварц-содержащие лиственитоподобные породы (мощностью до 30 м), в которых находятся угловатые будины серпентинитов. Затем следует полоса (15—20 м) серпентинитов. Далее по ходу от массива наблюдается новая зона лиственитоподобных пород, затем полоса (около 20 м) брекчированных и расслабленных серпентинитов, которые контактируют с темно-зелеными мелкозернистыми габброидами (мощностью около 20 м). За этими габброидами залегает сложный комплекс сильно измененных мелкозернистых габбро, габбро-пироксенитов, пироксенитов, содержащий довольно заметные участки более крупнозернистых гнейсовидных габбро, среди которых располагаются тела габбро-пегматитов.

Габбро-пегматиты сложены в основном крупными кристаллами роговой обманки (размером обычно в несколько сантиметров) и плагиоклаза. Роговая обманка зеленая, с отчетливым плеохроизмом, по оптическим константам ($2V = -66^\circ$) имеет соотношение $Mg: (Mg + Fe_{общ})$ около 50% [Дир и др., 1965], что хорошо согласуется с данными химического анализа (табл. 16, № 4). Плагиоклаз в незначительной степени изменен, по химическому составу близок к андезину (табл. 16, № 2).

Минералы габбро-пегматитов массива горы Бархатной часто

Таблица 16

Химический состав минералов габбро-пегматитов
массива горы Бархатной, вес. %

Описаны	1	2	3	4
SiO ₂	36,00	52,00	48,00	46,00
TiO ₂	0,14	0,14	—	1,08
Al ₂ O ₃	32,50	28,00	4,90	7,00
Fe ₂ O ₃ (общ.)	4,50	2,80	9,60	14,60
MnO	0,26	0,12	0,18	0,26
MgO	2,60	1,10	16,00	15,30
CaO	20,00	6,00	18,80	13,40
Na ₂ O	1,39	5,80	0,65	1,51
K ₂ O	0,06	2,43	0,06	0,74
П. п. п.	2,24	1,46	1,60	1,08
С у м м а	99,69	99,85	99,79	100,97

Примечание. 1 — обр. С-47—75, лейкократовая часть габбро-пегматита; 2 — обр. С-49—75, плагиоклаз; 3 — обр. С-47—75, пироксен-амфиболовая часть габбро-пегматита; 4 — обр. С-49—75, роговая обманка.

Аналитики М. И. Зеркалова, Н. Я. Якоби.

очень сильно разрушены и замещены. Плагиоклаз полностью превращен в агрегат минералов группы эпидот-клиноцоизита (табл. 16, № 1). Интенсивно развиты актинолит, хлорит. Появляется кварц, пропизанный иголочками актинолита.

Термобарогеохимия

Исследование включений минералообразующих сред в минералах габбро-пегматитов массива горы Бархатной из-за интенсивных вторичных изменений провести не удалось.

Габбро-пегматиты Куртушубинского массива (Западный Саян)

Габбро-пегматиты в Куртушубинском габбро-гипербазитовом массиве были найдены: а) среди массивных серпентинитов гипербазитового массива; б) в переходной зоне между гипербазитами и габбро (среди тройной ассоциации серпентиниты — пироксениты — габбро); в) среди массивных мелкозернистых габбро.

а. Главной характерной особенностью габбро-пегматитов, находящихся среди серпентинитов, является наличие жилков асбеста мощностью примерно 0,5 см. Пегматиты состоят в основном из диопсида ($N_g = 1,684$; $N_p = 1,670$) и довольно свежего деанортитизированного плагиоклаза, по оптическим констан-

там ($N_g = 1,548$; $N_p = 1,540$) относящегося к андезину. Роговая обманка образует только каймы вокруг диопсида. Из вторичных минералов встречаются актинолит и хлорит.

б. Незначительные жилы, разнообразной формы тела (размером максимум первые метры) габбро-пегматитов переходной зоны связана в основном с трещинами в серпентинитах и в мелкозернистых пироксенитах. Иногда крупнокристаллические пегматиты образуют отдельные участки внутри обособленных угловатых тел мелкозернистых габбро.

Обычно габбро-пегматиты состоят из крупных свежих кристаллов пироксена, по оптическим константам ($N_g = 1,692$; $N_p = 1,680$) соответствующего диопсиду. Диопсид замещается крупными зернами магнезиальной роговой обманки ($N_g = 1,636-1,649$; $N_p = 1,622-1,627$). Часто остаются только реликты пироксена, замещающегося роговой обманкой и последующими актинолитом и хлоритом. Плаггиоклаз в значительной мере изменен и деанортитизирован. По оптическим данным в разных пегматитах наблюдаются андезин ($N_g = 1,557$; $N_p = 1,548$), олигоклаз ($N_g = 1,545$; $N_p = 1,534$) и, наконец, альбит ($N_g = 1,540$; $N_p = 1,533$), т. е. деанортитизация в разных телах габбро-пегматитов происходила в различной степени, вплоть до полного замещения плаггиоклаза альбитом. Часто плаггиоклаз весь преобразуется в агрегат зерен эпидот-клиноцоизита. Иногда наблюдаются мелкие прожилки серпентина.

Т а б л и ц а 47

Химический состав пироксен-амфиболовой части габбро-пегматитов Кур-тушубинского массива, вес. %

ОКИСЛИ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,00	45,00	45,00	42,00	45,00	40,00	43,00	44,00	44,00	47,00
TiO ₂	0,40	0,20	0,30	0,08	0,04	0,12	0,22	0,14	0,24	0,24
Al ₂ O ₃	6,40	2,80	2,30	4,00	4,70	10,10	14,40	10,50	8,90	4,50
Fe ₂ O ₃ (общ.)	7,50	9,30	6,10	8,90	9,10	8,90	8,30	7,70	9,50	8,90
MnO	0,14	0,26	0,18	0,18	0,06	0,34	0,24	0,22	0,35	0,26
MgO	22,00	30,50	23,00	32,00	28,00	27,00	15,30	20,40	22,50	20,00
CaO	14,40	9,40	23,00	7,70	8,30	8,70	14,80	14,00	11,60	18,00
Na ₂ O	0,37	0,16	0,28	0,20	0,15	0,20	0,80	0,59	0,80	0,48
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
П. п. п.	3,22	3,64	0,80	5,44	5,58	6,14	3,70	3,30	3,76	1,68
С у м м а	101,47	101,30	100,99	101,14	100,96	101,53	100,8	100,89	101,69	101,10

П р и м е ч а н и е. Образцы: 1 — С-12-75; 2 — С-13б-75; 3 — С-18-75; 4 — С-21а-75; 5 — С-21б-75; 6 — С-21г-75; 7 — С-21д-75; 8 — С-21ж-75; 9 — С-21к-75; 10 — С-21з-75.

Аналитики М. И. Зеркалова, Н. Я. Якоби.

Химический состав лейкократовой части габбро-пегматитов Куртушубинского массива, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	42,50	35,00	36,00	40,00	37,00	45,00
TiO ₂	0,28	0,24	0,04	0,12	0,20	—
Al ₂ O ₃	25,50	17,50	31,00	29,00	26,00	24,50
Fe ₂ O ₃ (общ.)	3,30	6,40	4,40	4,40	5,20	3,80
MnO	0,18	0,30	0,14	0,21	0,28	0,08
MgO	2,15	15,50	2,80	3,70	5,80	2,10
CaO	21,50	21,00	22,00	18,00	20,00	21,00
Na ₂ O	1,78	0,21	0,89	1,64	0,80	0,71
K ₂ O	0,17	0,05	0,04	0,06	0,06	0,04
П. п. п.	3,30	3,92	2,80	4,00	4,92	2,70
Сумма . . .	100,66	100,12	100,11	101,13	100,46	98,93

Примечание. Образцы: 1 — С-12—75; 2 — С-18—75; 3 — С-21е—75; 4 — С-21ж—75; 5 — С-21з—75; 6 — С-21з—75, розовый.
Аналитики М. И. Зеркалова, Н. Я. Якоби.

Химический состав минералов габбро-пегматитов переходной зоны приведен в табл. 17, 18.

В большинстве случаев тела пегматитов простого строения, но встречаются и своеобразные зональные жилы. В одной из таких жил габбро-пегматита оказалось возможным выделить несколько зон (рис. 24).

1. Первая зона, крупнокристаллический (3—5 см) пироксенит-пегматит, имеет резкие, четкие контакты с вмещающими серпентинитами. Под микроскопом видно, что пироксен образует только отдельные участки, реликты внутри крупных кристаллов роговой обманки ($N_g = 1,638$; $N_p = 1,622$) с характерной спайностью под углом 56° . Роговая обманка в свою очередь замещается игольчатым актинолитом и листочками хлорита. Встречается серпентин по тонким трещинкам. Довольно неожиданно были обнаружены очень редкие измененные зерна плагиоклаза с трудно различимыми двойниками. По оптическим свойствам ($N_g = 1,588$; $N_p = 1,576$) плагиоклаз соответствует апортиту.

2. Вторая зона макроскопически выглядит как серпентинизированный пироксенит и плавно сменяет пироксенит-пегматит первой зоны. Состоит она из крупных кристаллов свежего моноклишного пироксена, внутри которых находятся округлые хлорит-актинолитовые участки. По краям пироксен замещается роговой обманкой ($N_g = 1,636$; $N_p = 1,624$). Актинолит и хлорит развиваются по трещинкам в роговой обманке. Наблюдаются отдельные участки, значительно крупнее, чем в предыдущей зоне, серпентина.

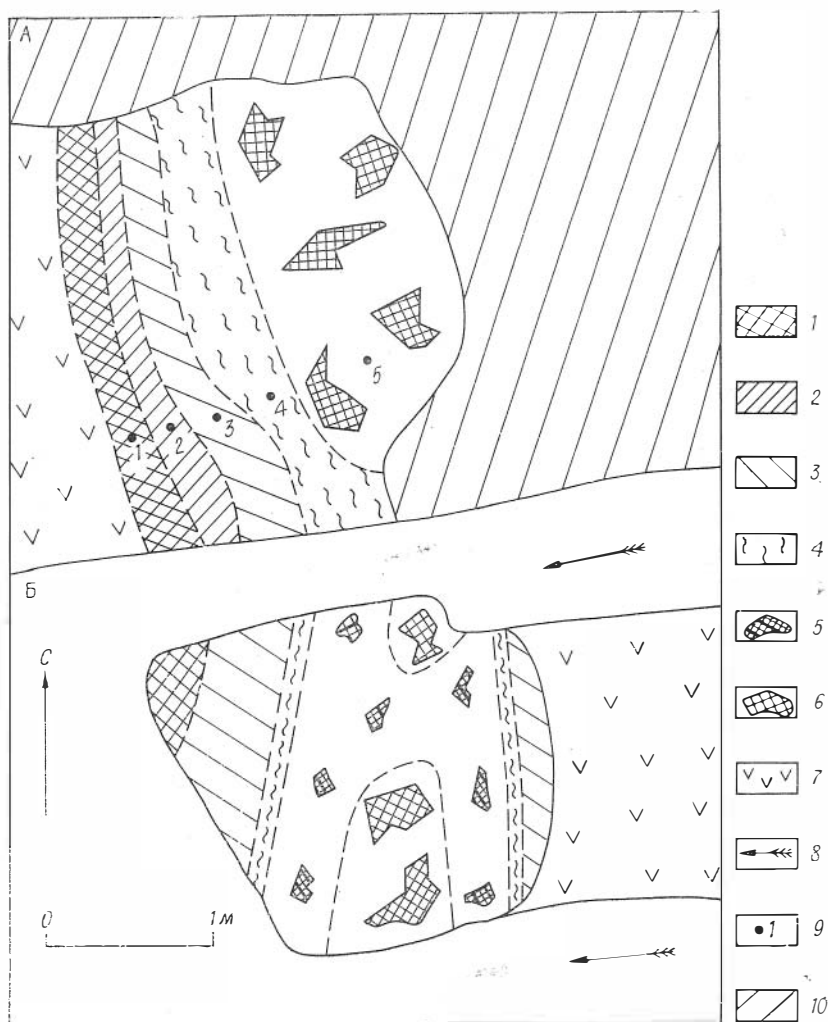


Рис. 24. Зональный габбро-пегматит (Куртушубинский массив).

1 — пироксенит-пегматит; 2 — серпентинизированный пироксенит; 3 — зона с первыми прожилками лейкократового материала; 4 — гнейсовидное габбро; 5 — крупнозернистое габбро; 6 — габбро-пегматит; 7 — серпентинит; 8 — русло ручья; 9 — точки отбора образцов; 10 — галечник.

3. В зоне с первыми прожилками лейкократового материала пироксен образует единичные зерна, замещающиеся актинолитовой роговой обманкой ($N_g = 1,638$; $N_p = 1,628$). Постоянно присутствуют мелкозернистые актинолит и хлорит. Наблюдаются участки эпидот-клиноцоизитового агрегата зерен, который явно развивается по довольно крупным, сохранившим некоторую огранку кристаллам плагиоклаза. По наличию этих, пока

еще незначительных участков, прожилков лейкократового (в основном эпидот-клиноцоизитового) материала третья зона и отличается от предыдущих полностью темноцветных зон.

4. В зоне гнейсовидного габбро, постепенно сменяющей третью зону, вытянутые изогнутые кристаллы темноцветных минералов ориентируются преимущественно в одном направлении, образуя своеобразную гнейсовидную структуру. Довольно крупные кристаллы пироксена замещаются роговой обманкой ($N_g = 1,646$; $N_p = 1,622$) и актинолитом с высокими цветами интерференции. Наблюдаются мелкие прожилки серпентина. Лейкократового (эпидот-клиноцоизитового) материала значительно больше (до 40—50% от всего объема пегматита), чем в предыдущей зоне. Есть отдельные реликты кристаллов плагиоклаза.

5. Зона собственно габбро-пегматита. Крупные, довольно идиоморфные кристаллы пироксена (до 5 см) замещаются роговой обманкой ($N_g = 1,650$; $N_p = 1,638$). Наблюдаются отдельные мелкозернистые участки актинолита и хлорита. Значительную роль играет эпидот-клиноцоизитовый агрегат, вероятно развивающийся по плагиоклазу. По цвету этот лейкократовый материал изменяется от светло-серого до розового. Видны отдельные зерна сильно деапортитизированного и практически полностью замещенного альбитом плагиоклаза.

Таким образом, кратко характеризуя зональный габбро-пегматит, можно отметить следующее. Внешняя зона пегматита сложена пироксенит-пегматитом. Затем среди однородной темноцветной массы появляются отдельные участки, которые сменяются прожилками лейкократового (в основном эпидот-клиноцоизитового) материала. Потом следует гнейсовидное габбро с 40—50% лейкократового материала (отчетливее проявляются реликты плагиоклаза). И наконец, в центре мы имеем крупнокристаллический габбро-пегматит (ясно виден деапортитизированный плагиоклаз, замещающийся альбитом). Габбро-пегматит может образоваться не сразу, а в начале средние и крупнозернистые габбро, а затем уже внутри него отдельные участки габбро-пегматита (как это видно на рис. 37 в южной части тела зонального габбро-пегматита).

По данным табл. 19, где приводится химический состав пироксен-амфиболовой и лейкократовой частей зонального габбро-пегматита, были составлены графики изменения содержания основных окислов в пироксен-амфиболовой части пегматита при переходе от внешней зоны к внутренней габбро-пегматитовой (рис. 25). При переходе от первой зоны (пироксенит-пегматит) ко второй равномерно понижаются содержания SiO_2 , MgO и повышаются CaO , Al_2O_3 . В третьей зоне (с первыми прожилками лейкократового материала) наблюдается резкое увеличение концентраций SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и снижение MgO по сравнению с предыдущими зонами. Далее при переходе к зонам габбро

Химический состав пироксен-амфиболовой (А) и лейкократовой (Б) частей зонального габбро-пегматита последовательно по зонам, вес. %

Оксиды	А					Б	
	1	2	3	4	5	4	5
SiO ₂	43,50	46,00	43,00	44,00	47,00	38,00	37,00
TiO ₂	0,06	0,12	0,22	0,19	0,24	0,08	0,20
Al ₂ O ₃	4,65	10,10	14,40	9,70	4,50	30,00	26,00
Fe ₂ O ₃ (общ.)	9,00	8,90	8,30	8,60	4,90	5,20	5,20
MnO	0,12	0,34	0,24	0,29	0,26	0,18	0,28
MgO	30,00	27,00	15,30	21,45	20,00	3,25	5,80
CaO	8,00	8,70	14,80	12,80	18,00	20,00	20,00
Na ₂ O	0,18	0,20	0,80	0,70	0,48	1,27	0,80
K ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
П. п. п.	5,51	6,14	3,70	3,53	1,68	3,40	4,92
С у м м а	101,06	101,53	100,80	101,30	101,10	100,63	100,46

(четвертой и пятой зонам) общая тенденция изменения содержания отдельных окислов, которая наблюдалась в первой и второй зонах, как бы восстанавливается. Плавно от четвертой зоны к пятой уменьшается содержание MgO, увеличивается — CaO.

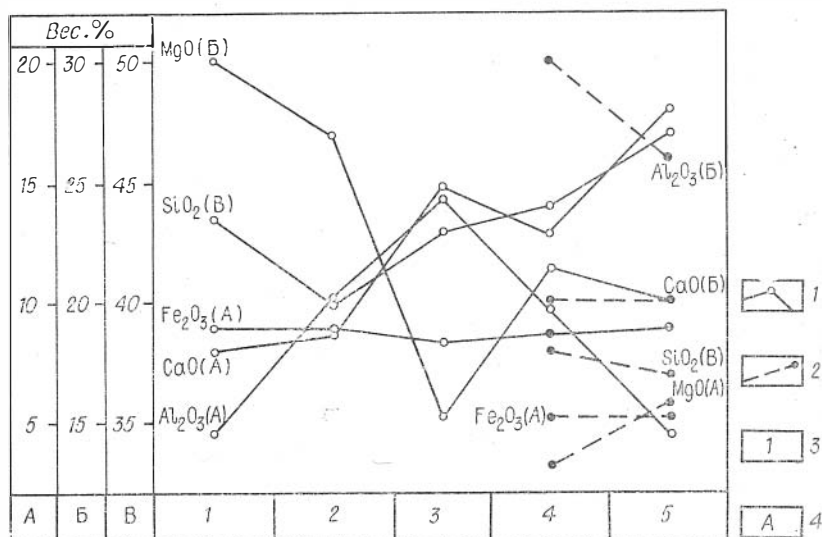


Рис. 25. Содержание основных окислов в пироксен-амфиболовой и лейкократовой частях зонального габбро-пегматита последовательно по зонам.

1, 2 — изменение содержания окислов соответственно в пироксен-амфиболовой и лейкократовой частях; 3 — номера зон (объяснения в тексте); 4 — уровень, вес. %.

Количество Al_2O_3 в пятой зоне возвращается практически к тому же значению, что и в первой зоне. Содержание Fe_2O_3 не изменяется от первой зоны (пироксенит-пегматиты) до пятой (габбро-пегматит). Только в отличие от первых двух зон вместо понижения концентрация SiO_2 повышается. Таким образом, третья зона — зона интенсивного привноса (обогащения) Al_2O_3 , CaO и выноса (обеднения) MgO по сравнению как с первыми, так и с последними зонами. Она является своеобразной контактовой зоной, резко разделяющей по химизму зоны пироксенит-пегматита (первая и вторая зоны) и зоны габбро, габбро-пегматита (четвертая и пятая зоны).

При переходе от гнейсовидного габбро (четвертая зона) к габбро-пегматиту (пятая зона) уменьшается содержание Al_2O_3 как в пироксен-амфиболовой, так и в лейкократовой части (см. рис. 25); количество SiO_2 возрастает в пироксен-амфиболовой и снижается в лейкократовой части; MgO наоборот — увеличивается в лейкократовой и уменьшается в пироксен-амфиболовой; содержание Fe_2O_3 практически постоянно как в пироксен-амфиболовой, так и в лейкократовой части.

в. Габбро-пегматиты в массивных мелкозернистых габбро развиваются по трещинам и практически аналогичны подобным габбро-пегматитам среди полосчатых габбро габбро-гипербазитового массива горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау). Детально они не изучались.

Т е р м о б а р о г е с о х и м и я

Включения минералообразующих сред исследовались главным образом в минералах габбро-пегматитов переходной от гипербазитов к зоне габбро. Рассматривались включения в свежем диопсиде, роговой обманке и в актинолитовой роговой обманке.

В свежем диопсиде первичные очень мелкие газовой-жидкие с солевыми фазами и практически полностью солевые включения правильных прямоугольных форм как бы пропитывают весь минерал, распределяясь по нему равномерно. Частичная гомогенизация отмечалась при 210°C (первым исчезал газовый пузырек). При дальнейшем нагревании практически все солевые включения взрываются. Температуры полных гомогенизаций единичных сохранившихся включений около $400\text{--}420^\circ\text{C}$. Часть включений не гомогенизируется совсем; по-видимому, они содержат какие-то силикатные фазы. В этих включениях наиболее интенсивные изменения и плавление кристаллических фаз наблюдались при $530\text{--}600^\circ\text{C}$. При дальнейшем нагревании существенных изменений во включениях не происходило.

Зная температуры частичных гомогенизаций солевых включений (210°C) и температуры полных гомогенизаций ($400\text{--}420^\circ\text{C}$), мы можем по $P\text{--}V\text{--}T$ -диаграмме для 30%-ного раство-

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах габбро-пегматитов Куртушубинского массива, объем. %

№ п/п	Диаметр, пузырька, взятото для анализа, мм	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	Угле-водороды	O ₂	CO	H ₂	N ₂ + +р.г.
1	0,009	60,5	0,0	0,0	0,0	0,0	39,5
2	0,0072	92,5	7,5				
3	0,0072	70,5	29,5				
4	0,0084	63,5	36,5				
5	0,0066	100					
6	0,0072	100					
7	0,0084	100					
8	0,0084	100					
9	0,0108	87,8	0,0	0,0	10,03		2,17
10		98,5	1,5				
11		100					
12		100					

П р и м е ч а н и е. Обр. 1—9 — пироксены: 1—4—обр. С-11—75; 5—6 — обр. С-21а—75, 7—9 — обр. С-21з—75. Обр. 10—12—роговая обманка, обр. С-23а—75.

ра NaCl (см. рис. 6) оценить давление во включениях в момент гомогенизации. В момент захвата солевых включений (гомогенизации) оно достигало 2500 бар. В составе газовой фазы включений преобладали газы группы H₂S, SO₂ и т. д., CO₂, постоянно присутствовали углеводороды (до 36,5%), иногда появлялся азот + редкие газы (до 39,5%) (табл. 20).

Включения в роговой обманке многофазовые, солевые ориентированы в одном направлении. Температуры полных гомогенизаций 360—380°C. В составе газовой фазы включений главную роль играли H₂S, SO₂ и т. д., CO₂ с примесью углеводородов.

Газово-жидкие включения в актинолитовой роговой обманке в виде очень тонких и редких трубочек гомогенизируются в жидкость при температурах до 300°C.

В зональном габбро-пегматите изучались включения в диопсидах внешней (первая зона, пироксенит-пегматит) и внутренней зон (пятая зона, габбро-пегматит), а также в роговой обманке пятой зоны (габбро-пегматит). Включения в диопсидах обеих зон очень похожи: многофазовые, с кристалликами солей и, возможно силикатов, они равномерно пропитывают весь минерал. Температуры гомогенизаций достигают 560—590°C. При декрептофоническом исследовании пироксен-амфиболовой части пятой зоны (габбро-пегматит) начало массового растрескивания включений наблюдалось при 600°C. Составы газовых фаз включений обеих зон практически идентичны (до 100 % H₂S, SO₂ и т. д., CO₂). Лишь в единичном анализе во включении из

диопсида пятой зоны были обнаружены CO (10,03%) и H_2 (2,17%). Газово-жидкие трубчатые включения в роговой обманке пятой зоны (габбро-пегматит) гомогенизируются при 320—345°C.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На основании приведенных выше результатов исследований габбро-пегматитов Куртушубинского массива сделаем некоторые выводы об условиях их формирования.

1. Габбро-пегматиты образовались в основном по трещинам в серпентинитах, пироксенитах и в мелкозернистых массивных габбро. Отдельные участки крупнокристаллических пегматитов формировались в обособленных угловатых телах мелкозернистого габбро среди пород переходной от гипербазитов к габбро зоны, причем здесь не наблюдалось резких контактов — происходила постепенная перекристаллизация мелкозернистого габбро в крупнокристаллический габбро-пегматит.

2. Процессы образования габбро-пегматитов по трещинам в породах были связаны с кристаллизацией здесь же пироксенит-пегматитов. Связь не непрерывная, переход от формирования пироксенит-пегматитов к габбро-пегматитам происходил с резким изменением химизма всего пегматитообразующего процесса. На границе пироксенит-пегматит — габбро-пегматит наблюдалось резкое увеличение концентраций Al_2O_3 , CaO и уменьшение MgO .

3. В результате изучения включений минералообразующих сред выявилась важная роль высокотемпературных растворов (практически сильно концентрированных рассолов) в процессах формирования габбро-пегматитов. Первым при температурах 530—590°C кристаллизовался диопсид. Процесс его образования продолжался и до 400—420°C. Давление в растворах достигало 2500 бар. При 350—380°C по пироксену развивается роговая обманка. При дальнейшем снижении температуры до 300°C появляется актинолитовая роговая обманка.

Состав газа в процессе формирования зонального габбро-пегматита практически не меняется при переходе от внешней (пироксенит-пегматит) к внутренней (габбро-пегматит) зоне (до 100% H_2S , SO_2 и т. д., CO_2). Он остается в основном таким же и при амфиболизации пироксенов. При формировании других, пезональных габбро-пегматитов состав газов может быть иным: появляются углеводороды и азот + редкие газы.

4. Необходимо отметить широкое развитие в габбро-пегматитах вторичных низкотемпературных процессов замещения и разрушения первичных минералов. Диопсид сильно замещается роговой обманкой, а затем актинолитом и хлоритом. Плагноклаз деапортитизируется и иногда практически полностью замещается альбитом. Он также интенсивно разрушается, превращаясь в агрегат зерен эпидот-клиноцоизита.

Габбро-пегматиты Хопсекского массива (Западная Тува)

Пегматиты в Хопсекском массиве основных пород впервые были отмечены В. А. Кузнецовым и другими [Татарипов и др., 1932]. Были описаны своеобразные диоритовые пегматиты, сложенные крупными, достигающими до 10—16 см длины кристаллами мутно-белого сильно разложившегося плагиоклаза и такими же удлиненными кристаллами зеленовато-черной обильной роговой обманки. В небольшом количестве в них присутствует светло-серый водянисто-прозрачный кварц. Позже, по всей вероятности, эти же пегматиты, но под названием «пегматоидные габбро» рассматривались в работе Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, А. М. Волохова [1958] в связи с общим геологическим описанием Хопсекского массива основных пород. Нами изучались габбро-пегматиты в восточном обрамлении Хопсекского массива (см. рис. 13).

Жилы габбро-пегматитов располагаются среди массивных габбро, обладающих очень неравномерным строением. Средне- и мелкозернистые габбро сменяются крупнозернистыми гнейсовидными габбро, которые могут потом перейти в крупнокристаллические габбро-пегматиты или смениться зонами, состоящими полностью из полевого шпата. Все средне- и мелкозернистое габбро пронизано сетью кварц-полевошпатовых и просто полевошпатовых жил со свежим крупнокристаллическим (3—4 см) полевым шпатом.

Габбро-пегматиты, сложенные крупными (первые сантиметры) удлиненными кристаллами роговой обманки и полевого шпата, образуют маломощные (0,2—0,5 м) простые жилы (рис. 26, а), но более обычны зональные габбро-пегматиты с кварц-полевошпатовой зоной в центре. Иногда кварц-полевошпатовая зона располагается сбоку, непосредственно контактируя с вмещающими габбро. Типичный разрез зонального габбро-пегматита показан на рис. 26, б. Жила мощностью 0,2—0,3 м имеет с одной стороны резкий контакт со среднезернистым гнейсовидным габбро, с другой стороны — более плавную границу с крупнокристаллической разностью гнейсовидного габбро, удлинение кристаллов роговой обманки в котором ориентировано вдоль контакта с габбро-пегматитом. Внешние зоны габбро-пегматита сложены крупными кристаллами роговой обманки и мелкозернистым полевым шпатом. Внутренняя зона представлена крупнокристаллическим полевым шпатом, срастающимся с кварцем. Иногда роговая обманка во внешней зоне пегматита образует крупные удлиненные кристаллы, расширяющиеся и растущие к центру жилы (рис. 27). Причем эти кристаллы плавно изогнуты в одну сторону, как бы показывая направленность движения пегматитообразующей среды.

Роговая обманка габбро-пегматитов по оптическим коэф-

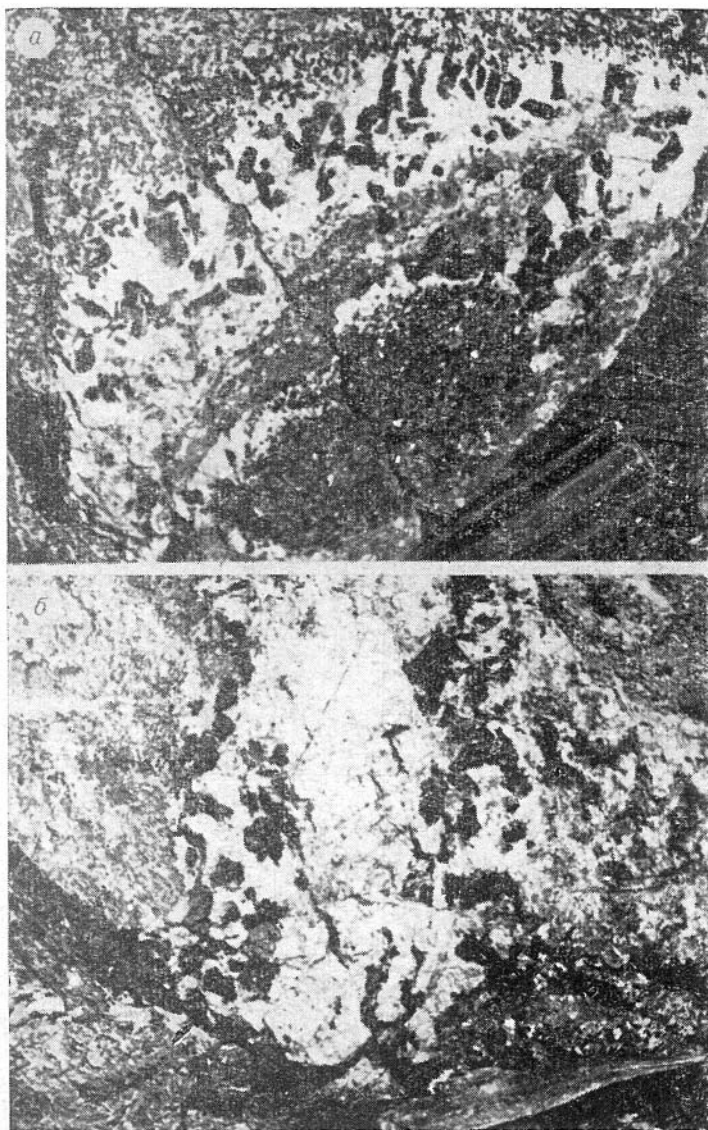


Рис. 26. Габбро-негматит (а) и зональный габбро-негматит (б) в габбро. В 1 см 6 см (Хонсекский массив).

там ($N_g = 1,653$; $N_p = 1,636$; $2V = -88^\circ$) существенно магнетизального состава [Дир и др., 1965]. Рядом с роговой обманкой почти постоянно присутствуют редкие мелкие зерна моноклинного пироксена. Химический состав роговых обманок показан в табл. 21. Полевой шпат (плаггиоклаз) простых негматитов и

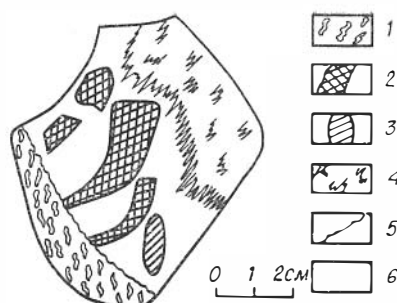


Рис. 27. Габбро-негматит. Зарисовка с образца (Хопсекский массив).

1 — вмещающие гнейсовидные габбро; 2 — кристаллы роговой обманки; 3 — магнетит; 4 — кварц + полевой шпат; 5 — границы негматита; 6 — полевой шпат.

внешних зон зональных негматитов в различных жилах имеет разный состав: от андезит-лабрадора, олигоклаз-андезина и до альбита (см. табл. 21), т. е. в разных габбро-негматитах процессы деаортитизации происходили неодинаково — вплоть до полного замещения первичного плагиоклаза альбитом.

Т а б л и ц а 21

Химический состав минералов габбро-негматитов Хопсекского массива, вес. %

Оксиды	А			Б		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,00	45,00	40,50	52,50	56,00	56,00
TiO ₂	0,60	0,38	0,60	0,25	0,02	0,24
Al ₂ O ₃	7,50	4,70	10,00	26,50	25,50	22,50
Fe ₂ O ₃ (общ.)	12,40	13,50	17,80	3,25	2,70	3,45
MnO	0,28	0,30	0,36	0,16	0,10	0,16
MgO	15,00	22,50	17,00	1,10	1,30	1,10
CaO	15,30	12,00	11,15	8,00	5,70	9,30
Na ₂ O	1,24	0,59	1,17	4,08	5,16	5,60
K ₂ O	0,29	0,16	0,19	2,80	2,80	0,55
П. п. п.	1,56	2,06	2,32	2,24	2,28	1,86
Сумма . . .	101,17	101,19	101,09	100,88	101,56	100,76

П р и м е ч а н и е. А — роговые обманки (возможна незначительная примесь проросенов); Б — плагиоклазы; 1,4 — обр. С-42—75; 2,5 — обр. С-43—75; 3,6 — обр. С-45в—75.

Анализированы М. И. Зеркалова, Н. Я. Якоби.

Часто в габбро-негматитах наблюдаются эпидот-хлоритовые, кварцевые, кварц-альбитовые прожилки. Внутренние зоны зонального габбро-негматита сложены сильно измененным и альбитизированным плагиоклазом (олигоклазом) и кварцем. Интенсивно развиты по трещинкам кварц-альбитовые прожилки, содержащие значительное количество кальцита.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Включения минералообразующих сред исследовались в роговой обманке габбро-негматитов и в кварце центральных зон негматитов.

Включения в роговой обманке можно разделить на три группы:

- а) прямолинейные трубчатые газово-жидкие (фото 12);
- б) удлиненные многофазовые существенно солевые;
- в) включения с множеством кристаллических фаз и газовыми пузырьками (?), похожие на раскристаллизованные включения расплавов (фото 13).

Первые гомогенизируются в жидкость при 330°C. Во многофазовых солевых включениях частичная гомогенизация (исчезновение газового пузырька) наступает при 210—285°C. Полная гомогенизация наблюдалась около 430°C. Давление во включениях в момент полных гомогенизаций по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl (см. рис. 6) достигало 1500 бар. Часть солевых включений не имела частичных гомогенизаций, полные гомогенизации отмечались при 520—540°C.

В многофазовых включениях, похожих на раскристаллизованные, при 380°C наблюдалось изменение кристалликов, их плавление, в целом все включение несколько темнеет. При 740°C темнеет сам минерал, и практически ничего не видно.

В составе газовой фазы солевых включений преобладали газы группы H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 с незначительным количеством углеводородов (4—8%) (табл. 22).

В кварце центральных зон пегматитов были найдены, наряду с мелкими вторичными, сдвигающимися пузырьками газа включениями, вероятно, мнимовторичные, чисто газово-жидкие и содержащие кристаллики солей включения. Большинство газово-жидких включений с солями взрываются начиная с 280°C. При этой температуре часть газово-жидких включений гомогенизируется. Гомогенизация единичных сохранившихся включений с солями происходила при 330—350°C. В составе газовой фазы включений преобладали H_2S , SO_2 и т. д. + CO_2 (до 100%) (см. табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Результаты анализа газовой фазы обр. С-456-75 индивидуальных включений в минералах габбро-пегматитов Хопсекского массива, объем. %

№ п/п	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	H_2S , SO_2 , SO_3 , NH_3 , HF , HCl , CO_2	Углеводороды	№ п/п	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	H_2S , SO_2 , SO_3 , NH_3 , HF , HCl , CO_2	Углеводороды
1	0,0066	100,0		4	0,0078	100,0	
2	0,0072	96,0	4,0	5	0,0066	100,0	
3	0,0084	92,0	8,0	6	0,0078	100,0	
				7	0,0084	100,0	

П р и м е ч а н и е. Обр. 1—4 — роговая обманка; обр. 4—7 — кварц.

В результате проведенных исследований были выяснены некоторые особенности образования габбро-пегматитов Холсекского массива.

1. Маломощные жилы пегматитов с резкими, обычно прямолинейными контактами формировались по трещинам в массивных неравномернозернистых габбро.

2. Пегматиты формировались при участии высокотемпературных (520—540°C) растворов (рассолов). Процессы образования минералов пегматитов (роговой обманки) продолжались и при 430°C. Минимальное давление в минералообразующих растворах было около 1500 бар.

В дальнейшем при снижении температуры до 330—350°C в процессах пегматитообразования главную роль начали играть растворы иного состава, формировавшие центральные кварц-полевошпатовые зоны габбро-пегматитов.

3. Главную роль среди газов в минералообразующих растворах играли H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 с незначительным количеством (4—8%) углеводородов.

4. Большое распространение получили вторичные процессы (в основном альбитизация первичного плагиоклаза), связанные с растворами, образовывавшими кварц-полевошпатовые зоны.

Габбро-пегматиты Кытлымского массива (Урал)

Габбро-пегматиты Кытлымского массива исследовались в пределах Серебрянской ассоциации, где жилы пегматитов и связанные с ними анортозиты довольно равномерно пронизывают всю массу габбро. Габбро-пегматиты сложены в основном крупнокристаллическим (5—10 см) плагиоклазом (основной битовнит или анортит — табл. 23) и длинными (до 50 см) призмами темно-зеленой роговой обманки [Ефимов, Ефимова, 1967]. В центральной части Серебрянской структуры встречаются пегматиты, содержащие короткостолбчатые кристаллы моноклинного пироксена, значительно реже — титаномегнетит, апатит, эпидот, хлорит и сульфиды меди. Иногда сульфиды (халькопирит, борит) образуют богатую вкрапленность. Эти небольшие обогащенные сульфидными участками, связанные с пегматитовыми жилами, в XVIII—XIX вв. разрабатывались на медь.

Термобарогеохимия

Включения минералообразующих сред изучались в моноклинном пироксене и роговой обманке габбро-пегматитов Кытлымского массива (Серебрянская ассоциация).

Включения в пироксене (средних размеров 5—10 мк) располагаются равномерно в минерале, часто по определенным

Химический состав минералов габбро-пегматитов Кытлымского массива (Серебрянская ассоциация) по А. А. Ефимову, Л. П. Ефимовой [1967], вес. %

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	46,32	46,04	41,94	50,22
TiO ₂	0,05	0,03	1,24	0,28
Al ₂ O ₃	34,22	34,19	12,28	3,65
Fe ₂ O ₃	0,45	0,42	6,08	3,88
FeO	0,07	0,07	10,69	5,33
MnO	Сл.	Сл.	0,41	0,02
CaO	16,78	17,59	11,77	22,87
MgO	0,99	0,06	11,62	13,55
BaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	0,03	0,03	0,14	0,02
Na ₂ O	1,56	1,58	1,62	Не опр.
V ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	0,06	Сл.
Co	»	»	Сл.	»
Ni	»	»	0,01	0,01
П. п. п.	0,55	0,53	2,09	0,79
Сумма . . .	100,12	100,54	99,65	100,78

Примечание. 1—2 — плагиоклаз; 3 — роговая
обманка; 4 — пироксен.

зонам, вероятно, первичные. Включения многофазовые, содержат газ (15—25%), жидкость (35%) и разнообразные кристаллические фазы (40—50%) (фото, 14). При исследовании в микротермокамере кристаллические фазы (в основном соли) начинают изменяться при 150°C. Частичная гомогенизация (газа в жидкость) наблюдается при 200—280°C. Полная гомогенизация — при 430—450°C. Давление в моменты полных гомогенизаций (по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl; см. рис. 6) достигало 1900 бар.

В роговой обманке, имеющей коричневатый оттенок в тонких пластинках, исследовались трубчатые включения, содержащие в основном газ и жидкость, редко — кристаллики соли. Полные гомогенизации включений наблюдались при 310—360°C.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

При изучении включений в минералах габбро-пегматитов Серебрянской ассоциации были выяснены некоторые особенности формирования пегматитов.

1. Габбро-пегматиты образовались при непосредственном участии высокотемпературных (минимальные температуры 430—450°C) растворов (рассолов). Минимальное давление в минералообразующей системе составляло около 1900 бар.

2. При снижении температуры до 310—360°C моноклинный пироксен замещался роговой обманкой.

Габбро-пегматиты Куюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система)

Габбро-пегматиты Куюльского массива образуют дайкообразные тела мощностью около 10 м и протяженностью до 50 м. В коренном залегании виден секущий контакт дайки с серпентинизированными перидотитами. Серпентиниты в контакте с пегматитом не изменены и не имеют зон закалки. В непосредственной близости от серпентинитов в габбро-пегматитах лишь незначительно уменьшаются размеры кристаллов.

Габбро-пегматиты относятся к ортомагматическим габброидам [Альбицотипные гипербазиты..., 1973]. Пегматиты сложены крупными кристаллами (до 3—4 см) плагиоклаза (анортит), клинопироксена (авгит) и ортопироксена (бронзит). Часто присутствует в небольших количествах зеленая роговая обманка, образующая реакционные каймы на контакте зерен плагиоклаза и пироксена. Акцессорные минералы — магнетит, сульфиды. Эпигенетические — бастит (по ортопироксену), актинолит и хлорит (по клинопироксену), соссюрит, цеолиты и др. (по плагиоклазу).

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Включения изучались в плагиоклазе, клинопироксене, ортопироксене и роговой обманке габбро-пегматитов (фото 15—16).

В анортите были найдены раскристаллизованные включения силикатных расплавов размером до 10—15 мк. Многочисленные первичные включения равномерно пропитывают минерал. Часто располагаются полосами по крупным двойникам, причем к одним двойникам приурочены многочисленные мелкие включения, к другим — редкие крупные. Прямоугольные, иногда квадратные, плоские, многофазовые включения по внешнему виду очень похожи на раскристаллизованные включения в плагиоклазе из габбро-пегматитов Ирана [Бакуменко, Добрецов, 1976]. Во включениях можно различить разнообразные светлые, темные и серые кристаллические фазы. Ясно виден темный деформированный газовый пузырек. При исследовании в микротермокамере первые признаки изменения и плавления кристаллических фаз наблюдаются при 900—1000°C.

Примерно при 1140—1160°C обособляются круглые газовые пузырьки, при 1200°C тают кристаллические фазы и во включениях остаются газ + расплав. До 1300°C пузырьки газа свободно перемещаются по объему включений, что показывает малую вязкость расплава. При дальнейшем повышении температуры пузырьки быстро уменьшаются и полную гомогенизацию можно наблюдать при 1310—1380°C. Некоторые отдельные включения гомогенизируются при 1220°C, температуры гетерогенизаций, при скорости охлаждения 5°/мин, в этом случае составляют 950°C. Другие единичные включения не гомогенизируются и при нагреве выше 1400°C. Около 1400°C часто плавится сам плагиоклаз. Если в микротермокамере исследовалась пластинка, содержащая плагиоклаз и клинопироксен, то при 1270—1310°C она интенсивно плавится, двигаясь в появившемся расплаве. Снижая температуру до 1220°C, можно было наблюдать под микроскопом довольно быстрое движение фронта кристаллизации в расплаве. В данном случае происходило выплавление эвтектики системы плагиоклаз — клинопироксен (температура эвтектики бинарной системы диопсид — анортит при атмосферном давлении около 1270°C). В клинопироксене первичные включения располагаются равномерно. Включения обладают неправильными формами, содержат много фаз: светлые кристаллики + темные кристаллики + деформированные газовые пузырьки. При температурах 900—1000°C кристаллические фазы во включениях изменяются. Выше 1050°C минерал темнеет и продолжать опыты становится невозможным. Для того чтобы предотвратить окисление пироксена, были сделаны попытки прогревать препараты, закрывая их колпачками из углерода. Это оказалось бесполезным, так как пироксен все равно темнел.

Включения в ортопироксене содержат много кристаллических фаз и несколько мелких темных газовых пузырьков. При 1000°C происходят некоторые изменения кристалликов во включениях. Выше 1000°C минерал окисляется и темнеет.

Роговая обманка содержит многочисленные мнимовторичные газовой-жидкие включения, приближающиеся по форме к трубчатым. Включения часто с несколькими кристаллическими фазами. Температуры гомогенизаций около 380°C.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Габбро-пегматиты Куюльского массива — более поздние образования по отношению к гипербазитам. Они прорывают вмещающие их ультраосновные породы.

2. Формирование минералов пегматитов происходило из высокотемпературных легкоподвижных силикатных расплавов. Ввиду малой вязкости расплава минералы кристаллизовались быстро, захватывая при этом множество включений.

3. Плагиноклаз габбро-пегматитов кристаллизовался при 1310—1380°C, клинопироксен и ортопироксен при температурах выше 1000°C. При температуре около 380°C по пироксенам развивалась роговая обманка.

Габбро-пегматиты Бреевского массива (Сихотэ-Алинь)

Габбро-пегматиты исследовались в южной части Бреевского массива. Жилы, часто крупные тела (сотни метров) пегматитов располагаются среди мелкозернистых габбро. Габбро-пегматиты (рис. 28) состоят в основном из длиннопризматических (до 20 см в длину) кристаллов роговой обманки и плагиноклаза. Более редки актинолит и магнетит. Коричневато-зеленая роговая обманка ($Nq = 1,681-1,685$; $2V = -(72-84)$; $GNq = 15-18^\circ$) имеет общую железистость 47—52%. Плагиноклаз ($Nq = 1,581$; $Np = 1,571$), по составу отвечающий битовниту, в значительной степени сосюритизирован и замещен пренитом, ломонитом и сколецитом [Щека, Октябрьский и др., 1973].

Термобарогеохимия

Была сделана попытка найти включения минералообразующих сред в роговой обманке. Найдены двух- и однофазовые разнообразные кристаллические включения. Присутствуют

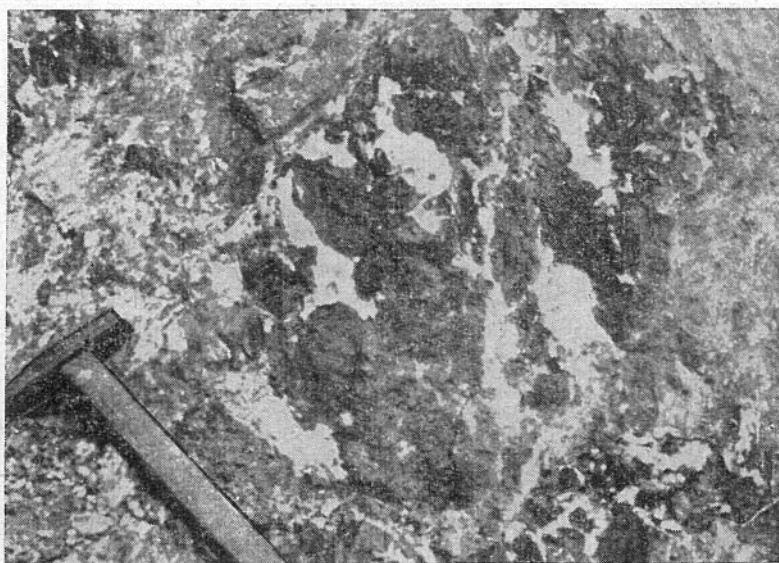


Рис. 28. Габбро-пегматит Бреевского массива.

также очень мелкие (первые микроны), образовавшиеся по трещинкам под углом к удлинению роговой обманки вторичные газово-жидкие включения. Включений минералообразующих сред, которые могли бы дать некоторую информацию об условиях образования роговой обманки, не было найдено.

Глава III

НЕГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Краткий геолого-петрографический очерк ильменогорского щелочного комплекса составлен в основном по работам А. Н. Заварицкого [1958], Н. М. Успенского [1968] и В. Я. Левина [1974].

Щелочные интрузивные образования ильменогорского комплекса (рис. 29) залегают среди метаморфических пород. Метаморфические и интрузивные породы приурочены к Сысертско-Ильменогорскому мегаантиклинорию, который является частью Восточно-Уральского поднятия. С запада к Сысертско-Ильменогорскому антиклинорию примыкают Тагильско-Магнитогорский, а с востока — Арамилско-Сухтелинский синклинории, сложенные вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя.

В основании стратиграфического разреза метаморфических пород залегает селянкинская толща, существенно парагнейсовая с прослоями амфиболитов. Она находится в ядре Ильменогорской антиклинали, подстилая щелочной массив. Последний окаймляется вышележащей фирсовской толщей, сложенной парагнейсами, сланцами, кварцитами и амфиболитами. Следующая вверх по разрезу ильменогорская свита является существенно амфиболитовой и слагает крылья Ильменогорской антиклинали. Самая верхняя в разрезе игишская свита выходит в западном крыле, на южном погружении Ильменогорской антиклинали и на восточной периферии комплекса. В составе свиты преобладают кварциты, кварцитовые, слюдяные и известковистые сланцы, гнейсы.

В Ильменских горах широко проявляется гранитизация, наложенная на наиболее глубоко метаморфизованные породы. Протекала она в два последовательных этапа [Левин, 1974]: плагиогранитизация и нормальная гранитизация. Продукты первого этапа — очковые, линзовидно-полосчатые плагиомигматиты, меланократовые биотитовые и биотит-роговообманко-

вые платиогнейсы, лейкократовые биотитовые плагиогнейсы, плагиогранитоиды; второго этапа — разнообразные по структуре двуполевошпатовые мигматиты, гранито-гнейсы, граниты, аплиты, пегматиты.

К северу от щелочного массива находятся очковые и линзовидно-полосчатые биотитовые и биотит-амфиболовые двуполевошпатовые гранитные мигматиты, образовавшиеся по гнейсам и сланцам селянkinской толщи с редкими жилами аплитов и магматитов (гранитоидов).

Вокруг щелочного массива распространены полосчатые плагиомигматиты, гранитовидные лейкократовые плагиогнейсы, образующие согласные прослои среди амфиболитов ильменогорской свиты. Здесь же находятся согласные и секущие жилы и дайки двуполевошпатовых гранитоидов и редко плагиогранитоидов с контактовыми ореолами биотитизации и фельдшпатизации. В 2,5—3 км к востоку и югу от массива развиты широкие зоны преимущественно послойных двуполевошпатовых гранитных мигматитов с огромным количеством согласных, реже секущих жил нормальных гранитоидов (см. рис. 29).

Щелочные породы в Ильменских горах слагают крупный Ильменогорский массив в южной сводовой части антиклинали, более мелкие дайкообразные тела мнаскинов и спенинов к северу от него в крыльях этой структуры и секущие жилы щелочных пегматитов во вмещающих метаморфических толщах.

Ильменогорский массив вытянут в северо-восточном направлении на 18 км при наибольшей ширине 4,5 км. В южном направлении массив расширяется и полого, под углами 30—40°, погружается под вмещающие его породы фирсовской толщи. Восточный, южный и западный контакты массива согласны со сланцеватостью вмещающих пород.

Почти все породы массива обладают хорошо выраженными гнейсовидностью и линейностью. Гнейсовидность в массиве повторяет очертания его внешних контуров. Линейно-ориентированные текстуры в породах массива образованы взаимно параллельными линзовидными выделениями нефелина, призматическими зернами амфибола и скоплениями чешуек биотита. Линейные текстуры в щелочных породах ориентированы так же, как и линейность во вмещающих породах.

Состав, строение и мощность экзоконтактовых ореолов массива зависят от характера контакта, состава и структуры фенитизированных пород и т. д. На пологопадающих от массива участках восточного и южного контактов ширина экзоконтактовых ореолов достигает нескольких сотен метров, на крутопадающем от массива северо-восточном контакте — десятков метров и на крутопадающем под массив западном контакте — нескольких метров. Во всех случаях по лейкократовым кварцсодержащим породам образуются пироксеновые фениты, а по амфиболитам — меланократовые амфиболовые, амфибол-

биотитовые, амфибол-пироксеновые фениты. В эндоконтактах при этом в первом случае возникают биотитовые сиениты, плагиосиениты или плагиомиаскиты, а во втором — амфиболовые миаскиты и сиениты.

В Ильменогорском массиве наблюдаются два главных обособленных тела миаскита — большое центральное и вытянутое восточное, которые разделены зоной перемежающихся сиенитов, плагиосиенитов, миаскитоподобных сиенитов, миаскитов нормальных и с пониженным содержанием нефелина.

Центральное миаскитовое тело занимает хр. Большой Ильмень. Оно сложено в основном двуполевошпатовыми лепидомелановыми нефелиновыми сиенитами, среди которых имеются вытянутые участки с амфиболовыми миаскитами (см. рис. 29). Среди последних находятся линзовидные реликты миаскитизированных амфиболитов — сандыитов. Участки с амфиболовыми миаскитами соединяются в несколько дугообразных полос, повторяющих в общих чертах контуры Ильменогорской антиклинали. В средней части центрального миаскитового тела преобладают миаскиты без первичного плагиоклаза как биотитовые, так и амфиболовые. Бесплагиоклазовые миаскиты тянутся по сводовой части через все центральное тело в виде зоны шириной 400—700 м.

Восточное миаскитовое тело начинается в 250 м севернее копи 15. Длина его 9 км, наибольшая ширина 350 м. К северу наблюдается его постепенное сужение и выклинивание. Преобладают амфиболовые миаскиты, которые перемежаются с биотитовыми и переходят в них. Вблизи контактов тела встречаются прослои биотитовых плагиосиенитов.

Негранитные пегматиты образуют жилы миаскитового, сиенитового и горнблендитового состава в центральных и периферических частях Ильменогорского щелочного массива и вблизи него, среди метаморфических пород селянkinской, фирсовской толщ и ильменогорской свиты. Наиболее широко миаскит-пегматиты распространены в южной части Ильменогорского щелочного массива, где они образуют жилые тела, как согласные со сланцеватостью миаскитов, так и секущие его. Большинство жил имеет субширотное простирание и крутое северное падение, как и послемиаскитовые поперечные разломы. В некоторых жилах хорошо видна приуроченность к таким разломам. Сиенит-пегматиты находятся в основном в зонах сиенитов, щелочных мигматитов и за пределами массива. Горнблендит-пегматиты приурочены к гнейсам.

ГОРНБЛЕНДИТ-ПЕГМАТИТЫ

В Ильменском минералогическом заповеднике жила горнблендит-пегматита находится в копи 13 (копь роговой обманки) (см. рис. 29). Вмещающая порода относится к тонкослоистому,

многолюдистому гнейсу, не содержащему выделений роговой обманки [Заварицкий, 1958]. Жильное тело пегматита состоит из пучков гигантских кристаллов роговой обманки, достигающих 1 м длины и нескольких сантиметров толщины. Слюда примешивается к роговой обманке иногда в виде крупных таблиц между кристаллами роговой обманки. Изредка попадает полевой шпат. Из более редких минералов следует отметить циркон, сфен, апатит и кварц (ксеноморфный, с отпечатками штриховатых граней роговой обманки).

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

В горнблендит-пегматите копи 13 изучались включения минералообразующих сред в роговой обманке, кварце и слюде.

Первичные включения в роговой обманке в подавляющем большинстве имеют вытянутые формы в виде трубочек и ориентированы вдоль оси *С* минерала. При исследовании оказалось возможным выделить по морфологическим особенностям и концентрации минералов-узников три довольно четко различающиеся группы включений (табл. 24).

1. К первой группе были отнесены трубчатые объемные включения (фото 17), содержащие более 50% от всего объема включения кристаллических фаз (табл. 24). По классификации Н. П. Ермакова [1972] их можно отнести к кристалло-флюидным включениям расплавов — рассолов. Фазовый состав включений следующий: газ — около 25%, жидкость — около 15%, соли (NaCl, иногда, вероятно, присутствует KCl) — около 60%, часто также наблюдаются карбонаты — до 20% и рудные фазы — до 25%. Карбонаты были определены по сильному двупреломлению и отчетливой псевдоабсорбции. Они не имеют ясно выраженных кристаллографических форм. Галит чаще всего образует правильные кубики, также встречаются прямоугольники и гексагональные формы, получившиеся в результа-

Т а б л и ц а 24
Фазовый состав различных групп включений
в роговой обманке, %

№ группы	К	Фазовый состав				
		газ	жид- кость	соли	карбо- наты	рудные
1	60	25	15	60	0—20	0—25
2	50	25	25	35	10	5
3	35	15	55	30	0	0—5

П р и м е ч а н и е. К — процентное содержание минералов-узников.

те роста NaCl в замкнутом ограниченном пространстве включений. Сильвин имеет форму кубиков с сильно округленными вершинами, приближающуюся к шарообразной. Рудные минералы обычно бесформенные, но иногда встречаются кристаллики с ясно выраженными гранями. Несколько раз были найдены во включениях минералы, которые не удалось определить.

При исследовании включений этого типа в микротермокамере уже при 150—160°C начинают таять кристаллики солей. При этом KCl уменьшается быстрее, чем NaCl. Первым исчезает газовый пузырек. Температуры частичных гомогенизаций 360—380°C. При дальнейшем повышении температуры растворяется KCl, начинают оплавляться карбонаты и рудные фазы. Последние кристаллики солей (NaCl) переходят в рассол (расплав — рассол) при 465—485°C. Если во включениях присутствовали карбонаты или рудные фазы, то они сохранялись и при очень длительных выдержках и больших перегревах. Таким образом, температуры полных гомогенизаций включений лежат в интервале 465—485°C. У некоторых включений частичная гомогенизация происходила при 290—320°C. Но все эти включения взрывались при дальнейшем нагреве ($T_{д1} = 390—420^\circ\text{C}$, табл. 25). При наблюдении за поведением включений в процессе нагрева было обнаружено, что часть их взрывается сразу после частичной гомогенизации ($T_{д1} = 390—420^\circ\text{C}$), основная же масса — при полной гомогенизации ($T_{д2} = 450—480^\circ\text{C}$). Зная температуру исчезновения последнего кристаллика NaCl во включениях (температура полной гомогенизации), мы можем определить концентрации NaCl в рассоле, используя диаграммы NaCl—H₂O. В изученных включениях концентрация NaCl достигала 54—55 вес. % (табл. 26). Давление, развивающееся во включениях при

Т а б л и ц а 25
Сравнение температур гомогенизаций и декрепитаций включений различных групп

№ группы	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_{д1}, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$T_{д2}, ^\circ\text{C}$
1	290—320			
	360—380	390—420	465—485	450—480
2	330—370	390—430	470—480	460—480
3	320—350	420—440	475—485	460—480
		390*		470—510

Примечание. $T_{д1}$ и $T_{д2}$ — интервалы температур декрепитаций; T_1 , T_2 — температуры частичных и полных гомогенизаций соответственно.

Звездочкой отмечены данные, полученные на декрепитографе.

Таблица 26

Результаты термометрических исследований включений
в роговой обманке

№ группы	T_1 , °C	T_2 , °C	ΔT , °C	P , бар	$K_{\text{вес}}$ %
1	360—380	465—485	120	1500	54—55
2	330—370	470—480	140	1700	53—55
3	320—350	475—485	160	1900	54—55

Примечание. T_1 , T_2 — температуры частичных и полных гомогенизаций соответственно; ΔT — разница между T_1 и T_2 ; P — давление во включениях в момент полной гомогенизации; K — концентрация NaCl в рассоле.

полной гомогенизации, определялось по диаграмме поправок к температурам гомогенизации на давление для 30%-ного раствора NaCl [Леммлейн, Клевцов, 1961]. Предварительно была подсчитана разница между температурами частичных гомогенизаций и полных гомогенизаций ($\Delta T = 120^\circ\text{C}$) (табл. 26). Давление достигало 1500 бар.

Были проведены анализы состава газовой фазы включений. Обращает на себя внимание разнообразие газов (табл. 27). В значительном количестве присутствуют CO, H_2 , азот + редкие газы, наблюдается некоторая корреляция состава газовой фазы с минеральным составом минералов-узников. При наличии рудной фазы присутствуют только CO_2 , группа кислых газов (H_2S , SO_2 , SO_3 и т. п.) и углеводороды.

2. Включения второй группы плоские, имеют вытянутые прямоугольные формы (фото 18, 19), содержат около 50%

Таблица 27

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений различных групп в роговой обманке, объем. %

№ группы	H_2S , SO_2 , SO_3 , NH_3 , CO_2 , HF , HCl	Углеводороды	O_2	CO	H_2	N_2 + р. г.
1	88 54 44,5 100	12 25,5 0,0	0,0 0,0	11,5 0,0	9 18,5	37
2	82,5 100	17,5				
3	67,5 100 93,5	32,5 6,5				

от всего объема включения кристаллических фаз. Фазовый состав практически такой же, как и у включений первой группы, но есть отличие по содержанию некоторых компонентов (см. табл. 24). Газ занимает 25%, жидкости несколько больше — 25%, значительно меньше солей — 35%. Практически постоянно, в отличие от включений первого типа, присутствуют карбонаты (до 10%) и рудные фазы (около 5%). Температуры частичных гомогенизаций (330—370°C) несколько ниже. Полная гомогенизация наступает практически при тех же температурах — 470—480°C. Здесь также наблюдалось два интервала взрывов включений ($T_{д1} = 390\text{—}430^\circ\text{C}$, $T_{д2} = 460\text{—}480^\circ\text{C}$). Значительная часть включений взрывалась тотчас же при наступлении полной гомогенизации (см. табл. 25). Концентрация NaCl в рассоле аналогична концентрации во включениях первой группы (53—55 вес. %). Температуры частичных гомогенизаций несколько ниже, поэтому разница между температурами частичных и полных гомогенизаций $\Delta T = 140^\circ\text{C}$ увеличилась и, следовательно, давление также возросло до 1700 бар (см. табл. 26).

При анализе газовой фазы выяснилось, что во включениях присутствуют только H_2S , SO_2 , SO_3 и т. п., CO_2 и незначительное количество углеводов, чем эти включения существенно отличаются от предыдущей группы (см. табл. 27).

3. В третью группу были отнесены включения, содержащие около 35% кристаллических фаз (см. табл. 24). Эти включения удлиненной трубчатой формы имеют в своем составе 15% газа, 55% жидкости, около 30% солей и незначительное количество рудных фаз (фото 20). Карбонаты не были замечены. Газовый пузырек исчезает в интервале температур 320—350°C, т. е. температуры частичной гомогенизации ниже, чем у предыдущих включений. Полная гомогенизация наступает при 475—485°C. Часть включений взрывалась при относительно небольшом перегреве выше температур частичных гомогенизаций ($T_{д1} = 420\text{—}440^\circ\text{C}$) (см. табл. 25). Другие включения взрывались при температурах, близких к температурам полной гомогенизации ($T_{д2} = 460\text{—}480^\circ\text{C}$). Концентрация NaCl в рассоле такая же, как и в предыдущих случаях, — 54—55 вес. % (см. табл. 26). ΔT больше и поэтому давление во включениях при полной гомогенизации больше, чем в первых двух группах включений, — 1900 атм.

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

Образцы роговой обманки исследовались на декрепитографе. Было получено несколько интервалов наиболее интенсивных декрепитаций: 340—370°C, 390—420, 470—510 и свыше 750°C. Первый пик является результатом интенсивного растрескивания многочисленных вторичных аномальных включений, что очень хорошо наблюдалось непосредственно при нагревании

в микротермокамере. В интервале 390—420°C взрывается часть, по всей вероятности, первичных включений (см. табл. 25). Интенсивные декрепитации при 470—510°C связаны со взрывами включений сразу же после полной гомогенизации. Свыше 750°C, видимо, происходит разложение амфибола.

В результате изучения включений минералообразующих сред в роговой обманке можно сделать некоторые выводы.

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

2. Данные, полученные на декрепитографе, подтверждаются визуальными наблюдениями за взрывами включений. Начало массовых декрепитаций при температурах 470—510°C соответствует температурам полных гомогенизаций и может быть принято за температуру образования роговой обманки.

В слюде были найдены очень редкие газовой-жидкие включения, взрывающиеся до гомогенизации при температуре 360°C, т. е. можно предположить, что слюды образовывались при температурах выше 360°C.

Включения в кварце очень мелкие, типично газовой-жидкие. Располагаются по ясно различимым трещинкам, т. е. они явно вторичные. Температуры гомогенизаций в жидкость около 320°C. Кварц довольно редок среди кристаллов роговой обманки, поэтому более детальных исследований провести не удалось. Полученные результаты показывают, что развитие кварца происходило при температурах выше 320°C.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

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

1. Первыми при температурах 470—480°C формировались при непосредственном участии остаточных расплавов — расплавов гигантские кристаллы роговой обманки. Если сопоставить с данными, полученными по амфибол-плагиоклазовому термометру [Левин, 1974] (температура образования роговой обманки 430°C), то в нашем случае температуры получаются несколько выше, но все-таки те и другие температуры сравнимы между собой.

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

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

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

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

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

СИЕНИТ-ПЕГМАТИТЫ

Среди сиенит-пегматитов ильменогорского щелочного комплекса выделяются несколько главных типов [Минералы..., 1949; Заварицкий, 1958]:

1. Эгириновые (эгирин-диопсидовые) сиенит-пегматиты. Типичными их представителями являются пегматиты молибденовых копей и Селянкинского месторождения ильменорутила.

2. Главным образом биотитовые сиенит-пегматиты циркониевых копей, располагающиеся в сиенитовой зоне р. Няшевки.

3. Корундовые сиенит-пегматиты.

4. Сиенит-пегматитовые жилы эшинитовых копей, пересекающие в широтном направлении гранито-гнейсы.

5. Сиенит-пегматитовые жилы уралортитовых копей.

6. Сиенит-пегматиты копей сфена.

Эгирин-диопсидовые сиенит-пегматиты

Эгирин-диопсидовые сиенит-пегматиты исследовались в копиях 15 (Молибденового блеска), 158 (Селянкинского месторождения ильменорутила), 375 (Солнечного камня) и 154.

Копь 15

(Молибденового блеска)

Сиенит-пегматитовые жилы копи 15 пластовые, нерезко ограниченные и переходящие во вмещающий эгирин-рогообманковый гнейс. Пегматит неравномернозернистый, иногда с пятнистым распределением эгирин-диопсида. Местами в пегматите отмечаются пустоты миаролитового характера с щетками полевого шпата и эгирин-диопсида. В целом сиенит-пегматит состоит из полевого шпата (криптопертит), эгирин-диопсида и роговой обманки. Встречаются пирохлор, эшинит, кварц,

сфен, молибденит, повеллит, апатит, магнетит. Эгирин-диопсид из пегматита копи 15 содержит диопсида 90%, а эгирина 10% [Успенский, 1968, с. 116], поэтому правильнее его называть просто диопсидом.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Исследовались включения в диопсиде и роговой обманке сиенит-пегматита.

Диопсид этой копи, в препаратах для изучения включений, почти совсем не окрашен, поэтому было удобно вести наблюдения за включениями. В диопсиде они плоские, приближаются по форме к параллелограмму (фото 21—24). Располагаются зонами, причем в одну зону входят включения с примерно одинаковыми фазовыми составами (обычно около 50% и более от всего объема включения кристаллических фаз, до 20% — газ, до 30% — жидкость). Первичные. Содержат несколько крупных кристаллических фаз, среди которых преобладают кубики NaCl. По классификации Н. П. Ермакова [1972] эти включения можно отнести к включениям расплавов — рассолов. При нагревании пузырьки газа быстро уменьшаются, затем, когда начинают таять соли (примерно с 200°C), уменьшение пузырьков замедляется. Газовые пузырьки исчезают (частичная гомогенизация) при 440—450°C. Полная гомогенизация наступает при 590—620°C. Но большинство включений взрывается, не достигнув полных гомогенизаций. Давление во включениях при температурах полных гомогенизаций достигало 1500—1600 бар (определено по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl, см. рис. 6). Концентрация солей во включениях, определенная по диаграмме NaCl — H₂O, достигала 65—70 вес.%. В составе газовой фазы включений преобладали азот + редкие газы (до 100%) (табл. 28).

Газово-жидкие включения в роговой обманке тонкие, трубчатые, часто содержат кристаллики солей. Температуры гомогенизаций около 350°C. Состав газов во включениях: около 50% H₂S, SO₂ и т. д., CO₂, постоянно присутствуют углеводороды (до 21,5%) и азот + редкие газы (до 45,5%) и редко встречаются CO и H₂ (табл. 28).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Диопсид образовался при температурах 590—620°C и давлении 1500—1600 бар, при участии высококонцентрированных (до 65—70 вес. % солей) расплавов — рассолов.

2. Роговая обманка кристаллизовалась при 350°C.

3. Если при формировании диопсида главную роль играли азот + редкие газы, то кристаллизация роговой обманки

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах эгирин-диопсидовых сиенит-пегматитов, об'ём. %

№ копи, минерал	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	H ₂ S, SO ₂ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	Углеводороды	O ₂	CO	H ₂	N ₂ + p. г.
Копь 15, диопсид		46,4	0,0	0,0	0,0	0,0	53,6
То же		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
»		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
»		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Копь 15, амфибол		54,5	0,0	0,0	0,0	0,0	45,5
То же		45,5	16,0	0,0	29,0	9,5	0,0
»		49,0	21,5	0,0	0,0	0,0	29,5
Копь 158, эгирин-диопсид	0,0096	33,0	25,0	0,0	29,5	12,5	
То же	0,0108	77,0	8,5	0,0	9,0	5,5	
»	0,0096	79,5	20,5				
Копь 375, эгирин-диопсид	0,0096	91,5	8,5				
То же	0,0126	47,5	29,0	0,0	18,5	5,0	
»	0,0060	100,0					
Копь 375, апатит	0,0126	96,3	3,7				
То же	0,0132	94,5	5,5				
»	0,0144	70,3	17,4	0,0	5,3	7,0	
Копь 154, апатит	0,0306	99,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
То же	0,0894	98,5	0,0	0,0	0,3	0,6	0,6
»	0,0870	97,5	0,6	0,0	0,0	0,0	1,9

происходила с участием не только азота и редких газов, но и газов H₂S, SO₂ и т. д., CO₂ (до 54,5%), а также углеводородов (до 21,5%), редко появлялись CO и H₂.

Копь 158

(Селянкинское месторождение ильменорутила)

Месторождение приурочено к контакту щелочных биотитовых, биотит-роговообманковых и эгирин-авгитовых сиенитов и гранито-гнейсов, содержащих местами мощные прослои амфиболитов. Оно представлено сиенит-пегматитовыми образованиями, состоящими главным образом из K — Na — полевого шпата, биотита, эгирин-диопсида и роговой обманки. Сиенит-пегматиты также содержат ряд других второстепенных и редких минералов (сфен, магнетит, апатит, пирохлор, пирротин, пирит, марказит, молибденит, гематит и др.).

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Включения минералообразующих сред исследовались в эгирин-диопсиде, сфене и апатите сиенит-пегматита копи 158.

Включения в эгирин-диопсиде имеют форму почти правильных вытянутых прямоугольников. Многофазовые, солевые, ориентированы преимущественно в одном направлении (фото 25—28). Располагаются обычно равномерно по минералу, вне всякой связи с залеченными трещинами и поэтому, вероятно, являются первичными. Частичные гомогенизации (исчезновение газового пузырька) наступают при 360—395°C. Полная гомогенизация солевых включений наблюдалась при 425—440°C. Зная температуру частичных и полных гомогенизаций, можно по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl (см. рис. 6) оценить давление во включениях в моменты полных гомогенизаций (захвата) включений. Давление в минералообразующих растворах при захвате включений достигало 850 бар. Среди солей во включениях, вероятно, преобладает NaCl, поэтому по температуре исчезновения последнего кристаллика соли (полная гомогенизация) примерно определяем концентрацию солей в минералообразующих растворах — до 50 вес.%. Состав газовой фазы включений довольно разнообразный: наряду с газами H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 , присутствуют в значительных количествах углеводороды (до 25%), CO (до 29,5%) и H_2 (до 12,5%) (см. табл. 28).

Включения в сфене округлые, без определенной формы (размером 5—15 мк). Располагаются по залеченным трещинам (вероятно, мнимовторичные). Солевые, с множеством трудно-различимых фаз. Похожи на многофазовые включения в цирконах. Начиная с 200°C во включениях тают соли. Полная гомогенизация обычно наблюдалась при 630—640°C.

В апатите были найдены правильные, похожие на негативные гексагональные призмочки включения, ориентированные по L_6 минерала. Располагаются по залеченным трещинкам (мнимовторичные). Обычно газово-жидкие, но часто содержат значительное количество осажденных на стенки включений кристаллических фаз. Частичная гомогенизация наблюдалась при 300°C. Полная гомогенизация происходит при 340—350°C. Давление в минералообразующем растворе (определялось по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl) достигало 600 бар.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате изучения включений минералообразующих сред было выяснено:

1. Первым (в области наиболее высоких температур), при участии концентрированных рассолов (возможно, расплавов — рассолов), кристаллизовался при 630—640°C сфен.

2. При температурах 425—440°C и давлении 850 бар формировались кристаллы эгирин-диопсида также при участии концентрированных рассолов (концентрация достигала 50 вес.%).

В составе газов, участвовавших в процессах кристаллизации эгирин-диопсида, присутствовали H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 (33,0—79,5%), углеводороды (до 25,0%), CO (до 29,5%), H_2 (до 12,5%).

3. Последним из рассматриваемых минералов кристаллизовался апатит при температурах 340—350°C и давлении 600 бар.

Копь 375

(Солнечного камня)

Жила сиенит-пегматита, вскрытая копьей, сложена полевым шпатом светлых тонов с обильными выделениями роговой обманки и эгирин-диопсида. Границы жилы с внешними сиенитами нерезкие, сиенит переслаивается с пегматитом. В периферических частях пегматита наблюдаются пустоты порядка 0,5—2,0 см, выстланные кристаллами полевого шпата и пироксена. В эгирин-диопсиде много включений длинных прозрачных кристаллов апатита, образующих иногда целые самостоятельные скопления. В роговой обманке наблюдались мелкие цирконы. Много сфена, образующего идиоморфные кристаллы до 2,5 см. Встречаются отдельные выделения титаномagnetита до 5 см. По мелким трещинкам проникает вторичный кварц.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Методами термобарогеохимии исследовались включения минералообразующих сред в эгирин-диопсиде и апатите.

Включения в эгирин-диопсиде многофазовые, в основном солевые, с четкими газовыми пузырьками и возможно с несколькими силикатными фазами. Похожи на включения в эгирин-диопсиде копи 158, но формы более правильные, округленно-прямоугольные. Включения довольно редкие, располагаются среди чистого минерала равномерно. Несомненно первичные. Начиная с 200°C тают кристаллики солей. С 480°C большинство включений взрывается. Температуры полных гомогенизаций наблюдались в интервале 590—620°C. В состав газовой фазы включения в основном входят H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 , редко углеводороды (до 29%), CO (до 18,5%), H_2 (до 5,0%) (см. табл. 28).

В апатите практически все газопо-жидкие включения правильной формы в виде гексагональных призмочек взорваны. Включения развиваются по залеченным трещинкам (мнимовторичные). Наиболее обычные температуры гомогенизаций сохранившихся включений — 370—380°C. Состав газов, в общем, похож на состав газов из включений в эгирин-диопсиде (см. табл. 28), только меньше углеводородов (до 17,4%), CO (до 5,3%), практически столько же H_2 (7,0%).

1. В интервале температур 590—620°C при участии концентрированных рассолов кристаллизовался эгирин-диопсид.
2. Апатит формировался при значительно более низких температурах (370—380°C).
3. Состав газов, участвовавших при образовании эгирин-диопсида и апатита, был сходным: главная роль принадлежала газам H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 , постоянно присутствовали углеводороды (до 17,4—29,0%), иногда появлялись CO (5,3—18,5%) и H_2 (5—7%).

Копь 154

Исследовались включения в апатитах различной окраски.

В красноватом апатите крупные (до 50 мк), удлиненные, темные включения (фото 29—32) в большинстве случаев взорваны. Среди сохранившихся включений иногда наблюдаются многофазовые с жидкой углекислотой и кристалликами минералов-узников. При нагревании до 230—250°C все включения или взрываются, образуя целые кратеры на поверхности пластинки, или разгерметизируются. При этом видно, как во включениях появляется дополнительная газовая фаза, увеличивающаяся в размерах. Полной гомогенизации достичь не удалось. В составе газовой фазы включений преобладали H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 , постоянно присутствовали в незначительных количествах (до 1,9%), азот + редкие газы (см. табл. 28).

В зеленом апатите можно выделить явно вторичные включения, развивающиеся по видимым трещинкам, с различными отростками, иногда соединяющиеся между собой. Около 230°C все включения разгерметизируются, выбрасывая по трещинам часть содержимого. Были найдены также округлые, изометричные газовой-жидкие включения, располагающиеся равномерно по минералу, без всякой связи с трещинами (первичные). Температуры гомогенизаций достигали 330°C. Практически все включения взрывались сразу же после гомогенизации.

Таким образом, в результате изучения включений было выяснено, что апатит копи 154 образовывался при температурах выше 330°C из гидротермальных растворов, содержащих в основном H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 и в незначительных количествах азот + редкие газы (до 1,9%).

Сиенит-пегматиты цирконовых копей

Копь 20

Сиенит-пегматиты копи 20 состоят из полевого шпата и черной слюды с цирконом, сфеном, белой слюдой, магнетитом, пластинками зеленой слюды и редкоземельными минералами

[Заварицкий, 1958]. Вмещающие породы то лейкократовые сиениты, то меланократовые породы с амфиболом и эгирин-диопсидом. В лейкократовых прослоях наблюдаются миаролитовые пустоты с кварцем и роговой обманкой.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Включения минералообразующих сред исследовались в цирконе, сфене и кварце сиенит-пегматита копи 20.

В цирконе были найдены три типа включений:

1. Включения первичные, в виде правильных округлых трубочек, многофазовые (до 60% и более кристаллических фаз) (фото 33). Газовый пузырек деформирован и зажат между кристалликами. Начало изменения кристалликов около 200°C. Полные гомогенизации наступают при 770—780°C. В состав газовой фазы включений примерно в равных количествах входят H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 (до 48,4 — 68,5%) и азот + редкие газы (до 51,6—83,7%), постоянно присутствуют CO (до 15,4—19,9%) и H_2 (до 10,4—10,1%) (табл. 29).

2. Мнимовторичные многофазовые солевые включения (фото 34), имеющие часто довольно правильные гексагональные формы, обычно взрываются в интервале 500—600°C. Темпера-

Т а б л и ц а 29

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах сиенит-пегматитов цирконовых и корундовых копей, объем. %

№ копи, минерал	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	$H_2S, SO_2, SO_3, NH_3, CO_2, HF, HCl$	Углеродороды	$\bullet_2$	CO_2	H_2	$N_2 + p. r.$
Копь 20, циркон	0,0192	48,4	0,0	0,0	0,0	0,0	51,6
То же	0,0162	53,2	0,0	0,0	19,9	10,4	16,5
»	0,0210	16,3	0,0	0,0	0,0	0,0	83,7
»	0,0132	68,5	0,0	0,0	15,4	16,1	—
Копь 20, кварц	0,0102	44,4	35,4	0,0	0,0	13,4	6,8
То же	0,0090	78,5	21,5	—	—	—	—
»	0,0114	39,7	20,0	0,0	20,6	14,7	5,0
»	0,0126	37,6	18,3	0,0	20,2	23,9	—
Копь 298, корунд синий		78,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,0
То же		98,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0
»		97,7	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3
Копь 298, корунд серый		99,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5
То же		99,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
»		99,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
Копь 298, монацит		73,5	0,0	0,0	0,0	0,0	26,5
То же	68,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	32,0
»	44,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	55,5

туры гомогенизаций в расплав — рассол соответствуют 670—710°C.

3. Двухфазовые газово-жидкие вторичные включения, обычно взрывающиеся при 490°C.

Включения в сфене довольно похожи на многофазовые солевые включения в цирконе, только формы более угловатые, резкие (фото 35). Мнимовторичные, располагаются цепочками. Кристаллики во включениях начинают таять при 200°C. Большинство включений взрывается при 580—600°C. Предполагаемые температуры гомогенизаций (по единичным замерам) наиболее высокотемпературных включений около 740°C. Газовый анализ провести не удалось, так как пузырьки из включений выделяются очень маленькие и тотчас же поглощаются глицерином.

Газово-жидкие включения в кварце обладают некоторой округанкой, приближаются к гексагональным формам (фото 36). Объемные, изометричные, с широкими фазовыми границами. Располагаются равномерно, без всякой связи с трещинками (первичные). Ассоциируют с тонкими длинными кристалликами роговой обманки, находящимися в кварце. Включения, соприкасающиеся с кристаллами, несколько деформированы. В фазовом составе включений обычно до 30—40% газа, иногда наблюдаются кристаллики солей. При нагревании газовые пузырьки вначале быстро уменьшаются, но когда начинают таять соли (около 200°C), процесс уменьшения замедляется. Полная гомогенизация наблюдается при 490—515°C. При этих же температурах начинается массовое растрескивание включений. Включения исследовались методом криометрии. Были определены температуры эвтектик растворов включений, которые составляли 27—28°C, что довольно близко к температуре эвтектики системы NaCl—H₂O. Температуры плавления последних кристалликов от —12,8 до —13,5°C. Примерная концентрация NaCl в растворе включений, определенная по диаграмме NaCl—H₂O, равняется 25—30 вес.%. Давление во включениях в момент гомогенизации, по диаграмме фазового равновесия NaCl—H₂O [Sourirajan, Kennedy, 1962], достигало 600 бар. Состав газов во включениях довольно разнообразный: наряду с H₂S, SO₂ и т. д., CO₂ (около 37,6—44,4%) присутствовали углеводороды (18,3—21,5%), CO (20,4%), H₂ (13,4—14,7%) и азот + + редкие газы (5,0—6,8%).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Вероятно, первым (в области наиболее высоких температур) из изученных минералов цирконсодержащих копей при температурах 770—780°C кристаллизовался циркон при участии высококонцентрированных рассолов (расплавов — рассолов). Главную роль среди газов в минералообразующей среде

играли H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 и азот + редкие газы, постоянно присутствовали CO и H_2 .

2. Примерно при тех же температурах формировался сфен (около 740°C). Здесь также большую роль играли рассолы.

3. Кварц образовался по трещинам при $490\text{--}515^\circ\text{C}$ и давлении 600 бар из довольно концентрированных (25—30 вес. %) растворов. Состав газов в минералообразующих растворах был разнообразным: больше всего было H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 (до 44,4%), примерно равное количество углеводородов и CO (около 20% каждого), несколько меньше H_2 (до 14,7%) и незначительное содержание азота + редких газов (до 6,8%).

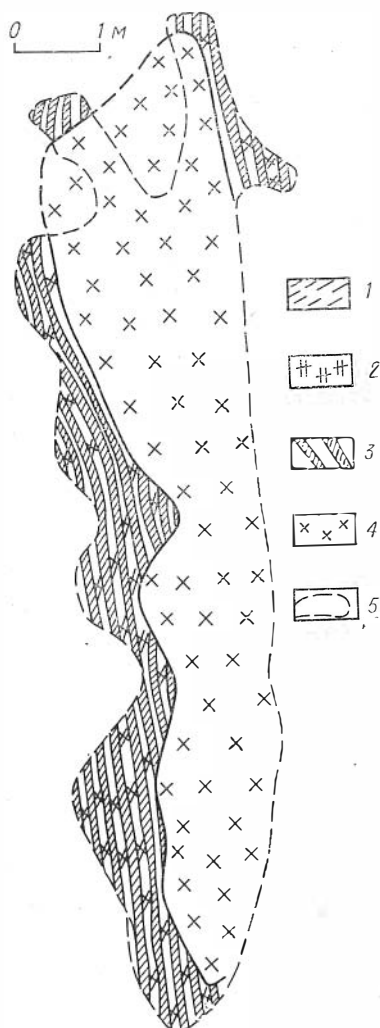


Рис. 30. Схема геологического строения участка кони 298, по В. О. Полякову, В. Ф. Жданову. 1 — лейкократовые амфиболовые гнейсы; 2 — меланократовые амфиболовые гнейсы; 3 — амфибол-полевая порода; 4 — жильное тело; 5 — границы выработок.

Корундовые сиенит-пегматиты

Кони 298

В недавно заложённой кони вскрывается жила корундсодержащего сиенит-пегматита. Пегматит располагается среди лейкократовых амфиболовых сиенитов, меланократовых мелко- и крупнозернистых сиенитов, непосредственно контактируя с амфибол-полевоспатовой породой (рис. 30). Главную роль среди минералов пегматита играют полевой шпат и крупные кристаллы корунда (до 20 см в диаметре). Крупный пластинчатый корунд имеет явно зонное строение. В центре обычно наблюдается серый, с металлическим отблеском на плоскостях отдельности корунд, который затем сменяется к периферии кристалла либо ярко-синим прозрачным, либо голубым мутным. В слоях серого корунда хорошо видны более тонкие темные и светлые зонки

мощностью обычно менее миллиметра. Довольно часто встречаются кристаллики колумбита и монацита.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Для исследования методами термобарогеохимии были отобраны образцы наиболее типичных зональных корундов, светлого и прозрачного полевого шпата, а также отдельные кристаллики колумбита и монацита. Включения минералообразующих сред обнаружены только в корунде и монаците.

Перед изучением тонких пластинок зонального корунда под микроскопом ожидалось, что часть зон может быть обусловлена распределением первичных включений по зонам роста. В ходе тщательных исследований, при большом увеличении, таких первичных включений не было обнаружено, а наблюдаемые зоны, как оказалось, были образованы какими-то посторонними мельчайшими примесями.

В голубом корунде были найдены, по всей вероятности, мнимовторичные включения с постоянными соотношениями фаз, образующие целые зоны, иногда пересекающиеся, но всегда не совпадающие с зонами кристалла. Иногда они встречаются в виде одиночных, довольно крупных включений.

Включения состоят в основном из различных кристаллических фаз (до 60%), газа (до 50%) и незначительного количества жидкости (иногда до 25%) (фото 37). Обычно в центре включения располагается довольно крупный кристаллик, по краям его имеются либо только два газовых пузырька, либо газ, жидкость и другие кристаллические фазы (фото 38). Были определены некоторые свойства наиболее крупных кристалликов: 1) кристаллики почти всегда с ровными и четкими гранями (обычно видны только две грани); 2) форма кристалликов плоская; 3) совершенная спайность в одном направлении; 4) прямое погасание; 5) анизотропные с яркими цветами интерференции; 6) показатель преломления немного меньше, чем у окружающего корунда. В наибольшей степени, принимая во внимание также ассоциацию с корундом, этим свойствам соответствует диаспор. Другие кристаллические фазы определить не удалось. Лишь учитывая, что некоторые из них начинают изменяться при довольно низких температурах (150—200°C), мы можем предположить, что это соли.

При исследовании мнимовторичных включений в микротермокамере было видно, что первыми начинают таять соли (150—220°C), но иногда первые изменения появляются при значительно более высоких температурах (до 430°C). При дальнейшем повышении температуры продолжают плавиться соли, освобождается жидкость и газовый пузырек, зажатые ранее между кристалликами. В интервале температур 502—520°C происходит интенсивное плавление и обычно полная гомогенизация.

Некоторые включения не гомогенизируются полностью и при 1100°C. Включения исследовались методом криометрии. По температуре тройной точки ($-56,6^{\circ}\text{C}$) было определено, что большинство из них содержит углекислоту, газовый пузырек которой гомогенизируется в жидкость в среднем при 22,4 и 28,7°C. Удельный объем углекислоты (определен по $P-V-T$ -диаграмме CO_2 , см. рис. 7) в первом случае 1,37 см³/г, во втором 1,62 см³/г. Давление во включениях при температурах полных гомогенизаций достигало по $P-V-T$ -диаграмме CO_2 для высоких температур и давлений (см. рис. 8) 1880 и 1440 бар. Исследовались составы газовой фазы индивидуальных включений (см. табл. 29). В большинстве случаев главную роль играет CO_2 и в незначительном количестве азот и редкие газы. Обращает на себя внимание то, что при вскрытии включений газовые пузырьки увеличиваются во много десятков раз, что свидетельствует о значительном давлении, существовавшем при захвате корундом исследуемых включений.

Включения в сером корунде в большинстве случаев аналогичны вышеописанным в голубом корунде. Здесь только значительно чаще встречаются включения с правильными треугольными и шестиугольными формами, содержащие круглые газовые пузырьки (CO_2) (фото 39). Частичная гомогенизация газобразной углекислоты в жидкость обычно происходит при 27—29°C. Соли начинают плавиться при 150—300°C. Полная гомогенизация наступает при 510—530°C. Часто включения взрываются при незначительном перегреве (до 590°C), выбрасывая на поверхность пластинки расплав. По $P-V-T$ -диаграмме CO_2 удельный объем углекислоты во включениях в сером корунде около 1,58—1,62 см³/г. Давление при температурах полных гомогенизаций достигало 1450 бар. Состав газовой фазы практически такой же, как и во включениях из голубого корунда (см. табл. 29).

Для исследования включений в монокристаллах были приготовлены полированные пластинки, ориентированные параллельно плоскостям (100). Были установлены следующие типы включений:

1. По всей вероятности, первичные, единичные трубчатые включения (фото 40) ориентированы параллельно поверхности пластинки и плоскостям (100) кристалла. Фазовый состав включений: около 50 % силикатов, газ и незначительное количество жидкости.

2. Вторичные и мнимовторичные, многофазовые, солевые включения неравновесной формы развиваются, очевидно, по трещинкам спайности по (001).

При нагревании трубчатых, очевидно, первичных включений никаких изменений до 570°C и даже до 770°C не происходило. Интенсивное плавление и гомогенизация наблюдались в интервале 800—850°C.

Мнимовторичные солевые включения начинают изменяться уже при 200°C. Далее одновременно тают соли и исчезает газовый пузырек. Полная гомогенизация паступает при 530—540°C.

В составе газовой фазы мнимовторичных включений преобладают газы кислой группы (H_2S , SO_2 , SO_3 и т. д.), CO_2 и значительную роль играют азот + редкие газы (до 55,5%) (см. табл. 29).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Обобщая результаты изучения включений, мы видим, что в синем и сером корунде найдены однотипные мнимовторичные включения, гомогенизирующиеся при сходных температурах (510—530°C), т. е. как внутренние, так и внешние зоны в кристаллах корунда образовались при температурах выше 530°C при помощи довольно концентрированных растворов — рассолов. Минимальное давление в процессе образования корундов было около 1450—1880 бар. Минералообразующие растворы в значительной степени были обогащены Al_2O_3 , что отразилось на формировании во включениях диаспора. Основную роль среди летучих играла углекислота. В незначительном количестве присутствовали азот и редкие газы.

В монаците найденные мнимовторичные включения гомогенизируются при температурах (530—540°C), близких к температурам гомогенизации включений в корундах (510—530°C), т. е. минералообразующие растворы — рассолы при 510—540°C оказывали существенное влияние на формирование как корунда, так и монацита. Только в составе газовой фазы растворов, участвовавших в кристаллизации монацита, значительно большую роль играли азот и редкие газы (до 55,5%).

Весьма проблематичными нам кажутся результаты, полученные по гомогенизации трубчатых одиночных включений в монацитах ($T_{\text{гом}} = 800—850^\circ\text{C}$). Здесь необходимо дальнейшее тщательное изучение включений этого типа. Но в то же время не исключена возможность образования монацитов из высокотемпературных (около 850°C) расплавов — растворов.

Сиенит-пегматиты эцинитовых коней

Дайки сиенит-пегматитов, пересекающие грашито-гнейсы, сложены в основном плагиоклазом (альбит-олигоклаз), биотитом и мусковитом. Кроме эцинита в качестве аксессуарных встречаются магнетит и пироксенолор. Очень характерны для эцинитсодержащих сиенит-пегматитов переходы по простиранию жил в миеаскит-пегматиты. Характерный пример такого перехода наблюдался автором в коях 76, 78, 120. Были отобраны образцы полевого шпата, эцинита и пироксенолора в коях 76, 78, но найти включений минералообразующих сред в этих минералах

пока не удалось. Результаты исследования включений минералообразующих сред в нефелинах миаскит-пегматитов копи 120 приводятся в соответствующем разделе.

Сиенит-пегматиты уралоритовых копей

Ортитсодержащие сиенит-пегматиты сложены в основном грубозернистым альбит-олигоклазом и в меньшей степени микроклин-микропертитом. Наблюдаются в небольших количествах биотит, эгирин-диопсид, амфибол. Акцессорные минералы — циркон, апатит. Сиенит-пегматиты этого типа исследовались в копи 28. В изучавшихся полевым шпатом и ортитом включений минералообразующих сред не было найдено.

Сиенит-пегматиты копей сфена

Типичный пример сиенит-пегматита данного типа наблюдается в копи 65. Жилы пегматита, часто зональные, располагаются среди эгирин-роговообманковых гнейсовидных сиенитов. Сложены они желтым, серым полевым шпатом (альбит-олигоклаз и микроклин-пертит) и эгирин-диопсидом. Соотношения двух основных минералов сильно изменяются по простиранию жил. По эгирин-диопсиду часто развивается роговая обманка. Сфен образует крупные (до 5 см) светло-бурые, желтые кристаллы. Обычны апатит и пироксен, а также мелкие зерна магнетита. Были отобраны образцы полевого шпата, эгирин-диопсида и апатита. Детальных термобарогеохимических исследований из-за значительной изменчивости минералов провести не удалось.

МИАСКИТ-ПЕГМАТИТЫ

Миаскит-пегматиты ильменогорского щелочного комплекса можно разделить на несколько главных видов, основываясь прежде всего на присутствии редких характерных минералов, а также согласно особенностям вмещающей геологической обстановки [Минералы..., 1949; Заварицкий, 1958; и наши наблюдения]:

1. Миаскит-пегматиты, обогащенные ильменитом и приуроченные главным образом к краевой зоне миаскитового массива, где они залегают согласно со слоистостью вмещающих миаскитов. Нами эти пегматиты не исследовались.

2. Миаскит-пегматиты, образующие согласные или секущие дайки во внутренних частях миаскитового массива. Для этих пегматитов характерно присутствие разноцветных нефелинов, содалита, капкринита, вишневиты и флюорита.

3. Миаскит-пегматиты в сиенитах, содержащие пироксен, циркон и чаще, чем другие типы, — мусковит и магнетит.

4. Миаскит-пегматиты в грапто-гнейсах. Для них типично присутствие порообразующего минерала мусковита наряду с биотитом. Эти пегматиты часто переходят в эшинитовые сиенит-пегматиты.

5. Миаскит-пегматиты в грапто-гнейсах, которым свойственно присутствие голубого корунда.

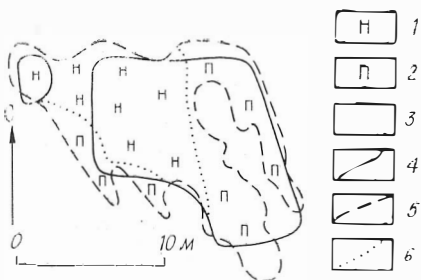
Миаскит-пегматиты в миаскитах (во внутренних частях массива)

Копь 115

Жила миаскит-пегматита располагается среди лейкократовых крупнозернистых миаскитов. Граница между миаскитом и пегматитом нерезкая. В ближайшей к пегматиту части шириной в несколько сантиметров цветной минерал миаскита исчезает и порода здесь образована полевым шпатом и нефелином. В общих чертах жила зональная. Краевые существенно полевошпатовые зоны пегматита сменяются к центру существенно нефелиновым миаскит-пегматитом (рис. 31). Структура пегматитового агрегата весьма грубозернистая, с размерами индивидов полевого шпата, нефелина, канкринита и вишневиты от первых сантиметров до двух, иногда трех дециметров. Полевой шпат белый, светло-серый, представлен в основном микроклинпертитом. Нефелин миаскит-пегматита весьма разнообразен по окраске: серый мутный, серый прозрачный, розовый прозрачный, желтовато-коричневый прозрачный и другие. Вишневит и канкринит в виде заливчиков и бухтообразных канальцев проникают в нефелин, не затрагивая микроклинпертит. По нефелину развиваются также зерна и жилки содалита густой синей окраски. Много плотных, с мелкими пустотками масс шпруштейна. В этих пустотках наблюдаются мелкие призматические кристаллики натролита и гидраргиллита. Лепидомелан изредка образует идиоморфные кристаллы. Более редкие минералы — апатит светло-зеленый, циркон и пирохлор.

Рис. 31. Схема геологического строения участка копи 115. Составлена с использованием материалов В. А. Попова.

1, 2 — миаскит-пегматит с преобладанием нефелина (1) и полевого шпата (2); 3 — миаскит; 4 — границы вырастоток; 5 — границы пегматитовых тел; 6 — примерные границы между различными типами миаскит-пегматита.



Включения минералообразующих сред в минералах миаскит-пегматита копи 115 исследовались в различных нефелинах (серый мутный, серый прозрачный, розовый прозрачный, желтовато-коричневый прозрачный, «вторичный» нефелин), в канкриците и содалите.

С е р ы й м у т н ы й н е ф е л и н. Здесь можно выделить, два несколько отличающихся типа: а) равномерно мутный, с некоторым синеватым оттенком; б) мутный, грязно-серый нефелин.

а. В сером мутном нефелине были найдены многофазовые первичные включения (фото 41, 42). Формы их весьма разнообразные, но преобладают вытянутые трубчатые (8—16 мк в длину), ориентированные параллельно друг другу вдоль L_6 нефелина [Симонов, 1976, 1978]. Фазовый состав очень близок к составу включений, изучавшихся Т. Ю. Базаровой [1969]: газ (около 30—40%) + кристаллические фазы (40—50%) + жидкость. Кристаллические фазы представлены кристалликами различных солей, силикатов и других минералов. Иногда включения наполнены солями, редко — силикатами. По классификации Н. П. Ермакова [1972] эти включения могут быть отнесены к кристалло-флюидным включениям расплавов — рассолов. Первые кристаллики солей начинают плавиться при 150—200°C. Частичная гомогенизация происходит как в жидкость, так и в газ при 430—480°C. Полная гомогенизация (плавление последнего кристаллика) наступает при 700—740°C. По $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl давление во включениях в момент полной гомогенизации достигало 3100 бар. В состав газовой фазы индивидуальных включений расплавов — рассолов входят H_2S , SO_2 и т. д. (5—7%), CO_2 (81—83%), CO (12%) (табл. 30).

б. В мутном грязно-сером нефелине были найдены следующие типы включений: 1) красноватые листочки гематита; 2) существенно газовые включения как без определенной формы, так и трубчатые; 3) анизотропные силикатные кристаллики с налипшим на них множеством газовых пузырьков. Все эти включения пространственно связаны между собой и несомненно являются первичными. Включения кристаллические, с налипшими пузырьками (фото 43, 44) очень похожи на расплавные включения, содержащие множество газовых пузырьков. Показатель преломления кристаллических фаз этих включений близок к показателю окружающего нефелина. Часто включения различимы только потому, что по их границам проникает газ. При нагревании до 600—650°C никаких изменений во включениях не наблюдалось. Около 700—730°C кристаллики начинают изменяться и подплавляться. 850°C — плавление очень заметное. Далее около 900°C включения покрываются «шагренью»,

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах миеаскит-пегматита копи 115, объем. %

Минерал	Диаметр пузырька, взятото для анализа, мм	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	Углеродороды	O ₂	CO	H ₂	N ₂ +p. r.
Нефелин мутный							
серый	0,0072	2,5 77,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0
То же	0,0108	5,0 83,0	0,0	0,0	12,0		
»	0,0096	7,0 81,0	0,0	0,0	12,0		
Нефелин серый							
прозрачный	0,0102	90,0 8,0					
То же	0,0090	41,5 20,5	0,0	0,0	17,0	11,5	9,5
Нефелин розовый							
прозрачный	0,006	100,0					
То же	0,0072	100,0					
»	0,0078	100,0					
Нефелин «вторичный»							
То же		100,0					
»		100,0					
»		100,0					
»		99,0	1,0				
Канкринит	0,0132	79,00	21,0				
»	0,0132	88,0	12,0				
»	0,0078	100,0					
»	0,0132	35,0	0,0	0,0	0,0	26,5	
Содалит		67,5	0,0	0,0	0,0	0,0	32,5
»		100,0					
»		100,0					
»		100,0					

образуя коричневатый ореол мельчайших газовых пузырьков. При выдержке около 900°C в более светлых включениях пузырьки газа перемещаются к границам включения, как бы оконтуривая его. При 910—920°C в некоторых включениях наблюдалась полная гомогенизация в расплав, в других наступало равновесие расплав — газовые пузырьки. При нагревании до 1250°C существенных изменений не происходило, только контуры включения практически исчезали, и мы наблюдали созвездие газовых пузырьков на его месте. При снижении температуры включения закристаллизовывались в таком виде, в каком они были при высоких температурах, не возвращаясь к первоначальному. Характер изменения этих включений при нагревании, даже гомогенизация некоторых при 910—920°C делает их очень похожими на раскристаллизованные включения силикатных расплавов, за которые они и были вначале приняты. Судя по внешнему виду кристаллических фаз этих включений (они представляют собой отдельные кристаллики одного минерала с угловатыми очертаниями) и по расположению газовых пузырьков (газовые пузырьки находятся практически только на поверхности кристалликов, как бы налипнув

на них), это, по всей вероятности, просто кристаллики одного какого-то минерала с налипшими на их поверхности газовыми пузырьками.

Серый прозрачный нефелин. Выделяются две разновидности серого прозрачного нефелина: а) серый прозрачный нефелин, ассоциирующий непосредственно с мутным грязно-серым нефелином, и б) серый прозрачный нефелин, ассоциирующий с розовым и желтовато-коричневым прозрачным нефелином и являющийся как бы переходной разностью от серого равномерно мутного нефелина к цветным.

а. В сером прозрачном нефелине наблюдается следующий набор включений: первичные, иногда по расположению похожие на мнимовторичные, всегда находящиеся рядом друг с другом зеленые кристаллики, красноватые кристаллики гематита, анизотропные кристаллики с налипшими газовыми пузырьками (аналогичные включения в мутном грязно-сером нефелине) и включения расплавов — рассолов, очень похожие на включения в сером равномерно мутном нефелине. Включения расплавов — рассолов содержат 40% газа, 40—50% кристаллических фаз и около 20% жидкости. Полная гомогенизация наступает при 700—750°C.

б. Здесь были найдены включения двух типов: включения расплавов — рассолов, похожие на включения в сером равномерно мутном нефелине (фото 45), и удлиненные трубчатые включения с очень невыдержанным фазовым составом: от многофазовых включений с кристаллическими фазами до существенно газовых включений.

Во включениях расплавов — рассолов хорошо виден круглый газовый пузырек, занимающий несколько меньший объем включения, чем во включениях в сером равномерно мутном нефелине (около 30% газа и 55% кристаллических фаз + жидкость). Соли начинают подплавляться при 100—200°C. Частичная гомогенизация всегда происходит в жидкость при 360—380°C. Полная гомогенизация наблюдается при 700—730°C. Приблизительное давление во включениях в момент гомогенизации 3500—3600 бар. Состав газовой фазы во включениях довольно изменчив: H_2S , SO_2 и т. д. (меняется от 41,5 до 90%) + CO_2 (8—20,5%) + CO (до 17%) + H_2 (до 11,5%) + N_2 и редкие газы (до 9,5%) (см. табл. 30).

Удлиненные трубчатые включения не имеют ясно выраженных газовых пузырьков, обычно содержат несколько кристаллических фаз. Полная гомогенизация наступает при 670—690°C. По данным криометрии, существенно газовые включения этого типа наполнены газом CO_2 . Эти включения полностью аналогичны преобладающим включениям в розовом прозрачном нефелине.

Розовый прозрачный нефелин очень неравномерен по своему строению: есть участки чисто розового

прозрачного нефелина, практически совсем не содержащего включений; рядом находится розовый нефелин с желтоватым оттенком, иногда как бы пропитанный множеством включений. Последний является переходным между серым прозрачным и желтовато-коричневым прозрачным нефелином.

Первичные включения в розовом нефелине с желтоватым оттенком несколько отличаются друг от друга. Наиболее обычны удлинённые трубчатые включения (фото 46). Но встречаются и почти изометричные многофазовые включения (фото 47). Здесь газовая фаза сильно деформирована и разорвана на песчолко частей кристалликами силикатов и солей. Наиболее характерные для данного типа нефелина трубчатые включения очень непостоянны по своему фазовому составу. Можно наблюдать существенно газовые включения, где кристаллические фазы занимают около 30% и менее от всего объема включений, а также включения расплавов — рассолов со значительным содержанием кристаллических как солевых, так и силикатных фаз. Жидкая фаза в этих включениях очень трудно различима и занимает незначительный объем всего включения. Солевые кристаллики начинают подплавляться при 200°C. Частичная гомогенизация происходит всегда в газ при температуре 570°C. Полная гомогенизация наступает при 670—700°C. Существенно газовые включения часто не гомогенизируются полностью даже при нагреве до 1200°C. Приблизительное давление в момент гомогенизации 1300 бар. Состав газовой фазы включений: H₂S, SO₂ и т. д., CO₂ до 100%.

Желтовато-коричневый прозрачный нефелин. Этот нефелин сменяет розовый нефелин и плавно переходит в развивающийся по нему канкринит. Причем визуально отличить желтовато-коричневый нефелин от канкринита аналогичного цвета практически можно только по наличию спайности. В желтовато-коричневом нефелине найдены только вторичные, сравнительно невысокотемпературные газово-жидкие включения, которые детально не изучались.

«Вторичный» нефелин. При исследовании тонких полированных пластинок, содержащих главным образом желтовато-коричневый нефелин, канкринит и вишневит, был обнаружен очень чистый и свежий, прозрачный и бесцветный минерал. Участки этого минерала имеют четкие границы в основном с вишневитом. Наблюдаемые взаимоотношения скорее свидетельствуют о самостоятельном и, возможно, почти одновременном образовании вишневита и этого минерала (не было замечено каких-либо признаков развития вишневита по этому минералу или минерала по вишневиту). На федоровском столике методом коноскопии было установлено, что минерал двусный. По показателям преломления ($N_g(N_o) = 1,538$, $N_p = 1,530$) — это либо альбит, либо нефелин. Был проделан рентгеноструктурный анализ. В результате оказалось, что этот све-

Результаты рентгеноструктурного анализа «вторичного» нефелина
копи 115

№ п. п.	I	d_{α}	№ п. п.	I	d_{α}	№ п. п.	I	d_{α}
1	8	3,26	10	1	2,15	19	8	1,562
2	10	3,01	11	5	2,09	20	2	1,520
3	9	2,88	12	6	1,933	21	3	1,470
4	2	2,74	13	6	1,884	22	2	1,456
5	6	2,57	14	3	1,793	23	4	1,429
6	4	2,50	15	2	1,699	24	7	1,384
7	4	2,40	16	2	1,633	25	3	1,373
8	9	2,34	17	3	1,615	26	6	1,184
9	7	2,30	18	3	1,599			

Примечание. Аналитик В. А. Симонов.

жий, не затронутый вторичными процессами, по сравнению с окружающим нефелином копи, образующийся, вероятно, почти одновременно с вишневитом и канкринитом минерал — нефелин (табл. 31). Условно этот поздний нефелин был назван «вторичным».

Включения во «вторичном» нефелине очень похожи на преобладающие включения в розовом прозрачном нефелине. По форме включения — это удлиненные правильные трубочки, иногда более изометричные, приближающиеся к прямоугольным формам (фото 48, 49). Ориентированы в одном направлении, равномерно располагаются в минерале. Первичные. Очень не выдержаны по фазовому составу. Значительная часть включений практически полностью газовая, с несколькими кристалликами. Рядом наблюдаются включения с большим количеством кристаллических фаз и, наконец, были найдены включения, где кристаллические фазы преобладают. Фазовый состав таких включений: газ (до 40—45 %), кристаллические фазы (до 60 %), рудные фазы (до 10 %) и иногда присутствует жидкость. Газ образует отдельный крупный пузырек в одном конце включения и множество мелких, часто рассеянных среди кристаллических фаз, пузырьков. Кристаллические фазы представлены в основном силикатами, но в значительной мере также присутствуют соли. Таким образом, во «вторичном» нефелине наблюдается целый набор включений — от существенно газовых до включений, содержащих преобладающее количество кристаллических фаз. Согласно классификации по характеру первичного состояния содержимого включений эти включения наиболее соответствуют включениям силикатных или силикатно-солевых расплавов. При нагревании, начиная с 200—350°C,

плавятся кристаллики солей. В интервале 350—400°C мелкие газовые пузырьки среди солевых фаз передвигаются и собираются в более крупные. Около 500°C начинают подплавляться силикатные фазы (до этой температуры никаких изменений не было, поэтому и предполагается, что мы имеем дело с силикатами) и по границам включений проникает газ из газовых пузырьков. При 570—580°C силикатные кристаллические фазы во включениях становятся менее прозрачными, покрываясь как бы «шагренью», затем плавятся, образуя светлый чистый расплав. В интервале 580—600°C включения деформируются, расплав сжимается и как бы поглощается флюидной фазой. Полная гомогенизация наблюдается при 590—610°C. Часть включений не гомогенизируется полностью, сохраняя равновесие расплав — газ, при этом маленькие пузырьки газа перемещаются по расплаву, соединяясь в несколько крупных. При дальнейшем нагревании газовая фаза обособляется в одной части включений, расплав — в другой. Такое положение сохраняется и до 1200°C. При охлаждении включения остаются деформированными, не возвращаясь к первичному состоянию.

При криометрических исследованиях газовых включений было установлено (по тройной точке CO_2 , близкой к $-56,6^\circ\text{C}$), что в основном они заполнены CO_2 . Это подтверждается результатами анализа газовой фазы индивидуальных включений (см. табл. 30).

К а н к р и т. В канкрините была найдена целая ассоциация ориентированных в одном направлении мнимовторичных включений. В нее входят: кристаллические включения (светлые, зеленоватые и красноватые кристаллики гематита), существенно газовые включения, содержащие несколько кристаллических фаз, и многофазовые включения с непостоянным газовым составом.

Среди многофазовых включений наблюдаются как обычные газопожидкие с незначительным количеством кристаллических фаз, так и включения, содержащие большое количество кристалликов (фото 50), приближающихся по своему составу к включениям расплавов — рассолов.

При нагревании около 200°C тают кристаллики солей. Около 410°C иногда наблюдается частичная гомогенизация газа в жидкость. При дальнейшем нагревании все включения взрываются, не достигнув гомогенизации. Ориентировочная минимальная температура полной гомогенизации, устанавливаемая по кинетике растворения последних кристалликов (иногда включения взрываются, когда в них остаются только таящие мельчайшие остатки кристаллических фаз), возможна около 500—510°C. Давление при этом достигало 1200 бар (по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl). В составе газовой фазы включений преобладали газы H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 , значительное содержание углеводородов (12—21%) (см. табл. 30).

С о д а л и т. Включения в содалите в большинстве случаев газово-жидкие, мнимовторичные и вторичные (фото 51, 52). Располагаются по залеченным трещинкам. Формы включений округлые. Иногда наблюдаются включения с негативной границей. Обычно включения двухфазовые, с разнообразным соотношением газа и жидкости, но встречаются и с существенным содержанием солей (до 50 % солей, 30 % газа и 20 % жидкости). Частичная гомогенизация газа в жидкость наступает при 260°C. Полная гомогенизация обычно наблюдается при 340—370°C. Давление во включениях в моменты полных гомогенизаций достигало 1000 бар (по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl). Концентрация NaCl в растворе гомогенных солевых включений по диаграмме NaCl—H₂O примерно 45 вес. %. Был определен состав газовой фазы во включениях: обычно до 100 % H₂S, SO₂ и т. д., CO₂, но в одном анализе было получено значительное количество азота и редких газов (до 32,5 %) (см. табл. 30).

Среди включений в содалите были также найдены очень редкие существенно газовые (до 70 % газа) включения с гомогенизацией в газ при 430—440°C.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате изучения включений минералообразующих сред в разноцветных нефелинах копи 115 было выяснено, что последние кристаллизовались, последовательно сменяя друг друга, при различных физико-химических условиях, в едином и сложном процессе пегматитообразования.

1. Первым при температурах 700—740°C и давлении 3100 бар кристаллизовался серый мутный нефелин при участии остаточных силикатно-солевых расплавов — рассолов. Процесс минералообразования происходил быстро, но плавно, что способствовало равномерному захвату значительного количества первичных включений расплавов — рассолов. В результате эпизодических нарушений условий образования появились участки грязно-серого неравномерно мутного нефелина. В составе газов минералообразующей среды преобладал CO₂, довольно незначительное содержание группы газов H₂S, SO₂ и т. д. и CO.

2. Быстрый рост серого мутного нефелина в дальнейшем сменяется более спокойной обстановкой кристаллизации серого прозрачного нефелина. Более медленный процесс кристаллизации не благоприятствовал захвату включений, поэтому образовывался чистый прозрачный нефелин. По сравнению с условиями образования мутного нефелина наблюдается повышение давления до 3500—3600 бар при постоянной температуре (700—730°C). Состав газов значительно меняется: главную

роль начинают играть H_2S , SO_2 и т. д., количество CO остается примерно постоянным, резко уменьшается доля CO_2 , появляется водород, азот и редкие газы.

3. Спокойное течение процесса кристаллизации серого прозрачного нефелина прерывалось трещинообразованием. Резко падало давление минералообразующей среды до 1300 бар. Уменьшалась температура до 670—700°C. В этих условиях с участием газовых расплавов — рассолов и вскипающих расплавов и силикатно-солевых расплавов — рассолов формировались последние порции серого прозрачного нефелина и основная масса розового прозрачного нефелина. В составе газов преобладали H_2S , SO_2 и т. д. и CO_2 .

При дальнейшем снижении температуры и давления образуется желтовато-коричневый нефелин, который затем сменяется канкринитом.

4. В конце формирования розового прозрачного и желтовато-коричневого прозрачного нефелина вновь появляется трещины, по которым проникает вскипающий существенно силикатный расплав, формирующий при температурах 590—610°C чистый прозрачный «вторичный» нефелин. Состав газов практически тот же, что и при образовании розового прозрачного нефелина.

5. При температурах 500—510°C и давлении 1200 бар по разноцветным нефелинам (в основном по желтовато-коричневому прозрачному нефелину) образуется канкринит при участии рассолов и расплавов — рассолов. В составе газов минералообразующей среды по сравнению с розовым прозрачным появилось значительное (до 21%) количество углеводородов.

6. При дальнейшем снижении температуры, при 370—440°C и давлении до 1000 бар, из концентрированных рассолов, поступающих по трещинам, развивались прожилки и участки содалита. В составе газов преобладали H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 .

Копь 9а

Миаскит-пегматит копи 9а состоит из перламутрово-белого полевого шпата, нефелина, пластинок черной слюды, вкрапленный флогопита и ильменита. В пегматите встречаются: розовый канкринит, содалит, бурый сфен, циркон. Жила пегматита, секущая вмещающий миаскит, окружена параллельными жилками, падающими к юго-востоку. Нефелин в копи цветной, обычно желтовато-розовый. Розовый канкринит содержит часто множество чешуек гематита, в результате чего при благоприятном освещении появляются золотистые отблески, похожие на игру света в солнечном камне, поэтому такой канкринит получил название солнечного канкринита.

Включения минералообразующих сред исследовались в желтовато-розовом нефелине и солнечном канкрините.

Желтовато-розовый нефелин. Здесь были найдены вторичные газожидкие включения, располагающиеся по залеченным трещинкам. Часто в форме негативных кристаллов. Иногда с солями. Температуры гомогенизаций обычно около 280—350°C. В желтовато-розовом нефелине также наблюдаются одиночные включения вне всякой связи с залеченными трещинками. По фазовому составу эти включения меняются от газожидких с преобладанием газовой фазы и с несколькими солями до существенно солевых включений с зажатым и деформированным газовым пузырьком. Гомогенизация включений наблюдается при 530—550°C. В составе газовой фазы присутствовали: H_2S , SO_2 и т. д. (до 44,5%), углеводороды (около 19%), азот + редкие газы (36,4—42,3%), иногда появлялись CO (до 14,7%) и H_2 (до 8,7%) (табл. 32).

Солнечный канкринит. Включения в солнечном канкрините ориентированы в одном направлении, располагаются равномерно, в непосредственной ассоциации с листочками гематита. Иногда приурочены к поперечным залеченным трещинкам. Первичные или мнимовторичные. Включения разно-

Т а б л и ц а 32

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в минералах копей 9а, 107—II и 210, объем. %

№ копи, минерал	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	H_2S , SO_2 , SO_3 , NH_3 , CO_2 , HF , HCl	Углеводороды	O_2	CO	H_2	N_2 + р. г.
Копь 9а, нефелин	0,0174	43,5	32,8	0,0	14,7	8,7	0,3
То же	0,0168	44,5	19,1	0,0	0,0	0,0	36,4
»	0,0120	38,7	19,0	0,0	0,0	0,0	42,3
Копь 9а, канкринит	0,0126	47,2	0,0	0,0	0,0	23,1	23,7
То же	0,0066	100,0					
»	0,0114	40,6	0,0	0,0	0,0	19,8	39,6
»	0,0090	60,8	0,0	0,0	17,8	15,1	6,3
Копь 107—II, нефелин	0,0114	100,0					
То же	0,0132	100,0					
»	0,0084	100,0					
Копь 210, корунд	0,0390	100,0					
То же	0,0912	99,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
»	0,0486	98,5	0,0	0,0	0,9	0,6	
»	0,0468	96,5	0,0	0,0	0,8	1,9	
Копь 210, циркон	0,0186	83,3	0,0	0,0	9,1	7,6	
То же	0,0150	74,0	0,0	0,0	17,0	9,0	
»	0,0228	75,0	8,2	0,0	8,0	6,5	2,3

образны по фазовому составу (фото 53, 54). Наблюдаются различные переходные разности от чисто газово-жидких, через включения, содержащие несколько кристаллических фаз, до включений расплавов — рассолов, имеющих до 50—60% кристаллических фаз, 35% газа и около 15% жидкости. Кристаллические фазы представлены прямоугольниками, почти кубиками солей и изредка бесформенными выделениями силикатов. Соли начинают плавиться до 200°C. Частичная гомогенизация наступает около 330°C. Силикатные фазы при этом еще не изменяются. При дальнейшем нагревании практически все включения взрываются. Температуры полных гомогенизаций, вероятно, чисто солевых включений около 530° (устанавливаются предположительно по кинетике растворения последних кристалликов соли). Силикатные фазы при этих температурах фактически только начинают плавиться. Полностью расплавить их не удалось из-за взрыва включений. Давление во включениях при 530°C (по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl) около 2000 бар. В состав газовой фазы включений входят H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 (40—60%), H_2 (15—29%) и азот + редкие газы (23—39%), иногда появляются CO (до 17,8%) (см. табл. 32).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате изучения включений выяснилось, что температуры образования цветного нефелина и канкринита одни и те же — около 530°C. В процессах формирования обоих минералов участвовали рассолы и расплавы — рассолы. Таким образом, желтовато-розовый нефелин копи 9а образовывался при перекристаллизации какого-то первичного нефелина (вероятно, по аналогии с копью 115 — серого мутного) рассолами и расплавами — рассолами одновременно с кристаллизацией солнечного канкринита при температурах 530—550°C и давлении около 2000 бар. В состав газов, участвовавших при перекристаллизации нефелина, помимо группы H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 , входили углеводороды и азот + редкие газы. При кристаллизации канкринита вместо углеводородов присутствовал водород (примерно при тех же количествах), H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 и азот + редкие газы.

Миаскит-пегматиты в сиенитах

Копь 107 — II

Жила миаскит-пегматита копи 107—II располагается среди обычных эгириновых сиенитов [Заварицкий, 1958] или эгирин-авгитовых сиенито-гнейсов (рис 32). В общем, миаскит-пегматит имеет зональное строение с оторочками среднезернистого сиенит-пегматита. В состав миаскит-пегматита входят нефелин, полевой

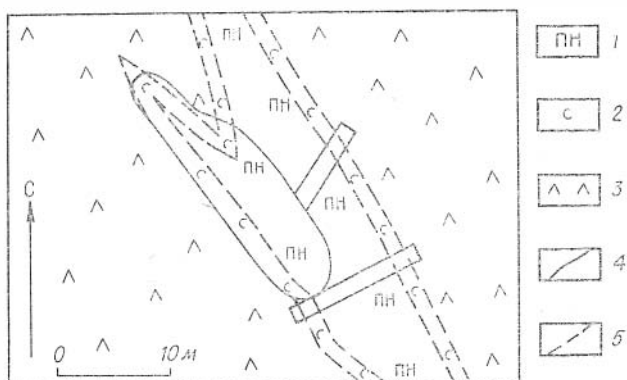


Рис. 32. Схема геологического строения участка копи 107—II. Составлена с использованием материалов П. А. Маляхова.

1 — мпаксит-пегматит; 2 — сиенит-пегматит; 3 — сиенито-гнейсы (сиениты); 4 — границы выработок; 5 — границы пегматитов.

шпат с перламутровым отливом и черная слюда. Присутствуют также пироксор, циркон, апатит и содалит.

Термобарогеохимия

Включения минералообразующих сред изучались в нефелине и цирконах копи 107—II.

В нефелине были найдены следующие типы включений:

- а) явно вторичные газово-жидкие с невыдержанными соотношениями фаз, развивающиеся по трещинкам;
- б) включения кристалликов с налипшими газовыми пузырьками, как в нефелинах копи 115;
- в) существенно газовые, углекислые;
- г) первичные трубчатые, многофазовые, ориентированные в одном направлении.

Первичные включения очень разнообразны по своему фазовому составу, содержат различное количество солевых и, возможно, силикатных фаз. Разные эти включения и по размеру. Иногда вокруг крупных гексагональных включений наблюдаются зоны мелких включений. Зоны изгибаются под углами, повторяя гексагональные очертания внутреннего крупного включения. При нагревании, около 200°C, начинают таять соли. Полная гомогенизация наблюдается в расплав—рассол при 710—720°C. В составе газов наблюдались только H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 .

В цирконе были найдены редкие многофазовые трубчатые включения, не связанные с трещинками или с системами других включений. Видимо, они первичные. Трубочки включений располагаются в плоскости, перпендикулярной L_4 кристал-

ла. При нагревании первые кристаллики солей плавятся начиная с 200°C. Полной гомогенизации достигнуть не удалось, но, вероятно, она должна быть выше 720°C.

Мнимовторичные включения распространены более широко. Это многофазовые, преимущественно солевые включения. Иногда присутствует газовый пузырек CO_2 , гомогенизирующийся в жидкость до 30°C. Солевые фазы начинают подплавляться при 200—280°C. Полная гомогенизация наступает около 760°C. Часть многофазовых включений не изменяется и до 1100°C, т. е. это, скорее всего, силикатные кристаллические включения.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

По результатам изучения включений можно сделать некоторые краткие выводы:

1. Нефелин и циркон копи кристаллизовались при сходных температурах — около 720°C. Возможно, несколько ранее образовывался циркон (при 760°C).

2. Оба минерала формировались при непосредственном участии силикатно-солевых расплавов — рассолов.

3. В составе газов минералообразующих процессов преобладал газ CO_2 .

Миаскит-пегматиты в гранито-гнейсах

Копь 185

Миаскит-пегматит располагается среди гранито-гнейсов и амфиболитов (рис. 33). Наблюдается зональное строение: цент-

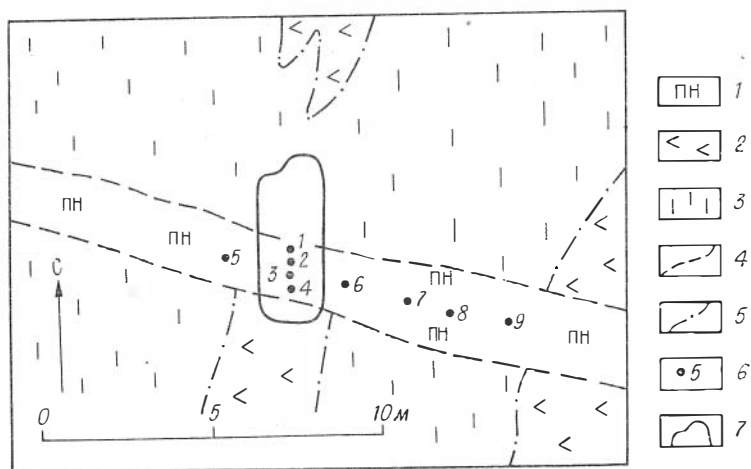


Рис. 33. Схема геологического строения участка копья 185. Составлена с использованием материалов В. А. Попова.

1 — миаскит-пегматит; 2 — амфиболиты; 3 — гранито-гнейсы; 4 — границы пегматита; 5 — границы различных типов пород; 6 — точки отбора образцов; 7 — границы выработки.

ральная зона — миаскитового состава, краевая зона (маломощная оторочка) — сиенитового.

Центральная зона в основном сложена массивным среднезернистым миаскит-пегматитом, среди которого нередко видны идиоморфные пегматобласты микроклин-пертита (до 7 см). С нефелином ассоциируют содалит и канкринит. Часть зерен микроклина замещена плагиоклазом и чешуйками мусковита. Плагиоклаз отвечает по составу альбит-олигоклазу.

Краевая сиенитовая зона жилы имеет незначительную мощность (в копи около 0,3 м). Сложена желтоватым и белым полевым шпатом, биотитом, мусковитом, местами с примесью магнетита.

Циркон встречается в обеих зонах жилы вместе с красными кристаллами пирохлора.

Т е р м о б а р о г е о х и м и я

Для выяснения условий минералообразования в миаскит-пегматите копи 185 были отобраны образцы минералов по двум разрезам: поперек жилы и по простиранию жилы пегматита (см. рис. 33). Включения минералообразующих сред исследовались в нефелинах всех образцов и в мусковите обр. 3. В обр. 8 изучался чистый прозрачный нефелин, очень похожий на «вторичный» нефелин из копи 115.

Не ф е л и н. Первичные включения в нефелинах всех образцов представлены в основном двумя типами. Многофазовые включения расплавов — рассолов содержат в своем составе 30—50% газа + 40—50% кристаллических фаз + до 30% жид-

Т а б л и ц а 33

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в нефелинах миаскит-пегматита копи 185, объем. %

№ обр.	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	Углекислотороды	№ обр.	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , CO ₂ , HF, HCl	Углекислотороды
1	89,5	10,5	6	85,5	14,5
1	100,0		6	85,5	15,0
2	100,0		7	100,0	
2	100,0		7	98,0	2,0
2	100,0		7	100,0	
3	81,5	18,5	8	100,0	
3	84,0	16,0	8	96,0	4,0
4	99,5		8	100,0	
4	99,5	0,5	9*	97,6	1,8
4	99,5	0,5	9	98,0	2,0

* В образце обнаружены: (объем. %) O₂ — 0,0; CO — 0,3; H₂ — 0,3.

кости. Температуры частичных гомогенизаций 360—440°C. Полная гомогенизация наблюдается обычно при 700—750°C. Давление — при 3000—3500 бар. Другую группу образуют включения силикатно-солевых расплавов (40% газа + 60% кристаллических фаз). Полная гомогенизация наступает при 770—750°C.

Был проведен анализ газовой фазы включений в нефелинах всех образцов (кроме обр. 5) (табл. 33). Никаких закономерностей или существенных различий не было обнаружено. Практически все включения содержат главным образом H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 (до 100%). Лишь в обр. 3 и 6 во включениях присутствовали в заметных количествах углеводороды.

М у с к о в и т. Включения в мусковите обр. 3 прозрачные, скорее всего, вторичные. Содержат один или несколько кристалликов (в основном) солей, которые около 230°C начинают таять. При 350—360°C наблюдалась частичная гомогенизация в жидкость. Полной гомогенизации достичь не удалось из-за растрескивания минерала по спайности.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований включений минералообразующих сред не было обнаружено каких-либо существенных закономерных изменений параметров минералообразования от краев к центру жилы миаскит-пегматита или по ее простиранию.

2. В общем, процесс формирования миаскит-пегматита происходил очень неравномерно, прерывисто, с локальными падениями давления и вскипаниями минералообразующей среды. Были периоды быстрой и медленной кристаллизации, приводившие к возникновению мелкозернистого и крупнокристаллического нефелинов. При этом отмечалась также частичная перекристаллизация уже сформировавшихся нефелинов в чистый, прозрачный «вторичный» нефелин.

3. В целом независимо от расположения нефелинов в жиле пегматита они образовались при участии остаточных силикатно-солевых расплавов и силикатно-солевых расплавов—рассолов при температурах 700—750°C и давлении 3000—3500 бар.

4. Наблюдается все же некоторая закономерность в распределении различных типов включений в нефелинах миаскит-пегматита.

Включения, вероятно, вскипавших силикатно-солевых расплавов (газ 30—50%, кристаллические фазы 50—70%) были найдены в основном в нефелинах центральных частей миаскит-пегматита, по всей его прослеженной длине (см. табл. 33, обр. 3,5—1,9; см. рис. 33). По краям (обр. 1, 2, 4) и в центре пегматита, где развиваются процессы перекристаллизации, образования «вторичного» нефелина (обр. 8), в нефелинах главную роль играют включения силикатно-солевых расплавов—рассо-

лов (газ — 25—30%, кристаллические фазы — 40—50%, жидкость — 20—30%). Нефелин краевых участков пегматита (обр. 1 и 4) содержит также значительное количество вторичных газово-жидких включений. Таким образом, в процессе формирования миаскит-пегматита происходило обогащение минералообразующей среды жидкостью от центра пегматита в его периферии. В центре главную роль при кристаллизации нефелина играли расплавы, при переходе к краевым зонам их сменяют расплавы—рассолы и в контактовых зонах миаскит-пегматита активное участие принимали растворы.

5. Среди газов в процессе образования нефелина главную роль везде играли H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 . Намечается целый участок пегматита, обогащенный углеводородами (до 15—18%) обр. 3 и 6 (см. рис. 33).

Копь 120

Миаскит-пегматит копи 120 состоит из полевого шпата серого и красного нефелина и черной слюды. Встречаются эцинит, магнетит, пироксенол, циркон, мусковит, попадает флюорит. Вытянутая жила пегматита располагается среди гранито-гнейсов и амфиболитов (рис. 34). Строение жилы хорошо видно в западной стенке копи (рис. 35). Жила здесь достигает мощности около 3,5 м. С обеих сторон пегматита видны вмещающие грубозернистые эгирин-авгитовые гранито-гнейсы [Заварицкий, 1958] и амфиболиты. К этим боковым породам примыкает грубозернистый полевошпатовый пегматит (фельдшпатолит) мощностью около 0,5 м. Затем к центру жилы появляется нефелин, который вместе с полевым шпатом образует собственно ми-

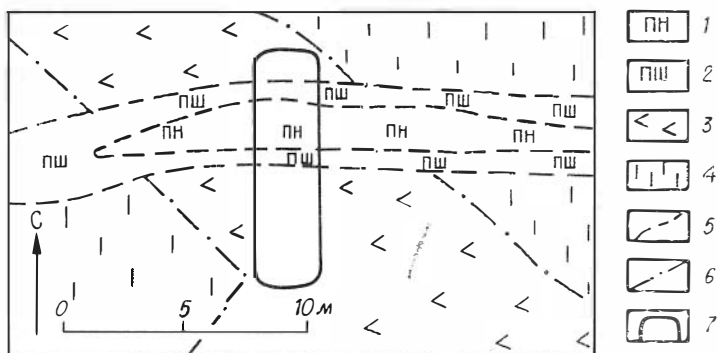


Рис. 34. Схема геологического строения участка копи 120.

Составлена с использованием материалов В. А. Попова.

1 — миаскит-пегматит (нефелино-полевошпатовый); 2 — полевошпатовый пегматит (фельдшпатолит); 3 — амфиболиты; 4 — гранито-гнейсы; 5 — границы пегматитов; 6 — границы различных типов пород; 7 — границы выработок.

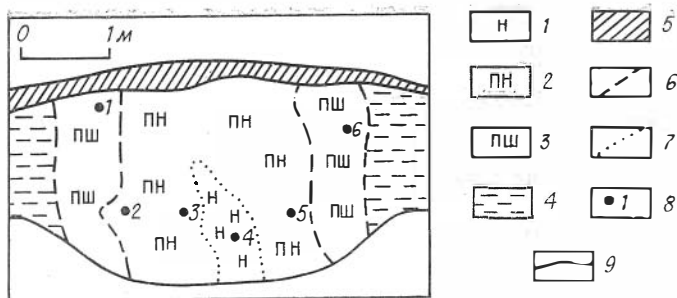


Рис. 35. Схема западной стенки копи 120.

1 — существенно нефелиновый миаскит-пегматит; 2 — миаскит-пегматит (нефелино-полевошпатовый); 3 — фельдшпатолит; 4 — гранито-гнейсы, амфиболиты; 5 — почва; 6 — границы пегматитов; 7 — примерная граница существенно нефелинового миаскит-пегматита; 8 — точки отбора образцов; 9 — границы выработки.

аскит-пегматит. В самом центре последнего наблюдается участок существенно нефелинового миаскит-пегматита с преобладанием нефелина.

Термобарогеохимия

Для выяснения закономерностей изменения параметров минералообразования в зональном миаскит-пегматите копи 120 были отобраны образцы всех зон в западной стенке копи (см. рис. 35). Включения минералообразующих сред удалось найти и исследовать только в нефелинах центра жилы (обр. 3—5).

Обр. 3. Здесь в нефелине были найдены мелкие (2—5 мк) трубчатые, прямоугольные, почти квадратные многофазовые (газ — 25 %, кристаллические фазы — 50 %, жидкость — 25 %) включения силикатно-солевых расплавов — рассолов. Около 200°C начинают таять кристаллики солей. Частичная гомогенизация наступает при 270—290°C. Начиная с 400—410°C большинство включений взрывается. Полная гомогенизация редких включений происходит при 630—650°C. Давление во включениях при этих температурах достигает 3500 бар (по $P-V-T$ -диаграмме для 30%-ного раствора NaCl, см. рис. 6).

Обр. 4. В самом центре жилы, где нефелин преобладает, включения исследовались в двух различных типах нефелинов. Включения в обычном, довольно разрушенном нефелине среднего размера (около 10 мк), нередко гексагональные, многофазовые (газ — 15—20 %, кристаллические фазы — 50—60 %, жидкость — 25—30 %), силикатно-солевых расплавов — рассолов. При 200°C начинают таять соли. Частичная гомогенизация происходит при 350—370°C. Все включения взрываются до 620°C. Полную гомогенизацию получить не удалось (должна быть выше 620°C).

При исследовании пластинок миаскит-пегматита обр. 4 были найдены чистые прозрачные зерна, участки двуосного (по конoskopии) минерала. Был сделан анализ этого минерала на Na и K. По содержанию этих элементов ($\text{Na}_2\text{O} = 12,5$ вес.%, $\text{K}_2\text{O} = 5,4$ вес.%) минерал больше подходит к нефелину, чем к полевым шпатам. По внешнему виду этот нефелин очень похож на «вторичный» нефелин копи 115. Здесь были найдены правильные трубчатые включения (10—15 мк), распределенные равномерно по минералу, многофазовые (газ — 15—20%, кристаллические фазы — 45—55%, жидкость — 30—35%), с четкими округлыми газовыми пузырьками. Включения силикатно-солевых расплавов — рассолов. При 200°C плавятся соли. Частичная гомогенизация наблюдается при 340—360°C. Большая часть включений взрывается. В интервале 710—750°C последние кристаллики в сохранившихся включениях интенсивно изменяются и плавятся, иногда наступает полная гомогенизация. Давление при этих температурах около 3600 бар.

Обр. 5. Очень мелкие (1—3 мк толщиной и до 5—10 мк длиной) трубчатые многофазовые (газ — 20%, кристаллические фазы — 40%, жидкость — 40%) включения силикатно-солевых расплавов — рассолов. При 150°C начинают изменяться соли. Частичная гомогенизация наблюдается около 270—290°C. При дальнейшем нагревании включения взрываются, минерал темнеет. Лишь в единичных случаях удалось наблюдать во включениях процессы, похожие на полные гомогенизации при 620°C. Давление во включениях при этой температуре достигало 3500 бар.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Нефелины миаскит-пегматита независимо от положения в пегматите формировались при непосредственном участии силикатно-солевых расплавов — рассолов. Включения этих расплавов — рассолов в нефелинах различных образцов оказались выдержанными по своему фазовому составу (газ — 15—25%, кристаллические фазы — 50—60%, жидкость — 25—35%); только в нефелине обр. 5 наблюдалось во включениях незначительное обогащение жидкостью — до 40%).

2. Нефелины самой центральной части пегматита кристаллизовались при более высоких температурах (около 710—750°C), чем нефелины, находящиеся ближе к краю (минимальные температуры образования около 630—650°C), но практически в условиях одинакового давления (3500—3600 бар).

3. Активную роль в центральной части пегматита играли процессы (вероятно, перекристаллизации), приводившие к формированию свежего, чистого и прозрачного «вторичного» нефелина.

Крупное тело миаскит-пегматита располагается среди гранито-гнейсов. Миаскит-пегматит с ярко выраженной зональностью (рис. 36). Внешние зоны сложены фальдшпатолитом, затем идет зона сиенит-пегматита, и, наконец, в центре мы имеем собственно миаскит-пегматит. Главные минералы копи: нефелин, полево-шпат, слюда. Циркон в основном приурочен к сиенитовой зоне. Наблюдаются также ярко-синие кристаллы корунда.

Термобарогеохимия

Для исследования включений минералообразующих сред были отобраны образцы нефелина по разрезу в центральной части пегматита (рис. 36). Включения изучались также в цирконах и корунде.

Нефелин. Обр. 1 (см. рис. 36). Здесь были найдены включения двух типов: раскристаллизованные включения (газ — 20%, кристаллические фазы — 80%) силикатно-солевых расплавов и углекислотные включения с кристаллическими фазами (газ CO_2 — 30%, кристаллические фазы — 40%, жидкость CO_2 — 30%). Кристаллики солей в раскристаллизованных включениях начинают плавиться при 200°C . Полная гомо-

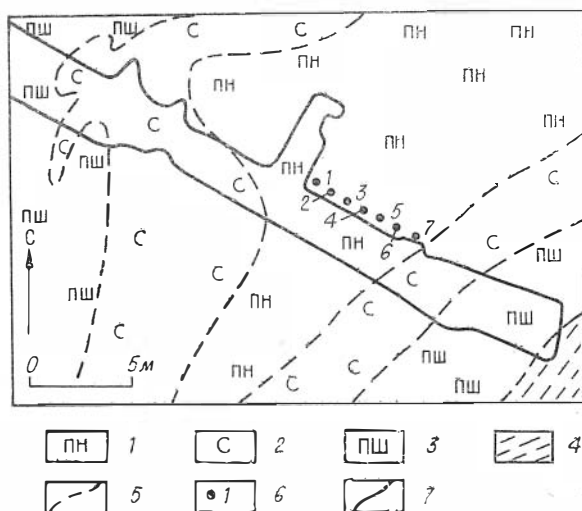


Рис. 36. Схема геологического строения участка Копь 210. Составлена с использованием материала Н. А. Малахова.

1 — миаскит-пегматит; 2 — сиенит-пегматит; 3 — полево-шпатовый пегматит; 4 — гранито-гнейсы; 5 — границы пегматитов; 6 — точки отбора образцов; 7 — граница выработок.

генизация наступает при 900—920°C. При этих же температурах (910—920°C) наблюдалась полная гомогенизация углекислотных включений с кристаллическими фазами. По данным криометрии, частичная гомогенизация газа CO_2 в жидкость происходила около 30,5°C. Удельный объем CO_2 во включениях (по P — V — T -диаграмме для CO_2 , см. рис. 7) 1,92 см³/г. Давление во включениях при 920°C (по P — V — T -диаграмме для CO_2 в области высоких температур и давлений, см. рис. 8) достигало 1800 бар.

Обр. 2. Плоские углекислотные включения, приближающиеся к гексагональным формам с газовым пузырьком CO_2 (30%), жидкостью CO_2 (20%) и кристаллическими фазами (до 50%). Температуры полных гомогенизаций 850—930°C. Частичная гомогенизация CO_2 в жидкость наступает при 29,4°C. Удельный объем CO_2 — 1,65 см³/г. Давление во включениях при 900°C составляло 2300 бар.

Обр. 3. В нефелине этого образца включения более крупные, чем в предыдущих случаях, правильной прямоугольной и квадратной форм. Фазовый состав их различный: газ CO_2 (30%) + жидкость CO_2 (70%), газ CO_2 + жидкость CO_2 + жидкость H_2O и газ CO_2 (30%) + жидкость CO_2 (30%) + кристаллические фазы (40%). Полная гомогенизация включений с кристаллическими фазами наступает при 900—930°C. Частичная гомогенизация CO_2 в жидкость происходит при 28—29°C. Удельный объем CO_2 — 1,61 см³/г. Давление при 920°C достигало 2500 бар.

Обр. 4. Включения с углекислотой наблюдаются значительно реже. Здесь как бы сменяются зоны, обогащенные включениями CO_2 , и участки с редкими удлиненными включениями расплавов, расплавов — рассолов (газ — 30%, кристаллические фазы — 70% и незначительное содержание жидкости, вероятно, H_2O), с зажатými газовыми пузырьками. Около 210°C тают кристаллики солей. Полная гомогенизация включений силикатно-солевых расплавов, расплавов — рассолов наступает при 740—750°C. Часть включений не гомогенизируется полностью, сохраняется равновесие газ — расплав при нагревании до 1100°C. Гомогенизация находящихся рядом газовой-жидких углекислотных включений наблюдалась при 30°C. Удельный объем CO_2 — 1,68 см³/г. Давление при 750°C — 1900 бар.

Обр. 5. Включения трубчатые и изометричные, приближающиеся к гексагональным, многофазовые (газ CO_2 , кристаллические фазы до 50%, жидкость CO_2). Кристаллики изменяются начиная с 480°C. При 740°C они интенсивно плавятся. Полная гомогенизация наблюдается при 830°C. Частичная гомогенизация газа CO_2 происходит при 28,8°C. Удельный объем CO_2 во включениях — 1,62 см³/г. Давление при 830°C — 2250 бар.

Обр. 6. Многофазовые включения с незначительными газовыми пузырьками и с многочисленными кристаллическими фазами (до 70—80%). До 300°C изменяются и плавятся кристаллики солей. Интенсивное плавление кристаллических фаз наблюдалось при 750—775°C. Полное расплавление кристалликов и гомогенизация включений происходят при 840—850°C. Газовый пузырек CO_2 исчезает при 28,9°C. Удельный объем CO_2 — 1,62 см³/г. Давление при 850°C — 2300 бар.

Обр. 7. Мелкие (до 5 мк) изометричные гексагональные многофазовые (газ до 40% + кристаллические фазы 60%) включения. Есть соли, так как кристаллики начинают подплавляться при низких температурах. Полная гомогенизация наблюдалась при 660—720°C. Гомогенизация рядом находящихся углекислотных включений происходит при 29,0°C в жидкость CO_2 . Удельный объем CO_2 — 1,62 см³/г. Давление во включениях при 720°C — 2000 бар.

В основном углекислотные включения в нефелинах копи 210 показаны на фото 55—57.

Ц и р к о н. В цирконе были найдены правильные, трубчатые, прямоугольные включения, располагающиеся зонами и ориентированные в одном направлении. По всей вероятности, они первичные. Многофазовые: около 60% многочисленных, трудно различимых по отдельности, кристаллических фаз и до 40% газа. Вероятно, среди кристалликов присутствует жидкость. Начиная с 170°C плавятся соли. При 690—700°C практически все включения взрываются. Полная гомогенизация наблюдалась в редких случаях при 720—750°C. По первичному состоянию содержимого — включения силикатно-солевых расплавов — рассолов. Исследовался состав газовой фазы включений расплавов — рассолов в цирконе (см. табл. 32). Главную роль играли газы H_2S , SO_2 и т. д., CO_2 (75—83,3%), постоянно присутствовали CO (8—17%) и H_2 (6,5—9,0%), редко наблюдались углеводороды (до 8,2%) и азот + редкие газы (до 2,3%).

К о р у н д. Здесь были найдены многофазовые (газ CO_2 — 25% + кристаллические фазы — 45% + жидкость CO_2 — 30%) углекислотные включения с кристаллическими фазами. Располагаются по зонам, залеченным трещинкам. Мнимовторичные. Формы включений приближаются к гексагональным. Кристаллические фазы похожи на кристаллики во включениях из корундов сиенит-пегматита копи 298. Возможно, также представлены диаспором. Полная гомогенизация включений наблюдалась при 540—580°C, что несколько ниже температур, которые отмечает Г. А. Стогний [1976]. По ее данным, полная гомогенизация включений в корунде из копи 210 происходила при 560—650°C. Частичная гомогенизация газа CO_2 наблюдается при 30,5°C. Удельный объем CO_2 во включениях — 1,92 см³/г. Давление во включениях при температурах гомогенизаций — 1100—1300 бар. Был проведен анализ состава газо-

вой фазы включений (см. табл. 32). Преобладает CO_2 с незначительной примесью CO (0,8—0,9%), H_2 (0,6—1,9%) и азот + редкие газы (0,8—1,0%).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В результате изучения включений минералообразующих сред в нефелинах копи 210 значительных закономерных изменений параметров минералообразования от центра жилы миаскит-пегматита к краю не было замечено. Можно отметить только довольно последовательное понижение температуры образования нефелина по направлению к юго-восточной границе жилы (920—840—720°C). В общем, формирование миаскит-пегматита происходило неравномерно, с образованием участков, зон обогащения CO_2 (во включениях) и участков с содержанием солей и воды (во включениях).

2. Нефелин миаскит-пегматита в основном кристаллизовался из силикатного расплава, содержащего в значительной мере углекислоту, при температурах около 920°C и давлении до 2500 бар.

При несколько более низких температурах (840—850°C) и давлении (до 2300 бар) главную роль играли силикатно-солевые расплавы, без значительного содержания CO_2 , но с солями.

Еще при более низких температурах (720—750°C) и давлении (1900—2000 бар) основное участие в процессе формирования нефелина принимали силикатно-солевые расплавы и силикатно-солевые расплавы — рассолы с солями и водой.

3. Необходимо отметить большую роль CO_2 в процессе формирования нефелинов миаскит-пегматита. По диаграмме кривых начала плавления нефелинового сиенита в присутствии $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (рис. 37) точка плавления (гомогенизация) включений при температурах около 920°C и давлении 2500 бар лежит между кривыми: нефелиновый сиенит + (0,2 $\text{H}_2\text{O} + 0,8 \text{CO}_2$) и нефелиновый сиенит + (0,1 $\text{H}_2\text{O} + 0,9 \text{CO}_2$), т. е. соотношение летучих при кристаллизации нефелина из расплава при температурах 920°C и давлении 2500 бар было примерно такое: 0,15 $\text{H}_2\text{O} + 0,85 \text{CO}_2$.

4. Циркон копи 210 кристаллизовался при температурах

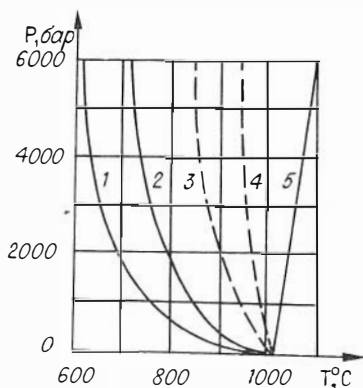


Рис. 37. Кривые начала плавления нефелинового сиенита в присутствии $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, по данным Millhollen (1971); Yoder, Tilley (1962).

Плавление в присутствии: 1 — H_2O , 2 — 0,5 $\text{H}_2\text{O} + 0,5 \text{CO}_2$, 3 — 0,2 $\text{H}_2\text{O} + 0,8 \text{CO}_2$, 4 — 0,1 $\text{H}_2\text{O} + 0,9 \text{CO}_2$, 5 — плавление сухого нефелинового сиенита.

формирования последних порций нефелина (720—750°C), при непосредственном участии остаточных расплавов — рассолов.

5. Корунд образовывался при значительном участии CO_2 , минимальных температурах 540—580°C и давлении 1100—1300 бар.

Синтез минералов миаскит-пегматитов

Минералы миаскит-пегматитов (нефелин, канкринит, содалит и некоторые другие) искусственно были получены многими исследователями [Edgar, 1964; Иванов и др., 1970; Косова, Демьянец, 1973, 1977; Зырянов, Перчук, 1975; Мельников и др., 1977]. Но в основном эти минералы были выращены в условиях высокотемпературных растворов. Только в одном случае были найдены сведения о синтезе очень несовершенных кристаллов содалита размером менее 2 мм из раствора в расплаве солей и щелочей [Мельников и др., 1977].

Нами была предпринята попытка получить главные минералы миаскит-пегматита (в основном нефелин) из силикатно-солевых расплавов — рассолов. Условия синтеза минералов определялись теми параметрами минералообразования, которые были получены при исследовании включений минералообразующих сред (включений расплавов — рассолов) в природных нефелинах миаскит-пегматитов ильменогорского щелочного комплекса. Основные задачи экспериментов заключались в следующем:

1. Получить гомогенные расплавы — рассолы из шихты состава нефелина, из состава точки минимума в системе альбит — ортоклаз — нефелин — кальсилит и из среднего состава миаскитов Ильменских гор.

2. Вырастить минералы (в первую очередь нефелин) из этих расплавов — рассолов.

3. Получить в этих минералах искусственные включения. Исследовать их методами термобарогеохимии и сопоставить полученные результаты с заданными параметрами.

Результаты экспериментов приведены в табл. 34. Синтезированные фазы определялись в основном при помощи рентгеноструктурного анализа (табл. 35), причем три фазы определить не удалось (фазы А, Б, В). Синтезированные минералы исследовались также под поляризационным микроскопом и в иммерсии.

Большое значение при кристаллизации минералов из расплавов имеет характер остывания расплава. В ходе экспериментов, для того чтобы получить кристаллы большего размера, использовались различные варианты охлаждения, причем некоторые особенности процесса охлаждения были вызваны чисто техническими причинами.

В результате проведенных экспериментов удалось получить гомогенные силикатно-солевые расплавы — рассолы при предполагаемых параметрах существования их в природе. Об их

Результаты экспериментов по синтезу минералов

№ серии опыта	Исходный состав, г	Соотношение фаз (т.в. + жидк. + газ), объем. %	t, ч	T _н , °C	T _в , °C	P _{ср} , бар	Результаты
Серия Н-1, опыт 1	50,4Кв + 60,2Al(OH) ₃ + + 46,4Na ₂ CO ₃ + NaOH	34,9 ± 16,4 + 48,7	147	700	650	1300	Полевой шпат, кап- кринит
Серия Н-2, опыт 2	46,0Кв + 55,4Al(OH) ₃ + 31,8NaCl + 11,4K ₂ CO ₃ + + 1,8NaOH	30,0 + 21,0 + 49,0	234	750	666	1600	Содалит, фаза А, слю- да, стекло
То же, опыт 4	70,9Неф. + 23,0Кв. + + 27,7Al(OH) ₃ + 15,9NaCl + + 5,5K ₂ CO ₃ + 1,6NaOH	35,0 + 21,7 + 43,3	234	750	666	1600	Содалит, фаза Б, стек- ло
Серия Н-3, опыт 1	70,8Неф. + 23SiO ₂ (ам) + + 27,7Al(OH) ₃ + 15,9NaCl + + 3,3NaF + 4,5KOH + 1,6NaOH	28,6 + 21,4 + 50,0	162	750	707	1700	Содалит, полевой шпат
То же, опыт 2	70,8Неф. + 23SiO ₂ (ам) + + 27,7Al(OH) ₃ + 15,9NaCl + + 4,5KOH + 1,6NaOH	30,0 + 21,0 + 49,0	162	750	707	1650	То же
То же, опыт 3	46,0SiO ₂ (ам) + 55,4Al(OH) ₃ + + 31,8NaCl + 3,3NaF + 8,9KOH	29,3 + 22,0 + 48,7	162	750	707	1650	Стекло, Al ₂ O ₃
Серия Н-4, опыт 1	32,3SiO ₂ (ам) + 32,3K + 38,0Al(OH) ₃ + 16,7NaCl + 3,3NaF + 7,6KOH + 2,8NaOH	26,1 + 21,7 + 52,2	162	740	700	1600	Полевой шпат + + NaOH, фаза В, Al ₂ O ₃ , стекло
То же, опыт 3	31,0SiO ₂ (ам) + 18,7Al(OH) ₃ + + 8,4NaCl + 3,3NaF + 4,4KOH + + 10,0NaOH	12,1 + 27,4 + 60,5	162	740	700	1600	Стекло, содалит
Серия Н-5, опыт 1	31SiO ₂ (стекло) + 18,7Al(OH) ₃ + + 12,5NaCl + 5,7KCl + 1CaF ₂ + + 2,5NaOH	14,2 + 26,8 + 59,0	162	744	705	1600	Полевой шпат, слю- да, кварц, фаза В, Al ₂ O ₃

Примечания: 1. Серия Н-1. Состав нефелина: 43% SiO₂ + 34% Al₂O₃ + 23% Na₂O. Серия Н-2 и Н-3. Состав нефелина: 43% SiO₂ + 34% Al₂O₃ + 16% Na₂O + 7% K₂O. Серия Н-4 — взят состав точки минимума в системе альбит-ортотоксиз — нефелит — пильбенит. Серия Н-5 — взят средний состав миксита из ильменгорского щелочного комплекса Ильмен, 1974г.

2. t, ч — время опыта. P_{ср}, бар — среднее давление в автоклаве. Подсчитывалось по P-V-T-диаграмме для 30%-ного раствора NaCl.

см. рис. 5. T_н, T_в, °C — температура нижней и верхней соответственно частей автоклава.

Результаты рентгеноструктурного анализа синтезированных фаз

№ п/п	№ 1		№ 2		№ 3		№ 4		№ 5		№ 6	
	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}
1	4	4,02	8	6,45	8	6,3	5	5,8	10	9,8	5	6,3
2	4	3,74	4	4,64	4	4,43	6	5,2	1	4,67	2	4,46
3	2	3,57	10	3,69	10	3,62	3	3,56	0,5	4,04	10	3,63
4	8	3,19	5	3,19	5	2,80	3	3,22	1	3,64	2	3,49
5	2	2,92	2	2,87	8	2,55	10	3,01	9	3,37	4	2,81
6	3	2,82	8	2,61	8	2,36	3	2,58	1	3,14	9	2,56
7	2	2,63	3	2,41	9	2,09	2	2,48	2	2,88	9	2,37
8	5	2,50	6	2,12	3	1,979	1	2,40	1	2,69	10	2,09
9	2	2,36	4	1,76	3	1,889	9	2,33	6	2,59	3	1,987
10	2	2,11	2	1,36	3	1,809	4	2,29	5	2,42	3	1,894
11	2	1,990	2	1,22	3	1,738	5	2,18	2	2,25	3	1,814
12	2	1,931			2	1,619	8	2,00	4	2,17	4	1,741
13	3	1,868			7	1,567	5	1,948	3	2,04	2	1,622
14	3	1,818			5	1,520	8	1,797	3	1,977	6	1,603
15	4	1,771			7	1,477	7	1,758	1	1,914	6	1,571
16					7	1,437	2	1,733	4	1,675	3	1,525
17					2	1,420	2	1,695	0,5	1,570	6	1,481
18					4	1,368	2	1,663	4	1,523	6	1,442
19					4	1,336	3	1,618	4	1,438	3	1,403
20					4	1,306	9	1,555	4	1,362	5	1,374
21					1	1,279	8	1,505			3	1,339
22					7	1,206	4	1,456			2	1,310
23							3	1,430				

Продолжение табл. 35

№ п/п	№ 7		№ 8		№ 9		№ 10		№ 11	
	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}
1	3	3,80	6	4,18	5	3,47	0,5	6,3	6	7,37
2	4	3,50		3,93	9	2,54	9	5,8	5	6,60
3	6	3,31	6	3,77	4	2,37	7	5,2	1	5,80
4	4	3,08	2	3,60	9	2,07	3	3,50	1	4,52
5	7	2,97	3	3,45	4	1,733	3	3,20	7	4,11
6	1	2,55	9	3,24	10	1,596	10	2,92	6	3,78
7	2	2,48	4	2,98	2	1,508	4	2,59	5	3,56
8	1	2,33	2	2,88	3	1,400	3	2,48	10	3,20
9	2	2,29	1	2,76	4	1,369	9	2,34	1	3,09
10	2	2,19	4	2,62	5	1,235	4	2,22	3	2,94
11	1	1,757	1	2,37			5	2,18	1	2,79
12	2	1,719	3	2,16			9	2,00	1	2,69
13	1	1,605	1	2,03			5	1,981	6	2,56
14	1	1,480	1	1,992			5	1,895	2	2,39
15	2	1,458	1	1,960			7	1,795	2	2,30
16	1	1,363	1	1,894			6	1,764	1	2,17
17			4	1,789			6	1,733	4	2,14
18			1	1,730			1	1,695	3	2,02
19			1	1,700			1	1,663	2	1,941
20			1	1,619			2	1,620	3	1,895
21			1	1,563			7	1,558	2	1,841
22			2	1,491			7	1,505	3	1,787
23			1	1,428			2	1,458		

№ п/п	№ 12		№ 13		№ 14	
	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}
1	10	9,9	35	4,26	3	6,5
2	0,5	4,62			7	4,08
3	4	4,15	100	3,34	5	3,77
4	1	3,70	12	2,45	3	3,65
5	9	3,37	6	2,28	10	3,20
6	4	3,15	6	2,23	2	3,01
7	4	2,90	9	2,12	3	2,92
8	1	2,69	6	1,980	3	2,84
9	7	2,62			1	2,68
10	4	2,52	17	1,817	6	2,52
11	5	2,42	3	1,659	1	2,30
12	0,5	2,25	15	1,541	2	2,14
13	5	2,17	3	1,453	2	2,11
14	4	2,00	11	1,375	1	2,00
15	1	1,914	3	1,288	2	1,946
16	5	1,675	4	1,256	2	1,889
17	5	1,539	2	1,228	3	1,830
18	1	1,474	5	1,199	4	1,780
19	1	1,438	4	1,183	1	1,742
20	1	1,400	2	1,153	1	1,720
21	4	1,364			1	1,496
					2	1,462
					1	1,436
					1	1,379
					3	1,353

Примечание.

- № 1. Серия Н—1, опыт 1, обр. 1, полевой шпат;
 № 2. » » » канкринит;
 № 3. Серия Н—2, опыт 2, обр. 5, содалит;
 № 4. » » обр. 6, не определен (фаза А);
 № 5. » » обр. 7, слюда;
 № 6. » » обр. 9, содалит;
 № 7. Серия Н—2, опыт 4, обр. 3, не определен (фаза Б);
 № 8. Серия Н—3, опыт 1, обр. 22, полевой шпат;
 № 9. Серия Н—3, опыт 3, обр. 23, Al_2O_3 ;
 № 10. Серия Н—4, опыт 1, обр. 14, не определен (фаза В);
 № 11. » » обр. 16, полевой шпат+NaOH.
 № 12. Серия Н—5, опыт 1, обр. 11, слюда;
 № 13. » » обр. 12, кварц.
 № 14. » » обр. 13, полевой шпат.

Аналитики М. В. Новожилова, В. А. Симонов.

существовании однозначно свидетельствует наличие стекла, получившегося при закалке содержимого некоторых опытов. Были синтезированы минералы миеаскит-пегматитов из этих расплавов — рассолов: полевые шпаты (фото 58, 59), слюды, содалит (фото 60, 61) и канкринит. Нефелин не синтезируется из расплавов — рассолов из-за значительной концентрации хлора (получается содалит) или CO_3^{2-} (кристаллизуется канкринит). Вероятно, в природных процессах нефелин образуется в основ-

ном из силикатных расплавов, оставляя излишки солей во включениях расплавов — рассолов.

Полевые шпаты в виде мелких (0,1—2 мм), прозрачных, таблитчато-призматических кристаллов формируют друзы. Показатели преломления обычно около $N_{g'} = 1,537$; $N_{p'} = 1,530$, что довольно близко к данным альбита.

Слюда образовалась в виде зеленых прозрачных гексагональных листочков (1—2 мм). Обычны друзы.

Содалит наиболее часто получался в опытах. Это скопление мельчайших сиреневых кристаллов, на агрегат которых нарастают относительно крупные (2—3 мм), как мутные, так и прозрачные, ромбододекаэдрические кристаллы. Более обычны вытянутые, прозрачные четверники содалита гексагонального облика.

Канкринит образует сливные с жирным отблеском массы.

Были встречены также более редкие минералы. Из них некоторые не удалось определить.

Al_2O_3 кристаллизуется в виде друз округлых мелких (менее 0,1 мм) прозрачных кристалликов с перламутровыми отблесками на гранях.

Фаза А. Отдельные кубические кристаллики (около 1 мм).

Фаза Б. Длинные, очень тонкие кристаллики (1—2 мм).

Фаза В. Параллелепипедальные анизотропные кристаллики (2—3 мм) и друзы.

Включения минералообразующих сред были найдены в стекле (фото 62, 63) и содалите (фото 64—67).

Включения в стекле округлой эллипсоидной формы, содержат в основном деформированный газовый пузырек (30—40%) + кристаллические фазы (до 60%) и немного жидкости. Определить температуры гомогенизаций не удалось из-за потемнения стекла в процессе нагревания.

Включения расплавов — рассолов часто встречаются в четверниках содалита, образующих длинные столбики в виде «гексагональных призм», входящих в состав ромбододекаэдра и параллельных оси L_3 [Шафраповский, 1968]. Включения, часто правильной формы, располагаются в дефектах роста кристалла содалита, первичные. Многофазовые, по фазовому составу приближенно соответствуют исходному соотношению в автоклаве: газ 40% + кристаллики 30—40% + жидкость 20—30% от всего объема включения. При нагревании обнаруживается, что во включениях находятся два различных типа соли (вероятно, KCl и $NaCl$), плавящихся при разных температурах (270 и 440°C). Все соли во включениях растворяются полностью при 420—440°C. Максимальные температуры полных гомогенизаций составляют 710°C. Перед самым исчезновением газовый пузырек пульсационно то расширяется, то сжимается и наконец резко

исчезает. Таким образом, температуры гомогенизаций наиболее высокотемпературных включений соответствуют температурам кристаллизации, что еще раз подтверждает обоснованность определения условий минералообразования по включениям минералообразующих сред.

Г л а в а IV

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Об условиях образования пегматитов существует много различных гипотез. Согласно Р. Г. Джансу [1958], образование минералов пегматитов объясняется как магматическими, так и метасоматическими процессами, причем можно выделить четыре основные теории пегматитообразования:

1) в результате метасоматоза ранее существовавших непегматитовых пород;

2) вследствие отложения материала из флюидов, циркулирующих в каналах в условиях открытой системы;

3) при кристаллизации остаточного пегматитообразующего расплава в условиях замкнутой системы;

4) в результате одного из перечисленных выше процессов с последующим замещением пегматитовых материалов под действием растворов.

Главные направления в теории пегматитообразования имеют своих многочисленных сторонников и хорошую аргументацию. Но все те веские доводы, представляемые последователями магматических и метасоматических гипотез образования пегматитов, не дают никаких поводов к универсализации тех или иных взглядов и совершенно не обязательно предполагать, что все пегматиты имеют одинаковое происхождение. Можно не сомневаться что существуют пегматиты, обязанные своим появлением остаточным расплавам, и пегматиты, возникшие в результате метасоматических процессов, когда существование расплава было невозможно [Долгов, 1963, 1968; Бейли, 1972; и др.]. Этот вывод о возможности образования пегматитов различными путями подтверждается результатами изучения негранитных пегматитов, главным образом включений минералообразующих сред (см. табл. 36—38).

При исследовании параметров минералообразования в негранитных пегматитах было выяснено, что процессы формирования пегматитов, связанных с габбро-гипербазитовыми массивами складчатых областей и негранитных пегматитов Ильменогорского щелочного комплекса, сильно различаются, поэтому в дальнейшем они рассматриваются отдельно.

Результаты исследования включений минералообразующих сред в минералах негратинитных пегматитов
габбро-гипербазитовых массивов складчатых областей

Пегматит, массив	Минералы	Фазовый состав	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл}}$ включений (по первичному состоянию или их содержанию)	Давление, от- решенное по включениям, бар
Дунит-пегматиты	Оливин	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	570—600	Раствор	—
Пироксенит-пегматиты	Дипсид	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	445—455	Рассол	—
	Роговая обманка	$\text{Г} + \text{Ж}$	370—380	Раствор	—
Габбро-пегматиты	Роговая обманка	$\text{Г} + \text{Ж}$	До 420	»	400
Гора Становой	Кварц	$\text{Г} + \text{Ж}$	До 350	»	30
Гуртунубинский	Дипсид	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	400—420	Расплав—рассол	2500
		$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	530—590	»	—
	Роговая обманка	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	360—380	Рассол	—
	Актинолит	$\text{Г} + \text{Ж}$	До 300	Раствор	—
Хонсекий	Роговая обманка	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	430	Расплав—рассол	1500
		$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	520—540	»	—
Гылымский	Кварц	$\text{Г} + \text{Ж}$	330—350	Раствор	—
	Клинопироксен	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	430—450	Расплав—рассол	1900
Куюльский	Роговая обманка	$\text{Г} + \text{Ж}$	310—360	Раствор	—
	Плагноклаз	$\text{Г} + \text{K}_1$	430—4380	Силикатный расплав	—
	Клинопироксен	$\text{Г} + \text{K}_1$	>1050	То же	—
	Ортопироксен	$\text{Г} + \text{K}_1$	>1000	»	—
	Роговая обманка	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	380	Раствор	—

П р и м е ч а н и е. Г — газ; Ж — жидкость; K_1 — неопределенные кристаллические фазы; K_1 — силикаты; K_2 — соли.

Результаты исследования включений минералообразующих сред в минералах горнблендит- и снеллит-пегматитов ильменитового горного щелочного комплекса

Пегматит, № копи	Минерал	Фазовый состав	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	Тип включений (по первичному состоянию их содержания)	Давление, определенное по включениям, бар
Горнблендит-пегматит, 13	Роговая обманка Слюда Гварц	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_x + \text{K}_2 + \text{K}_3 + \text{K}_3$ $\text{Г} + \text{Ж}$ $\text{Г} + \text{Ж}$	470—780 Выше 360 Выше 320	Расплав—рассол Раствор »	1500—1900 — —
Снеллит-пегматиты, 15	Диопсид Роговая обманка Эгирин-диопсид Сфен Апатит Эгирин-диопсид Апатит » Циркон	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_x + \text{K}_2$ $\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$ $\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_x + \text{K}_2$ $\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_x$ $\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$ $\text{Г} + \text{Ж}$ $\text{Г} + \text{Ж}$ $\text{Г} + (\text{Ж} - ?) + \text{K}_x + \text{K}_2$	580—620 350 425—440 630—640 340—350 590—620 370—380 330 770—780	Расплав—рассол Рассол Расплав—рассол » Раствор Расплав—рассол Раствор » Силикатно-солевой расплав (расплав—рассол?)	1500—1600 — 850 — 680 — — — — 680
	Сфен	$\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_x + \text{K}_2$ $\text{Г} + \text{Ж}$ $\text{Г} + (\text{Ж} - ?) + \text{K}_x + \text{K}_2$	670—740 Выше 490 740	Расплав—рассол Раствор Силикатно-солевой расплав (расплав—рассол?)	— — —
	Гварц	$\text{Г} + \text{Ж}$	490—515	Раствор	660
298	Корунд Моноклит	$\text{Г}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{K}_x + \text{K}_2$ $\text{Г} + \text{Ж} + \text{K}_2$	520—530 530—540	Расплав—рассол »	1450—1880 —

Примечание. Г — газ; Ж — жидкость; K_x — неопределенные кристаллические фазы; K_1 — слюды; K_2 — соли; K_3 — карбонаты, рудные минералы; $(\text{Ж} - ?)$ — незначительное, часто проблематичное содержание жидкости.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ, СВЯЗАННЫХ С ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ МАССИВАМИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Дунит-пегматиты

Проблемами генезиса дунитов занимаются многочисленные исследователи, причем значительная часть из них [Юдин, 1959, 1961; Москалева, 1973; Ефимов, 1973; Пинус, Велинский и др. — см. Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Brindley, 1957; Hess, 1960; Onuki, 1962; Wolfe, 1965; и др.] доказывает, что наряду с широким распространением дунитов магматического происхождения довольно часто встречаются вторичные, метасоматические дуниты. Дунит-пегматиты в гораздо меньшей степени привлекают внимание [Виноградская, 1954, 1957; Успенский, 1968; Коновалова, Прусевич, 1977]. Подробно рассматривая геологические, петрографические, минералогические и некоторые другие особенности дунит-пегматитов, достаточно определенно показывается их метасоматическое происхождение, при этом большая роль отводится высокотемпературным растворам.

При исследовании дунит-пегматитов ряда габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской области был приведен сравнительный анализ петрологических и петрохимических данных по магматическим оливинам [Пинус, Колесник, 1966], вторичным оливинам [Альпинотипные гипербазиты..., 1973] и оливинам дунит-пегматитов. Большое значение придавалось изучению включений минералообразующих сред в оливинах дунит-пегматитов. В результате подтверждаются в некоторой степени выводы предыдущих исследователей о метасоматическом образовании оливинов дунит-пегматитов. При этих метасоматических процессах происходил некоторый привнос Ca, Fe, Mn, Ti, Cr и вынос Mg, Ni. Образование дунит-пегматитов шло при температурах несколько выше 800—820°C, но продолжалось и при снижении температуры до 600—570°C. В начальной стадии, при температурах немного выше 820°C, они формировались, вероятно, без участия растворов, воздействием которых на первичные породы объяснялось возникновение подобных образований [Альпинотипные гипербазиты..., 1973]. Это подтверждается тем, что не было найдено первичных газовой-жидких включений, которые однозначно указывали бы на участие летучих (растворов). В то же время не было найдено и расплавных включений, так что участие расплава в этих процессах тоже весьма проблематично. Растворы начинают оказывать существенное влияние уже в конце формирования дунит-пегматитов при 570—600°C. При этом происходило перераспределение Zn, Cu, Ni, Co и Cr.

Результаты исследования включений минералообразующих сред в минералах мнаскит-пегматитов изъменогорского щелочного комплекса

№ кюли	Минерал	Фазовый состав	T, °C гом.	Тип включений (по первичному состоянию их содержимого)	Давление, определенное по включе- ниям, бар
145	Серый мутный нефелин	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	700—740	Расплав—рассол	3400
	Серый прозрачный нефелин	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	700—750	»	3500—3600
	Розовый прозрачный нефелин	$\Gamma + (\text{Ж} - ?) + \text{K}_1 + \text{K}_2$	670—700	»	1300
	Вторичный нефелин	$\Gamma + \text{K}_1 + \text{K}_2$	590—610	Силикатно-солевой расплав	—
	Канкринит	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	500—510	Расплав—рассол	1200
9a	Содалит	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_2$	340—370	»	1000
	Нефелин	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_2$	530—550	Рассол	—
	Канкринит	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	530	Расплав—рассол	2000
	Нефелин	$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	710—720	»	—
107—II	Циркон	$\Gamma + (\text{Ж} - ?) + \text{K}_1 + \text{K}_2$	Выше 720	Расплав—рассол (?)	2000
		$\Gamma + \text{Ж} + \text{K}_1 + \text{K}_2$	760	Расплав—рассол	—

185	Нефелин	$\Gamma + \mathcal{K} + K_x + K_2$	700—750	»	3000—3500
	Мусковит	$\Gamma + K_x + K_1 + K_2$	720—750	Силикатно-соловой расплав	3000—3500
120	Нефелин	$\Gamma + \mathcal{K} + K_2$	Выше 360	Рассол	—
		$\Gamma + \mathcal{K} + K_1 + K_2$	630—650	Расплав—рассол	3500
210	»	$\Gamma + \mathcal{K} + K_1 + K_2$	710—750	»	3600
		$\Gamma + K_x + K_1 + (K_2 - ?)$	900—920	Силикатный расплав	До 2500
		$\Gamma_{CO_2} + (K_{CO_2} - ?) + K_x + K_1 + (K_2 - ?)$	900—930	»	До 2500
		$\Gamma_{CO_2} + (K_{CO_2} - ?) + K_x + K_1 + K_2$	840—850	Силикатно-соловой расплав	До 2300
		$\Gamma + (K - ?) + K_1 + K_2$	720—730	Силикатно-соловой расплав, расплав—рассол	1900—2000
		$\Gamma_{CO_2} + K_{CO_2}$	—	Раствор	—
		$\Gamma_{CO_2} + K_{CO_2} + \mathcal{K}$	—	»	—
	Циркон	$\Gamma + (K - ?) + K_x + K_2$	720—750	Расплав—рассол	—
	Корунд	$\Gamma_{CO_2} + K_{CO_2} + K_x + K_2$	540—580	»	1100—1300

П р и м е ч а н и е. Γ — газ; $\mathcal{K}$ — жидкость; K_x — неопределенные фазы; K_1 — силикаты; K_2 — соли; $(K - ?)$ — незначительное содержание фазы.

Вопросы образования пироксенит-пегматитов, крупнокристаллических пироксенитов и просто пироксенитов (в основном диопсидитов) габбро-гипербазитовых массивов складчатых областей затрагиваются многими исследователями. Большинство из них [Пинус, Колесник, 1960, 1966; Морковкина, 1962, 1967; Добрецов, 1963; Ефимов, Ефимова, 1967; Успенский, 1968; Ефимов, 1973; Пинус, Велинский и др. — см. Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Гаврилова, 1977 и др.] достаточно обоснованно показывают метасоматическую природу рассматриваемых пироксенитов и пироксенит-пегматитов. Однако физико-химические условия образования метасоматических пироксенитов до настоящего времени детально не исследованы. По мнению Г. В. Пинуса, В. В. Велинского и др. [Альпинотипные гипербазиты..., 1973], нижний температурный предел образования диопсидитов должен быть не менее 860°C. С. И. Гаврилова [1977] по Fe: Mg-отношению в сосуществующих пироксенах определила температуру образования диопсидитов массива Пай-Ер (Полярный Урал) в 500—600°C, что более соответствует экспериментальным данным [Калинин, 1967; Калинин и др., 1975], на основании которых можно заключить что моноклинный пироксен (геденбергит) в гидротермальных условиях легко образуется при температурах 400—500°C и давлении 250—570 атм.

На основании анализа геологического положения, морфологии тел, структурно-текстурных особенностей, рассмотренных в данной работе пироксенит-пегматитов и в результате изучения включений минералообразующих сред выяснилось, что пироксенит-пегматиты могут формироваться двумя главными путями:

1. Среди обычных пироксенитов при перекристаллизации мелких зерен в очень крупные кристаллы. Условия этого процесса не удалось пока определить методами термобарогеохимии. Вероятно, картина образования здесь очень похожа на формирование дунит-пегматитов в начальной стадии, при наиболее высоких температурах и в условиях сухой системы.

2. Среди массивных серпентинитов, при воздействии высокотемпературных гидротермальных растворов, проникших по трещинам. При этом формировались как жилы выполнения с четкими резкими контактами, главным образом путем привноса минералообразующего материала, так и жилы замещения с переходными зонами на контактах, путем перекристаллизации и метасоматического замещения минералообразующими растворами вмещающих серпентинитов. Минимальные температуры образования диопсидов пироксенит-пегматитов были определены в 445—455°C, что хорошо согласуется с экспериментальными данными (см. выше) и близко по значению с данным С. И. Гавриловой [1977]. Растворы, судя по включениям, со-

держащим большое количество солей, были высококонцентрированными рассолами, что способствовало росту кристаллов пироксенов больших размеров [Калинин, 1967]. Замещение диоксида роговой обманкой происходило при минимальных температурах 370—380°C.

Габбро-пегматиты

Существуют две основные точки зрения о генезисе габбро-пегматитов. Одни исследователи [Лебедев, 1935; Евзикова, 1955; Бакуменко, Добрецов, 1976] придерживаются мнения о кристаллизации минералов габбро-пегматитов непосредственно из расплава, другие [Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Успенский, 1968; Гаврилова, 1977; и др.] очень аргументированно доказывают их метасоматическое происхождение. Особого внимания заслуживают исследования И. Т. Бакуменко и Н. Л. Добрецова [1976], так как ими, по всей вероятности, впервые в минералах габбро-пегматитов (в плагиоклазе) были найдены первичные расплавные включения с гомогенизациями при температурах 1250°C и выше, что доказывает кристаллизацию минералов рассмотренных габбро-пегматитов из расплава. Внешне практически такие же включения расплава исследовались автором в плагиоклазе габбро-пегматитов Куюльского массива (Анадырско-Корякская складчатая система). Раскристаллизованные включения были найдены также в клино- и ортопироксенах. Габбро-пегматиты Куюльского массива формировались из высокотемпературных (1310—1380°C) силикатных расплавов, прорывавших вмещающие гипербазиты. При температуре около 380°C по пироксенам развивалась роговая обманка.

Иная картина образования габбро-пегматитов выявляется в результате проведенных исследований пегматитов Алтае-Саянской складчатой области и Кытлымского массива (Урал). Здесь выяснилось, что тела пегматитов формировались в основном по трещинам в мелкозернистых породах. Они наблюдаются среди серпентинитов гипербазитовой части массивов, в серпентинитах, пироксенитах и габбро в контактовой зоне, переходной от гипербазитов к габбро, и среди массивных габбро. Наиболее характерным является то, что габбро-пегматиты образовались в ослабленных, тектонически подвижных зонах на контактах различных пород или внутри массивных пород (габбро), как, например, в массиве горы Становой хребет (Кузнецкий Алатау), где в зоне трещинообразования в полосчатом габбро рядом с габбро-пегматитами присутствуют многочисленные мелкие тела серпентинизированных гипербазитов, рогово-обманковых и кварцсодержащих габбро. Такие своеобразные зоны тектонической активности были легко проницаемы для пег-

матитообразующих агентов, что в наибольшей степени способствовало формированию габбро-пегматитов и часто связанных с ними пироксенит-пегматитов и пироксенитов.

Габбро-пегматиты образовались в результате перекристаллизации вмещающих мелкозернистых пород проникающими по трещинам высокотемпературными (420—580°C) растворами (рассолами), т. е. подтверждается мнение Н. М. Успенского [1968] и других о метасоматическом генезисе габбро-пегматитов. Давление в процессах образования первичных минералов пегматитов (роговой обманки, пироксена, плагиоклаза) достигало 1500—2500 бар. На этом формирование габбро-пегматитов не заканчивалось. При температурах 330—350°C, по-видимому, по тем же трещинам в них проникали кислые растворы, создававшие центральные кварц-полевошпатовые зоны в пегматитах. С этими и последующими более низкотемпературными растворами связаны, по всей вероятности, все изменения первичных минералов габбро-пегматитов: развитие по первичным пироксену и роговой обманке актинолита и хлорита; деанортитизация и разрушение в агрегат зерен эпидот-клиноцоизита (соссюрита) первичного плагиоклаза.

Таким образом, в результате проведенных исследований и анализа имеющихся литературных данных выясняется, что габбро-пегматиты могут образовываться двумя путями: при помощи проникавших по трещинам в мелкозернистых породах растворов и рассолов и кристаллизоваться из высокотемпературных силикатных расплавов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Горнблендит-пегматиты

Условия образования горнблендит-пегматитов детально рассмотрены Н. М. Успенским [1968], который доказывает их метасоматическое происхождение. Данные о кристаллизации горнблендит-пегматитов из расплава приводятся в работе А. Андерсона [Anderson, 1933].

Горнблендит-пегматит копи 13 Ильменского заповедника является крайним типом роговообманково-полевошпатовых пегматоидных жил (сиенит-пегматитов), какие довольно обычны в зоне гранито-гнейсов [Заварицкий, 1958], и условия образования горнблендит-пегматита, выясненные в результате проведенных исследований, схожи с таковыми сиенит-пегматитов. Гигантские кристаллы роговой обманки формировались при непосредственном участии остаточных расплавов — рассолов при минимальных температурах 470—480°C (по В. Я. Левину около 430°C) и давлении 1500—1900 атм. Слюда образовалась позже

роговой обманки при температурах выше 360°C. Кварц кристаллизовался из растворов при температурах выше 320°C в промежутках между кристаллами роговой обманки.

Сиенит-пегматиты

Сиенит-пегматиты тесно связаны с горнблендит-пегматитами [Заварицкий, 1958] и особенно с миаскит-пегматитами, условия их образования имеют сходные черты. Поэтому здесь также существуют споры между сторонниками магматогенного генезиса [Барсанов, 1949] и метасоматического происхождения [Успенский, 1968 и др.] сиенит-пегматитов.

В результате изучения включений минералообразующих сред в минералах сиенит-пегматитов удалось выяснить некоторые вопросы их генезиса. Прежде всего необходимо отметить, что активную роль играли остаточные расплавы — рассолы, которые принимали участие в формировании минералов сиенит-пегматитов. Пироксены кристаллизовались при минимальных температурах 590—620°C (и до 430—440°C) и давлении 1500—1600 бар (и до 850 бар). Формирование кварца по трещинам происходило из достаточно высокотемпературных растворов (490—515°C и 600 бар). Роговая обманка развивалась по пироксену при воздействии растворов с температурами около 350°C. Интересные результаты были получены при исследовании акцессорных минералов сиенит-пегматитов. Выяснилось, что циркон и сфен кристаллизовались при участии наиболее высокотемпературных (до 740—780°C) расплавов — рассолов, а апатит образовывался из растворов при значительно более низких температурах (около 340—380°C). Сравнивая полученный при изучении включений порядок кристаллизации минералов в сиенит-пегматитах (см. табл. 37) с последовательностью выделения минералов (табл. 39), мы видим некоторые несоответствия: сфен в копи № 20 кристаллизовался даже позже кварца, развивавшегося по трещинам, в то время как он более высокотемпературный, чем кварц (см. табл. 37). В копи № 375 более низкотемпературный апатит кристаллизовался частично одновременно с эгирин-диопсидом. Такие несоответствия можно объяснить, по всей вероятности, частичным несовпадением временной и температурной последовательностей кристаллизации минералов сиенит-пегматитов.

В корундсодержащем сиенит-пегматите копи № 298 кристаллы серого и синего корундов образовались при температурах выше 530°C при помощи довольно концентрированных расплавов — рассолов. Минимальное давление в процессе формирования корундов было около 1450—1880 бар. Основную роль среди летучих играла углекислота. Монацит образовался практически одновременно с корундами (что подтверждается данными табл. 39) при тех же температурах — 530—540°C.

Последовательность выделения минералов спенит- и миаскит-пегматитов, установленная по их взаимоотношениям

Тип пегматита	№ копий	Последовательность выделения от ранних к поздним минералам	Автор
Спенит-пегматиты	375	1. Эгирин-диопсид частично одновременно с апатитом	В. А. Понов
	15	1. Диопсид	»
	154	2. Роговая обманка	»
	20	1. Апатит	В. И. Попова
	21	1. Циркон	»
	298	2. Кварц	В. О. Поляков
Миаскит-пегматиты		3. Сфен	
		1. Корунд серый	
		2. Синий корунд одновременно с монацитом	
	115	1. Нефелин разного цвета	В. А. Попов
		2. Канкринит	
	9а	3. Содалит	»
		1. Нефелин	
	107—II	2. Канкринит	В. И. Попова
		1. Циркон	
	185	1. Нефелин	В. А. Попов
	120	1. Нефелин	»
	210	1. Нефелин	В. И. Попова
		2. Корунд	
		3. Циркон	

Миаскит-пегматиты

Образование миаскит-пегматитов тесно связано с формированием миаскитов. Температура кристаллизации последних оценивается разными авторами несколько по-разному. Наиболее высокие температуры были получены при исследовании включений минералообразующих сред — 950—980°C [Магматогенная кристаллизация..., 1975]. По В. Я. Левину [1974] условия образования миаскита определяются в 700—800°C и 2000—5000 бар. Сходные температуры у В. Н. Зырянова и Л. Л. Перчука (1975) — 760°C. Условия образования миаскит-пегматитов были определены в 800—900°C и давления выше 1200 атм [Базарова, 1969; Магматогенная кристаллизация..., 1975]. По данным других исследователей [Зырянов, Перчук, 1975] пегматиты образовались при 440°C. Столь невысокие температуры авторы объясняют повышенным содержанием минерализаторов (F), а также интенсивными проявлениями метасоматических процессов при этих температурах.

Большую роль в процессах формирования миаскит-пегматитов играли летучие (H_2O , Cl, F, CO_2 и др.). Влияние каждого из

них на параметры (в основном на температуру) существования расплава различно и часто совершенно противоположно. Многими исследователями [Schairer, Bowen, 1935; Yader, Tilley, 1962; Hamilton, MacKensie, 1965; Barker, 1965; Piotrowski, Edgar, 1970; Когарко, 1977; и др.] было установлено заметное понижение температуры плавления систем и пород, приближающихся по составу к нефелиновым сиенитам, с ростом давления воды. Температура плавления нефелиновых сиенитов понижается от 1030°C в сухих условиях до 630°C при давлении $\text{H}_2\text{O} = 5000$ бар. Хлор во флюидах, сосуществующих с расплавами, находится преимущественно в форме хлоридов щелочных металлов [Рябчиков, 1975]. Хлориды [в основном NaCl] оказывают незначительное влияние на условия плавления щелочных силикатов, в том числе и нефелиновых сиенитов, состоящих из них. При давлении менее 1500 бар это обуславливается удалением избытка хлоридов в отдельную водно-солевую фазу [Рябчиков, 1975]. Фтор, в отличие от хлора, преимущественно остается в силикатном расплаве и фиксируется кристаллизующимися минералами. Биотиты и амфиболы миаскинов содержат 0,6—1,2% фтора [Левин, 1974]. Наличие его в расплаве понижает температуру плавления в большей степени, чем добавление воды [Wyllie, Tuttle, 1964; Когарко, 1977; и др.]. Вязкость расплава также резко изменяется под влиянием фтора. Добавление 13 вес. % CaF_2 в диоритовый расплав уменьшает его вязкость при температуре 1200°C в 17 раз [Когарко, 1977]. CO_2 повышает температуру кристаллизации нефелинового сиенита пропорционально возрастанию его доли во флюиде [Millhollen, 1971].

В щелочных (нефелин-сиенитовых) магмах может содержаться большое количество летучих (H_2O , Cl , F , CO_2 и др.). В расплаве нефелина при температуре 1000°C и давлении 3000 бар растворяется 11% H_2O [Когарко, 1977], при тех же условиях в альбитовом расплаве — 8% H_2O , а при добавлении к альбитовому расплаву NaF при температуре 668°C и давлении 1000 бар растворяется 30% H_2O [Кадик и др., 1971]. Такая значительная растворимость воды в щелочных расплавах делает возможным постепенный переход магматического расплава через расплавы — растворы в гидротермальный раствор при снижении температуры. Кристаллизация подобных расплавов — растворов приводит, по мнению Л. Н. Когарко [1977], к возникновению пегматоидов. Высокие содержания летучих компонентов в щелочных магмах и их накопление при кристаллизации минералов в остаточных расплавах создают условия для возникновения явлений несмесимости [Когарко, Рябчиков, 1969; Рябчиков, 1975; Когарко, 1977], в результате чего происходит отделение водно-солевой несмешивающейся жидкости. При значительном содержании в этом растворе (рассоле) CO_2 происходит дальнейшее разделение на две флюидные фазы: $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ [Takenouchi, Kennedy, 1965].

Основной вывод, который можно сделать в результате анализа имеющихся экспериментальных данных, заключается в том, что способность магм нефелиновых сиенитов аккумулировать значительное количество летучих при довольно низких температурах (до 630°C) делает возможным постепенный переход магматического расплава в пегматитообразующий расплав — рассол, сменяющийся в дальнейшем растворами.

Таким образом, учитывая приведенные выше экспериментальные данные и основываясь прежде всего на результатах исследования включений минералообразующих сред в минералах миаскит-пегматитов, полученных в данной работе, можно построить обобщенные в некоторой степени схемы процессов образования миаскит-пегматитов.

Процессы минералообразования в миаскит-пегматитах, находящихся в миаскитах, рассмотрим на примере миаскит-пегматита копи 115. Здесь методами термобарогеохимии изучались разноцветные нефелины, канкринит и содалит.

Причины и условия образования нефелинов различной окраски миаскит-пегматитов привлекали внимание многих исследователей. Выяснить этот вопрос с помощью изучения химического состава различно окрашенных нефелинов пытались А. А. Казакова [1936] и Н. М. Успенский [1968]. Как выяснилось, существенных отличий в химическом составе нефелинов различного цвета не было обнаружено. Э. М. Бонштедт-Куплетская и В. В. Щербина [1933] считали, что при понижении температуры в процессе кристаллизации наблюдается переход от темного красно-серого нефелина в красновато-желтый, медово-желтый, затем в серый нефелин, сменяющийся гидропегматитом и цеолитами. На основании исследований разноцветных нефелинов из пегматитовых жил Вишневых гор Е. З. Бурянова [1948] пришла к выводу, что в первичном состоянии, непосредственно после кристаллизации, нефелин бесцветен и прозрачен. Затем по трещинам в него проникают минерализующие агенты, приводящие к образованию магнетита, биотита и гематита, вызывающих окрашивание нефелина, и газовой-жидких включений, приводящих к его помутнению. Н. М. Успенский [1968], исследуя нефелины копей 118, 135, 6, 7 Ильменского заповедника, установил, что первоначально образовался красный нефелин. В результате внешнего воздействия он вначале обесцвечивался до светло-серого, а затем окрашивался вдоль трещин до темно-серого, а иногда до черного. Таким образом, имеются две различные точки зрения на образование разноцветных нефелинов. Одни исследователи определяют зависимость окраски нефелина от отдельных фаз остывания пегматита, другие считают, что разноцветные нефелины появились в результате воздействия минералообразующих растворов на первичные нефелины (бесцветный или красный). В результате проведенных исследований выяснилось, что главные минералы (серый мутный нефелин, полевой

шпат) миаскит-пегматита копи 115 кристаллизуются из расплава, содержащего значительное количество летучих (H_2O , Cl , F , CO_2 и др.), при температурах выше 750°C . При снижении температуры до $700\text{—}740^\circ\text{C}$ расплав постепенно переходит в остаточный силикатно-солевой расплав — рассол, постоянно обогащающийся при кристаллизации минералов миаскит-пегматита летучими. Температуры $700\text{—}740^\circ\text{C}$ попадают в интервал максимального сжатия нефелинсодержащих пород — $600\text{—}850^\circ\text{C}$ [Долгов, 1968]. В этом интервале температур наиболее интенсивно происходят процессы кратковременного приращения объема в виде мелкой трещиноватости в уже сформировавшихся минералах. Расплав — рассол благодаря своей пониженной вязкости (так как содержит значительное количество летучих, в том числе и фтор) легко отжимается в новообразованные микротрещинки, где он главным образом, вероятно, участвует в процессах перекристаллизации мелких зерен в крупные индивиды минералов. При снижении температуры от $700\text{—}740$ до $590\text{—}610^\circ\text{C}$ (все еще в интервале максимального сжатия) происходит последовательная кристаллизация разноцветных нефелинов на фоне неоднократного микротрещинообразования, приводившего в первую очередь к резкому падению давления и вскипанию остаточных расплавов. Такое неравномерно прерывистое развитие пегматитообразующего процесса благоприятствовало в значительной мере явлениям перекристаллизации уже сформировавшихся цветных нефелинов. В частности, таким путем при $590\text{—}610^\circ\text{C}$ образовался «вторичный» нефелин. При $500\text{—}510^\circ\text{C}$ остаточный расплав — рассол, скорее всего просто рассол, отделившийся от кристаллизующего остаточного расплава, распадается на две флюидные фазы: одна содержит в основном $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, другая — $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$. Первая фаза принимает участие в образовании канкринита, вторая, при снижении температуры до $370\text{—}440^\circ\text{C}$, формирует содалит.

В миаскит-пегматитах, находящихся в сиенитах и гранито-гнейсах, процессы минералообразования идут практически тем же путем при активной роли остаточных расплавов — рассолов. Только набор образующихся минералов более бедный — нет разноцветных нефелинов, очень незначительно развиты канкринит и содалит. Необходимо отметить, что ясного зонального изменения параметров минералообразования в разрезах исследованных миаскит-пегматитов не было обнаружено.

Немного по-другому происходят процессы минералообразования в корундсодержащих миаскит-пегматитах. Здесь также не было замечено значительных закономерных изменений параметров минералообразования от центра жилы пегматита к краю. Нефелин миаскит-пегматитов в основном кристаллизовался при температурах $900\text{—}920^\circ\text{C}$ и давлении 2500 бар из силикатного расплава, содержащего в значительной мере углекислоту. По диаграмме начала плавления нефелинового сиенита в присут-

ствии $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (см. рис. 37) было определено соотношение летучих при кристаллизации нефелина из расплава при температуре 920°C и давлении 2500 бар — $0,15 \text{ H}_2\text{O} + 0,85 \text{ CO}_2$. При снижении температуры до $840\text{—}850^\circ\text{C}$ и давления до 2300 бар и при обогащении расплава летучими главную роль начинают играть силикатно-солевые расплавы без значительного содержания CO_2 . Ниже 850°C (при $720\text{—}750^\circ\text{C}$) в интервале трещинообразования (из-за максимального сжатия образующихся минералов) основное участие в процессах формирования миаскит-пегматита (нефелина) принимают остаточные силикатно-солевые расплавы и силикатно-солевые расплавы — рассолы в основном с солями и водой. Циркон в миаскит-пегматите кристаллизуется при $720\text{—}750^\circ\text{C}$ при участии остаточных расплавов — рассолов. Большую роль в образовании корунда при температурах выше $540\text{—}580^\circ\text{C}$ играет CO_2 . Здесь так же, как и в сиенит-пегматитах, наблюдается некоторое несоответствие температурной и временной последовательностей выделения минералов — в табл. 39 (копья 210) более низкотемпературный корунд (см. табл. 37) выделяется раньше, чем циркон.

*

*

*

В заключение необходимо сделать некоторые основные выводы об условиях образования рассмотренных негранитных пегматитов. Прежде всего было выяснено, что пегматиты могут образовываться при помощи метасоматических процессов (при активной роли растворов), из высокотемпературных расплавов и при непосредственном участии остаточных расплавов (пегматитообразующих расплавов — рассолов).

Пегматиты, связанные с габбро-гипербазитовыми массивами складчатых областей, в основном образовались тремя путями: при перекристаллизации обычных мелкозернистых пород в области сравнительно высоких температур (около 850°C) и предположительно без участия летучих; в условиях активного воздействия пегматитообразующих растворов (часто концентрированных рассолов); при кристаллизации из высокотемпературных (выше 1300°C) расплавов.

В случае негранитных пегматитов ильменогорского щелочного комплекса главную роль играли остаточные пегматитообразующие расплавы, расплавы — рассолы и сменяющие их при понижении температуры рассолы и растворы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований, приведенных в данной работе, можно свести к следующим основным положениям.

1. В процессе исследования включений минералообразующих сред были реконструированы и модернизированы некоторые экспериментальные установки. Предложены новые методы анализа химического состава содержимого включений.

2. Экспериментально доказано, что на температуры гомогенизаций расплавных включений не влияет, в пределах точности замеров, диффузия ионов через стенки включений.

3. Детально исследованы геологические, петрологические, минералогические и петрохимические особенности дунит-, пироксенит-, габбро-пегматитов, связанных с габбро-гипербазитовыми массивами Алтае-Саянской складчатой области, Урала, Анадырско-Корякской складчатой системы и Сихотэ-Алиня. Впервые в минералах этих пегматитов найдены и изучены включения минералообразующих сред.

4. В результате проведенных исследований было выяснено, что пегматиты габбро-гипербазитовых массивов складчатых областей могут образоваться тремя путями: при перекристаллизации обычных мелкозернистых пород предположительно без участия летучих; в условиях активного воздействия пегматитообразующих растворов; при кристаллизации из высокотемпературных расплавов.

5. Определено структурное положение негранитных пегматитов в разрезах офиолитовых комплексов. В результате проведенных исследований можно судить об условиях образования некоторых компонентов офиолитовой ассоциации, связанных с рассмотренными пегматитами.

6. Проведено всестороннее исследование включений в минералах горнблендит-, сиенит-, миаскит-пегматитов ильменогорского щелочного комплекса. При условиях, определенных по включениям в природных минералах, синтезированы ряд искусственных минералов миаскит-пегматитов. Наиболее высокие температуры гомогенизаций включений в синтезированном содалите соответствуют температурам кристаллизации минералов в автоклаве, что еще раз подтверждает обоснованность определения условий минералообразования по включениям минералообразующих сред.

7. В результате исследований включений минералообразующих сред, с учетом имеющихся экспериментальных данных, доказана главная роль в процессах формирования негранитных пегматитов ильменогорского щелочного комплекса остаточных пегматитообразующих расплавов и расплавов — рассолов.

Агафонов Л. В., Андреева Т. А. Исследование газовой составляющей гипербазитов методом деструкции.— В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, 1975, с. 87—94.

Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. Закономерноориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякши.— Геол. и геофиз., 1974, № 6 (174), с. 49—61.

Альпинотинные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы/Пинус Г. В., Великий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Новосибирск, Наука, 1973. 320 с.

Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск, Наука, 1966, с. 231—234.

Базаров Л. Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., Наука, 1968, с. 70—82.

Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Изучение включений в минералах методом замораживания.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., Наука, 1970, с. 282—292.

Базаров Л. Ш., Сурикко А. С., Орлова Л. М. Химический состав водной фазы включений растворов — расплавов в сподуменах.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, 1975, с. 81—93.

Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М., Наука, 1969. 110 с.

Бакуменко И. Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., Наука, 1968, с. 63—70.

Бакуменко И. Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 11. М., Наука, 1970, с. 259—272.

Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1425—1428.

Барсанов Г. П. Минералогия и генезис эгирин-авгитового пегматита группы 15 копей в Ильменских горах.— Тр. Минералог. музея АН СССР, М., 1949, вып. 1, с. 12—18.

Бейли Б. Введение в петрологию. М., Мир, 1972. 279 с.

Бонштедт Э. М., Шербина В. В. Нефелин.— В кн.: Минералогия СССР. Серия А, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1933, с. 21—42.

Борисенко А. С. Определение карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений методом криометрии.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, с. 98—105.

Бурыянова Е. З. Об окраске нефелина (элеолита).— Зап. Всесоюз минералог. об-ва, 1948, т. 76, № 1, с. 185—193.

Валишко В. М., Когарко Л. Н., Лидер В. В., Рожанский В. Н. Исследование включений в хибинских апатитах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1968, с. 125—142.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1975, 270 с.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Ультраосновные пегматоиды некоторых оливиновых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, Наука, 1975, с. 137—264.

Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале.— Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 5, с. 899—902.

Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунит-пегматитов западной полосы гипербазитов Урала.— Материалы ВСЕГЕН. Новая серия, вып. 21. Петрограф. сб. 2. Л., ВСЕГЕН, 1957, с. 66—80.

Волохов И. М. К оценке точности термобарогеохимических реконструкций условий образования магм и магматических минералов.— Геол. и геофиз., 1975, № 2, с. 22—27.

Гаврилова С. И. Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер (Полярный Урал). М., Наука, 1977. 146 с.

Джанс Р. Г. Изучение пегматитов. Новости зарубежной геологии. Вып. 10, 1958. 142 с.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. II. Цепочечные силикаты. М., Мир, 1965. 405 с.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, альбититов и жадеитов хр. Горусс (Западный Саян).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 242—316.

Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. I. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1963, с. 113—166.

Долгов Ю. А. Минералообразование в камерных пегматитах.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 1, с. 101—132.

Долгов Ю. А. Развитие техники и условия применения метода взрывания включений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 142—147.

Долгов Ю. А. Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов. Автореф. докт. дис. М., 1968. 64 с.

Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., Наука, 1970, с. 272—281.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразования растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 118—122.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1968, с. 9—18.

Долгов Ю. А., Попова Н. М. Криометрический метод определения газов во включениях.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1968, с. 61—64.

Долгов Ю. А., Райхер Л. Д. Автоматический термозвукорегистратор. Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, 1953, № 7, с. 16—21.

Долгов Ю. А., Серебрянников А. И. Техника и результаты термобарических исследований температур во включениях растворов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1968, с. 34—37.

Долгов Ю. А., Симонов В. А. Исследование газово-жидких включений при нагревании выше температур гомогенизации.— В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с. 121—129.

Долгов Ю. А., Симонов В. А. Исследование возможности диффузии во-

дорода через стенки включений.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 167.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследование состава индивидуальных газовых включений.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск, Наука, 1966, с. 173—181.

Евзикова Н. З. О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1955, ч. 84, № 3, с. 16—21.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьков. гос. ун-та, 1950. 459 с.

Ермаков Н. П. Метод растрескивания п минералогической термометрии.— Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, 1950₂, № 4.

Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, сплсекситы и кварцолиты Казахстана. Междунар. геол. конгресс. 21-я сессия. Докд. сов. геологов, проблема 17. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в пегматитах камерного типа.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., Недра, 1965.

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

Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты и сплсекситы в свете данных термобарогеохимии.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976. 114 с.

Ермаков Н. П. Информативные ряды и совокупности включений в минералах интрузивных пород и постмагматических руд.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978₁, с. 256—260.

Ермаков Н. П. Информационные ряды и значение сопутствующих включений в минералах интрузивных пород и руд.— В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразования. М., Наука, 1978₂, с. 5—10.

Ефимов А. А. О роли метасоматоза в формировании дунит-проксенит-габбровой ассоциации.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 14—29.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., Недра, 1967. 336 с.

Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей.— В кн.: Избранные труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 5—307.

Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск, Наука, 1976.

Закрежевская А. Г. Классификация включений минералообразующей среды в магматических породах Хибинского апатитового месторождения.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., Наука, 1972, с. 192—199.

Захарченко А. И., Лазаревич П. С., Москалюк Г. И., Москалюк А. А. Упрощенный автоматический термовзвешивающий регистратор.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезооптич. маш. сырья, 1958, т. 2, вып. 2.

Захарченко А. И., Москалюк А. А. О химических анализах газово-жидких включений в минералах методом водной вытяжки.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., Наука, 1968, с. 326—332.

Земля. Введение в общую геологию. Т. I/Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У. М., Мир, 1974. 392 с.

Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., Наука, 1973₁. 251 с.

Зимин С. С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1973₂. 89 с.

Зырянов В. П., Перчук Л. Л. Экспериментальное исследование фазового соответствия в системе нефелин—щелочной полевой шпат.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. V. М., Наука, 1975.

Иванов И. П., Гусынин В. Ф., Горбатый Ю. Е., Эпельбаум М. Б.,

Глаголева М. А. К вопросу о гидротермальном синтезе гидроксил-содалита и карбонат-содалита.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. II. М., Наука, 1970, с. 50—59.

Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород. Л., Наука, 1967.

Икорский С. В. Включения органического вещества в породообразующих минералах Хибинского щелочного массива.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., Наука, 1968, с. 125—147.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров И. И. Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971. 267 с.

Казакова А. А. К минералогии эфеолито-полевошпатовых пегматитов Ильменских гор.— Труды Ильменского заповедника. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936, вып. 5, с. 24—36.

Калинин Д. В. О нижних температурных границах образования тремолита, диопсида и волластонита в гидротермальных условиях (экспериментальные данные).— Геол. и геофиз., 1967, № 1.

Калинин Д. В., Денискина Н. Д., Лохова Г. Г. Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск. Наука, 1975. 94 с.

Калужный В. А. Термобарические параметры минералогенеза по включениям типа $H_2O + NaCl$.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 10—11.

Когарко Л. Н. Явление несмешиваемости в щелочных магмах.— В кн.: IX Всесоюз. совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Иркутск, 1973, с. 46.

Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агиантовых магм. М., Наука, 1977. 294 с.

Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Особенности дифференциации богатых летучими щелочных магм.— Геохимия, 1969, № 12.

Конников Э. Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1978. 117 с.

Коновалова О. Г., Долгов Ю. А., Симонов В. А., Стогний Г. А. Включения в минералах негранитных пегматитов и массивов основных и ультраосновных пород в геосинклиналях.— В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск, 1976, с. 65—70.

Коновалова О. Г., Прусевич Н. А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск, Наука, 1977. 165 с.

Косова Т. Б., Демьянец Л. Н. Растворимость и кристаллизация канкринита в гидротермальных условиях.— В кн.: IX Всесоюз. совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Иркутск, 1973, с. 52.

Косова Т. Б., Демьянец Л. Н. Система $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Синтез и устойчивость гидроканкринита в растворах NaOH при температурах 200—400°C.— В кн.: Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М., Наука, 1977, с. 13—42.

Костылева Е. Е., Лабунцов В. А. Изучение растрескивания кварца и универсальный усилитель-регистратор растрескивания.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезооптич. мин. сырья, 1958, т. 2, вып. 2.

Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, Наука, 1974. 246 с.

Кузнецов П. П. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области от особенностей их тектонической переработки.— Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 26—35.

Кузнецов П. П., Симонов В. А. О структурном положении негранитных пегматитов в разрезах габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 63—72.

Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., Высшая школа, 1971. 607 с.

Лебедев П. И. Титаномagnetито-габбровый комплекс массива Паты (Кузнецкий Алатау). М., 1935.

Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор. М., Наука, 1974. 222 с.

Леммлейн Г. Г. Процесс заживления трещины в кристалле и преобразования формы полостей вторичных жидких включений.— Докл. АН СССР, 1951, т. 78, с. 685—688.

Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М., Наука, 1973. 327 с.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащих кристаллики галита и сильвина.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 1, с. 47—52.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношение термодинамических параметров $P-V-T$ для воды и 30 %-ных водных растворов NaCl.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 529—534.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношение основных термодинамических параметров для части системы $H_2O-NaCl$.— Геохимия, 1961, № 2, с. 133—142.

Леммлейн Г. Г., Клия М. О. Изменения жидких включений под влиянием временного перегрева кристалла.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, с. 233—236.

Лесняк В. Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1964. 218 с.

Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расправов/Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П., Панина Л. И., Соболев В. С., Чепуров А. И. Новосибирск, Наука, 1975. 232 с.

Маслова И. И. Применение ультрамикроскопического анализа к исследованию состава газово-жидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 204—211.

Мельников Д. К., Лобачев А. Н., Гречушников Б. Н., Триодина Н. С., Паршин А. Я. Выращивание и свойства кристаллов содалита.— В кн.: Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М., Наука, 1977, с. 5—18.

Мельников Ф. П. Предварительные результаты криометрических исследований минералообразующих растворов во включениях.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 128—134.

Мельников Ф. П. Криометрический метод исследования включений образцов минералообразующей среды.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1968, с. 56—61.

Менке Г., Менке Л. Введение в лазерный эмиссионный микроспектральный анализ. М., Мир, 1968. 250 с.

Минералы Ильменского заповедника. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949. 656 с.

Михайлов М. Ю., Шацкий В. С. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, с. 109—111.

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— В кн.: Основные породы и проблемы генезиса. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 130—224.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., Наука, 1967. 280 с.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 57—75.

Мясников В. С., Карпова О. В. К минералогии силикатных и рудных минералов Копанского габбрового массива (Южный Урал).— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М., Наука, 1970, с. 124—133.

Мясников В. С., Карпова О. В. Состав и условия локализации титаномагнетитов Копанского габбрового массива.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М., Наука, 1970, с. 206—215.

Наумов В. Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1978, с. 37—43.

Научитель М. А., Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. И. Температурные условия формирования оловорудных месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., Наука, 1972, с. 97—107.

Октябрьский Р. А. Минералогия и петрография Сапдагуевского габбро-диоритового массива.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении северозападного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1965, с. 42—51.

Павлов А. В. Лазерный микроскопический анализ состава включений затвердевших расплавов.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 175.

Павлов А. В., Бобохов А. С., Хайретдинов И. А. Состав включений затвердевших расплавов в кварце порфиров Южного Урала.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 100—101.

Панина Л. И., Васищев Ю. Р. Генезис ультраосновных и щелочных пород интрузии Одихинга.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, Наука, 1975, с. 145—157.

Пашков Ю. Н. Декребитационная установка.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 171.

Пизнур А. В. Основы термобарогеохимии (методы термометрии). Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1973. 106 с.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы.— Геол. и геофиз., 1960, № 3, с. 39—45.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинитовые гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 1966. 210 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов А. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Госгеолтехиздат, 1958. 294 с.

Рябчиков И. В. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975. 230 с.

Сладкевич В. В., Леснов Ф. П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, Наука, 1976, с. 53—64.

Симонов В. А. Применение методов термобарогеохимии к исследованиям условий образования негранитных пегматитов.— В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, 1975, с. 79—87.

Симонов В. А. Пегматиты базит-ультрабазитовых массивов гор Чемадан — Становой хребта Кузнецкого Алатау.— В кн.: Исследования по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, 1975, с. 77—80.

Симонов В. А. Физико-химические особенности образования нефелинов-мнaskит-пегматитов.— В кн.: Совещания молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976, с. 35—36.

Симонов В. А. Условия кристаллизации разноцветных нефелинов в мнaskит-пегматите кони 115 Ильменского заповедника.— В кн.: Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск, 1978, с. 91—97.

Смит Ф. Гордон. Физическая геохимия. М., Недра, 1968. 475 с.

Справочник химика. Т. I. М., Госхимиздат, 1963.

Стогний Г. А. О включениях в корунде из корундосодержащих метасоматитов Урала.— В кн.: Совещание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976, с. 66—67.

Стырикович М. А., Хайбулин П. Х. Диаграммы фазовых равновесий систем: $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4-\text{H}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, с. 962—965.

Татаринов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисей. М., ОНТИ, 1932. 56 с.

Труфанов В. Н., Куршев С. А., Ушак А. Т. Термальный метаморфизм флюидных включений в минералах.— В кн.: Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. М., 1971, с. 177—182.

Успенский Н. М. Неграбитные пегматиты. М., Недра, 1968. 320 с.
Фации метаморфизма/Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. М., Недра, 1970. 432 с.

Хетчиков Л. Н. Включения минералообразующей среды в кристаллах, выращенных в различных условиях.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976. 156 с.

Хетчиков Л. Н., Баллицкий В. С., Дороговин Б. А. Некоторые причины изменения температур гомогенизации газовой-жидкой включений в минералах, не связанные с изменением температур кристаллизации (по экспериментальным данным).— В кн.: Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. М., 1971, с. 174—177.

Чепуров А. И. Водяное охлаждение объективов при работе в высокотемпературной камере.— Геол. и геофиз., 1971, № 9.

Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М., Высшая школа, 1968. 170 с.

Штейнберг Д. С., Чашушин П. С. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977. 312 с.

Шугурова Н. А. Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., Наука, 1968, с. 18—23.

Шека С. А., Октябрьский Р. А., Вржосек А. А., Старков Г. Н. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье.— В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 9—62.

Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1959, № 2, с. 59—77.

Юдин М. И. Оливиновые рогастики на р. Кантегир (Западный Саян).— Изв. Томского политех. ин-та, 1961, т. 120, с. 86—91.

Anderson A. L. An occurrence of giant hornblende.— J. Geol., 1933, v. 41, N 1, p. 89—98.

Barker D. S. Alkalic rocks at Litchfield Maine.— J. Petrol., 1965, N 6.

Barnes H. L., Ernst W. G. Ideality and Ionisation in Hydrothermal Fluids: the System $MgO-H_2O-NaOH$.— Amer. J. Sci., 1963, v. 261, N 2, p. 129—150.

Brindley G. B., Zussman J. A structural study of the thermal transformation of serpentine minerals to forsterite.— Amer. Mineralogist, 1957, p. 42.

Edgar A. D. Phase equilibrium relations in the system $CaMgSi_2O_6$ (diopside) — $NaAlSi_3O_8$ (nepheline) — $NaAlSi_2O_8$ (albite) — H_2O at 1000 kg/cm² water vapour pressure.— Amer. Miner., 1964, v. 49.

Hamilton D. L., MacKenzie W. S. Phase equilibrium studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$.— Mineral. Mag., 1965, v. 34.

Hess H. H. Stillwater igneous complex Montana.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, v. 80.

Millhollen G. L. Melting of nepheline syenite with H_2O and $H_2O + CO_2$, and the effect of dilution of the quous phases on the beginning of melting.— Amer. J. Sci., v. 270, N 3.

Onuki H. Metamorphic minerals in the ultramafic rocks from Kitahama Mountainland.— J. Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists, 1962, v. 48, N 4, p. 123—129.

Peach P. A. A decrepitation geothermometer.— *Amer. Mineralogist*, 1949, v. 34, N 5—6.

Piotrowski J. M., Edgar A. D. Melting relations of undersaturated alkaline rocks from South Greenland, compared to those of Africa and Canada. *Med. Gronland*, 1970, v. 181.

Roedder E. Studies of fluid inclusions.— *Econ. Geol.*, 1963, v. 58, N2.

Schairer J. F., Bowen N. L. Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali feldspars and silica.— *Amer. Geophys. Union. Trans.* 16-th Annual Meeting, 1935.

Scott H. S. The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions.— *Econ. Geol.*, 1948, v. 43, N 8.

Sourirajan S., Kennedy G. C. The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1962, v. 260, N 2, p. 139.

Takenouchi S., Kennedy G. S. The solubility of carbon dioxide in $NaCl$ solutions at high temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1965, v. 265, N 5.

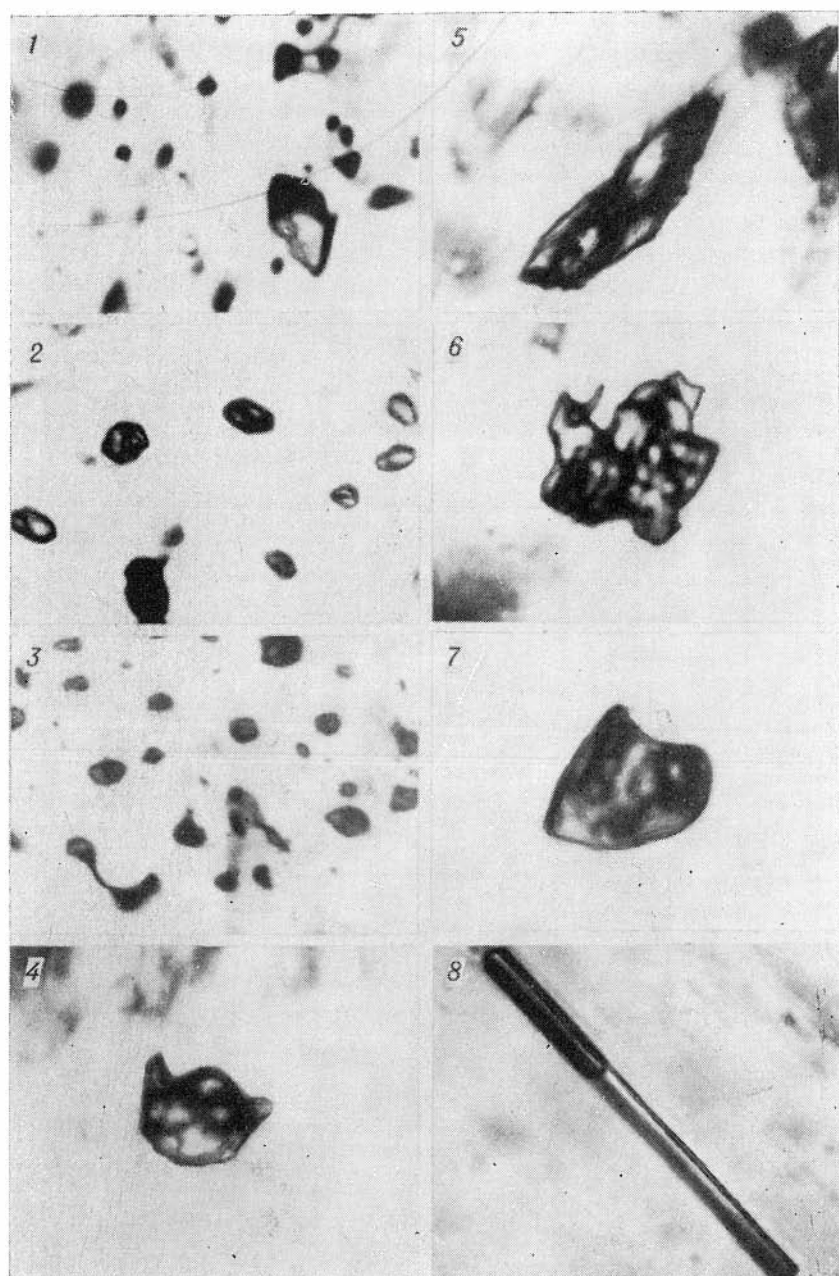
Wolfe W. T. The Blue river ultramafic intrusion Cassiar district British Columbia.— In: *Geol. Serv. of Canada*, paper 44—48. Ottawa, 1965.

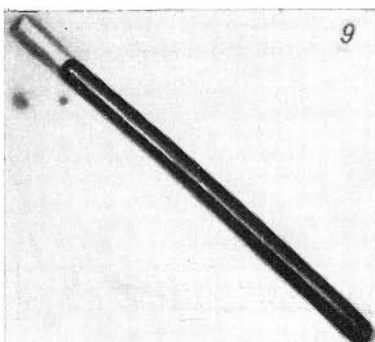
Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate system containing two volatile components. Part III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and SiO_2 in addition to H_2O on the melting of albite and granite.— *Amer. J. Sci.*, 1964, v. 262.

Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural synthetic rock systems.— *J. Petrol.*, 1962, v. 3.

ПОДПИСИ К ФОТОГРАФИЯМ

- Фото 1.* Кристаллические включения в оливинах дунит-пегматитов. Увел. 500.
- Фото 2, 3.* Включения растворов в оливинах дунит-пегматитов. Увел. 500.
- Фото 4—7.* Включения в диопсиде пироксенит-пегматитов. Увел. 500 (Куртушубинский массив).
- Фото 8—10.* Включения в амфиболах габбро-пегматита. Увел. 1000 (гора Становой хребет).
- Фото 11.* Включения в кварце габбро-пегматите. Увел. 1000 (гора Становой хребет).
- Фото 12, 13.* Включения в роговой обманке габбро-пегматитов. Увел. 1000 (Хонсекский массив).
- Фото 14.* Включения в моноклинном пироксене габбро-пегматитов. Увел. 1000 (Кытлымский массив).
- Фото 15, 16.* Включения в плагиоклазе габбро-пегматитов. Увел. 1000. (Куюльский массив).
- Фото 17—20.* Включения в роговой обманке горнблендит-пегматита. Увел. 1000.
- Фото 21—24.* Включения в диопсиде сиепит-пегматита копи 15. Увел. 1000.
- Фото 25—28.* Включения в эгирин-диопсиде сиепит-пегматита копи 158. Увел. 1000.
- Фото 29—32.* Включения в апатитах сиепит-пегматита копи 154. Увел. 1000.
- Фото 33, 34.* Включения в цирконе сиепит-пегматита копи 20. Увел. 1000.
- Фото 35.* Включения в сфене сиепит-пегматита копи 20. Увел. 1000.
- Фото 36.* Включения в кварце сиепит-пегматита копи 20. Увел. 500.
- Фото 37—39.* Включения в корундах сиепит-пегматита копи 298. Увел. 1000.
- Фото 40.* Включения в монаците сиепит-пегматита копи 298. Увел. 1000.
- Фото 41, 42.* Включения расплавов—рассолов в сером мутном нефелине мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 43, 44.* Включения с налипшими газовыми пузырьками в сером мутном нефелине мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 45.* Включение расплава—рассола в сером прозрачном нефелине мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 46, 47.* Включения в розовом прозрачном нефелине мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 48, 49.* Включения во «вторичном» нефелине мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 50.* Включения в канкрините мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 51, 52.* Включения в содалите мнаскит-пегматита копи 115. Увел. 1000.
- Фото 53, 54.* Включения в солпечном канкрините мнаскит-пегматита копи 9а. Увел. 1500.
- Фото 55—57.* Включения в нефелинах мнаскит-пегматита копи 210. Увел. 1500.
- Фото 58, 59.* Кристаллы синтезированного полевого шпата. Увел. 10.
- Фото 60.* Кристаллы синтезированного содалита. Увел. 6.
- Фото 61.* Четвертики синтезированного содалита. Увел. 10.
- Фото 62, 63.* Включения в стекле. Увел. 100.
- Фото 64.* Включения в четвертике содалита. Увел. 30.
- Фото 65—67.* Включения в синтезированном содалите. Увел. 110.

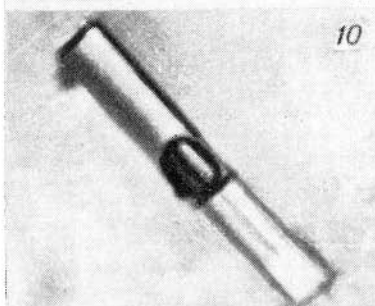




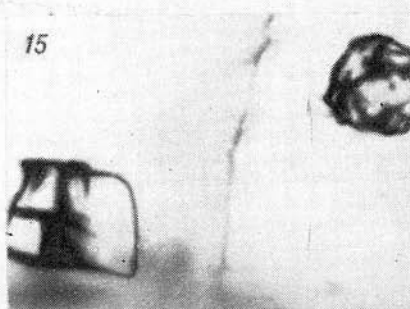
9



14



10



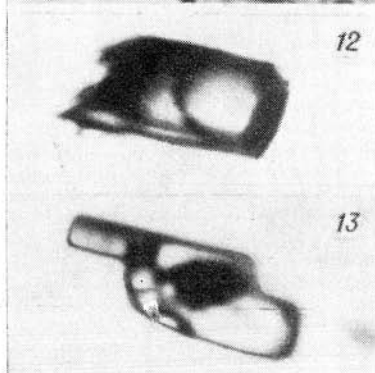
15



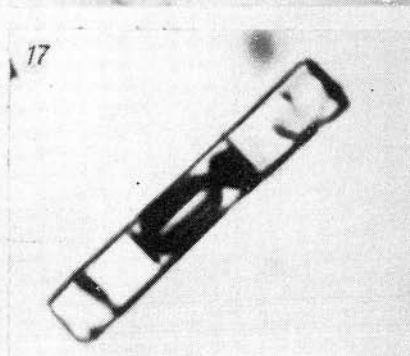
11



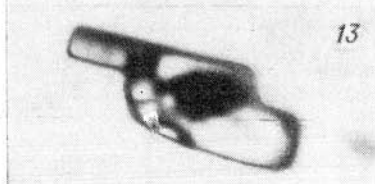
16



12

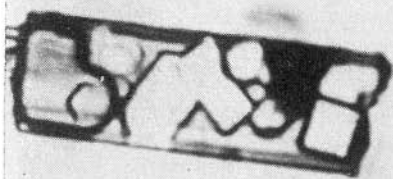


17

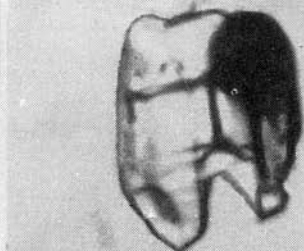


13

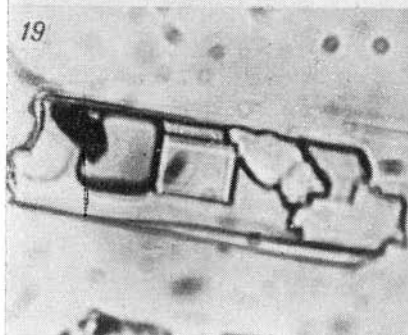
18



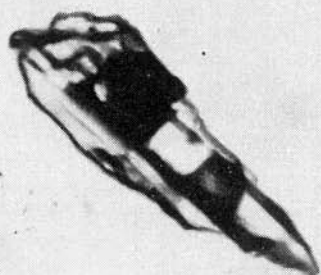
22



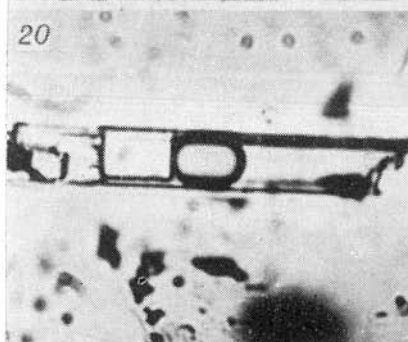
19



23



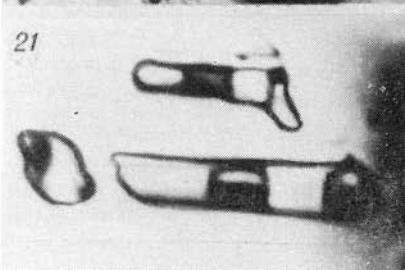
20



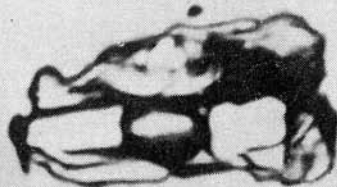
24

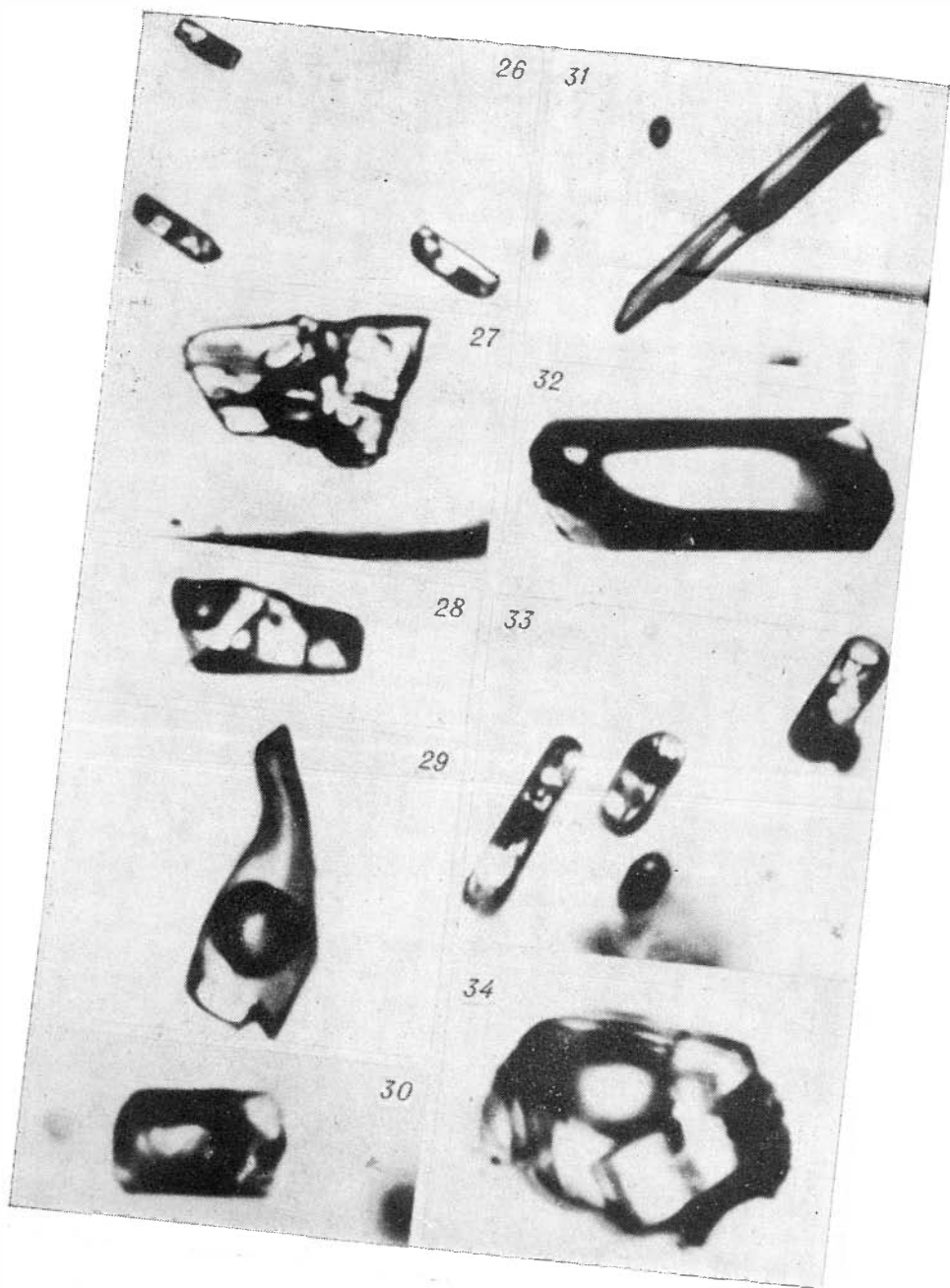


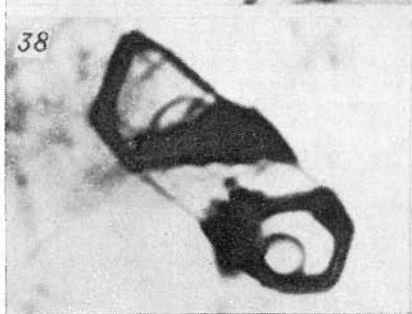
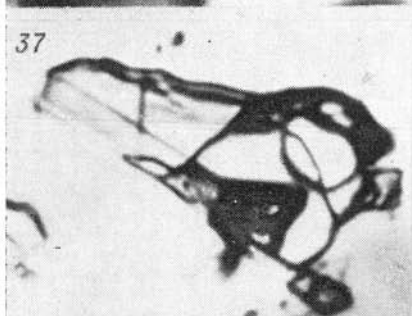
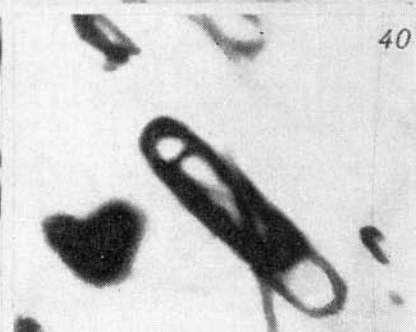
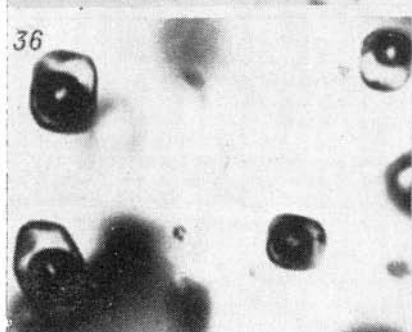
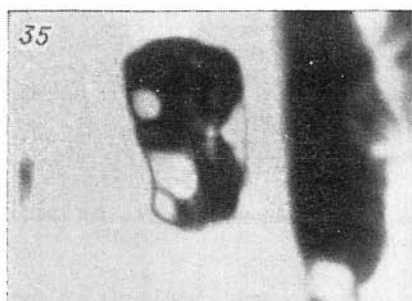
21

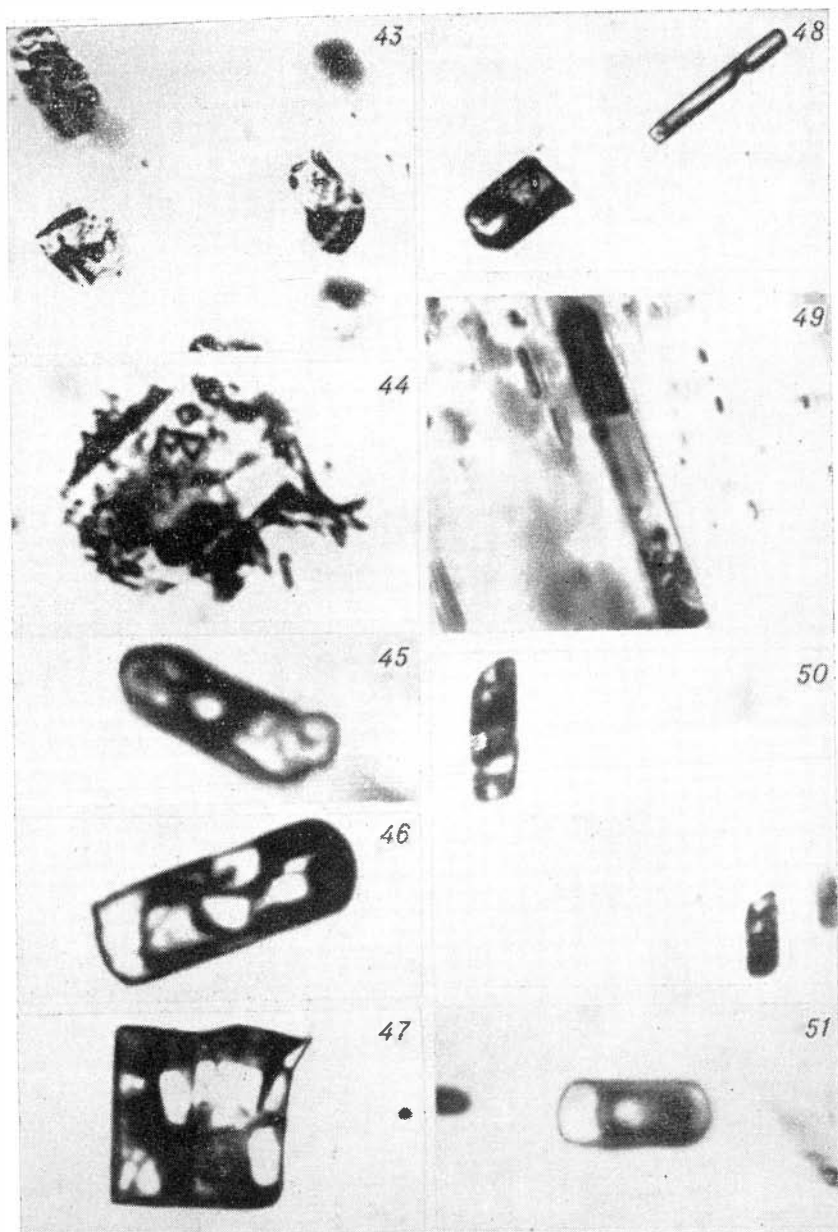


25





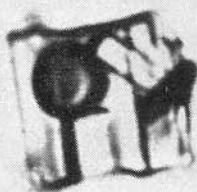




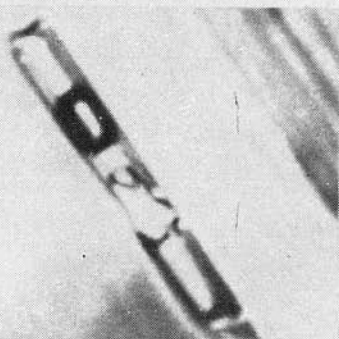
52



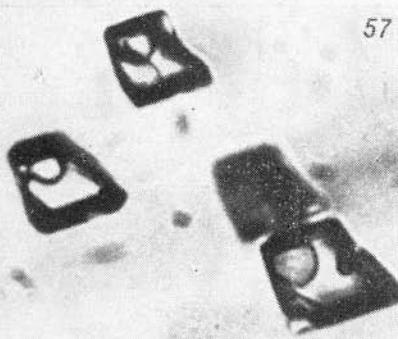
56



53



57



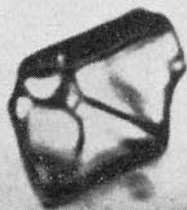
54



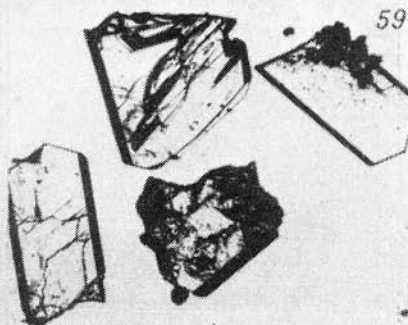
58

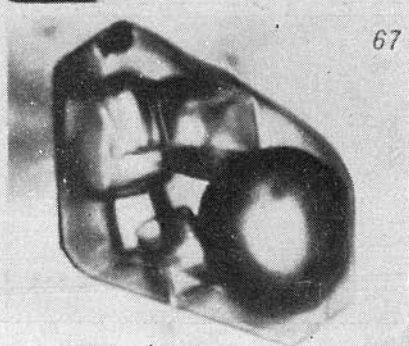
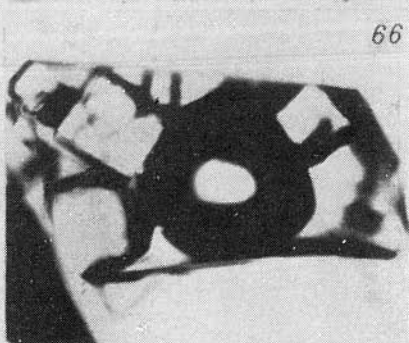
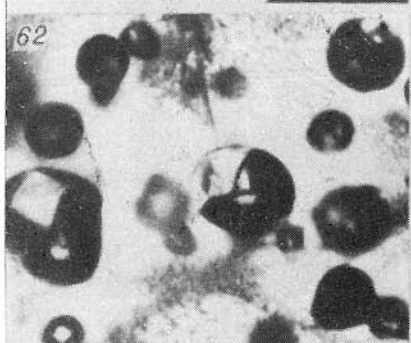
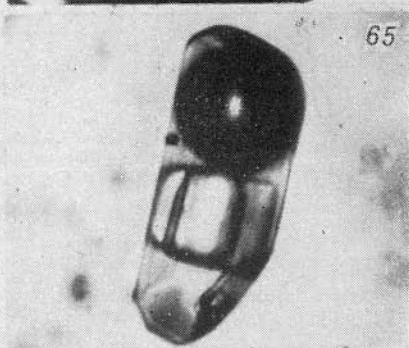
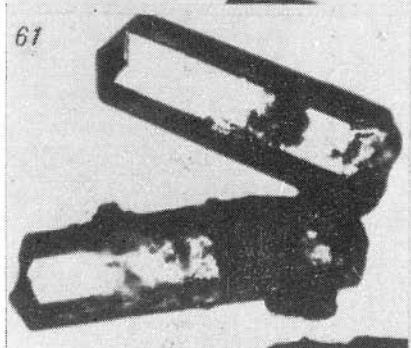
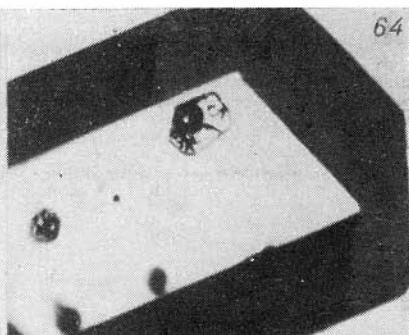
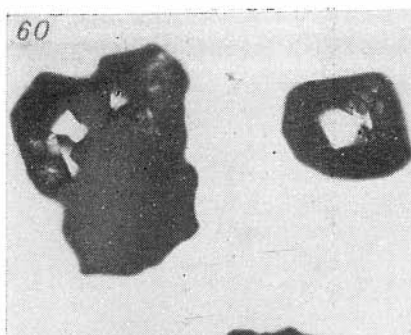


55



59





ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Методы экспериментальных исследований	5
Генетические типы включений	—
Определение температур гомогенизаций включений	7
Определение температур декрепитаций включений	9
Исследование включений методом криометрии	12
Определение давления минералообразующей среды	15
Определение состава газовой фазы индивидуальных включений	18
Определение катионного состава индивидуальных включений	19
Определение состава включений методом лазерного микроанализа	22
Некоторые особенности поведения включений при высоких температурах (800—1400°C)	23
Синтез минералов мнаскит-пегматитов	28
Глава II. Пегматиты, связанные с габбро-гипербазитовыми массивами складчатых областей	29
Структурное положение негранитных пегматитов в разрезах габбро-гипербазитовых массивов	30
Дунит-пегматиты	42
Пироксенит-пегматиты	51
Габбро-пегматиты	57
Глава III. Негранитные пегматиты Ильменогорского щелочного комплекса	87
Геолого-петрографический очерк Ильменогорского комплекса	—
Горнолещит-пегматиты	90
Снежинит-пегматиты	96
Мнаскит-пегматиты	109
Глава IV. Об условиях образования негранитных пегматитов	136
Условия образования пегматитов, связанных с габбро-гипербазитовыми массивами складчатых областей	139
Условия образования негранитных пегматитов Ильменогорского щелочного комплекса	144
Заключение	151
Литература	152