

А К А Д Е М И Я Н А У К  
С С С Р

# МИНЕРАЛЫ

И ПАРАГЕНЕЗИСЫ  
МИНЕРАЛОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

МИНЕРАЛЫ  
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ  
МИНЕРАЛОВ

0952



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1978



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Чл.-корр. АН СССР [П. М. Татаринов] (отв. редактор), д-р геол.-мин. наук  
Д. В. Рундквист (отв. редактор), д-р геол.-мин. наук В. И. Герасимовский,  
акад. Н. В. Белов, д-р геол.-мин. наук М. Н. Годлевский, проф. В. В. Доливо-  
Добровольский, акад. Д. С. Коржинский, проф. А. А. Кухаренко, д-р геол.-  
мин. наук А. С. Марфунин, акад. АН УССР Е. К. Лазаренко, акад. АН УССР  
А. С. Поваренных, проф. С. П. Соловьев, проф. В. Б. Татарский,  
проф. И. И. Шафрановский, проф. П. А. Строна, доц. Ю. Б. Марин, канд.  
геол.-мин. наук Н. С. Рудашевский (отв. секретарь), А. Э. Гликман (отв. секре-  
тарь).

Р. Б. БАРАТОВ, В. С. ЛУТКОВ

## ПЛАГИОКЛАЗ ГРАНИТОИДОВ ПАМИРА И ГИССАРО-АЛАЯ КАК ИСТОЧНИК ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Плагиоклаз является широко распространенным минералом магматических пород и может использоваться как индикатор геологической и физико-химической обстановки их становления (Таттл, Боуэн, 1952; Баласанян, 1956; Марфунин, 1962; Варданянц, 1966; Волынец, 1967; Панов, 1968; Шинкарев, 1970; Ферштатер, Бородина, 1975, и др.). Однако в гранитоидных формациях Таджикистана систематическое и статистическое изучение состава и упорядоченности этого минерала не проводилось. Нами выполнено массовое измерение оптических констант и вычисление нормативного состава плагиоклаза из десяти разновозрастных и разноформационных гранитоидных комплексов Памира и Гиссаро-Алая для выявления зависимости между оптикой плагиоклаза и геолого-петрологическими факторами формирования магматических тел региона.

**Краткая геолого-петрологическая характеристика изученных объектов.** В Гиссаро-Алае основное внимание было удалено исследованию плагиоклазов из средне-позднекаменноугольных гранитоидов натриево-калиевого и калиевого ряда, расположенных в Зеравшано-Туркестанской, Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зонах и входящих в состав одноименных комплексов. К первому из них условно отнесены гипабиссальные биотитовые гранодиориты Дихаданского штока и более глубинные биотитовые граниты Обимазарского массива. Гранитоиды Зеравшано-Гиссарской зоны неоднородны по геолого-структурной позиции, составу, фациальному положению и включают: 1) гипабиссальные интрузивы амфиболо-биотитовых гранодиоритов — гранитов Ягнобской подзоны (Петинский, Рарзский и др.); 2) менее глубинные тела гиперстенсодержащих амфиболо-биотитовых кварцевых монцодиоритов «отрицательного» блока (Воруйский, Сарыматский и т. д.); 3) амфиболо-биотитовые, биотитовые и двуслюдянные гранодиориты, адамеллиты, граниты больших мезоабиссальных plutонов фланговых поднятий или «положительных» блоков (Комсомолабад-Канязский, Каратюбинский, Акбайджумонский и Чинорсайский). В гиссарский гранито-гранодиоритовый комплекс входит крупнейший в Таджикистане мезоабиссальный массив того же названия и ряд его сателлитов. Породы раннепермского личобского дацито-липаритового (гранитоид-порфирового) и пермо-триасового алайского щелочно-гранитоидного комплексов развиты во всех тектонических зонах Гиссаро-Алая. Дацито-липаритовый комплекс объединяет образования вулканической, субвулканической и гипабиссальной фаций, а в составе алайского комплекса наряду с нефелиновыми сиенитами широко развиты феррогастингитовые сиениты и субщелочные лепидомелановые граниты, изученные на примере Барзантинского массива.

Кургуватский комплекс (PR?), древнейший в герцинидах<sup>7</sup> Северного Памира, сложен анатектическими гранито-гранодиорито-гней-

сами ( $\text{Na} > \text{K}$ ), в генезисе которых важную роль играли метасоматические процессы. В состав обикумбоуского комплекса ( $C_{1-2}$ ) входят крупные, но малоглубинные тела тоналитов, гранодиоритов, гранитов калиево-натрового и натрового профиля, относимых к диорито-плагиогранитовой или габбро-диорито-гранодиоритовой формациям. В резко гипабиссальной серии пород гипербазито-габбро-диорито-плагиогранитового ряда ( $P_2$  — билянд-кикский комплекс) доминируют габброиды и диориты, обычно амфиболизированные. Максимальным распространением на Северном Памире пользуются триасовые гранитоиды калиевой ветви (каракульский комплекс). В Дарваз-Сарыкольской подзоне они представлены мезогипабиссальными массивами амфиболо-биотитовых гранитоидов повышенной основности (Танымасский и Уртабузский), а в Каракульской — более глубинными биотитовыми и двуслюдянными гранитами, адамеллитами (Восточно-Каракульский, Караджилгинский и Уйбулакский).

На Южном Памире в состав памиро-шугнанского комплекса входит одноименный pluton анатектических силлманитсодержащих биотитовых и двуслюдянных гнейсо-гранитов и гранитов, сопровождающийся широкими мигматитовыми ареолами и полями пегматитов. Предполагается, что консолидация plutona происходила в условиях мощного тангенциального сжатия (мезоабиссальные и абиссальные фации) *in situ* или при незначительном перемещении магматического вещества.

**Методика и результаты исследования.** Изучены морфология кристаллов, генерации, типы зональности и парагенетические соотношения плагиоклаза с другими минералами. Состав плагиоклаза определялся на федоровском столике полным (более 200 замеров), сокращенным (более 600) в сечении  $\perp [100]$  и иммерсионным (около 60) методами. Последняя операция выполнялась ввиду возможности аномальной ориентировки индикаторы плагиоклаза (Татарский, 1956). В одном шлифе производилось параллельное нахождение состава и упорядоченности по диаграмме А. С. Марфунина (1962), для низкотемпературных плагиоклазов — по диаграмме В. В. Доливо-Добровольского, а затем — изучение зональных кристаллов в сечении  $\perp [100]$  с учетом упорядоченности и нанесением точек на график углов погасания для низко- и высокотемпературных плагиоклазов. Для определения упорядоченности при известном составе минерала и в целях контроля привлекались данные об углах оптических осей (по двум выходам), которые интерпретировались с помощью кривых Дж. Смита, проградуированных соответствующим образом. Вследствие того, что ошибка измерения состава равна  $\pm 2-4\%$  аортита, а упорядоченности — 0.1—0.2, на гистограммах плагиоклазы объединены поинтервально через 5% аортита и 0.2 для упорядоченности. В гранитоидах каракульского комплекса выполнено статистическое изучение типов двойникования (около 170 замеров) полным и триадным методами, а также качественным способом, в котором используются свойства антисимметрии плагиоклаза (Марфунин, 1962). Последний метод применялся и в породах других комплексов. На основе 700 силикатных анализов гранитоидов найден приближенный средневзвешенный, с учетом площадей пород, нормативный состав плагиоклаза. Основные результаты в обобщенном и упрощенном виде показаны на рис. 1—6.

На диаграмме нормативного состава плагиоклаза (рис. 1) вырисовываются четыре поля: № 10—20 (граниты), № 28—40 (адамеллиты и гранодиориты), № 45—50 (кварцевые монцодиориты, тоналиты и богатые кальцием гранодиориты), № 60 (габбро и габбро-диориты). Между содержанием аортита в плагиоклазе и кремнеземом в породах отмечается обратная связь, но в целом зависимость не является прямолинейной, а ее характер варьирует для гранитоидов с разной кремнекислотностью. Так, наклон кривой для гранитных серий (70—72%  $\text{SiO}_2$ ) относительно пологий, т. е. небольшие вариации кремнекислотности приводят к существенному изменению состава плагиоклаза. Для гранодиоритов и более основных пород (62—69%  $\text{SiO}_2$  и менее) значительные колебания кремнекислотности не всегда

отражаются на составе плагиоклаза. При этом ряд точек не попадает на кривую, характеризуя нарушение или ослабление корреляции между рассматриваемыми величинами. Причины таких отклонений, наиболее общей из которых является специфика состава и условий консолидации родоначальных расплавов, разнообразны для конкретных комплексов и массивов. Повышенная основность плагиоклаза из гранодиоритов Дихадангского и некоторых других массивов, как будет показано ниже, отчасти связана с процессами глубинного гибридизма. Несоответствие состава плагиоклаза и кремнекислотности курговатских гранитоидо-gneйсов обусловлено послемагматическим привносом кремнезема. В обихумбоуских гранитоидах поислению плагиоклаза способствовал натровый метасоматоз.

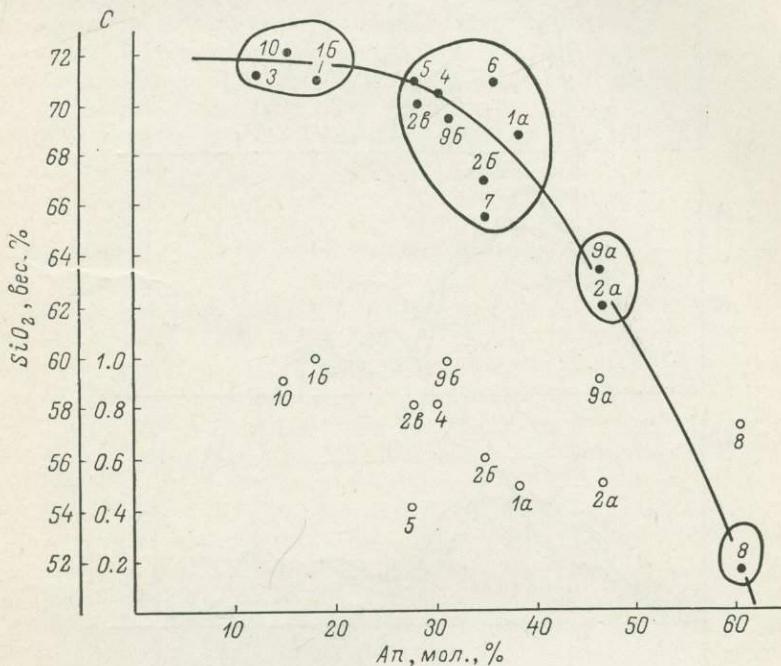


Рис. 1. Зависимость нормативного состава и средней упорядоченности плагиоклаза от кремнекислотности гранитоидов.

Комплексы (массивы): 1 — зеравшано-туркестанский (*1a* — Дихадангский, *1b* — Обимазарский); 2 — зеравшано-тиссарский (*2a* — «отрицательного» блока, *2b* — Ягиобской подзоны, *2c* — «пополнительных» блоков); 3 — алайский; 4 — гиссарский; 5 — лючобский; 6 — курговатский; 7 — обихумбоуский; 8 — билицкинский; 9 — Каракульский (*9a* — Дарваз—Сарынольской и *9b* — Каракульской подзоны); 10 — памирско-шугнанский. С — упорядоченность плагиоклазов; An — содержание аортита в плагиоклазе.

Если петрохимические методы позволяют найти валовый состав плагиоклаза, в первую очередь отражающий нормативный состав расплава, то оптические исследования дают возможность наметить основные этапы кристаллизации этого минерала, тесно связанные с условиями остывания расплавов. Рассмотрение вариационных кривых состава плагиоклаза (рис. 2, 3) указывает на существенно большее количество максимумов в гранитоидах повышенной основности (полимодальное распределение) в сравнении с гранитами (мономодальное распределение) и соответственно более сложную и длительную историю становления первых. С некоторой долей условности можно принять, что каждому из максимумов состава отвечает особая генерация плагиоклаза. Их количество в разных комплексах и массивах колеблется от 1 до 4. Последующие поколения образуются в основном при обрастиании ранее выделившихся ядер, реже формируются новые центры кристаллизации. В поздних внутрикамерных дифференциатах регистрируется рост роли натровых плагиоклазов (рис. 2, 3).

При этом иногда наблюдается наследование некоторых максимумов состава плагиоклаза, свойственных породам главной фазы, с изменением их относительного значения.

Обращает на себя внимание несовпадение максимумов состава плагиоклаза из гранитоидов одноименных фаз единого комплекса, слагающих

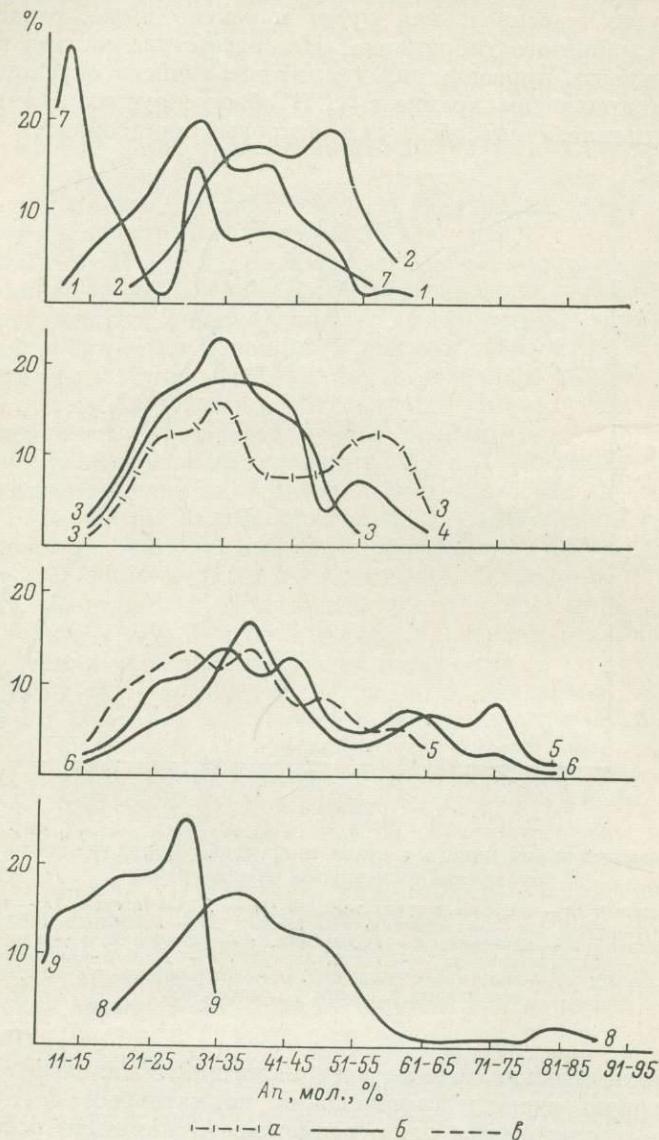


Рис. 2. Вариационная диаграмма состава плагиоклазов гранитоидов Гиссаро-Алая.

Комплексы (массивы): 1-6 — зеравшано-гиссарский (1 — Акбайджумонский, 2 — Чинорсайский, 3 — Петинский, 4 — Рарзский, 5 — Воруйский, 6 — Сарыматский); 7 — гиссарский; 8, 9 — зеравшано-туркестанский (8 — Дихадангский, 9 — Обимазарский). Породы: а — ксенолитов; б — главной фазы; в — поздней субфазы.

отдельные интрузивы. Этот факт — одно из проявлений петрологической неоднородности интрузивных комплексов — подчеркивает вариации термодинамического режима кристаллизации близкого по составу расплава в автономных магматических камерах.

В большинстве изученных формаций преобладает плагиоклаз зонального строения. Степень гомогенности кристаллов плагиоклаза,

определенная разницей максимального и минимального содержания аортита, в глубинных и низкотемпературных гранитоидах Памирско-Шугнанского, Обимазарского, Курговатского и других плутонов не превышает 15—25, в гранитах заключительных субфаз и аплитах — 5—15. Малый диапазон колебаний состава зональных индивидов плагиоклаза характеризует равновесную кристаллизацию в условиях устойчивого температурного режима и, вероятно, узкого интервала температур кристал-

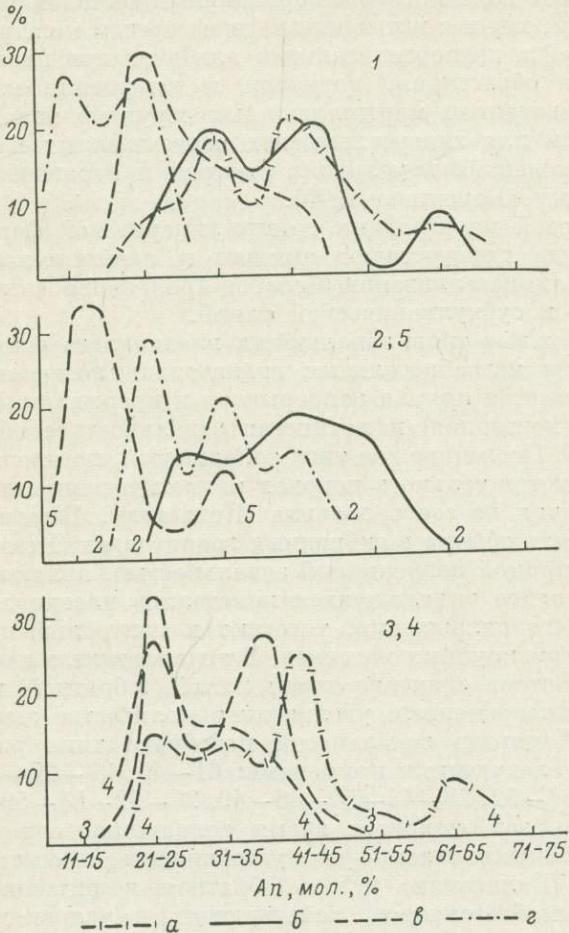


Рис. 3. Вариационные кривые состава плагиоклаза гранитоидов Памира.

Комплексы (массивы): 1—4 — каракульский (1 — Уртабузский, 2 — Танымасский, 3 — Восточно-Каракульский, 4 — Караджилгинский и Уйбулакский); 5 — памирско-шугнанский. Породы: ксенолитов (а), главной фазы (б — краевая, в — центральная фазы), поздней субфазы (е).

лизации. В гипабиссальных гранитоидах степень неоднородности кристаллов резко возрастает (35—70%).

Для памирско-шугнанских гранитов зональные кристаллы плагиоклаза мало характерны, причем в одном шлифе могут присутствовать различные зерна с содержанием аортита от 10 до 35%. Нередки включения одних зерен плагиоклаза в других, мало отличающихся от них по основности. Состав зон варьирует в узких пределах: 13—18—15, 16—15—19, 18—21 и т. д.<sup>1</sup> Типичны теневые, невыдержаные границы зон, пятнистое и блоковое строение индивидов плагиоклаза. В курговатских гранодиорито-

<sup>1</sup> Здесь и далее состав зон показан по направлению от периферии к центру кристаллов в молекулярных процентах аортита.

гнейсах андезин образует изометричные и неправильные по форме слабо зональные зерна с мельчайшими включениями кварца, биотита, эпидота. Отмеченные признаки свойственны плагиоклазам из пород анатектического происхождения, прежде всего для диатектитов (Менерт, 1971).

В гипабиссальных породах щелочно-гранитоидной формации распространены удлиненно-таблитчатые кристаллы плагиоклаза со слабо проявленной зональностью — от олигоклаза в ядре до альбито-олигоклаза и альбита на периферии. Это связано как с нормативным составом магмы, изначально бедной кальцием, так и с интенсивным диффузорезом и натровым метасоматозом, приведшим к деанортитизации и альбитизации плагиоклаза. Наблюдаются явления обрастания, коррозии и замещения плагиоклаза калишпатом с образованием маргинационных структур типа «антирапакиви», которые типичны для гиперсольвусных пересыщенных щелочами гранитидов, формировавшихся в условиях быстрой и неравновесной кристаллизации (Ферштатер, Бородина, 1975).

В бедных водой производных дацито-липаритовой формации среди фенокристов иногда присутствуют андезин и андезино-лабрадор, отражая неравновесность кристаллизации и слабое проявление «отжига» в породах гипабиссальной и субвуликанической фаций.

Наиболее сложные типы зональности плагиоклаза отмечены в гипабиссальных, отчасти мезоабиссальных гранитоидах повышенной основности. Чаще обнаруживается прямая непрерывная и прерывистая, реже обратная, колеблющаяся (повторная) и пятнистая зональность с общим числом зон от 2—3 до 5—15. Последние два типа зональности, по мнению ряда исследователей, встречаются только в породах магматического генезиса, хотя имеются и исключения из этого правила (Кецховели, Шенгелиа, 1966). Пятнистая зональность обычна в гибридных гранитоидах (Исамухамедов, 1946). Плагиоклазы с прямой непрерывной зональностью, являющейся следствием взаимодействия ранее выделившихся кристаллов плагиоклаза с расплавом при медленном его охлаждении, тяготеют к центральным и глубоко эродированным частям крупных массивов. В эндоконтактах последних и в мелких телах возрастает значение прерывистой, обратной и колеблющейся зональности с одновременным увеличением количества зон и сокращением их мощности. Характер зональности подобного типа разнообразен, что иллюстрируется следующими примерами: 61—45, 37—27—50, 27—25, 29—27, 45—41, 46—36—52, 28—44—54—46—49, 23—32—54—50, 26—36—43—35 и т. д. Мощность зон отражает время сохранения определенного теплового режима, количество зон — его устойчивость, а состав зон — момент его нарушения (Баласанян, 1956). Обратная и ритмичная зональность обусловлены суммой факторов, действующих в условиях неравновесной кристаллизации и нестабильного термодинамического режима: соотношением скорости кристаллизации и диффузии, выделением теплоты кристаллизации, местным пересыщением расплава аортитом, колебаниями общего и флюидного давления, явлениями переохлаждения и процессами гибридизма (Марфунин, 1952, 1962; Vance, 1962; Шинкарев, 1970, и др.).

В некоторых гипабиссальных телах Зеравшано-Гиссарской зоны отмечается четкая приуроченность мелких прямоугольных антипертитовых вростков к промежуточным зонам и ядрам плагиоклаза повышенной основности (№ 40—50). Вероятно, указанные антипертиты характеризуют насыщенность более высокотемпературных зон калием, который при спаде твердого раствора образовал самостоятельную фазу. В глубинных низкотемпературных гранитах шире развиты антипертиты замещения, которые обладают неправильной формой и по оптической ориентировке совпадают с соседними зернами калишпата, корродирующими плагиоклаз.

Особый интерес в зональных кристаллах вызывают коррозионные границы ядер и наружных оболочек. Состав зон, между которыми фиксировались реакционные взаимоотношения и явления замещения, много-

образен не только в разных комплексах, но и внутри одного комплекса: 24—41, 24—33, 31—63, 50—65, 32—45, 23—27, 35—47 и др. (каракульский); 37—54, 63—75, 42—65 и др. (зеравшано-гиссарский); 42—54, 49—75, 38—75, 45—83 и др. (зеравшано-туркестанский). При далеко зашедшей коррозии от разъеденного ядра остается лишь узкая оболочка, и центр зерна заполняется плагиоклазом наружной кислой зоны, что приводит к появлению инимообратной зональности. Пятнистая зональность также нередко связана с явлениями коррозии. Пятна могут обладать как повышенной, так и пониженной основностью в сравнении с основной частью кристаллов. Это зависит от того, чем они представлены — реликтами разъеденных ядер или разобщенными участками наружных зон.

Вероятные причины описанных коррозионных соотношений регулируются диффузионным взаимодействием между кристаллами и жидкостью в условиях снижения литостатического давления, что вызывает уменьшение температуры плавления плагиоклаза, находящегося в равновесии с бедной водой магмой (Vance, 1962; Шинкарев, 1970). Появление коррозионных границ характеризует резкое изменение условий кристаллизации, связанное с перемещением расплава или локальными перепадами давления в магматических камерах.

В связи с изложенным немаловажной представляется проблема генезиса некоторых корродированных ядер плагиоклаза лабрадоро-битовникового состава, которые обычно относятся к интрапетиурическим образованиям, кристаллизовавшимся в промежуточных очагах (Волынец, 1967). Нами данный вопрос был изучен на примере некоторых гранитоидных массивов Гиссаро-Алая и Северного Памира. Один из них — Дихадангский — сложен биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами с 66—70% кремнезема, в эндоконтактах переходящими в резко порфировидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Последние содержат мелкие ксенолиты биотитовых сланцев и роговиков и характеризуются неравномерным распределением цветных минералов. Среди вкрапленников присутствуют дипирамидальные высокотемпературные кристаллы кварца (метастабильная закаленная фаза). Нет четкой зависимости между основностью кристаллов плагиоклаза и их размерами. Некоторые вкрапленники плагиоклаза содержат мелкие включения биотита, граната, рудных минералов, окатанные кристаллы циркона. Валовый нормативный состав плагиоклаза составляет 35—45% аортита. Корродированные ядра плагиоклаза сложены битовником № 75—90, что подтверждено иммерсионным анализом, а периферия — андезином № 35—45. В мелких зернах наблюдается битовнито-олигоклазовая зональность: 17—23—53—85. В случае сильной коррозии битовнита от него остаются мелкие пятна. Подобные корродированные ядра состава № 50—75 нередки и в гиперстенсодержащих кварцевых монцодиоритах зеравшано-гиссарского и амфиболово-биотитовых гранодиоритах каракульского комплексов. Упорядоченность изученных ядер близка к упорядоченности наружных оболочек плагиоклаза и зависит от фациального положения отдельных интрузивов.

Таким образом, для ядерных зон, подвергшихся коррозии, характерны неустойчивость состава, размеров и морфологии, тяготение к гранитоидам с признаками гибридного происхождения, переменная степень упорядоченности.

Особого обсуждения заслуживает факт резкого несоответствия содержания аортита в рассматриваемых плагиоклазах и нормативного состава расплава — гранодиоритового или кварцево-монцодиоритового. Температура солидуса плагиоклазов такого состава даже в богатых водой магмах должна составлять более 1000° С. Среди глубинных пород битовнит известен в ультрабазито-базитовых ассоциациях, оливиновых поритах, аортозитах, иногда в основных породах гранулитовых и чарнокитовых серий фации двупироксеновых гнейсов (Дир и др., 1966; Ревердатто, 1970; Добрецов и др., 1972). Даже в базальтоидах обычной состав плагиоклаза фенокристов

не превышает 87 % апортила (Масуренков, 1974). Вместе с тем очень основной плагиоклаз не является редкостью в kontaktово-метаморфических породах пироксено-роговиковой фации (Ревердатто, 1970).

Приведенные выше факты делают сомнительной связь корродированных ядер лабрадоро-битовитового состава с каким-либо закономерным этапом кристаллизации гранодиоритового расплава в промежуточной камере в виде интрапеллурических вкраепленников. Нет у нас также оснований считать их продуктом кристаллизационной дифференциации габброидной магмы, поскольку в районах развития изученных гранитоидных серий основные породы, интрузивные или вулканические, отсутствуют или составляют не более 5—10 % объема гранитоидных тел. Можно предложить еще один вариант их генезиса — смешение основного и кислого расплавов. Однако в биотитовых гранодиоритах отсутствуют минеральные ассоциации базитов или хотя бы их реликты.

Наиболее вероятны, на наш взгляд, гипотезы о ксеногенном (Марфунин, 1952) или реликтовом (реститовом) происхождении этих образований. В первом случае они могли быть связаны с захватом ксенокристов из доинтрузивных роговиков или kontaktовых сланцев при глубинном гибридизме. Гипотеза о реликтовом происхождении корродированных ядер плагиоклазов предполагает наличие тугоплавкого остатка нерасплавленной кристаллической части субстрата (Масуренков, 1974), за счет которого образовался гранодиоритовый расплав. Первый из рассмотренных механизмов более приемлем для биотитовых гранодиоритов Дихадангского массива, второй — для «сухих» высокотемпературных гиперстеносодержащих гранитоидов Гискар-Алай, малоглубинных аналогов чарнокито-эндербитовых ассоциаций. Области выплавления тех и других, вероятно, были связаны с гранулитобазитовым слоем земной коры.

К затронутым вопросам имеет отношение генезис плагиоклаза в включениях, характерных для всех изученных гранитоидных плутонов. Состав включений колеблется от габбро до гранодиоритов при преобладании кварцевых диоритов (диоритоподобных пород) и в той или иной степени зависит от состава включающих их гранитоидов. Некоторые из включений представляют собой ксенолиты пород ранних габброидных комплексов и здесь не рассматриваются. Распределение включений в ряде массивов не обнаруживает четкой корреляции с расстоянием от боковых и апикальных контактов интрузивов. Описываемые породы несут признаки двойственного происхождения, выраженные в тесном переплетении элементов бластических и гипидоморфнозернистых структур.

Плагиоклаз в них слагает две гранулометрические разновидности: идиоморфные вкраепленники размером 1—5 мм с зональным строением (37—27—50, 35—43—63, 24—37 и т. д.), образующие триадные и комплексные сростки, и мелкие изометричные зерна (0.1—0.3 мм). Последние образуют совместно с мелкопластиччатым биотитом бластические роговиковоподобные агрегаты и иногда зональны (11—22—43—62, 46—32—52, 27—25, 29—27, 34—51, 46—68 и т. д.). Отсутствует прямая связь между размером зерен плагиоклаза и его основностью. Структурные особенности пород указывают на возможность образования плагиоклаза второго типа при перекристаллизации материала осадочно-метаморфических пород. Вместе с тем комплексные и триадные двойники, сложная зональность вкраепленников плагиоклаза, содержащих корродированные ядра, указывают на их кристаллизацию из расплава. Основные максимумы состава плагиоклаза и его упорядоченность близки к таковым из гранитоидов главной фазы соответствующих массивов (рис. 2, 3). Последний факт свидетельствует о том, что хотя бы частично включения проходили через стадию расплавления, а физико-химические условия, в частности тепловой режим кристаллизации плагиоклаза в них, совпадали с гранитоидами главной фазы. Вышеизложенное подтверждает ранее высказанное предположение о глубинно-ксеногенной или реститовой природе рассмотренных включений.

Результаты исследований, посвященных петрологическим аспектам относительного распространения разных типов двойников плагиоклаза, противоречат друг другу, а основные закономерности, определяющие способность к двойниканию, пока не установлены (Дир и др., 1966). По данным М. Горай (Gorai, 1951), Л. А. Варданянца (1966), Г. Г. Дук (1973), отмечается повышение частоты встречаемости триадных двойников и комплексных сростков в магматических, особенно мало-глубинных и излившихся породах и некоторых связанных с ними kontaktово-метаморфических образованиях, а простых, альбитовых и периклиновых двойников — в метаморфических породах. Одним из возможных факторов, способствующих трансляции кристаллической решетки плагиоклаза вдоль плоскости второго пинакоида (альбитовый закон), предполагается литостатическое давление, а вдоль плоскости ромбического сечения (периклиновые двойники) — стресс (Кудрявцев, 1961). В отличие от названных авторов некоторые исследователи определяющим считают состав пород. По утверждению У. Дири и др. (1966), способность к двойниканию должна быть одинаковой у низко- и высокотемпературных плагиоклазов.

В связи с изложенным представляют интерес сведения о статистических особенностях распределения законов двойникования плагиоклаза из гранитоидов Таджикистана, формировавшихся в разнообразных геолого-петрологических условиях. Основная тенденция, вытекающая из полученных результатов, сводится к широкому распространению триадных, преимущественно по второму пинакоиду, и комплексных сростков в высокотемпературных плагиоклазах гипабиссальных интрузивов, даек гранитоид-порфиров и субвуликанических тел. В более глубинных и низкотемпературных гранитоидах на общем фоне сокращения способности плагиоклаза к двойниканию особенно резко уменьшается, вплоть до полного исчезновения, коли-чество триадных двойников и увеличивается количество альбитовых и периклиновых. Подобная картина наблюдается и в гипабиссальных породах щелочно-гранитоидной формации с четко выраженными явлениями диафтореза.

Более детально этот вопрос был рассмотрен на примере разнофациальных массивов каракульского комплекса. В менее глубинных гранитоидах повышенной основности Уртабузского и Танымасского интрузивов развиты однотипные в целом двойники с резким преобладанием триадных (основная альбитовая триада) и комплексных сростков, причем последние чаще встречаются в Уртабузском массиве (рис. 4). Роль названных типов срастаний несколько падает в центральных частях plutонов и существенно — в поздних внутрикамерных дифференциатах. В более глубинных гранитоидах, адамеллитах Восточно-Каракульского массива наряду с развитием основной альбитовой триады получают широкое распространение сочетания триад по первому и второму пинакоидам и, что особенно характерно, срастания по альбитовому закону (рис. 4). Таким образом, синхронные и комагматические, но разноглубинные гранитоидные тела статистически различаются распространностью тех или иных типов двойников.

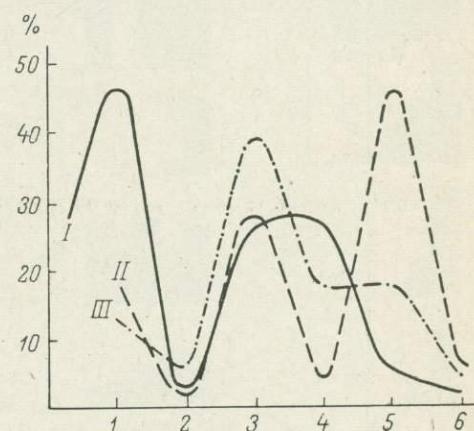


Рис. 4. Частота встречаемости законов двойникования плагиоклаза гранитоидов Восточно-Каракульского (I), Уртабузского (II) и Танымасского (III) массивов.

Законы срастания: 1 — альбитовый; 2 — периклиновый; 3 — основная альбитовая триада; 4 — сочетание альбитовой и манебахской триад; 5 — сложные комплексные сростки; 6 — прочие законы.

Изучение упорядоченности плагиоклаза в гранитоидах Таджикистана показывает, что она в общем случае мало зависит от состава плагиоклаза (рис. 1, 5). Слабая тенденция к возрастанию упорядоченности с уменьшением основности плагиоклазов проявлена как исключение в некоторых формациях.

В мезоабиссальных и абиссальных гранитоидах основные максимумы упорядоченности на гистограмме (рис. 6) располагаются в интервале 0.8—1.0, в то время как в гипабиссальных образованиях нет четко выраженных

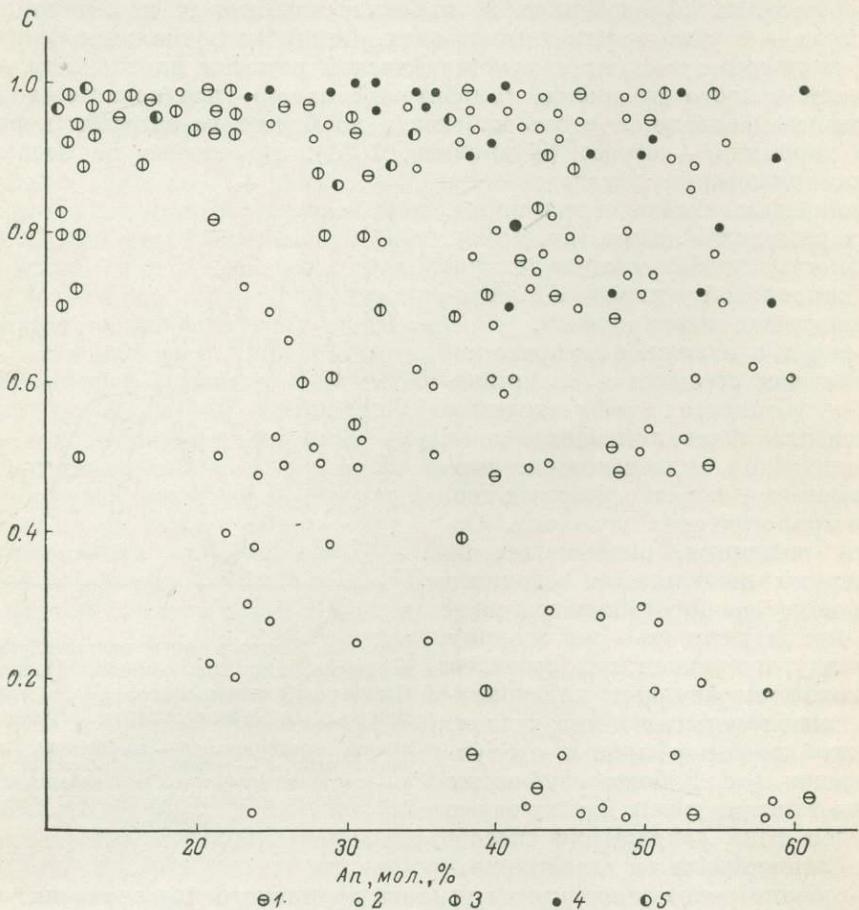


Рис. 5. Состав—степень упорядоченности плагиоклазов некоторых гранитоидных комплексов Памира и Гиссаро-Алая.

Комплексы: 1 — зеравшано-туркестанский; 2 — зеравшано-гиссарский; 3 — гиссарский; 4 — каракульский; 5 — памирско-шугнинский.

максимумов, а средние значения равны 0.4—0.7 (рис. 1). При этом наблюдается широкий разброс величины упорядоченности (рис. 5, 6), превышающий погрешность измерения, в пределах одного комплекса, массива, типа пород и иногда шлифа. В целом упорядоченность, как неоднократно отмечалось ранее А. Кёлером, Д. Рейнольдс, А. С. Марфунином и др., коррелируется с термо-барофациальными условиями становления пород. Однако в отличие от калишпата данная зависимость прослеживается недостаточно четко. Одна из причин этого заключается в том, что при процессах диагенеза гранитоидов плагиоклаз легче, чем калишпат, поддается структурному упорядочению (Марфунин, 1962).

В заключение кратко рассмотрим вопрос о положении плагиоклаза в ряду кристаллизации изученных гранитоидных

серий. Парагенетические соотношения плагиоклаза с другими породообразующими минералами варьируют и зависят во многом от состава гранитоидов. В кварцевых монцодиоритах и пересыщенных кальцием гранодиоритах плагиоклаз лабрадоро-андезинового состава кристаллизуется ранее прочих минералов, в том числе пироксенов. Лишь в ассоциации с андезином № 30—40 появляется роговая обманка, что в изученных гранитоидах отвечает температурам 600—670° С по амфиболово-плагиоклазовому геотермометру Л. Л. Перчука (1970). Позднее с олигоклазом № 20—30 формируется основная часть биотита и с альбито-олигоклазом № 10—20 — кварца и калишпата. Изложенное в общих чертах согласуется с данными Х. Йодера, Д. Стюарта и др., по которым кристаллизация андезина и лабрадора происходит при 800—950° С ( $P_{H_2O} = 5$  кбар).

Эксперименты по кристаллизации дацитового расплава (Хитаров и др., 1969а) также указывают на раннее выделение плагиоклаза и фемических силикатов при общем интервале кристаллизации, превышающем 200°.

В низкотемпературных глубинных гранитах предельного состава, богатых водой, плагиоклаз (олигоклаз) также формируется несколько ранее прочих минералов, однако этапы минералообразования перекрываются в связи с тем, что разрыв между ликвидусом и солидусом обычно не превышает 50° (Хитаров и др., 1969б).

**Некоторые выводы.** Состав, зональность, двойникование и структурное упорядочение плагиоклазов гранитоидов Памира и Гиссаро-Алая зависят от целого ряда геологических и физико-химических факторов — состава родоначального расплава, размеров, морфологии и механизма формирования тел, состава и физико-механических свойств среды, температуры, общего и флюидного давления, скорости кристаллизации, в целом определяющих формационный и фациальный облик гранитоидов. Некоторые из перечисленных факторов продолжают действовать и в постмагматическую стадию, формируя современные минеральные парагенезисы гранитоидов (Ферштатер, Бородина, 1975) и оказывая влияние на оптические свойства плагиоклаза, в частности на двойникование и упорядоченность (Марфунин, 1962).

Хотя последние отчасти связаны с процессами диафтореза, они в сочетании с типами зональности кристаллов достаточно полно отражают термодинамический режим кристаллизации гранитоидов. Это предполагает возможность решения обратной задачи — уточнения геологической и физико-химической обстановки консолидации гранитоидных тел по сумме рассмотренных в статье признаков плагиоклаза. Однако следует учитывать, что многообразие взаимосвязанных и соподчиненных причин, влияющих на оптику плагиоклазов, в ряде случаев затрудняет выделение среди них доминирующих и тем более универсальных. Поэтому использование плагиоклаза при формационно-фациальном анализе гранитоидов допустимо лишь при статистическом подходе к изучению его оптических свойств в сочетании с другими геолого-петрологическими критериями.

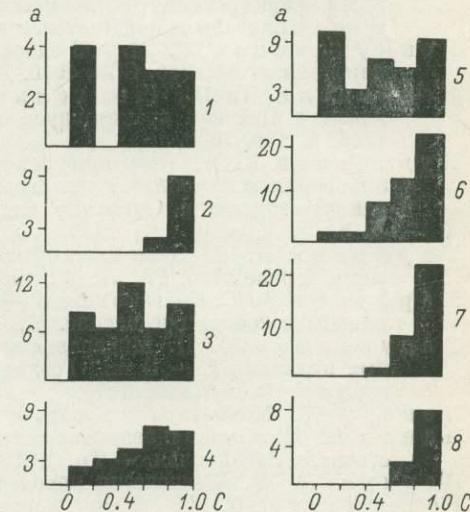


Рис. 6. Гистограмма упорядоченности плагиоклаза гранитоидов Гиссаро-Алая и Памира.

1—8 — комплексы (массивы): 1, 2 — зеравшано-туркестанский (1 — Дихаданский, 2 — Обимазарский); 3—5 — зеравшано-гиссарский (3 — Ягнобской подзоны, 4 — Чинорский, Акбайджумонский, 5 — «отрицательного блока»); 6 — гиссарский; 7 — каракульский; 8 — памирско-шурганский, а — количество замеров; С — упорядоченность плагиоклазов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баласанин С. И. Роль зонарных плагиоклазов в познании теплового режима магмы. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 5.
- Варданянц Л. А. Плагиоклаз, задачи и методы исследований. — Тр. ВСЕГЕИ, 1966, т. 65.
- Волынец О. Н. Плагиоклазы. — В кн.: Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., 1967.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т. IV. М., 1966.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., 1972.
- Доливо-Добровольский В. В. Новая форма диаграммы для определения полевых шпатов. — ЗВМО, 1959, ч. 82, вып. 2.
- Дук Г. Г. Двойниковые триады плагиоклаза как показатель температуры и глубинности формирования магматических и kontaktово-метаморфических пород. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л., 1973.
- Исамухamedов И. М. Об одной особенности плагиоклазов гибридизированных пород. Бюл. АН Узб. ССР, 1946, № 6.
- Кецховели Д. Н., Шенгелиа Д. М. Метасоматические зональные плагиоклазы в Цейском гранитоидном массиве на Северном Кавказе. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 6.
- Кудрявцев В. А. Некоторые закономерности в изменении состава и законов двойникования плагиоклазов при гранитизации архейских и протерозойских пород района верхний р. Сутам (хр. Становой). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 5.
- Марфунин А. С. Опыт классификации зональных плагиоклазов. — В кн.: Геология и горное дело. Сб. 21. М., 1952.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., 1962.
- Масурин Ю. П. Минеральные ассоциации и вещества коры и мантии в орогенных вулканитах. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петровловск-Камчатский, 1974.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971.
- Панов Е. Н. Состав и зональная структура плагиоклазов в гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 150.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970.
- Ревердатто В. В. Фации kontaktового метаморфизма. М., 1970.
- Татарский В. Б. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. — ЗВМО, 1956, ч. 85, вып. 2.
- Таттл О. Ф., Боузен Н. Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. — В кн.: Полевые шпаты. М., 1952.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., 1975.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кГ/см<sup>2</sup>. — Геохимия, 1969а, № 1.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1969б, № 3.
- Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., 1970.
- Gorai M. Petrological studies on plagioclase twins. — Amer. Miner., 1951, № 36.
- Vance G. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. — Amer. Geol. Sci., 1962, 260, № 10.

М. А. КАНГУР, Т. А. СОСЕДКО

## КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ИЗ ГРАНИТОИДОВ БУРЕИНСКОГО МАССИВА

В целях поиска новых критериев, характеризующих генетически различные типы интрузий, нами предпринята попытка сравнить калиевые полевые шпаты гранитоидов, образовавшихся в условиях геосинклинальной стадии, с калиевыми полевыми шпатами гранитоидов стадии активизации. Образцы гранитоидов из Буреинского массива собраны и любезно предоставлены для исследования В. К. Путинцевым.

Методика и результаты исследования. Калиевые полевые шпаты изучались кристаллооптически, методами химического и

рентгеноструктурного, ИК спектроскопического анализов. При определении углов оптических осей был использован вертикальный вариант стереоскопического метода Л. А. Варданянца (1959). Величина  $2V$  вычислялась по двум выходам оптических осей. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  определялось химическим анализом (для калиевых полевых шпатов гранитоидов биробиджанского комплекса). Для 36 образцов калиевых полевых шпатов получены дифрактограммы (УРС-50 ИМ, ДРОН-0.5, Cu, Co-излучение, 18 кВ, 8—10 мА, скор. зап. 0.5 град./мин, 200, IV с внешним стандартом  $\text{NaCl}$ ). По дифрактограммам установлена степень триклинистости ( $\Delta p$ ) и степень упорядоченности (Соседко, 1974). Количественное соотношение фаз  $\text{Na}-\text{K}$  полевого шпата и  $\text{Na}-\text{Ca}$  полевого шпата рассчитано по методу Ф. Дж. Кюльмера (Kuehlmer, 1959). Примесь  $\text{Na}-\text{Ca}$  компонента определена по величине  $d_{(20\bar{1})}$  калишпата (Bowen, Tuttle, 1950). Степень упорядоченности калиевых полевых шпатов измерялась также (UR-10) методом инфракрасной спектроскопии (Кузнецова, 1971). Количественная оценка «ИК упорядоченности» ( $\Theta$ ) выполнена по эмпирической формуле  $\Theta=0.05(\Delta\nu-90)$ , где  $\Delta\nu=\nu_1-\nu_2$  в интервале волновых чисел 600—650 и 500—550  $\text{cm}^{-1}$ .

Большая часть Буреинского массива сложена магматическими породами, среди которых преобладают гранитоиды. В. К. Путинцев с соавторами (Путинцев и др., 1971; Путинцев, Селиванов, 1973) выделяют здесь две группы гранитоидов: интрузивы, связанные с геосинклинальной стадией развития, и гранитоиды стадий активизации массива. Калиевые полевые шпаты из гранитоидов первой группы изучались на примере биробиджанского комплекса, гранитоиды второй группы исследовались на примере алтахтинского, харинского и диканского комплексов (табл. 1).

Сопоставляя минеральные парагенезисы (табл. 1) и  $2V$  калиевых полевых шпатов (табл. 2) соответствующих пород, легко видеть, что угол оптических осей калишпата не зависит от состава пород. Калиевые полевые шпаты из гранодиоритов и кварцевых диоритов (в парагенезисе с плагио-

Таблица 1

Схема расчленения палеозойских и мезозойских интрузивных комплексов  
Буреинского массива

Геологический возраст	Стадии развития региона	Состав и минеральный парагенезис	Комpleксы
$J_3-Cr_1$	Активизации	Граниты, $\text{Pl}_{23-27}-\text{Mr}-\text{Ort}-\text{Bt}_{43-52}-\text{Q}$ Гранодиориты, $\text{Pl}_{24-32}-\text{Hb}_{40-47}-\text{Bt}_{51-52}-\text{Mr}-\text{Ort}-\text{Q}$	Диканский
$PZ_3$	»	Лейкократовые граниты, $\text{Pl}_{8-18}-\text{Mr}-\text{Ort}-\text{Bt}_{76-83}-\text{Q}$	Харинский
	»	Порфировидные амфиболово-биотитовые и биотитовые граниты, $\text{Pl}_{17-30}-\text{Hb}_{62-75}-\text{Bt}_{62-71}-\text{Mr}-\text{Ort}-\text{Q}$	»
	»	Кварцевые диориты и гранодиориты, $\text{Pl}_{35-40}-\text{Hb}-\text{Bt}_{52-62}-\text{Mr}-\text{Q}$	»
$PZ_{2-3}$	»	Граносениты и кварцевые сиениты, $\text{Mr}-\text{Ort}-\text{Pl}_{5-20}-\text{Hb}-\text{Bt}_{68-70}-\text{Q}$	Алтахтинский
$PZ_1$	Геосинклинальная	Двуслюдянные биотитовые, мусковитовые и турмалиносодержащие граниты, $\text{Pl}_{15-20}-\text{Bt}_{72-82}-(\text{Mu})-\text{Mr}-\text{Q}$	Биробиджанский
	»	Порфировидные биотитовые граниты, $\text{Pl}_{23-30}-\text{Bt}_{60-70}-\text{Mr}-\text{Q}$	»
	»	Порфировидные гранодиориты и андезитовые граниты, $\text{Pl}_{30-43}-\text{Bt}_{50-56}-\text{Mr}-\text{Q}$	»
	»	Кварцевые диориты и гранодиориты, $\text{Pl}_{35-40}-\text{Bt}_{48-55}-\text{Hb}_{42}-\text{Mr}-\text{Q}$	»

Примечание.  $\text{Pl}$  — плагиоклаз,  $\text{Mr}$  — микроклин,  $\text{Ort}$  — ортоклаз,  $\text{Bt}$  — биотит,  $\text{Q}$  — кварц,  $\text{Hb}$  — роговая обманка,  $\text{Mu}$  — мусковит.

Таблица 2

## Структурно-оптические типы калиевых полевых шпатов из гранитоидов Буреинского массива

Комплекс	Номер образца	Порода	Минерал	Степень триклиничности по рентгену ( $\Delta p$ )	Степень упорядоченности		Содержание калиевого полевого шпата в пробе, %	Примесь Na-компонента в калиевом полевом шпате, мол. %	$2V$ , град.
					по рентгену (Соседко, 1974)	по ИК спектроскопии (%)			

## Комплексы геосинклинальной стадии

Биробиджанский	6506	Порфировидный гранодиорит	Микроклин промежуточный	0.69	0.60	0.75	70–75	~5	–70–75
	131	То же	» максимальный	0.89	0.70	0.95	80–90	0	–82–88
	158	Порфировидный биотитовый гранит	» промежуточный	0.65	0.64	0.85	80	0	–68–76
	623	Двуслюдянный гранит	» »	0.65	—	0.90	65	0	–74–76
	617	То же	Микроклин максимальный	0.92	—	1.00	65–70	~5	–87–90
	605	» »	То же	0.95	0.86	1.00	70	~5	–85–87
	208	Турмалиновые граниты	» »	0.92	—	1.10	40	0	–86–88
	661	То же	» »	0.87	0.76	1.00	75	~5	–82–87
	121	Мусковитовые граниты	» »	1.00	0.98	0.90	60–65	0	–86–90
	148	То же	» »	0.82	0.70	0.95	60–65	0	–84–88

## Комплексы стадии тектоно-магматической активизации

Алтахтинский	7037	Граносиениты	Микроклин максимальный	0.78	0.65	0.90	80	0	–84–86
	5536	То же	То же	0.82	—	0.95	75	0	–86–88
	5642	Кварцевые сиениты	Зональный калиевый полевой шпат	0 и 0.6	0.60	0.90	60–65	0	–68–80
	5633	То же	То же	0.6 сл. Ort	0.47	0.90	80	0	–74–82

## Харинский

114	Кварцевые диориты	Микроклин максимальный	0.90	0.78	1.00	75—80	0	-84—90
123	То же	То же	0.80	0.76	100	~5		-81—86
108	Порфировидные амфиболово-биотитовые граниты	» »	0.78	0.65	0.95	75—80	0	-81—84
565	То же	» »	0.76	—	0.85	85	~5	-80—83
98	Порфировидные амфиболово-биотитовые граниты	Промежуточный триклинико-ортоклаз	0—0.2	—	0.70	70—75	0	-66—72
96	То же	То же	0—0.2	0.38	0.75	100	0	-70—76
182	» »	» »	0—0.3	0.50	0.80	80—85	~20	-74—78
141	» »	» »	0—0.2	0.40	0.80	80	~20	-67—73
168	» »	» »	0—0.2	0.45	0.80	80	~20	-71—77
308	» »	Зональные калиевые полевошпаты	0—0.8	0.55	0.80	80—85	~5	-84—88
4—65	» »	То же	0 и 0.8	0.50	0.90	80	0	-82—86, -69—72
235	» »	» »	0 > 0.5	0.50	0.85	80	0	-71—76, -65—70
69	» »	» »	0 и 0.6	0.50	0.90	80	5—10	-74—80, -67
537	Лейкократовые граниты	Промежуточный триклинико-ортоклаз	0—0.2	—	0.70	60—65	0	-68—72
54	То же	Слабо зональный калиевый полевой шпат	0.3—0.4	—	0.90	60—65	5—10	-74—84, -66—72
46	» »	То же	< 0.5	0.45	0.80	100	0	-66—72, -81
16	» »	» »	0—0.4	—	0.80	90	0	-84—87, -64—68
5621	Гранодиориты	Микроклин максимальный	1.00	0.95	1.00	75	0	-84—88
7052	То же	Зональный калиевый полевой шпат	0.3—0.7	0.50	1.00	65	0	-60—64, -80—82
5650	Биотитовые граниты	Промежуточный триклинико-ортоклаз	0—0.2	0.40	—	80—85	5	-60—68
5649	То же	Микроклин максимальный	0.85	0.70	0.85	65	5	-81—85

Примечание. Название калиевого полевого шпата дается по номенклатуре, предложенной А. С. Марфуниным (1962). Величины, дополнительные к содержанию калиевого полевого шпата до 100%, соответствуют содержанию плагиоклаза.



кластом № 35—40) и из гранитов (в парагенезисе с плагиоклазом № 20—30) практически не отличаются по  $2V$ .  $2V$  не изменяется и в зависимости от того, в парагенезисе с каким темноцветным минералом (биотитом или роговой обманкой) находится калиевый полевой шпат.

Наблюдающиеся различия величины  $2V$  калишпатов гранитоидов геосинклинальной стадии развития и пород, сформировавшихся в стадию тектономагматической активизации, очевидно, связаны с различными условиями становления этих комплексов.

Конечные температуры кристаллизации калиевых полевых шпатов различных комплексов Буреинского массива (табл. 3) определены по двуполевощпатовому термометру Т. Барта (1962).

Таблица 3

Состав полевых шпатов гранитоидов Буреинского массива и температуры их кристаллизации по методу Т. Барта (1962)

Комплекс	Номер образца	Порода	Химический состав калишпата, вес. %		Ab компонент в калишпате, мол. %	Ab компонент в плагиоклазе, мол. %	K	$t, ^\circ\text{C}$
			Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O				

Комплексы геосинклинальной стадии

Биробиджан-	131/63	Гранодиорит	2.14	10.69	21.3	80	0.26	490
То же	158/63	Андезитовый гранит	3.04	12.21	26.4	80	0.33	550
» »	661/63	Турмалиновый гранит	3.94	11.04	35.3	96	0.36	560

Комплексы стадии активизации

Алтахтин-	5536	Граносиенит	2.44	13.53	21.1	86	0.24	480
То же	5633	Кварцевый сиенит	1.60	10.24	19.4	90	0.24	480
Харинский	123/64	Кварцевый диорит	1.60	14.00	14.6	70	0.21	450
»	98/64	Амфиболово-биотитовый гранит	—	—	28.0	70	0.40	600
»	96/64	То же	3.64	11.20	33.1	79	0.42	620
»	235/64	»	2.20	13.50	19.50	79	0.25	480
»	46/64	Лейкократовый гранит	1.68	14.78	14.4	86	0.16	380
Диканский	16/64	То же	1.64	14.51	14.3	90	0.15	370
	5621	Гранодиорит	2.18	13.38	14.3	75	0.25	480

Примечание. Содержание альбита в плагиоклазах определено оптически

$$K_{(p.t.)} = \frac{\text{мол. \% Ab в калишпатах}}{\text{мол. \% Ab в плагиоклазе}}.$$

Калиевые полевые шпаты геосинклинальной стадии развития в гранитоидах биробиджанского комплекса образуют крупные (от 0.5 до 7 см) вкрапленники с отчетливой микроклиновой решеткой. Преимущественно это максимальный микроклин с  $2V=-82-90^\circ$ ,  $\Delta p=0.82-1.0$  и  $\theta=0.90-1.10$ , наряду с которым передко присутствует и промежуточный микроклин с  $2V=-68-78^\circ$ ,  $\Delta p=0.65-0.69$  и  $\theta=0.75-0.90$  (табл. 2, обр. 6806, 158 и 623). Максимальный микроклин содержится во внутренних частях интрузий, а промежуточный — в их апикальных зонах.

Обращает на себя внимание отсутствие в микроклине перитовых вростков. Исключение составляют двуслюдянные турмалиновые и мусковитовые граниты четвертой фазы. Калиевый метасоматоз характерен для пород всех фаз, но максимальное развитие этот процесс получил в гранитах второй

и гранодиоритах третьей фаз. Устанавливается увеличение альбитовой составляющей в калишпатах гранитоидов от первой фазы биробиджанского комплекса ( $\text{Or}_{81.0}\text{Ab}_{14.8}\text{An}_{4.2}$ ) ко второй ( $\text{Or}_{71.5}\text{Ab}_{21.3}\text{An}_{7.2}$ ), затем к третьей ( $\text{Or}_{70.0}\text{Ab}_{26.4}\text{An}_{3.5}$ ) и четвертой ( $\text{Or}_{64.7}\text{Ab}_{35.5}$ ).

Таким образом, состав микроклинов изменяется параллельно эволюции магматического очага — от более основных гранитоидов к более кислым, в сторону повышения альбитовой составляющей. При охлаждении этот процесс приводит к появлению микропертитовых вростков альбита, но не отражается на степени упорядоченности калишпата.

Калиевые полевые шпаты комплексов стадии тектономагматической активизации представлены максимальным микроклином, промежуточным триклиническим ортоклазом и калиевым полевым шпатом с зональным строением.

В процессе тектонических движений различные части интрузий оказались вскрытыми на разную глубину, что и позволило сравнивать свойства калиевых полевых шпатов, кристаллизовавшихся на различных глубинах.

Микроклинсодержащие гранитоиды (табл. 2) алтахтинского, харинского и диканского комплексов (в низовьях р. Буреи, по р. Верхний Мельгин и Акши) приурочены к наиболее глубинным фациям, так как расположены в пределах консолидированных образований фундамента. Размещение их контролируется разломами северо-восточного простирания, по которым движения не прекращались и в период остывания этих пород. В них достаточно резко проявлены процессы калиевого метасоматоза. Микроклин здесь близок к максимальному. Угол  $2V = -81-90^\circ$ ,  $\Delta p = 0.76-1.0$ ,  $\theta = -0.85-1.0$ .

Ортоклазсодержащие граниты (табл. 2) харинского и диканского комплексов, развитые в районе среднего течения р. Буреи, по рр. Верхний Мельгин, Ингиркан и Ульме, представляют собой относительно менее глубинную фацию, на что указывает наличие приконтактовой гранит-порфировой оторочки и обильное проявление грэйзенизации в приконтактовых частях этих интрузий. При остывании эти породы находились в сравнительно спокойных тектонических условиях, что и способствовало сохранению в них калиевого полевого шпата с малоупорядоченной структурой. Промежуточный триклинический ортоклаз имеет  $2V = -66-78^\circ$ ,  $\Delta p = 0-0.3$ ,  $\theta = 0.70-0.80$ . Интенсивная пертитизация ортоклаза представляет типичную особенность этих гранитов и является результатом замещения ортоклаза альбитом.

В наименее эродированных участках вдоль восточной окраины Буреинского массива в гранитах и в кварцевых сиенитах соответственно харинского, алтахтинского комплексов, установленных в бассейне р. Агдынья, в низовьях рр. Нимана и Нятыган, а также по р. Тырме, наблюдается зональное строение зерен калиевого полевого шпата (табл. 2). Зональность в них выражается чередованием двух-трех зон, различающихся по оптическим свойствам. Зональность носит асимметричный характер. В участках, где появляются пертитовые вростки, зональность становится менее отчетливой или совсем исчезает. Замеры на федоровском столике выявили широкие пределы изменения оптических свойств калиевых полевых шпатов.  $2V$  от центра к периферии во вкраепленниках зонального калиевого полевого шпата изменяется в трех зонах:  $-85-71$ ,  $-60-77$  и  $-77-80^\circ$ . Рентгеноструктурный анализ показывает в этом случае наличие смеси моноклинной и триклинической модификации калишпата ( $\Delta p = 0-0.8$ ). Такие структуры калиевых полевых шпатов образуются при неравновесной их кристаллизации в условиях малых глубин.

Зональность в калиевых полевых шпатах явление нечастое, особенно для магматических горных пород. Действительно, зональные калиевые и калинатровые полевые шпаты описаны главным образом для пород гипобиссальных интрузий (Лазаренко, 1964; Серебряков, 1964; Гуров и Гурова, 1967).

Различная степень упорядоченности в структуре калиевых полевых шпатов является результатом влияния многих факторов: температуры, давления, геологического возраста и тектонического положения интрузии (Петров, 1955; Марфунин, 1962; Донней и др., 1964; Баскина, 1965; Седова, Котов, 1967; Серебряков, 1972). По мнению А. С. Марфунина (1962), при рассмотрении процессов упорядочения калиевых полевых шпатов чрезвычайно трудно учесть долю влияния каждого из таких факторов, как температура, состав полевого шпата, давление, стресс, деформация, способ кристаллизации, скорость охлаждения, скорость замещения, наличие растворов и их состав, возраст породы, тектоническое положение во времени и пространстве.

Калиевые полевые шпаты гранитоидов геосинклинальной стадии являются наиболее упорядоченными по сравнению с калишпатами более молодых гранитоидов стадии тектоно-магматической активизации. Однако мы не можем утверждать с полной определенностью, что степень упорядоченности является функцией возраста. Наоборот, анализ степени упорядоченности калиевых полевых шпатов гранитоидов Буреинского массива показывает, что не меньшее значение, чем возраст, для этого процесса имеют тектоническая обстановка и условия становления интрузивов.

Судя по геологическим данным, биробиджанский комплекс формировался на средних и больших глубинах при слабой проницаемости геосинклинальных осадков и в условиях незначительного проявления разрывной тектоники (Дубинчик, Путинцев, 1970). Стабильность тектонической обстановки, в которой происходило образование гранитоидов биробиджанского комплекса, более глубинные условия их образования, очевидно, и более древний возраст этих гранитоидов, чем комплексов стадии активизации, привели к структурной однородности калиевого полевого шпата, представленного максимальным микроклином.

Гранитоиды стадии тектоно-магматической активизации формировались в консолидированных рамках геосинклинальных систем и на меньших глубинах, чем гранитоиды биробиджанского комплекса. Внедрение гранитоидов стадии активизации происходило вдоль разломов. Интенсивные блоковые перемещения, широкое развитие процессов разломообразования, а следовательно, непостоянное давление кислорода и режим охлаждения (Дубинчик, Путинцев, 1970) приводили к внедрению магмы в неспокойной тектонической обстановке, что и обусловило неравновесность кристаллизации калиевых полевых шпатов. По двуполевощатовому термометру Т. Барта устанавливается, что калиевый метасоматоз в изученных гранитоидах, образовавшихся в геосинклинальную стадию, проявился при температурах 490—560° С, в гранитоидах стадии активизации — при 450—480° С. Еще более низкие температуры (370—380°) получены для зональных зерен калиевого полевого шпата. В. А. Серебряков (1964, 1972) считает, что подобные зерна полевых шпатов могли кристаллизоваться при температурах более низких, чем температура моноклинно-триклинико-перехода — 500—540°, по данным Ф. Лавеса (1956), или 375—450°, по данным Р. Штейгера и С. Харта (Steiger, Hart, 1967) и Т. Брайта (Bright, 1967). Это явление определяет, по мнению В. А. Серебрякова (1972), своеобразие процесса упорядочения, а в результате возникающих в кристаллической решетке напряжений — необычные оптические свойства (главным образом значительные пределы колебания степени триклинистости) в зональных калиевых полевых шпатах.

По нашему мнению, кристаллизация отдельных частей зональных кристаллов калиевого полевого шпата, несомненно, происходила разновременно, и каждая зона имеет свой генезис, условия и температуру кристаллизации. Поэтому делать какие-либо генетические выводы на основании валового определения их смеси мы не считаем возможным. Вероятно, следует предположить, что средние температуры кристаллизации калишпатов ока-

зались настолько заниженными из-за того, что образование их зональных зерен заканчивалось в гидротермальную стадию.

Ортоклазсодержащие граниты являются более молодыми образованиями, они возникли только в стадию активизации. Температура кристаллизации этих пород, по нашим данным, 600—620° С.

Таким образом, решающими факторами, определившими структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах Буреинского массива, как было показано выше, явились: степень глубинности становления интрузивов и тектоническая обстановка, при которой они кристаллизовались. Эти факторы определили температуру, скорость кристаллизации и режим охлаждения калиевых полевых шпатов.

Авторы выражают искреннюю признательность Е. Н. Панову за полезные советы, данные им по статье.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. — Чтения им. В. И. Вернадского. Т. IV. М., 1962.
- Баскина В. А. Магматизм Тетюхинского района. М., 1965.
- Варданянц Л. А. Теория федоровского метода. Ереван, 1959.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П. О зональности калинатровых полевых шпатов в гипабиссальных породах Станового хребта. — ЗВМО, 1967, ч. 96, вып. 2.
- Донней Г., Виар А., Сабатье Г. Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах. — В кн.: Физика минералов. М., 1964.
- Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К. Использование значений магнитной восприимчивости и плотности при расчленении интрузивных образований Буреинского и Ханкайского массивов. — Сов. геол., 1970, № 10.
- Кузнецова Л. Г. Применение инфракрасной спектроскопии для определения степени упорядоченности калинатровых полевых шпатов. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-та им. И. Франко, 1971, вып. 1, № 25.
- Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. — В кн.: Полевые шпаты. Т. 2, ч. I и II. М., 1956.
- Лазаренко В. Г. О зональности К-На полевых шпатов из нордмаркитов северо-восточной части Минусинской котловины. — ЗВМО, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Тр. Ин-та геол. рудн. местор., петрогр., минер. и геохимии, 1962, вып. 78.
- Петров В. П. Современное состояние вопроса о неоинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрогр. сер., 1955, № 47, вып. 165.
- Путинцев В. К., Брагинский С. М., Селиванов В. А., Сигов В. Ф., Эйриш Л. В. Схема расчленения магматических образований Буреинского массива. Магматические комплексы Дальнего Востока. — Тр. I Дальност. петрогр. совещ., Владивосток, 1971.
- Путинцев В. К., Селиванов В. А. Буреинский массив. Геология северо-восточной Азии. Т. III. Магматизм. М., 1973.
- Седова И. С., Котов Н. В. Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8.
- Серебряков В. А. Калинатровые полевые шпаты с необычным строением и оптическими свойствами. — Геол. и геофиз., 1964, № 6.
- Серебряков В. А. Постмагматическая история гранитов. М., 1972.
- Соседко Т. А. Рентгеновский экспресс — метод определения степени упорядоченности калиевых полевых шпатов. — В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974.
- Bowen N. L., Tuttle O. F. The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{H}_2\text{O}$ . — J. Geol., 1950, v. 58.
- Bright T. L. The microcline—orthoclase transformation in the contact aureole stock Colorado. — Amer. Miner., 1967, v. 52, № 1—2.
- Kuehlmer F. S. X-ray measurements on perthitic materials, 1, Theoretical considerations. — J. Geol., 1959, № 6.
- Steiger R. H., Hart S. R. The microcline—orthoclase transition on within a contact aureole. — Amer. Miner., 1967, v. 52, № 1—2.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ПЕГМАТИТОВ

В минералах пегматитов микровключения наблюдаются постоянно. Обычная крупнозернистость этих пород и частое нахождение в них крупных прозрачных кристаллов кварца, топаза, берилла, турмалина облегчают обнаружение и изучение включений. В гигантских кристаллах топаза и кварца из камерных пегматитов Волыни, Казахстана и Урала визуально хорошо видны многочисленные многофазные газово-жидкие включения (до 1—5 мм), представляющие собой реликты растворов, захваченных из окружающей минералообразующей среды кристаллами при их росте, перекристаллизации и метаморфизме.

Существует и другой класс включений — твердые микрокристаллы различных минералов. Эти включения несут меньшую информацию о минералообразующей среде, но их присутствие влияет на состав заключающего их минерала. Особенно существенно присутствие аксессорных редкометальных минералов. Количество включений этих минералов не столь значительно, но и обычная примесь редких элементов в породообразующих минералах невелика (до 1%), а рентгеноспектральным, хроматографическим, нейтронно-активационным и другими методами микроанализа улавливаются концентрации редких элементов до 0.0001—0.00001%. В этом случае наличие даже небольших количеств минеральных примесей оказывает существенное влияние на распределение элементов в минералах. Редкие элементы обнаруживаются практически во всех породообразующих минералах: Ta, Nb, Zr, Th, U, Ti и TR — в кварце и полевых шпатах; Be, B, Li, Rb, Cs, Ti и Nb — в плагиоклазе и кварце, U, Th, Zr, TR, Nb и Ta — в слюдах. Для этих элементов разрабатываются гипотетические схемы сложного изоморфизма с замещением ими даже Al и Si. Однако при таких построениях полностью игнорируется факт присутствия в природных кристаллах обильных минеральных включений. Влияние их на содержание редких элементов в минерале показано нами на примере слюд (Капустин, Капитонова, 1971). Аналогичные включения наблюдались нами в большинстве минералов щелочных, ультраосновных и кислых пород, карбонатитов и разнообразных метасоматитов. Широко распространены минеральные включения и в минералах пегматитов.

Нами изучены образцы из пегматитов разных регионов: Карелии (Чупинско-Лоухское, Енское и Алакурттинское поля), Кольского полуострова, Украины (Елисеевка), Урала (Ильменские горы, Изумрудные копи), Казахстана (Асу-Булакское поле), Восточного Саяна, Тувы (Сольбельдерское и Дзосское поля), Енисейского кряжа (Тасеевка) и Прибайкалья (Слюдянка).

В изученных регионах известны пегматиты разного возраста, от архея (Карелия, Украина) до верхнего палеозоя (Казахстан, Урал), различной геохимической специфики и минерального состава (табл. 1). Пегматиты разнородны по морфологии и степени развития зональности: от четко зональных гигантокристаллических тел, практически без развития вторичных процессов (Чупинско-Лоухское поле — Хето-Ламбина, Малиновая Варака, им. Чкалова и др.; Слюдянка — копи Ферсмана, Пилищенко, Гасберга и др.) до слабо зональных, относительно мелкозернистых жил Тувы, Казахстана и Восточного Саяна, формировавшихся при неоднократном подновлении трещин.

В ходе работы, поскольку это оказалось возможным, определялся минеральный состав микровключений; диагностика микровключений осуществлена в 90% случаев. Не всегда удавалось достоверно определять включения поллуцитита (из-за близости его показателя преломления к показателю преломления канадского бальзама), диагностировать включения светлых слюд

Таблица 1

## Минеральный состав пегматитов различных типов

Местонахождение	Тип пегматита	Аксессорные минералы	Вторичные минералы
Карелия, Чушинско-Лоухское и Енское поля	Керамические и слюдоносные	Альмандин, апатит, монацит, циркон, уранит, ксенотим, ортит, карбуран, магнетит, турмалин	Турмалин, пирротин, кварц, ортит, циркон, ширил
Карелия, Алакуртти	То же	Ортит, ганит, циркон, эвксениит, бетафит, монацит, магнетит, альмандин, турмалин	Кварц, альбит, молибденит, висмут, висмутин, самарскит
Украина, Елисевка	» »	Альмандин, апатит, ганит, эвксениит, бетафит, tantalит-колумбит, уранит, циркон, монацит, ортит	Альбит, мусковит, висмутин, висмут, циркон, кварц
Прибайкалье, Слюдянка	» »	Альмандин, сфен, ортит, магнетит, монацит, циркон, торит, эвксениит, бетафит, менделеевит	Альбит, мусковит, циркон, пирохлор
Урал, Ильменские горы: копи 50, 83, 85 копи 69	Керамические и слюдяные с топазом и минералами Nb, Ta, Ti, TR	Магнетит, гранат, топаз, берилл, гельвин, колумбит, бетафит, ильменорутил, монацит, самарскит	Альбит, мусковит, циркон, гранат, колумбит, шерл
копи 63, 65		Магнетит, криолит, колумбит, криолитонит, ильменорутил, бетафит, топаз, берилл	Альбит, кварц, фторалюминаты, мусковит, флюорит
Урал, Изумрудные копи	«Линии скрещения»	Магнетит, сфен, монацит, ильменорутил, колумбит, циркон, турмалин, гельвин	Альбит, колумбит, мусковит, гранат
Казахстан	Литиеносные	Берилл, флюорит, фенакит, рутил, хризоберилл, альмандин, колумбит	Кварц, цеолиты, сульфиды, бавенит, карбонаты, хлорит
Кольский полуостров	»	Альмандин, турмалин, лепидолит, фосфаты лития, поллуцит, кассiterит, циркон, апатит, tantalит, стрюверит, петаллит	Альбит, кварц, литиевые слюды, молибденит, турмалин, гранат
		То же	То же

П р и м е ч а н и е. Во всех типах пегматитов основными породообразующими минералами являются микроклин, кварц, плагиоклаз, биотит и мусковит, в некоторых типах также амазонит или турмалин и лепидолит.

из-за сходства их свойств и в ряде случаев отличать ильменит от колумбита и бесцветный турмалин от берилла. Изучение минералов производилось в обычных, сверхтонких прозрачно-полированных и реже в утолщенных прозрачных шлифах, в аншлифах и иммерсионных препаратах. Слюды в виде тонко расщепленных по спайности пластин изучались путем непосредственного просмотра под микроскопом. Аналогичным образом просмотрены и тонкие осколки, кристаллы и пластины прозрачных кристаллов кварца, топаза, берилла, петалита, сподумена, турмалина, фенакита и поллуцита. Диагно-

стика и определение состава минералов-включений производились по их форме и свойствам в шлифах, а также иммерсионным, рентгенографическим, нейтронно-активационным, рентгеноспектральным и спектральным методами. Относительно легко диагностировались берилл, турмалин, гельвин, симпсонит, циркон, апатит, сподумен, колумбит, пирохлор-микролит, эшнинит-эвксенит, чевкинит, монацит, ксенотит, ильменорутил, кассiterит и уранинит. Затруднительна диагностика поллутида, петалита, лепидолита, торита, самарскита и чевкинита. В исследованных кристаллах породообразующих минералов параллельно определено содержание Ba, Ti и редких элементов: Li, Be, Nb, Ta, Zr, Rb, Cs, Sr, частично B, Sc, U, Th.

Распределение включений в пегматитах различных типов. Микровключения обнаружены во всех минералах изученных пегматитов. В виде включений встречены только минералы, обнаруженные и в самом пегматите (табл. 1 и 2). Во всех случаях не только состав, но и количество минеральных микровключений в большой степени зависит от типа пегматитов. Древние пегматиты Чупинско-Лоухского и Енсского полей (Карелия), Елисеевки (Украина) и р. Тасеевой (Енисейский кряж), имеющие простое строение и бедные редкометальными минералами, бедны и их микровключениями. В крупных кристаллах полевых шпатов и выделениях кварца из этих пегматитов обнаружены редчайшие включения альмандина, мусковита, ксенотима и монацита; в Елисеевских пегматитах — также апатита, в Тасеевских — апатита, турмалина и берилла. Но в целом эти примеси встречаются редко и их присутствие практически не оказывается на составе минералов. Однако в слюдах из любых пегматитов содержание включений иногда достигает 5% (по площади). Среди них преобладают магнетит, кварц, альмандин; встречены также циркон, апатит, шерл, монацит, колумбит и уранинит (Капустин, Капитонова, 1971).

В протерозойских пегматитах Слюдянки, юга Кольского полуострова (Алакуртти) и палеозойских пегматитах Ильменских гор, обладающих четкой зональностью и постоянно содержащих акцессорные редкометальные минералы, количество включений в породообразующих минералах возрастает. В крупных кристаллах полевого шпата из блоковых зон включения в общем редки, хотя в отдельных кристаллах отмечены узкие зоны роста, содержащие биотит, мусковит, альмандин и монацит (Слюдянка; Ильменские горы, копи 50 и 90) или монацит, колумбит и сфен (Ильменские горы), в единичных случаях самарскит. В кристаллах микроклин-пертита из жил Алакуртти часто содержатся тонкие иглы ортита. Крупные кристаллы слюд из блоковой зоны часто переполнены включениями. В них встречены лепешковидные выделения магнетита, граната, монацита, колумбита и самарскита (Ильменские горы, копи 50, 59, 63 и 150); магнетита, циркона, торита и бетафита (Слюдянка, копи Пилипенко, Ферсмана, Калинина); ортита, граната и эвксенита (Алакуртти). Суммарное содержание включений в слюде иногда достигает 10% (Ильменские горы, копь 50 — гранат, магнетит и колумбит). Наибольшее количество микровключений отмечено в альбитизированных участках. С альбитом тесно ассоциируют акцессорные минералы — циртолит, колумбит, эвксенит и поздний магнетит (Елисеевка), иногда берилл, литиевые слюды, колумбит и бетафит (Ильменские горы). В участках интенсивной мусковитизации встречаются включения турмалина, мусковита, кварца, колумбита (Малиновая Варака им. Чкалова и Елисеевка) и в зонах окварцевания — тончайшие пленки сульфидов, турмалин и висмут (Елисеевка и Алакуртти). Наибольшее количество микровключений обнаружено в редкометальных полевошпато-сподуменовых или литиеносных пегматитах. В крупнокристаллических, хорошо зональных жилах этих пегматитов, кристаллизовавшихся в спокойной тектонической обстановке и со слабым развитием вторичных процессов (Кольский полуостров), содержание включений не столь велико. Но в мелкозернистых слабозональных телах, кристаллизовавшихся при неоднократном подновлении вмещающих трещин, минеральные микровключения отмечены в подавля-

## Характерные минеральные включения в породообразующих минералах пегматитов

Местонахождение (пегматитовое поле)	Первичные включения						Вторичные включения во всех минералах
	Биотит и флогопит	Мусковит	Плагиоклаз	Микроклин	Кварц	Турмалин	
Чушинско-Лоухское и Енское Алакуртти	Магнетит, альмандин, уранинит, монацит	Уранинит, магнетит, циркон, монацит	Альмандин, биотит, апатит, ортит	Мусковит, биотит, альмандин, циркон	Магнетит, пирротин, тухолит, уранинит		Пирротин, уранинит, молибденит, апатит
	Магнетит, циркон, ниобаты, ортит	Турмалин, ортит, ганит, монацит	Биотит, эвксениит, ортит, апатит	Мусковит, монацит	Пирротин, магнетит, циркон		Пирротин, молибденит, висмутин
Елисеевка	Магнетит, апатит, циркон	Турмалин, уранинит, циркон, магнетит	Апатит, турмалин, ганит	Мусковит, монацит, турмалин, циркон	Циркон, магнетит, пирротин		Пирротин, молибденит, висмутин
Слюдянка	Магнетит, циркон, торит, ниобаты, монацит	Ортит, биотит, торит, циркон	Сфен, апатит, магнетит, биотит	Ортит, сфен, циркон, мусковит	Рудные минералы		Молибденит, кальцит, пирротин
Ильменские горы: копь 50	Магнетит, альмандин, циркон, монацит, ниобаты	Циркон, альмандин, монацит	Циркон, альмандин, апатит, берилл	Биотит, циркон, магнетит, альмандин	Рудные минералы		Колумбит, гематит, сульфиды, циртолит
	копь 63 и 27	Магнетит, циркон, апатит	Колумбит, берилл	Апатит, циркон, берилл	Мусковит, гранат	Магнетит, гранат	Берилл, колумбит, альбит
Изумрудные копи	Магнетит, рутил, апатит, берилл, флюорит, сфен, циркон	Магнетит, апатит, берилл, циркон	Мусковит, биотит, магнетит, берилл, фенакит	Апатит, биотит, берилл, мусковит	Магнетит, рутил, сульфиды	Гранат, магнетит	Сульфиды, флюорит, хлорит, гематит
	Магнетит, апатит, циркон, турмалин, сфен, мусковит, tantalит	Колумбит, турмалин, кассiterит, гранат, ниобаты	Берилл, апатит, сподумен, турмалин	Сподумен, лепидолит, берилл, циркон, альбит	Турмалин, сподумен, магнетит, кассiterит, сульфиды	Гранат, сподумен, кассiterит, кварц	Сподумен, лепидолит, молибденит, серицит, кварц, альбит
Асу-Булак	Апатит, циркон, сфен, альмандин, tantalит	Турмалин, сподумен, лепидолит, ниобаты	Апатит, циркон, берилл, турмалин	Сподумен, мусковит, берилл, альбит	Магнетит, кассiterит, ниобаты	Гранат, сподумен, апатит, альбит	Сподумен, мусковит, лепидолит, сульфиды
Восточно-саянское	Апатит, магнетит, сфен, циркон, гранат, ниобаты	Турмалин, колумбит, ниобаты	Турмалин, апатит, циркон, сфен, гранат	Лепидолит, мусковит, турмалин, берилл	Магнетит, сульфиды, гранат, слюды	Сподумен, сфен, магнетит, апатит	Сподумен, магнетит, мусковит, молибденит
	—	Турмалин, апатит, кварц, лепидолит	Апатит, берилл, сфен, циркон, слюды	Апатит, берилл, сфен, циркон, сподумен	Рудные минералы, сподумен, альбит	Сподумен, апатит, сфен, гранат, кварц	Сподумен, лепидолит, слюды, альбит, кварц

Примечание. Все минералы из включений в породообразующих минералах являются ультраакцессорными; кроме перечисленных включений постоянно присутствуют первичные и вторичные кварц, альбит, реже мусковит.

ющем большинстве кристаллов полевых шпатов, биотита, мусковита, турмалина, поллюцита и граната. Содержание включений в них достигает 1—5% по площади, но резко меняется от кристалла к кристаллу.

Время и характер образования включений не всегда удается установить. Однозначно устанавливается лишь происхождение вторичных включений, прожилки которых пересекают монокристаллы первичных минералов. Вероятно, к типично первичным можно отнести включения магнетита, циркона, апатита, ортита и монацита в полевых шпатах и биотите из многих пегматитовых жил Слюдянки, Украины и Карелии (Хето-Ламбина, Малиновая Варака и др.). В этих пегматитах вторичные процессы или не развиты вообще или проявлены локально и слабо, поэтому всегда можно отобрать образцы минералов без следов вторичного изменения. Первичные включения здесь представлены отдельными рассеянными кристаллами и локальными участками их скоплений преимущественно по зонам роста крупных индивидов породообразующих минералов, не пересекающих минерал-хозяин и не имеющих каких-либо следов подводящих трещин, прожилков или смещений. Эти включения располагаются в любых частях кристаллов, но чаще встречаются в ядрах и во внешних участках таких кристаллов (узкие зоны, менее 0,1 толщины кристалла). Зоны, обогащенные включениями, чаще всего параллельны внешним граням кристаллов, а отдельные включения в них ориентированы вдоль плоскостей спайности или двойникования. Значительную часть включений не удается достоверно отнести к первичным или вторичным.

Такие включения особенно многочисленны в крупных монокристаллах породообразующих минералов пегматитов Ильменских гор и мелкозернистых пегматитов Восточного Саяна, в которых широко и неравномерно развиты процессы замещения — альбитизация, мусковитизация и лепидолитизация. В кристаллах плагиоклаза, микроклина из аналогичных жил Кольского полуострова и Украины включения распределены равномерно и, вероятно, имеют первичный характер в тех участках жил, в которых вторичные изменения не проявлены.

Разделение включений на первичные и вторичные сложно и не всегда возможно, учитывая дискуссионность происхождения самих пегматитов. Нами в разряд вторичных отнесены включения, связанные с развитием сектущих прожилков поздних ассоциаций, а включения из ненарушенных монокристаллов первичных минералов из участков пегматитов без следов развития вторичных процессов (распределенные равномерно или по зонам роста) считаются первичными. В подавляющем большинстве случаев это подразделение подтверждается и особенностями минерального состава включений, отвечающих ранним (первичным) или поздним (вторичным) ассоциациям.

Среди первичных включений преобладают высокотемпературные минералы — гранат, магнетит, шерл, монацит, ортит, апатит и циркон, а среди вторичных — минералы, свойственные поздним ассоциациям — альбит, берилл, мусковит, игольчатый сподумен, лепидолит, колумбит, светлый турмалин и уранинит. Однако, хотя нами проведена специальная работа по классификации и изучению распределения различных включений, отнесение их к первичным или вторичным содержит элемент условности.

Распределение включений неравномерно меняется от зоны к зоне пегматита и от кристалла к кристаллу, а внутри них также от центра к периферии. В целом для пегматитов всех типов характерна единая закономерность: содержание микровключений в породообразующих минералах возрастает к центру жил. Наиболее значительно оно в гигантских кристаллах из блоковой зоны и особенно из пустот-занорышей. В периферических же зонах более мелкие кристаллы полевых шпатов, кварца, турмалина, сподумена и других минералов относительно чисты и только слюды из периферических зон обогащены включениями. В участках графической структуры (развитой

далеко не во всех пегматитах) обычно нет редкometальных минералов или содержание их ничтожно.

В блоковой зоне количество включений возрастает. В однородных кристаллах минералов оно незначительно. Отдельные кристаллы полевых шпатов зональны параллельно внешним контурам (зоны роста). Зоны слабо различаются по окраске. По химическому составу они практически одинаковы, но часто содержат различные включения или разное их количество. В отдельных узких зонах, обычно отличающихся по окраске, отмечается локальная концентрация включений. В них встречены циркон, иглы турмалина (шерла) и берилла (Ильменские горы), шестоватые тончайшие пластинки биотита и мусковита (Изумрудные копи); пластины колумбита, мусковита и монацита (Ильменские горы), мельчайшие кристаллы обычно ориентированы перпендикулярно плоскости зоны, а пластины слюд и колумбита — параллельно. В кварце из блоковых зон и ядра общее содержание включений менее 0,01 % по площади.

Большое количество включений содержится в кристаллах породообразующих минералов из участков с развитыми вторичными комплексами замещения: альбитовым, мусковитовым, лепидолитовым или кварцевым. В таких участках крупные кристаллы полевых шпатов, слюд, петалита, амблигонита, а также скопления поллюцита и клевеландита трещиноваты, в них отмечаются микросдвиги и тончайшие микропрожилки мелкозернистого агрегата альбита, кварца, лепидолита, игольчатого берилла или сподумена (рис. 1) с мусковитом, редкими зернами граната, турмалина, колумбита, реже кассiterита и стрюверита. Эти прожилки часто утончаются или вообще выклиниваются и прослеживаются далее в виде тончайшей вкрашенности зерен позднего альбита, слюд, игольчатого сподумена (рис. 1, в) вдоль границ отдельных блоков или микросмещений в кристаллах минералов. При ничтожной мощности этих прожилков (менее 0,1 мм) их невозможно заметить при отборке мономинеральной фракции под бинокуляром. Размеры отдельных кристаллов-включений в них не менее 0,01—0,001 мм.

Распределение включений в различных минералах. Исключительная неравномерность распределения минеральных микровключений может быть проиллюстрирована на многих примерах. В каждой из пегматитовых жил любого типа можно наблюдать сотни отдельных кристаллов породообразующих минералов или их участков и не обнаружить в них включений. Вторичные включения обнаруживаются относительно легко, так как они присутствуют в участках породы, подвергшихся вторичным изменениям и содержащих вторичные ассоциации. Такие ассоциации образуют прожилки, гнезда или зоны в теле пегматита, их легко обнаружить и изучить. Как правило, кристаллы ранних минералов вокруг таких участков содержат прожилки и включения вторичных минералов. Обнаружить первичные включения в ненарушенных монолитных кристаллах сложнее. Внешне совершенно одинаковые кристаллы полевого шпата из одних и тех же зон пегматита могут быть монолитны или же зональны, почти стерильны от включений или обогащены ими. Зональность в отдельных кристаллах постоянно асимметрична, зоны развиты неравномерно, содержание включений в них неодинаково.

Причины неравномерности распределения первичных включений (как и макрокристаллов многих ранних редкometальных минералов), вероятно, кроются в локальных неоднородностях, возникающих в самой первичной пегматитообразующей среде или в частично закристаллизовавшихся участках пегматитовых тел. В более мелкозернистых, слабо зональных литиеносных пегматитах редкие включения содержатся в большинстве кристаллов и зерен (свыше 60 %), но до 20 % зерен породообразующих минералов содержат обильные включения. Во всех изученных типах пегматитов обнаружены четкие закономерности в распределении включений по кристаллам различных минералов как в количественном, так и в качественном отношении.

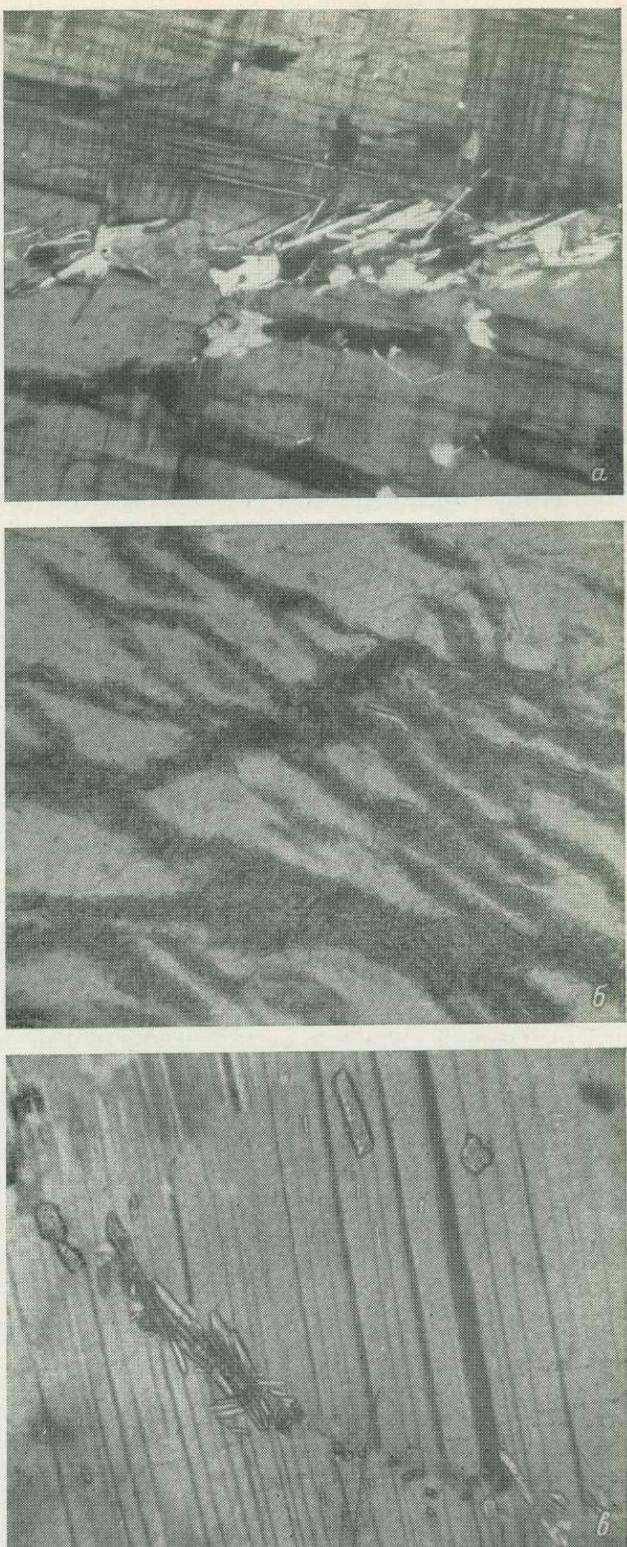


Рис. 1. Прожилки и прожилковидные выделения вторичных минеральных включений по трещинам (*а* и *в*) или микросмешения (*б*) в крупных кристаллах минералов. Прозрачные шлифы, увел. 100, николи скрещены.

нии. Повсеместно максимальное содержание минеральных микровключений отмечается в биотите. В пластинах биотита содержится обычно 1—5% (по площади) таких включений, а иногда до 10%. Во всех прочих минералах количество включений в 100—1000 раз меньше. Из этих минералов наиболее часто включения содержит крупнокристаллический мусковит (Елисеевка, Алакуртти и Малиновая Варака), ранний олигоклаз-альбит и иногда сподумен (Казахстан и Урал); значительно меньше включений в ортоклазе и микроклине, еще меньше в мелкокристаллическом мусковите и лепидолите, минимально количество включений в кварце.

Количество обнаруженных газово-жидких включений, наоборот, максимально в кварце и минимально в биотите и в других слюдах. Содержание газово-жидких включений в кварце, топазе в сотни и тысячи (Волынь) раз больше, чем содержание включений минералов. Обнаружена и зависимость размеров минеральных включений от того, в каком минерале они на-



Рис. 1 (продолжение).

а — кварц (светлые зерна неправильной формы) и мусковит (шестоватые кристаллы) в микроклине (Казахстан, Асу-Булак); б — игольчатый сподумен в поллюзите (основное поле, Казахстан); в — кристаллы сподумена (игольчатые) и берилла (изометричные) вдоль микросмещения в кристалле плагиоклаза (Тува, Сольбельдер); г — прожилковидные скопления игольчатого берилла в массе клевеландита (Ильменские горы, копь 27).

ходятся (рис. 2). Наиболее крупные (до 1—2 см), но резко уплощенные зерна минералов-включений обнаружены в биотите, несколько меньше (до 3 мм) в крупных пачках мусковита; в полевых шпатах, турмалине включения значительно мельче (преимущественно 0.01—0.001 мм), но более изометричные, и процент содержания более мелких и более крупных включений ничтожен. В светлых литиевых слюдах и мелкочешуйчатом мусковите встречаются единичные относительно крупные включения (0.05—0.5 мм) и количественно преобладают включения менее 0.005 мм. В кварце (темном) часто отмечается тончайшая (менее 0.001 или 0.0001 мм) пылевидная вкрапленность черного непрозрачного вещества, не определенного нами. Более крупные твердые включения в нем редки (табл. 2).

В темном кварце обнаруживается рассеянная примесь сульфидов и неопределенного графитоподобного вещества, не встречающегося в более крупных выделениях. Кроме того, кварц в пегматитах всех типов обычно содержит редкую рассеянную вкрапленность (единичные зерна) магнетита, реже пирротина, колумбита, граната и полевых шпатов.

Ортоклаз и микроклин содержат включения преимущественно альбита, кварца, биотита, граната (Ильменские горы, Слюдянка и Карелия), мусковита или лепидолита (Сольбельдер, Елисеевка, Кольский полуостров — рис. 3, *a*), берилла (Асу-Булак, Кольский полуостров) и повсеместно апатита и циркона (рис. 3, *б*, *в*). Значительно реже в виде единичных, обычно уплощенных зерен встречаются ильменит, магнетит, ниобаты, монацит и ксенотит.

Первичный (ранний) плагиоклаз — обычно олигоклаз — альбит — более богат включениями. Среди них резко преобладают включения апатита, берилла, турмалина и циркона (рис. 3, *г*, *д*). Реже и в малых количествах встречаются сподумен, магнетит, ниобаты, пирротин, ильменит и уранинит. Биотит часто переполнен включениями. Даже в пластинах биотита из периферических зон пегматитов содержание включений постоянно велико. Среди них резко и повсеместно преобладают включения граната, магнетита, циркона (с плеохроичными двориками), апатита, монацита (рис. 3, *е*, *ж*). Значительно реже встречаются сфен, колумбит и другие ниобаты, уранинит, ильменит, карбуран, торит, стрюверит и кассiterит, в единичных случаях также вис-

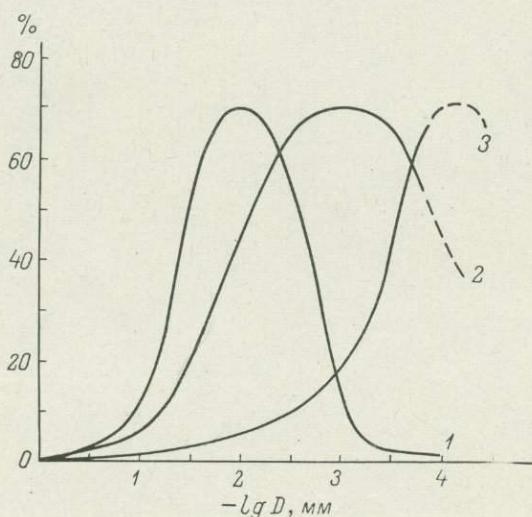


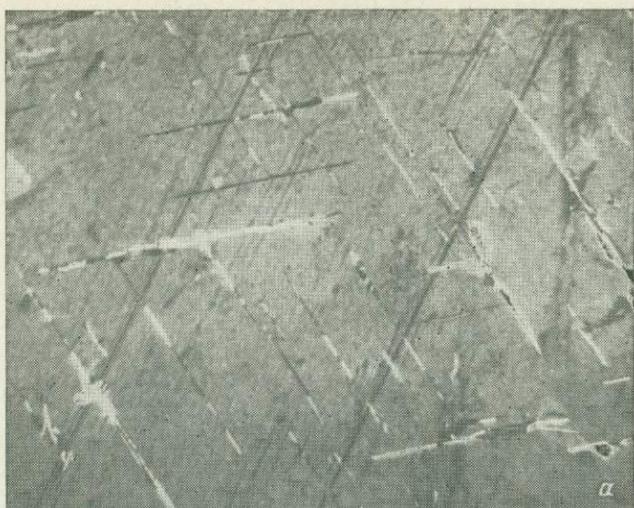
Рис. 2. Гистограммы распределения включений различных размеров.

1 — включения магнетита, турмалина, граната, циркона, апатита и сподумена в полевых шпатах, слюдах; 2 — включения уранинита, ниобатов, берилла и гельвина в полевых шпатах, слюдах, кварце и поллициите; 3 — включения непрозрачного рудного вещества в кварце ( $D$  — размеры кристаллов — включений).

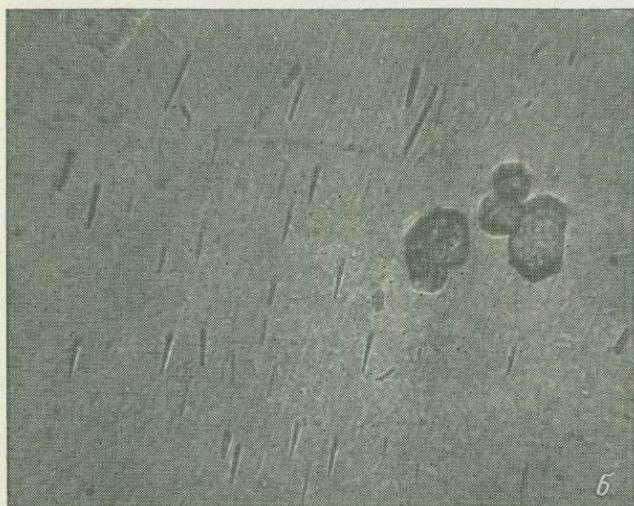
мутин, самородный висмут, молибденит и базобисмутит (Елисеевка и Ала-куртти).

В мусковите, лепидолите, гранате, турмалине и сфене во всех изученных случаях резко преобладают включения породообразующих минералов, особенно кварца. Перечисленные минералы часто образуют крупные (и гигантские — до 1 м) кристаллы пойкилобластового типа, переполненные (особенно в периферических частях) зернами окружающих минералов. Включения в них редкометальных минералов распределены неравномерно и в целом более редки, за исключением вростков позднего сподумена. В качестве включений в указанных минералах обнаружены ниобаты, магнетит, монацит, апатит, сфен, кассiterит, пирротин, ортит, корунд, циркон и симпсонит. В темном сфене из пегматитов Слюдянки обнаружена также вкрапленность пирохлора (рис. 3, *з*).

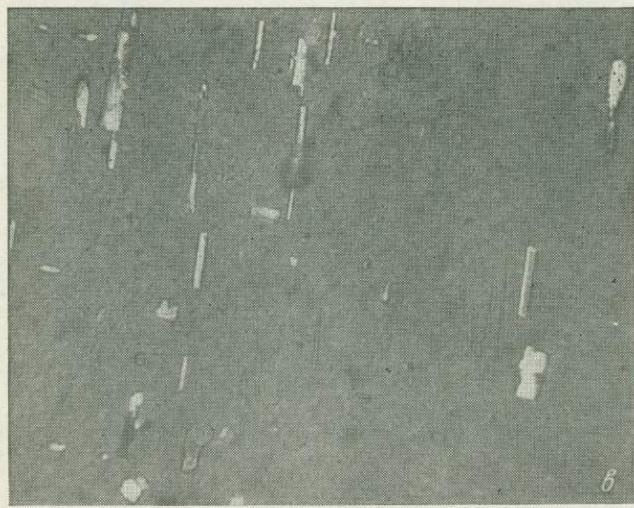
Морфология и расположение отдельных первичных кристаллов-включений в монокристаллах минералов выдержаны и закономерны. Игольчато-шестоватые кристаллы берилла, сподумена, турмалина и длиннопризмати-



а



б



в

Рис. 3. Первичные включения в минералах. Прозрачные пластины, увел. 100 (а, е, ж) и 250 (б—д, з), николи скрещены.

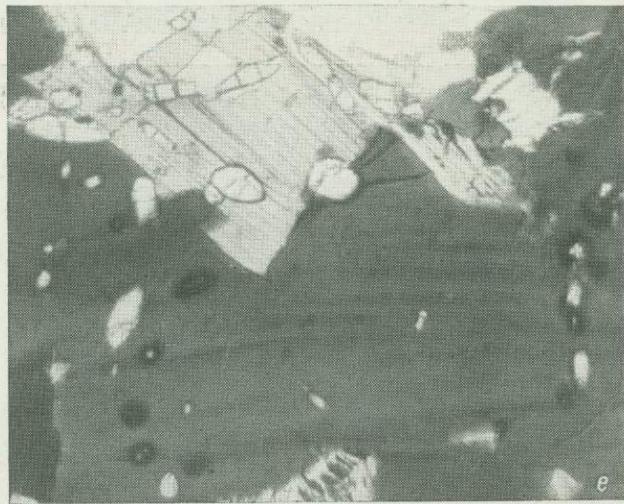
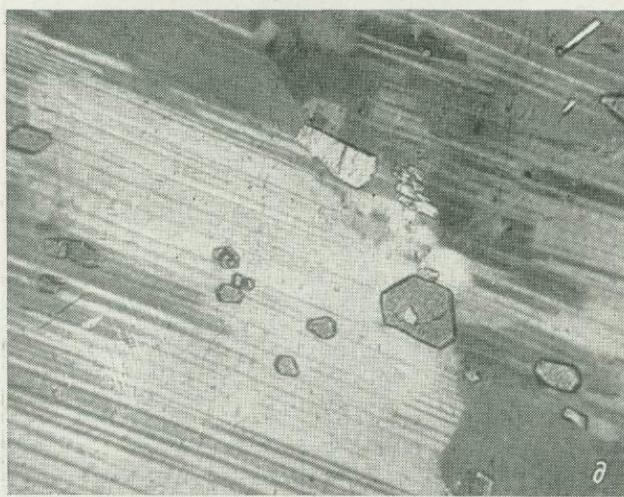
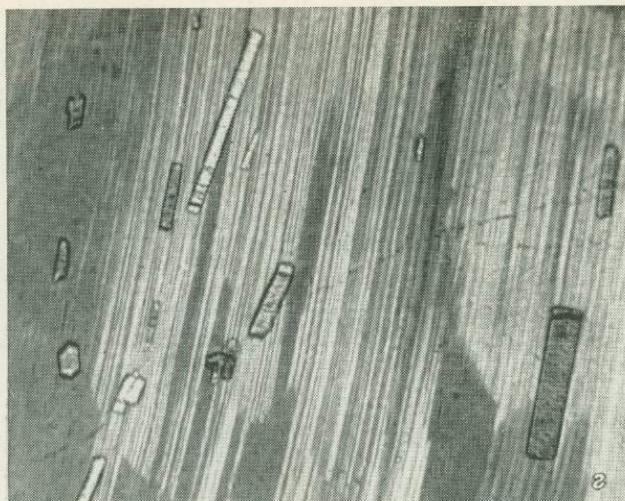


Рис. 3 (продолжение).

ческого апатита обычно вытянуты вдоль плоскостей спайности или двойникования полевых шпатов или ориентированы под малым углом к ним (рис. 3, *a*—*г*). Более изометричные кристаллы циркона, ортита, коротко-призматического апатита и сфена реже обнаруживают аналогичную ориентировку (рис. 3, *б*, *ð*). Магнетит, ильменит, монацит, колумбит и пирротин

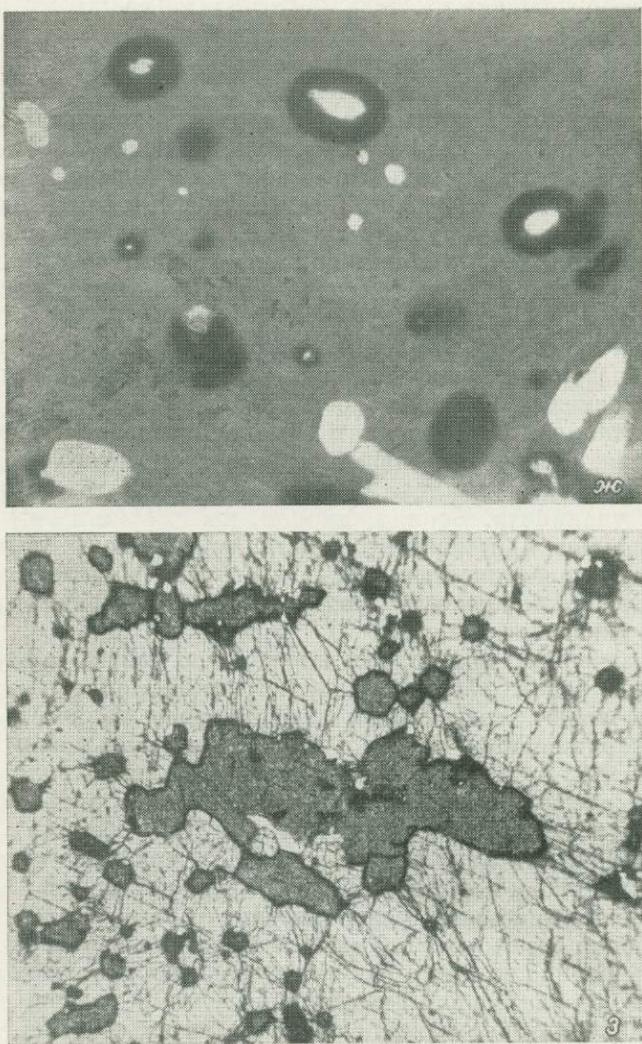


Рис. 3 (продолжение).

*а* — тончайшие вrostки мусковита (светлое) по зонам роста в ортоклазе (Елисеевка, Украина); *б* и *в* — тонкоигольчатый берилл (*б*) и апатит (*в*) в микроклине; более крупные ограненные кристаллы (*б*) — циркон (*б* — Кольский полуостров, *в* — Тыва, Дээс); *г*, *ð* — включения в пластиоклазе апатита (*г*) и циркона (*ð*) (*г* — Кольский полуостров, *ð* — Слюдянка); заметна четкая ориентировка шестоватых кристаллов апатита и берилла вдоль плоскостей спайности в микроклине и ортоклазе или вдоль двойников шпатов в пластиоклазе; *е*, *ж* — включения в биотите циркона (с плеохроичными двориками) и более крупных зерен (светлые) апатита (*е* — Асу-Булак, *ж* — Тыва, Сольбельдер); *з* — пирохлор (темное) в кристалле сфена (Слюдянка).

обычно образуют тонкие пластины, ориентированные таким же образом, но чаще приуроченные к границам блоков или крупных двойников преимущественно в периферических зонах кристалла. Пластины литиевых слюд и мусковита располагаются по плоскостям спайности полевых шпатов (рис. 3, *а*), реже ориентированы к ним под различными углами. В слюдах

все без исключения кристаллы микропримесей заключены в межлистовых плоскостях и резко уплощены перпендикулярно им.

Наиболее уплощены зерна ниобатов, монацита, сподумена, уранинита, торита, карбурана, магнетита и ильменита, в меньшей мере зерна циркона, апатита, граната и турмалина. Но и последние минералы приобретают листовидный характер. Обычно такие включения сохраняют характерную форму в плане, но толщина их столь ничтожна (менее 0.01 мм), что в поперечных разрезах пачек слюды включения обнаруживаются очень редко (в 10—15% случаев) и то лишь самые крупные из них. Но при просмотре свыше 80% листов слюды содержат включения (рис. 3, *е*, *ж*). Наиболее крупные кристаллы-включения из мусковита Алакуртти, Малиновой Вараки и Елисеевки имели поперечник до 3 мм при толщине менее 0.001 мм; включения в биотите Ильменских гор (копь 50) — до 2 см в поперечнике при толщине до 1 мм (магнетит и монацит) или 0.5 мм (колумбит и самарскит). Скопления кристаллов-включений в крупных монокристаллах породообразующих минералов распределяются по зонам или плоскостям, обычно параллельным их внешним контурам и часто секущим направления плоскостей спайности и двойникования.

Морфология и состав вторичных включений более однообразны. Эти включения образуют секущие микропрожилки и скопления в трещинах, участках микросмещений, межблочных подвижек (рис. 1) и в измененных участках кристаллов. В прожилках обычно развивается агрегат позднегварца, альбита, бесцветных слюд, позднего игольчатого сподумена с примесью зерен граната, турмалина, берилла, кассiterита, циркона, тантало-ниобатов или уранинита. Берилл, циркон, кассiterит и гранат обычно образуют мельчайшие идиоморфные кристаллы, а слюды, тантало-ниобаты, уранинит — тонкопластинчатые, часто изогнутые выделения. Они ориентированы в плоскости прожилка под углом или перпендикулярно к нему, врастая в окружающие минералы.

Во всех изученных кристаллах породообразующих минералов определено содержание редких элементов (табл. 3); иногда определения выполнены по отдельным зонам, содержащим неодинаковое количество включений. При этом обнаруживается хорошая корреляция повышенных содержаний Be, Ti, Ta, Th, Nb, Zr и TR с количеством минеральных включений соответствующего химического состава. Основными минералами-носителями редких элементов в пегматитах являются: для Be — берилл; для Li — Li-слюды и сподумен; для Zr — циркон; для U — уранинит и самарскит; для Th — торит; для TR — монацит, ксенотит (редко эвксенит); Nb и Ta — колумбит и пирохлор-микролит (реже эвксенит и самарскит); для Ti — ильменит. В образцах без включений эти элементы вообще не обнаруживаются или же их содержание во много раз ниже, чем в образцах тех же минералов с включениями. В зонах, обогащенных включениями, содержание элементов, входящих в минералы-включения, также значительно выше, чем в участках тех же кристаллов, стерильных от включений. Особенно наглядно эти положения заметны на примере плагиоклаза (с локальными включениями берилла и сподумена), микроклина (с включениями берилла, сподумена и колумбита), биотита и мусковита (с включениями монацита и циркона).

Установлено, что обычные содержания Be в полевых шпатах из пегматитов составляют 0.000 *n*, а «ураганные» содержания (особенно свыше 0.01%) обнаружены только при наличии включений берилла. Присутствие в кварце, полевых шпатах, сподумене Zr, Be, U, TR, Th, Nb, Ta, Ti, Sc и B, вероятно, целиком обусловлено наличием включений минералов этих элементов. В образцах, стерильных от включений, указанные элементы не обнаружены. Присутствие перечисленных элементов в слюдах может быть также на 90% обусловлено наличием включений. Обычное содержание Nb, Ta, Zr, Be в биотите, флогопите, мусковите, лепидолите и других литиевых слюдах не превышает 0.001 %, а TR, Th и U в них вообще отсутствуют. При этом сле-

Таблица 3

## Содержание элементов-примесей в минералах пегматитов

Местонахождение (пегматитовое поле)	Минерал	Zr	Nb	Ta	Ti	Sr	Ba	TR	Li	Rb	Cs	Be	U	Th	B	Sc
Чупинско-Лоухское и Енское	Микроклин	0.008	Не обн.	Не обн.	0.08	0.008	0.007	Не обн.	0.009	0.124	0.001	0.006	Не обн.	Не обн.	0.001	—
	Плагиоклаз	0.017	»	»	0.08	0.075	0.002	0.001	Не обн.	—	—	0.009	»	»	0.003	Не обн.
	» *	0.011	»	»	0.16	0.075	0.002	0.033	0.0007	—	—	0.007	»	—	0.002	» »
	Мусковит	0.018	0.0007	0.0001	0.14	0.008	0.067	0.0102	0.058	0.135	0.009	0.0012	0.001	0.001	0.005	0.0010
	» *	0.044	0.0015	0.0001	0.18	0.009	0.080	0.019	0.050	0.128	0.007	0.0012	—	—	0.004	0.0019
	Алакурттинское	Микроклин	0.002	0.0001	0.00001	0.006	0.010	0.024	Не обн.	—	0.048	—	0.0005	0.002	Не обн.	0.0004
Елисеевское	Биотит	0.112	0.003	0.0002	1.04	0.037	0.094	0.001	0.023	0.087	0.002	0.0009	Не обн.	0.008	0.0002	0.009
	» »	0.18	0.012	—	1.40	0.035	0.094	0.039	0.04	0.091	—	—	0.009	0.009	—	0.007
	Мусковит	0.010	0.003	Не обн.	0.12	0.012	0.097	0.001	0.016	0.127	0.001	0.002	0.004	0.004	0.0007	0.005
	Микроклин	0.004	—	—	—	0.029	0.076	0.009	0.007	0.087	—	0.001	—	—	—	—
Слюдянское	Мусковит	0.04	0.007	0.0004	0.09	0.011	0.008	Не обн.	—	0.066	0.001	0.0009	—	—	—	—
	» *	0.06	0.011	—	0.09	—	—	0.020	0.009	0.060	—	—	—	Не обн.	Не обн.	—
	Микроклин	—	—	—	—	0.001	0.008	—	0.001	0.058	0.002	0.0009	0.002	0.005	—	—
	Плагиоклаз	—	Не обн.	—	0.02	0.081	0.008	0.008	0.001	—	—	0.0003	Не обн.	—	—	—
Ильменогорское	Биотит	0.011	0.003	0.0001	0.89	0.042	0.007	0.001	0.031	0.074	0.002	0.0002	» »	Не обн.	0.0006	0.0001
	» *	0.020	0.005	—	1.11	0.040	0.008	0.009	0.032	—	—	0.0004	0.009	0.012	—	0.0021
	Микроклин	—	—	—	—	0.002	0.009	—	0.001	0.218	0.002	0.0005	Не обн.	Не обн.	0.0002	—
	Альбит	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.012	0.001	—	—	—	—	0.0001	» »	» »	—	—
Изумрудные копи	Биотит	0.045	0.009	—	0.07	0.009	0.001	0.011	—	—	—	0.0017	0.007	» »	0.0008	—
	» *	0.044	0.006	0.002	1.45	0.008	0.23	Не обн.	0.085	0.06	—	0.0009	0.001	0.001	—	0.0022
	Плагиоклаз	0.006	Не обн.	—	—	0.021	0.002	—	0.005	—	—	0.0001	—	—	0.0005	0.0001
	Флогопит	0.009	0.002	—	0.88	0.073	0.094	0.01	0.079	0.145	0.031	0.015	—	—	0.011	0.005
	» *	0.018	0.009	—	0.90	0.080	0.090	0.019	0.083	0.450	0.074	0.0270	Не обн.	—	0.42	—

Таблица 3 (продолжение)

Местонахождение (пегматитовое поле)	Минерал	Zr	Nb	Ta	Ti	Sr	Ba	TR	Li	Rb	Cs	Be	U	Th	B	Sc
Сольбельдерское	Микроклин	0.002	—	—	—	0.008	0.009	—	0.009	0.0002	0.0006	0.0011	Не обн.	Не обн.	0.008	0.0010
	Альбит	—	He обн.	—	—	0.009	0.001	—	0.001	—	—	0.0008	—	—	0.0002	—
	» *	—	0.0040	0.0010	—	—	—	0.002	0.008	—	—	0.0014	—	—	0.011	—
	Мусковит	0.03	0.0035	0.0017	0.040	0.008	0.12	—	0.45	1.21	0.076	0.003	—	—	0.016	0.008
	» *	—	0.0077	0.0030	—	0.009	0.14	0.44	0.83	1.19	0.075	0.010	—	—	0.014	—
	Лепидолит	—	0.002	0.0011	0.05	0.002	0.09	—	—	1.33	0.140	0.002	—	—	0.118	0.007
	» *	—	0.009	0.003	—	—	—	—	—	1.30	0.098	0.009	—	—	0.215	—
Асубулакское	Турмалин	0.076	0.007	0.0033	0.19	0.034	0.006	0.02	0.65	0.021	—	0.031	—	—	—	0.011
	Мусковит	0.007	0.005	0.004	0.11	0.08	0.099	—	1.12	0.265	0.130	0.002	0.005	Не обн.	0.015	—
	» *	0.010	0.009	0.010	0.09	—	—	—	2.19	0.311	0.099	0.010	Не обн.	» »	0.044	—
	Лепидолит	0.009	0.002	0.002	0.01	0.02	0.115	—	—	1.28	0.112	0.0020	» »	» »	0.013	0.009
Восточно-саянское	» *	0.008	0.009	0.011	0.12	—	—	Не обн.	—	1.46	0.675	0.0126	—	—	0.131	—
	Альбит	0.008	He обн.	—	He обн.	0.019	0.003	—	0.01	—	—	0.0037	—	—	0.0333	0.0004
	Лепидолит	—	0.0008	0.0005	0.015	—	—	—	0.021	—	—	0.0052	—	—	0.112	—
Кольское	Микроклин	—	He обн.	—	—	0.02	0.07	—	—	0.06	0.007	0.002	—	—	—	—
	» *	—	0.0011	0.0010	—	0.018	0.012	—	—	0.26	0.008	0.001	—	—	0.033	—
	Лепидолит	—	0.001	0.0012	—	—	—	—	—	1.136	0.136	0.008	0.005	0.002	0.004	0.002
	Турмалин	0.01	0.002	0.001	0.09	0.128	0.25	—	1.53	0.45	0.02	0.008	—	—	—	0.022

Примечание. Звездочкой (\*) отмечены образцы минералов с обнаруженными и диагностированными включениями: ксенотима и монацита (в мусковите из пегматитов Чупинско-Лоухского поля), эвксениита (Алакурттинское поле), колумбита и монацита (Ильменогорское поле), тантало-колумбита, сподумена, берилла (Кольское поле, Восточно-Саянское, Асубулакское и Сольбельдерское поля). Nb, Ta, TR, Ti, U, Th определены химическим методом (аналитики М. В. Кухарчик, Т. А. Полякова и Т. А. Муравьева); Sr, Ba, Li, Rb, Cs — методом фотометрии пламени (аналитики Г. А. Попова, Т. А. Капитонова) и Tb, Th, B, Be, Sc, Sr, Zr — спектральным методом (аналитики Л. Г. Логинова и В. И. Феоктистова), в лаборатории ИМГРЭ.

дует учитывать, что содержания Nb, Ta, Zr и Be порядка сотых—тысячных долей процента находятся вблизи предела чувствительности химического и спектрального методов анализа, и достоверность определения таких концентраций уменьшается.

Вероятно, можно допустить наличие примеси любого из редких элементов и любого из редкometальных минералов в любом из минералов в виде рассеянной примеси в малых количествах (менее 0.001 %). Но доказать изоморфное или неизоморфное вхождение компонентов на современном техническом уровне затруднительно, а часто невозможно. Оптимальный размер микровключений 0.05—0.001 мм (рис. 2). Но при возрастании увеличения обнаруживаются все новые и новые включения (менее 1 мкм), вплоть до точечных при увеличении выше 1000, поэтому даже микрозондирование не может разрешить этот вопрос (при разрешающей способности микроанализаторов до 1 мкм).

Существование изоморфной примеси можно с большой вероятностью допустить для Cs и Rb в слюдах и полевых шпатах; Li, частично Nb и Ta в темных железистых слюдах; Li в турмалине и слюдах; TR, Ti и частично Nb и Ta в кальциево-железистых гранатах; Sr и Ba в слюдах и полевых шпатах; TR, Sr, Ba, в меньшей степени U и Th в апатите и сфене. В изученных пегматитах не было обнаружено минералов Rb, Sr и Ba; минералы Cs, Be, Li отсутствуют в древних керамических пегматитах Карелии, Украины и Прибайкалья, а минералы Ti, Th и U — во многих литиеносных жилах Украины и Кольского полуострова.

Вероятно, содержание изоморфной примеси редких элементов в породообразующих минералах в известных пределах допустимо и в значительной мере определяется кристаллохимическими особенностями минералов. Несомненно, большое влияние на него оказывает и характер минералообразующей среды, в особенности концентрации конкретных элементов.

### Заключение

1. В породообразующих минералах пегматитов различных типов обнаружены многочисленные, чрезвычайно неравномерно распределенные микровключения кристаллов редкometальных минералов первичного или вторичного происхождения. В качестве включений встречены только те минералы, которые образуют и макрокристаллы в данной пегматитовой жиле. Минимально количество включений в кварце, максимально в плагиоклазе и биотите. Наиболее распространенный размер включений — 0.05—0.001 мм.

2. Для каждого из минералов характерен особый, преимущественный состав первичных включений: для кварца — магнетит, tantalониобаты и пирротин; для калиевых полевых шпатов — альбит, кварц, слюды, берилл, сподумен и турмалин; для плагиоклаза — апатит, берилл, циркон и турмалин; для биотита — гранат, магнетит, циркон, апатит и монацит. Кристаллы — включения ориентированы преимущественно вдоль плоскостей спайности, двойникования или блоковых швов в монокристаллах породообразующих минералов.

3. Повышенные содержания редких элементов в породообразующих минералах пегматитов в значительной мере связаны с присутствием в них микропримесей. Содержание Zr, Nb, Ta, Be, TR, U и Th и частично Ti в слюдах, полевых шпатах, кварце, сподумене, гранате и турмалине преимущественно связано с присутствием микропримесей редкometальных минералов, а не с изоморфным замещением этими элементами каких-либо петрогенных компонентов в минералах. Изоморфное вхождение в породообразующие минералы допустимо для Li (в слюдах), Rb и Cs (в слюдах, калиевых полевых шпатах и сподумене), Sr и Ba (в полевых шпатах и слюдах). Включения минералов Li в слюдах редки и встречены только в сподуменовых пегматитах;

Rb, Cs, Sr и Ba не образуют собственных минералов в пегматитах, а поллюцит присутствует только в сподуменовых пегматитах; Rb, Cs, Ba (и Sr), вероятно, изоморфно замещают K, а Li — Mg.

4. Для изучения форм присутствия Nb, Ta, Ti, Zr, Be, TR, Th, U и Sc в лейкократовых породообразующих силикатах (полевых шпатах, слюдах и сподумене), кварце, гранате и турмалине валовые химические анализы этих минералов из больших навесок неприменимы даже при тщательной отборке. В этих целях следует проводить изучение микровключений в минералах с параллельным определением отдельных элементов из микронавесок микрометодами (нейтронно-активационным, спектральным или рентгеноспектральным) из разных кристаллов или их зон и их микрозондирование. Определение содержания компонентов для каждого из минералов следует производить путем усреднения ряда штуфных проб с предварительным усреднением или исключением «ураганных» значений. Особенно мало применима для детальных геохимических исследований крупно- и гигантокристаллических пегматитов отборка минералов из большеобъемных (свыше 1 кг) валовых проб, в которые попадают разные кристаллы, их зоны и разные генерации минералов.

#### ЛИТЕРАТУРА

Капустин Ю. Л., Капитонова Т. А. О форме нахождения редких элементов в слюдах. — ЗВМО, 1971, ч. 101, вып. 6.

Г. Ф. АНАСТАСЕНКО, А. Г. БУЛАХ,  
П. А. ВАГАНОВ, А. И. БУЛНАЕВ

#### К МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ТАНТАЛА В КАМАФОРИТАХ<sup>1</sup> И КАРБОНАТИТАХ ТУРЬЕГО ПОЛУОСТРОВА (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Тантал является одним из типоморфных химических элементов в массивах щелочных ультраосновных пород и карбонатитов. Общие особенности геохимии tantalа в них изучены при исследовании карбонатитовых комплексов Карело-Кольской и Маймече-Котуйской петрографических провинций (Кухаренко и др., 1965; Бородин и др., 1969; Кухаренко и др., 1971; Бородин и др., 1972). Из этих особенностей наиболее слабо освещены количественные закономерности распределения tantalа в породообразующих минералах в отдельных типах пород и их разновидностях в конкретных массивах. В данной работе эти вопросы рассматриваются применительно к камафоритам и карбонатитам Центрального массива Турьего полуострова, характеризующимся проявлением в них разнообразной акцессорной редкometальной минерализации (Булах и др., 1973; Дапин, Афанасьев, 1973; Булах, 1974б).

Геологическая позиция, разновидности камафоритов и карбонатитов. Центральный массив Турьего полуострова на Белом море относится к кaledонской формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Балтийского щита. Площадь массива в современном срезе составляет около 20 км<sup>2</sup>. Он характеризуется обычным для подобных массивов строением (Булах, 1974а) и сложен пироксенитами, мельтейгитами, ийолитами, мелилит-содержащими породами. Массив сопровождается небольшими (0.2—0.6 км<sup>2</sup>)

<sup>1</sup> Под камафоритами нами в соответствии с терминологией Л. С. Бородина и др. (1969) подразумеваются породы рудного комплекса.

сателлитами и окружен мощным (0.5 км) ореолом фенитов, развитых по вмещающим его гранодиоритам.

Карбонатиты образуют в ядерной части массива штокообразное вертикальное тело. Его площадь в поперечном сечении составляет около 1.0 км<sup>2</sup>. Небольшие залежи карбонатитов известны и за пределами штока, а также обнаружены в сателлитах Центрального массива. Камафориты древнее карбонатитов. Пространственно они подчинены карбонатитам и обычно залегают в карбонатитовом штоке в виде разрозненных (реликтовых) серповидных в плане тел или среди карбонатитов в сателлитах массива. Лишь одно крупное жильное тело камафоритов залегает среди щелочных пород, но и оно окружено тонкой каймой карбонатитов.

По минеральному составу среди камафоритов выделены следующие разновидности: кальцито-форстерито-магнетитовые, диопсидо-кальцито-магнетитовые с актинолитом и флогопитом, кальцито-тетраферрифлогопито-магнетитовые. Среди карбонатитов преобладают разновидности, отличающиеся друг от друга по набору темноцветных и других минералов — форстерита, диопсида, актинолита, флогопита, монтичеллита, мелилита. Часто эти породы сильно изменены, в них появляется тетраферрифлогопит, они подвергаются рассланцеванию и милонитизации с образованием tremolито-рихтерита, а позже хлорита. Помимо кальцитовых карбонатитов в редких случаях отмечаются более молодые по отношению к ним кальцито-доломитовые и доломитовые карбонатиты. Наконец, самыми поздними являются единичные маломощные кальцитовые жилы с цеолитами. Главные разновидности камафоритов и карбонатитов перечислены в их возрастной последовательности в табл. 1.

Таблица 1

[Ассоциации и распространность акцессорных редкокометальных минералов в камафоритах и карбонатитах Тульского полуострова

Тип пород	Разновидности пород, число изученных проб	Характерные акцессорные редкокометальные минералы и число проб, в которых наблюдался минерал
Камафориты	Форстерито-магнетитовые, 2	Бадделеит, 2; циркон, 2; пирохлор, 1
	Диопсидо-кальцито-магнетитовые, 3	Бадделеит, 2; ильменит, 2; циркон, 1
	Кальцито-магнетитовые с тетраферрифлогопитом, 11	Циркон, 9; пирохлор, 6; бадделеит, 4; гатчеттолит, 2; кальциртит, 2; ильменит, 1
Карбонатиты	Форстерито-кальцитовые, 9	Бадделеит, 9; ильменит, 1
	Диопсидо-кальцитовые, 11	Бадделеит, 9; кальциртит, 8; циркон, 1
	Мелилито-кальцитовые *, 10	Дизаналит, 10; циркон, 7
	Биотито-кальцитовые, 2	Циркон, 2
	Флогопито-кальцитовые	Бадделеит, 7; циркон, 5; кальциртит, 5; пирохлор, 4; цирклит, 2
		Пирохлор, 13; циркон, 10; бадделеит, 6; гатчеттолит, 4; кальциртит, 3
		Циркон, 8; гатчеттолит, 4; бадделеит, 3; пирохлор, 3
		Циркон, 1; ильменит, 1; пирохлор, 1
Кальцитовые с цеолитами, 4		Отсутствуют
Доломито-кальцитовые, 1		Циркон, 1

\* Возрастное положение неясно.

**Методика исследований.** Минералы тантала и их спутники изучены в 128 пробах весом от 1 до 3 кг, отобранных из керна скважин из различных разновидностей камафоритов и карбонатитов. Пробы дробились вручную. После выделения акцессорных минералов их изучение производилось в фракциях 0.5—0.25 мм с контрольным просмотром более крупных фракций.

Содержание тантала в минералах камафоритов и карбонатитов определялось нейтронно-активационным, химико-аналитическим, рентгеноспектральным и количественным спектральным методами. Наибольшее число проб (125) проанализировано нейтронно-активационным методом на кафедре ядерной геофизики ЛГУ. Использовалась методика, описанная Е. И. Зайцевым и др. (1970).

Образцы пород, минералов и эталоны в запаянных кварцевых ампулах подвергались облучению в течение 100 ч в потоке нейтронов интенсивностью  $5 \cdot 10^{13}$  нейтронов/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ . После облучения образцы выдерживались в течение двух недель, чтобы избавиться от мешающего измерениям действия активированных изотопов других элементов. Измерения гамма-спектров образцов проводились на полупроводниковом спектрометре, включающем германиево-литиевый детектор объемом 20  $\text{см}^3$  с разрешением 8 кэВ, систему усиления сигналов и 800-канальный анализатор. Изотопы идентифицировались по фотопикам соответствующих линий. На рисунке приведен в качестве примера характерный спектр циркона. Содержание тантала в пробах вычислялось по соотношению площадей, характерных для пробы и эталона пиков  $\gamma$ -линий изотопа  $\text{Ta}^{182}$  ( $T=115$  дней) с энергией 1222 и 1231 кэВ. Порог чувствительности метода составляет  $5.0 \cdot 10^{-5}$  вес. % Та, точность определений  $\pm 10\%$ .

Распределение тантала по минералам изучено в трех пробах с учетом методических рекомендаций Ю. М. Кирнарского (Кольск. фил. АН СССР),работанных при изучении геохимии тантала в карбонатитовых массивах. Количественно-минеральный состав проб подсчитывался во фракции 0.5—0.25 мм и более мелкой, промытой от пыли.

**Обсуждение результатов.** При изучении протолочек установлено, что акцессорная танталовая минерализация в камафоритах и карбонатитах Центрального массива не имеет самостоятельного характера. Выявлен лишь один собственный минерал тантала — гатчеттолит. Он появляется в определенные стадии формирования камафоритов и карбонатитов как часть их комплексной Ti-Zr и Nb-Ta акцессорной минерализации; ведущими элементами оказались Zr и Nb.

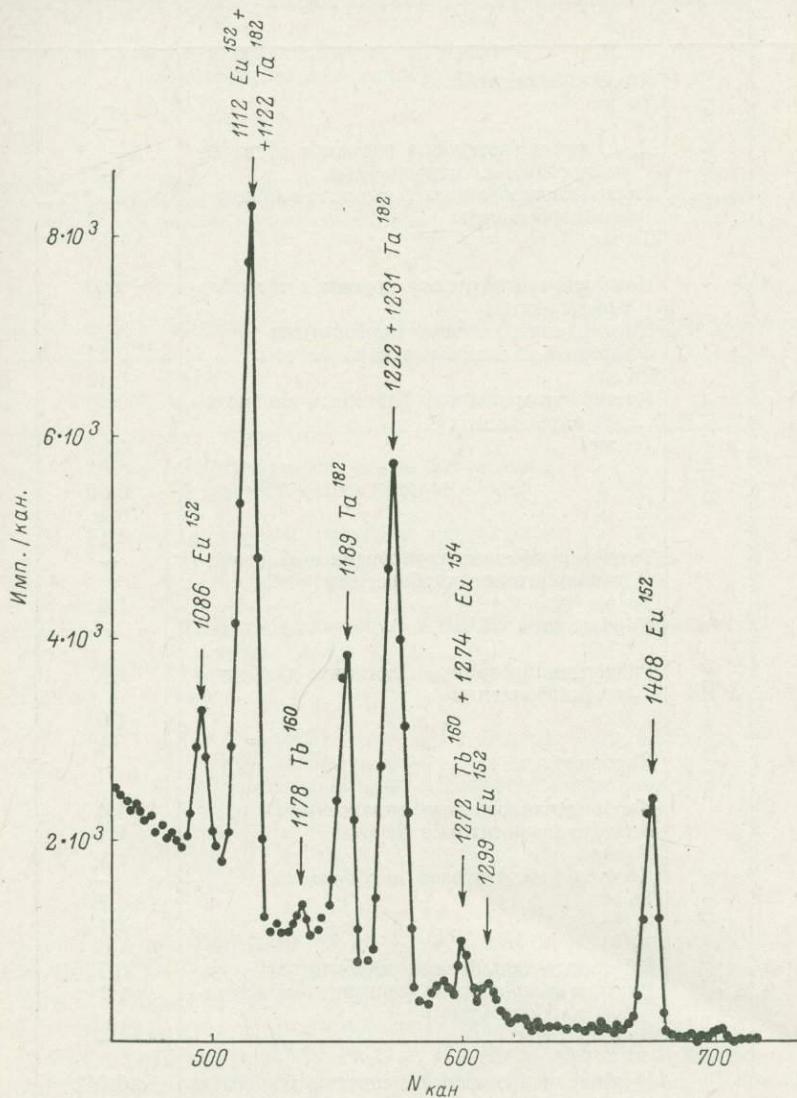
Камафориты характеризуются существенно циркониевой минерализацией, представленной бадделеитом и цирконом. Гатчеттолит и пирохлор появляются в камафоритах при их кальцитизации. Заметно возрастает при этом и количество циркона. Особенно характерен гатчеттолит с пирохлором и цирконом для разновидностей пород с тетраферрифлогопитом.

В ранних карбонатитах гатчеттолит не отмечен, редкometальные минералы в целом представлены в незначительной степени. В форстерито-кальцитовых карбонатитах постоянно присутствует бадделеит, обнаруженный во всех пробах из этих пород. В диопсидо-кальцитовых карбонатитах акцессории представлены бадделеитом и кальцирбитом; в одной пробе отмечен циркон.

В более поздних флогопито-кальцитовых карбонатитах число редкometальных минералов заметно возрастает: в них обнаружены бадделеит, кальцирбит, цирклит, циркон и пирохлор. Особенно обильные выделения зерен пирохлора и вкрапленность мелких зерен и кристаллов гатчеттолита отмечаются в рассланцеванных или милонитизированных участках этих пород с вторичными риختерито-тремолитом или тетраферрифлогопитом.

В мелилите-кальцитовых карбонатитах постоянно присутствует лишь один акцессорный минерал — дизаналит, относительно обогащенный танталом.

Выявленные ассоциации редкометальных минералов представлены в табл. 1. В целом отчетливо вырисовывается смена циркониевой (бадделеит-кальциртитовой) минерализации в ранних разновидностях камафоритов и карбонатитов комплексной Zr-Nb-Ta минерализацией в поздних кальцитовых карбонатитах. Характерна приуроченность гатчettолита и пирохлора к разновидностям пород, обогащенным вторичными рихтерито-тремолитом



Энергетический спектр  $\gamma$ -излучения циркона, активированного тепловыми нейтронами при продолжительности облучения 100 ч и последующей выдержке в течение 25 сут ( $m = 14$  мг,  $t_{\text{изм}} = 20$  мин,  $E_{\gamma} = 300 - 1600$  кэВ,  $C_{\text{Ta}} = 2 \cdot 8 \cdot 10^{-3}\%$ ,  $C_{\text{Fu}} = 1 \cdot 10^{-3}$ ).

или тетраферрифлогопитом, а также более позднее выделение пирохлора по отношению к гатчеттолиту. Свойства и состав гатчеттолита и пирохлора описаны в специальных публикациях (Булах и др., 1973; Лапин и Афанасьев, 1973).

Помимо самостоятельного минерала — гатчеттолита — tantal обнаружен в виде примеси практически во всех минералах камафоритов и карбонатитов (табл. 2—3). Наиболее высокие его содержания характерны для пирохлора (от 0.12 до 4.6 % Ta), дизаналита (0.012—1.70 %  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ), циркелита

Таблица 2

Содержание тантала в сложных окислах титана, ниобия, циркония, кальция,  
вес. %

Номер образца	Минералы	Породы	Методы определения	
			нейтронно-активационный (Ta)	химико-аналитический (Ta) ***
78	Гагёттолит	Апатито-магнетитовые	—	10.41
		То же	—	11.48
		» »	—	9.21
		Кальцито-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом, карбонатиты	5—7 *	—
		Рильтеритизированные флогопито-кальцито-вые карбонатиты	12.3 **	—
		То же	7.5	—
		Кальцито-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом	0.66	—
		Диопсидо-кальцитовые карбонатиты	0.2	—
		Флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.52	—
		То же	0.12	—
179	Широклор	Рильтеритизированные флогопито-кальцито-вые карбонатиты	0.14	—
		То же	4.6	—
		» »	0.65	—
		» »	0.80	—
		» »	0.2	—
		» »	0.16	—
		Тетраферрифлогопитизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	—	0.56
		То же	1.3	—
		Карбонатиты	—	0.76
		Рильтеритизированные флогопито-кальцито-вые карбонатиты	1.4	—
762	Циркелит	То же	1.0	—
		» »	0.46	—
762-1	Кальциртит	Карбонатиты	—	до 0.002
		Карбонатизированные пироксениты	1.4	—
		Апатито-магнетитовые породы	1.1	—
		То же	1.1	—
		Диопсидо-кальцитовые карбонатиты	—	—
		То же	1.7	—
		» »	1.1	—
		» »	1.6	—
		Флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.71	—
		Рильтеритизированные флогопито-кальцито-вые карбонатиты	1.1	—
762	Диазаналит	Карбонатиты	—	0.34
		Карбонатизированные щелочные породы	0.012	—
		То же	0.014	—
		» »	0.062	—
		» »	0.63	—
		Мелилито-кальцитовые карбонатиты	0.57	—
		То же	0.39	—
		» »	0.53	—
		» »	0.46	—
		» »	0.72	—
114	Диазаналит	Флогопито-кальцитовые карбонатиты	—	0.53
		Тетраферрифлогопитизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.50	—
		Хлоритизированные флогопито-кальцито-вые карбонатиты	0.04	—
		Карбонатиты	—	1.40
3/250		То же	—	0.52

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Минералы	Породы	Методы определения	
			нейтронно-активационный (Ta)	химико-аналитический (Ta) ***
19/259 3/250	Ильменит	Флогопито-кальцитовые карбонатиты Хлоритизированные кальцитовые карбонатиты	0.12 0.005	— —

\* По результатам рентгеноспектрального анализа (Булах и др., 1973).

\*\* По результатам количественного спектрального анализа (Булах и др., 1973).

\*\*\* По результатам химического анализа (Лапин, Афанасьев, 1973).

Таблица 3

Содержание тантала в бадделите и цирконе по данным нейтронно-активационного метода

Номер образца	Минералы	Породы	Ta, вес. %
509	Бадделлит	Карбонатизированные широксениты	0.125
150		Форстерито-магнетитовые породы	0.15
Д-154		То же	0.10
Д-390		Диопсидо-кальцитовые карбонатиты	0.38
Д-289		То же	0.15
161		Карбонатизированные щелочные породы	0.0014
92		То же	0.0008
78		Кальцито-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом	0.009
74		То же	0.01
738		» »	0.03
761	Циркон	Тетраферрифлогопитизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.045
179		Рихтеритизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.016
762		То же	0.003

(0.46—1.4% Ta), кальциртита (0.71—1.4% Ta) и ильменита (0.005—0.12% Ta). В них тантал входит в виде изоморфной примеси в позиции Nb (в пирохлорах) или Ti. Относительно высокие содержания тантала (0.1—0.38%) выявлены в бадделите. Постоянно устанавливается изоморфная примесь тантала в магнетите (до 0.003%  $Ta_2O_5$ ). Примесь тантала обнаружена также в анализировавшихся пробах других минералов — породообразующих силикатов карбонатитов, сульфидов и в апатите (табл. 4). В пирите, пирротине, халькопирите, кальците, апатите, вероятнее всего, примеси тантала не являются структурными. В флогопите и других силикатах допустимо вхождение тантала в минерал в позиции Mg и Fe по схемам цепного изоморфизма вслед за титаном.

В целом кроме гатчettолита заметную роль в картине распределения тантала в камафоритах и карбонатитах играют акцессорные редкометальные минералы, породообразующие магнетит и силикаты. Более неожиданно распределение тантала в разновидностях пород, где нет гатчettолита, а «концентраторами» тантала оказываются пирохлор и другие акцессорные минералы. В этих случаях главная доля тантала может оказаться сосредоточенной не в типичном тантало-ниобате — пирохлоре, а в циркелиите (табл. 5).

Таблица 4

Содержание тантала в породообразующих минералах по данным нейтронно-активационного метода

Номер образца	Минералы	Породы	Ta, вес. %
738	Магнетит	Кальцито-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом	0.0005
761		Тетраферрифлогопитизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.0025
762		Риxтеритизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.0026
738	Флогопит	Кальцито-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом	0.006
761		Тетраферрифлогопитизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.002
762		Риxтеритизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.0013
431а	Гранат	Карбонатизированные щелочные породы	0.10
431б		То же	0.09
431-3		» »	0.18
738	Кальцит	Кальцито-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом	0.0005
Д-390		Диопсидо-кальцитовые карбонатиты	$\geq 0.00005$
АГ-18		Мелилито-кальцитовые карбонатиты	0.00009
762		Риxтеритизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.0002
78	Апатит	Кальцито-магнетитовые породы	0.00016
В-147		То же	$\geq 0.00005$
738		» »	0.0005
761	Апатит	Тетраферрифлогопитизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.0005
762		Риxтеритизированные флогопито-кальцитовые карбонатиты	0.0002

Описанные особенности распределения акцессорной танталовой и другой редкometальной минерализации в камафоритах и карбонатитах в совокупности с петрографическими наблюдениями говорят о перерыве во времени процесса отложения редкometальных минералов и существовании различий в условиях их образования. Часть из них кристаллизовалась за счет привноса вещества. К ним относятся бадделеит и кальциртит, присутствующие во всех разновидностях изученных пород. Некоторые минералы, очевидно, возникли за счет привноса вещества, мобилизируемого метасоматизирующими растворами при формировании карбонатитов. Таков дизаналит из мелилито-кальцитовых карбонатитов. Все названные выше минералы — бадделеит, кальциртит, дизаналит — относятся к числу «собственных» минералов камафоритов и карбонатитов. От них резко отличается гатчettолит, появление которого в этих породах связано с вторичными процессами: рассланцевания, тетраферрифлогопитизации, риxтеритизации. Аналогичное позднее появление собственно танталовой (пирохлоро-гатчettолитовой) минерализации в камафоритах и карбонатитах характерно для некоторых других карбонатитовых комплексов (Капустин, 1964).

Таблица 5

## Изоморфное рассеивание tantalа по минералам в камафоритах и карбонатитах Турьего полуострова

Минералы	Кальцито-магнетитовые камафориты с тетраферрифлогопитом				Флогопито-кальцитовые карбониты							
					тетраферрифлогопитизированные				рихтеритизированные			
	содержание минерала в породе, вес. %	содержание tantalа в минерале, вес. %	кол-во tantalа, приходящееся на минерал при расчете на 1 г породы	кол-во tantalа, приходящееся на данный минерал, вес. %	содержание минерала в породе, вес. %	содержание tantalа в минерале, вес. %	кол-во tantalа, приходящееся на минерал при расчете на 1 г породы	содержание минерала в породе, вес. %	содержание tantalа в минерале, вес. %	кол-во tantalа, приходящееся на минерал при расчете на 1 г породы	содержание tantalа, приходящееся на данный минерал, вес. %	
Кальцит	10.5	0.0005	0.00005	2.6	48.94	0.0005	0.00025	5.6	42.53	0.0002	0.00009	4.3
Флогопит	54.5	0.006	0.00033	16.7	39.81	0.002	0.00080	18.0	9.69	0.0013	0.00012	5.7
Апатит	4.6	0.0005	0.00002	1.1	10.26	0.0005	0.00005	1.2	43.81	0.0002	0.00009	4.3
Магнетит	22.0	0.0005	0.00011	5.6	0.55	0.0025	0.00001	0.3	3.69	0.0026	0.00010	4.8
Пирохлор	0.22	0.66	0.00145	74.0	0.25	1.3	0.00325	73.7	0.04	0.65	0.00026	12.5
Циркон	0.06	0.003			0.08	0.04	0.00003	0.7	0.06	0.0028	0.00000	—
Циркелит	—	—	—	—	—	—	—	—	0.11	1.2	0.00132	63.4
Кальциррит	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	1.1	0.00111	5.3
Пирит	0.02	0.0005	—	—	0.03	0.004	—	—	0.05	0.0035	—	—
Пирротин	—	—	—	—	0.05	0.045	0.00002	0.5	0.01	0.003	Сл.	—
Халькоирит	0.10	Сл.	—	—	0.03	0.004	0.00000	—	—	—	—	—
Сумма	100	0.001965 *	100		100		0.004411	100	100		0.00209	100

\* По результатам прямого определения 0.00220.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Л. С., Жабин А. Г., Лапин А. В., Харченков А. Г. Рудоносность и генезис камафоритов. — Матер. к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов». Алма-Ата, 1969.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Блюм Н. А. О среднем содержании тантала и некоторых закономерностях его распределения в щелочных породах. — Геохимия, 1969, № 11.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Блюм Н. А. О закономерностях распределения ниобия и величине ниобий-танталового отношения в массивах щелочных пород. — Геохимия, 1972, № 1.
- Булах А. Г. Геологическое строение и этапы формирования массивов щелочных ультраосновных пород и карбонатитов Тульского полуострова (Мурманская обл.). — Вестн. ЛГУ, 1974а, № 24.
- Булах А. Г. (Bułach A. G.) On the minerals of Rare Elements found in Alkaline Rocks and Carbonatites on the Turja peninsula and on their origin. — Miner. Depos., 1974b, v. 6, № 9.
- Булах А. Г., Карпатенков В. Н., Анастасенко Г. Ф. Аксессорные минералы карбонатитов Центрального массива Тульского полуострова. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л., 1973.
- Зайцев Е. И., Днепровский И. С., Сотсков Ю. П., Лаптев В. Г. Радиоактивное определение тантала в минералах и породах с Ge(Li) спектрометром. — ЖАХ, 1970, т. XXV.
- Капустин Ю. Л. Аксессорная редкометальная минералогия карбонатитов Кольского полуострова. — В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М., 1964.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965.
- Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. — Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1971, т. 72, вып. 2.
- Лапин А. В., Афанасьев Б. В. Новые данные об апатит-магнетитовых породах и карбонатитах Центрального массива ультраосновных щелочных пород на Тульском полуострове (Карело-Кольская провинция). — В кн.: Новые данные по геологии и геохимии щелочных пород. М., 1973.

Ю. А. БАГДАСАРОВ

## МЕЛИЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ И АПОМЕЛИЛИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Большетагнинский массив является одним из немногих щелочно-ультраосновных—карбонатитовых комплексов южного обрамления Сибирской платформы (Фролов, Багдасаров, 1967, 1968; Брынцев, Кузнецов, 1974). Строение этого массива своеобразно, и он не имеет прямых аналогов среди отечественных или зарубежных массивов. Для этого массива характерны следующие особенности: существенно микроклинитовый состав наиболее ранних, докарбонатитовых пород; наличие нескольких систем полукольцевых тел, представленных апатитовыми метасоматитами среди микроклинитов, ийолитов и других пород, и их докарбонатитовый возраст; достаточно монотонный анхидрономинеральный кальцитовый состав ранних карбонатитов, слагающих большую часть штока этих пород; более поздние разновидности карбонатитов, содержащие примесь амфиболов, сульфидов, флюорит и акцессорный пирохлор, также представлены почти исключительно кальцитовыми породами; неоднократное проявление гематитизации силикатных пород и карбонатитов, вплоть до обособления существенно гематитовых или сульфидно-гематитовых руд; преимущественная приуроченность акцессорного пирохлора к докарбонатитовым апатитовым метасоматитам и исключительно убогая вкрашенность этого минерала в карбонатитах; наличие

нескольких крупных тел флюоритизированных карбонатитов и широко проявленная флюоритизация всех более ранних пород. Суммарные запасы флюоритовых руд достигают нескольких миллионов тонн (Егоров и др., 1966).

В начале 60-х годов на массиве была проведена геологическая съемка масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 и предварительная разведка флюоритовых и апатитовых руд. В 1972 г. эти работы были сосредоточены в основном в северо-западном секторе массива (рис. 1), где в пределах так называемой апатитоносной рудной зоны № 1 была выявлена сложная серия метасоматических пород, одним из звеньев которой является апатитизация. Выяснилось, в частности, что в пределах этой зоны широко распространены мелилито-нефелино-пироксеновые (турьииты) и апомелилитовые породы, являющиеся основным субстратом для развития апатитизации.

Мелилитсодержащие ийолиты (турьииты), а точнее сильно измененные пироксено-канкринитовые породы, содержащие минералы группы хуанита—цеболлита (по мелилиту), были известны и ранее по северной периферии массива в единичных шурфах и высыпках. Эти породы не описывались в литературе, упоминались лишь мелилитсодержащие альнейиты, слагающие дайки докарбонатитового, отчасти интракарбонатитового возраста (Фролов, Багдасаров, 1960; Капустин, 1974). В 1972 г. мелилит был обнаружен автором, кроме того, еще в некоторых других участках.

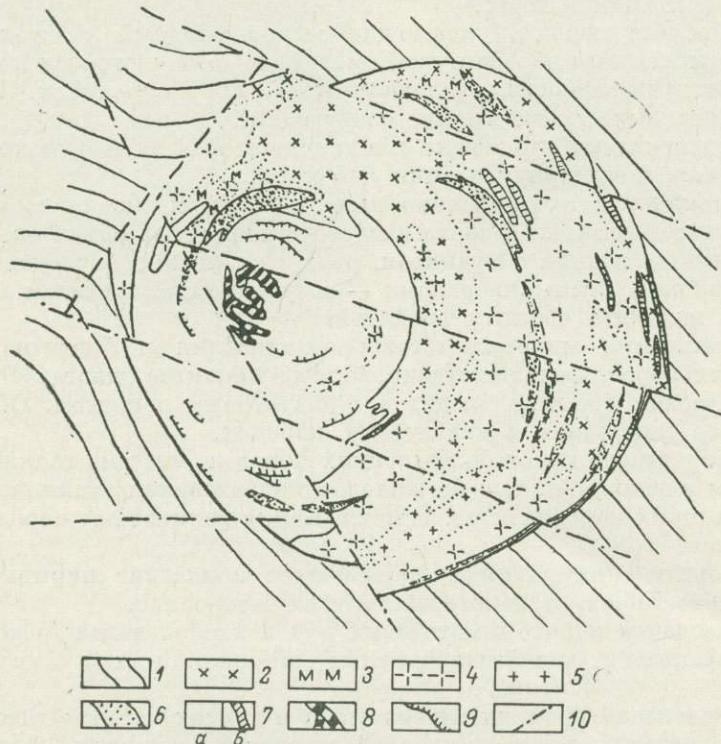


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Большетагнинского массива, по данным В. В. Брынцева и В. Г. Кузнецова (1974) с дополнениями автора.

1 — песчано-сланцевые породы протерозоя; 2 — ийолит-мелтьгиты, почти всюду фельдшпатизированные; 3 — мелилитовые породы и апомелилитовые метасоматиты; 4 — микроклиниты; 5 — синеклиты; 6 — апатитовые и биотито-апатитовые породы; 7 — карбонатиты нерасчлененные (а — основного штока, б — жилы); 8 — карбонатиты, содержащие скопления флюорита; 9 — дайки пикритовых порfirитов, альнейитов и других пород, включая их реликты в карбонатитах, 10 — тектонические нарушения.

Как известно, мелилитовые разновидности щелочно-ультраосновных пород встречаются нечасто. Классической областью их развития является Маймача-Котуйская провинция щелочно-ультраосновных пород, где они известны примерно в 13 массивах из более чем 20, а также в составе лавовых полей (Его-

ров, 1969). В пределах Карело-Кольской провинции, Северо-Американского континента и из более чем 150 массивов этой формации в Африке насчитываются лишь около 10 мелилитсодержащих комплексов (Ковдор, Африканда и другие в СССР; Ока, Айрон-Хилл в Северной Америке; Напак и другие в Африке).

Эти породы известны также в Нижнесаянском массиве. Если в пределах Ковдора и Африканда мелилитовые породы (турьяиты, окайты и кугдиты) образуют главным образом интрузивные тела, внедряющиеся после гипербазитов и до нефелино-пироксеновых серий, то в пределах Нижнесаянского массива при общем довольно небольшом распространении мелилитовых пород они развиваются исключительно метасоматически по нефелинизованным пироксенитам. В одном случае зафиксирована мелилитизация в дайке пикритового порфирита в мелилитовых ийолитах — в одном из наиболее поздних магматических дериватов этого массива (Багдасаров, 1971). Есть основание предполагать, что в пределах того же массива развитие хуанито-цеболлитового агрегата непосредственно предшествует карбонатообразованию первой стадии. В других случаях по мелилитовым породам развиваются карбонаты второй стадии с пирохлором.

Отсюда ясно, что находки мелилитовых пород и на другом саянском массиве, где они являются исходным субстратом для формирования промышленных скоплений апатитовых руд, вызывают не только теоретический, но и немалый практический интерес.

Разнообразные породы, слагающие северо-западный участок массива, представлены главным образом метасоматитами, развившимися по ийолитам и их мелилитовым разностям, условно относимыми к турьяитам. Порядок их формирования был, по-видимому, следующим.

1. Флогопитизация пироксена ийолит-мелтьейгитов и турьяитов; автометасоматическая канкринитизация нефелина.

2. Микроклинизация нефелино-пироксеновых и мелилитовых пород, частично проходившая на фронте внедрения щелочных сиенитов.

3. Замещение мелилита хуанитом, реже цеболлитом в ассоциации с другими «апомелилитовыми» минералами — везувианом, андродитом, кальцитом. Замещение меланита светлым гранатом.

4. Апатитизация микроклинитов; апатитизация и биотитизация апомелилитовых пород, фельдшпатизированных ийолитов, иногда с развитием метасоматических брекчий слюдитов с апатитовым цементом. Образование акцессорного пирохлора в апатитовых породах.

5. Карбонатизация всех более ранних пород по системе тонких прожилков, а затем и сплошная, нередко вплоть до образования анхимономинеральных кальцитовых карбонатитов. Гематитизация силикатных пород и ранних карбонатитов.

6. Флюоритизация ранних карбонатитов; появление пирита и других сульфидов, амфибала и некоторых других минералов.

7. Образование пирито-гематитовых руд в карбонатитах (рёдберг), карбонатизированных и апатитизированных микроклинитах и в других породах.

8. Анкеритизация ранних карбонатитов и других метасоматитов; образование жил анкерито-гематито-кварцевого состава с поздним флюоритом и сульфидами.

9. Образование жил Mn-кальцитовых карбонатитов, иногда с кварцем и крупнокристаллическим флюоритом.

Приводимое ниже описание начинается с пород магматического этапа — ийолитов; к этому этапу, по-видимому, относятся и их мелилитовые разности — турьяиты. Далее рассматриваются метасоматиты, развившиеся по этим породам. Это касается главным образом наиболее детально вскрытого и изученного северо-западного участка массива.

Ийолит-мелтьейгиты, шерломитовые ийолиты, по-видимому, наиболее ранние породы комплекса, первоначально слагавшие большую часть массива. Это массивные от мелко- до крупнозернистых породы, содержащие до

30—50% эгирина или эгирин-авгита, 30—60% нефелина, 5—25% (обычно 5—10%) шерломита, несколько процентов апатита. Среди вторичных процессов очень широко проявлено замещение нефелина канкринитом, либенеритом, иногда весьма тонкозернистым слюдисто-карбонатным агрегатом, шерломита — более светлым гранатом, близким к андродиту.

Редкая сеть горных выработок и полная задернованность массива не дают возможности с достоверностью судить о площадях развития мелилитовых пород и их взаимоотношениях с ийолитами. Апомелилитовые породы встречены на участке, имеющем размеры примерно  $100 \times 300$  м и вытянутом в северо-восточном направлении почти конформно внешнему контакту массива (рис. 1). С юга апомелилитовые породы прорываются более поздними карбонатитами, которые частично «съедают» эти породы на более глубоких горизонтах, судя по данным бурения нескольких скважин. На вто-

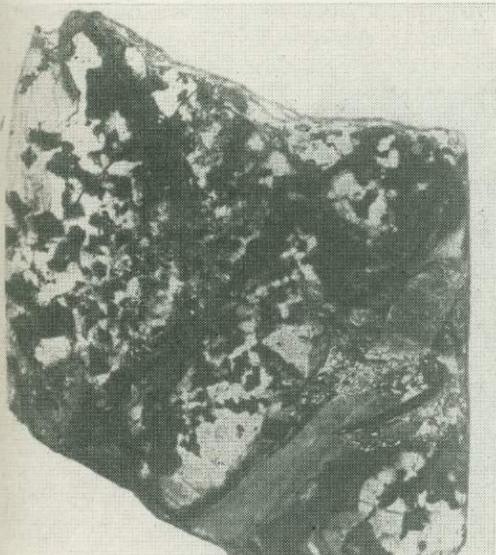


Рис. 2. Апогирийский метасоматит пересекается прожилком тонкозернистого кальцитового карбоната (справа внизу).  
Обр. С-10/5, нат. вел.

Светлое — цеболлит, темное — либенерито-кальцитовый агрегат по канкриниту, иногда меланит.

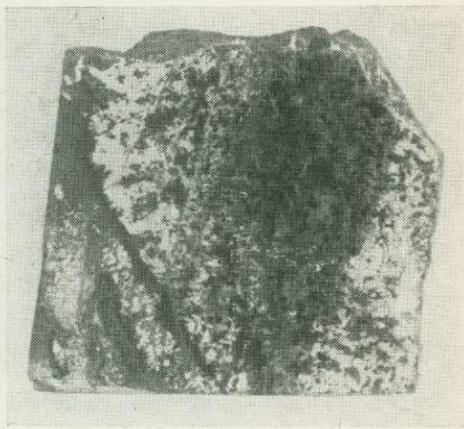


Рис. 3. Прожилковидное выделение тонкокристаллического калишпата, образовавшееся по апомелилитовой породе.  
Обр. С-10/6, нат. вел.

Светлое — цеболлит; темный прожилок слева внизу — меланит.

сточном и северо-восточном флангах этого участка непосредственно по апомелилитовым породам развиваются апатитоносные метасоматиты «рудной зоны № 1». Отдельные, сильно выветрелые образцы апомелилитовых пород найдены вдоль северного контакта массива среди полей развития ийолитов и микроклинитов по ийолитам. Поэтому можно предполагать, что первоначально породы мелилито-нефелино-пироксенового состава были широко распространены в северо-западном и отчасти северном секторах массива по дуге протяженностью, вероятно, не менее 0.7—1 км.

Мелилит в этих породах нацело замещен тонкокристаллическим агрегатом минералов, где основную роль играет хуанит, подчиненную — тонкокристаллический цеболлит, а также везувиан, кальцит, гидрослюды, хлорит и другие минералы. Агрегаты этих минералов выполняют промежутки между зернами и скоплениями канкринита, ассоциирующего с цеолитами, кальцитом, либенеритом — вторичными минералами, заместившими нефелин, с подчиненным количеством пироксена — от почти не плеохроирующего авгита ( $cNg=42^\circ$ ) до эгирин-авгита ( $cNp=10—14^\circ$ ) и шерломита (10—15%). Рассмотренные взаимоотношения минералов как будто бы свидетельствуют в пользу более позднего развития мелилита среди пироксено-нефелиновой породы, однако полное замещение мелилита и нефелина вторичными минера-

лами заставляют сомневаться в однозначности такой их трактовки. Крупные кристаллы меланита или шерлита оказываются включеными в агрегат апомелилитовых минералов. Иногда гранат слагает секущие прожилки среди существенно апомелилитовой (хуанитовой) породы (рис. 2 и 3). Количество биотита в этих породах от долей процента до 5—7%, магнетита — до 1%. Ранний сингенетичный апатит содержится в количестве до нескольких процентов. Эти породы апатитизированы и карбонатизированы (поздняя наложенная апатитизация и карбонатизация рассматриваются ниже).

Как уже отмечалось, микроклинизация нефелиновых и мелилитовых пород — процесс, широко развитый в породах массива. Почти мономинеральные (с гематитом) тонкокристаллические микроклиниты широко распространены в массиве (не менее  $2.5 \text{ км}^2$ ), и карбонаты частично возникали при замещении этих пород. Среди микроклинитов обычно не удается обнаружить

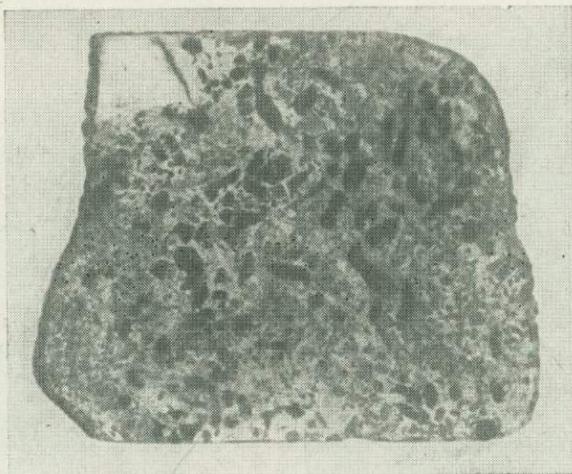


Рис. 4. Метасоматическая брекчия биотито-апатитового состава. Обр. С-10/9, увел. 1.5.

Темное — обломки тонкокристаллической породы, сложенной биотитом; светлое — апатит. Оболчения биотитовой породы иногда содержат реликтовые агрегаты цеболлита, канкринита и микроклина.

реликтов ни ийолитов, ни мелилитовых пород, однако в пределах зоны № 1, где развиты все рассматриваемые разновидности пород, более молодой возраст микроклинитов устанавливается однозначно: видны пересечения полевошпатовыми прожилками мелилитовых и хуанитовых пород (рис. 3).

Микроклинизация представляла собой сложный процесс. Наиболее ранняя микроклинизация ийолитов проходила в связи с внедрением щелочных сиенитов, что в целом типично для рассматриваемых комплексов пород; поздняя микроклинизация происходила на фронте процесса карбонизации. При этом в ранних карбонатитах (первой стадии) характерен парагенезис микроклин—кальцит (температура образования 600—550°). Можно предположить, что основная масса микроклинитов образована на раннем высокотемпературном этапе изменения ийолитов или турьятов. Возможно, эти процессы близки к недавно выделенным Д. С. Коржинским (1974) «метамагматическим», которые характеризуются, в частности, явлениями дебазификации исходных пород и приводят к образованию лейкократовых продуктов, практически лишенных фемических компонентов.

Зоны апатитизации, с которыми связаны основные концентрации апатита в Большетагнинском массиве, слагают полукольцевые в плане тела мощностью от 10—15 м до 100 м. Они прослеживаются по дуге более чем на 1 км (Багдасаров, 1971; Брынцев, Кузнецов, 1974). Апатит метасоматически развивается по ранним силикатным породам — микроклинитам, ийолитам или мелилитовым породам. Периферические участки зон апатитизации представ-

лены «штокверком» тонких прожилков (от долей миллиметра до 1—2 см) апатита среди указанных пород. Подобные «штокверковые» зоны дают постепенные переходы к сплошным апатитовым обособлениям, в которых апомелилитовые породы, полевые шпаты или шерлomite, иногда замещаемый более светлым гранатом, оказываются реликтами.

В некоторых случаях апатито-биотитовые породы приобретают облик метасоматических брекчий, в которых «обломки» представлены тонкозернистыми биотитовыми слюдитами, иногда содержащими в свою очередь включения хуанита или сильно измененного микроклина, а цемент — апатитом с весьма небольшой примесью тонкочешуйчатого биотита, иногда пирохлора (рис. 4). Кроме того, встречаются биотито-апатитовые породы порфиробластовой структуры, в которых вкрапленники представлены удлиненными, иногда боченковидными кристаллами биотита размером до нескольких миллиметров по длинной оси, а основная масса — тонкозернистым апатитом (рис. 5). В обоих случаях количественные соотношения ведущих минералов широко

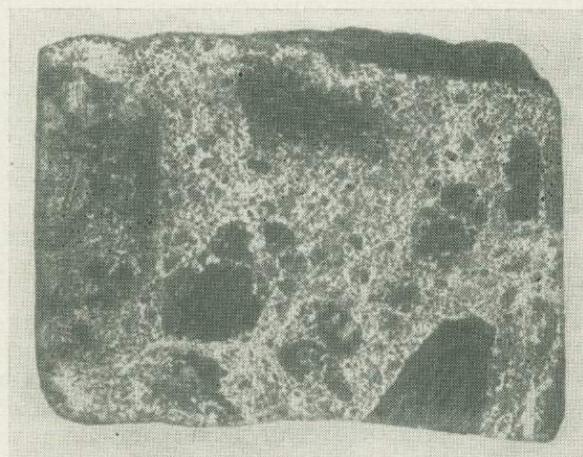


Рис. 5. Биотито-апатитовая порода. Обр. С-10/4, нат. вел.

Темное — биотит; светлое — апатит.

варьируют — от почти мономинеральных апатитолитов до слюдитов с примесью 5—10% апатита.

Состав апатитовых метасоматитов определяется составом замещаемых ими первичных пород. При апатитизации анхимономинеральных микроклинитов в составе метасоматитов резко преобладает апатит, сопровождаемый акцессорным пирохлором и более поздними карбонатами, гематитом и некоторыми другими минералами. По породам, содержащим темноцветные минералы, и тем более по меланократовым ийолитам, хуанито-флогопито-гранатовым метасоматитам развиваются биотито-апатитовые породы с переменным содержанием этих минералов, обычно не менее 10—15% биотита. Химический состав апатита (ВИМС, аналитик В. А. Трусова) из биотито-апатитовой породы (20—30% биотита), образовавшейся по мелилито-пироксено-негелиновой породе, следующий (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 0.81,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0.06,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0.31,  $\text{FeO}$  — 0.31,  $\text{MnO}$  — 0.09,  $\text{CaO}$  — 53.80,  $\text{SrO}$  — 1.14,  $\text{BaO}$  — 0.01,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0.31,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0.37,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 39.25, F — 2.52,  $\text{TR}_2\text{O}_3$  — 0.10,  $\text{CO}_2$  — 1.40,  $\text{H}_2\text{O}^-$  — не обн.,  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 0.54, O=F — 1.04, сумма — 100.02.

В апатитах из близких по составу пород было определено, кроме того, содержание  $\text{SrO}$  (в вес. %): из апатито-гематитовых пород — 1.04 и 1.74, из апомикроклинитового апатитового метасоматита — 1.04 и 1.48; из апомелилитовых пород с биотитом — 1.24 и 0.26. Как видно, эти апатиты принципиально не отличаются по составу от апатитов другого крупного саян-

ского массива, содержащего значительные запасы фосфорного сырья, главным образом в составе карбонатитов и их коры выветривания (Фролов, 1972). Апатит из пород этого массива характеризуется следующими особенностями химического состава (по данным 8 полных химических анализов, ВИМС, ИГЕМ; в вес. %):  $\text{SrO} = 0.11 - 1.28$ ,  $\text{F} = 2.00 - 3.50$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 0.15 - 3$ ,  $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 0.19 - 1.53$ , в среднем 0.81.

Пирохлор, широко распространенный акцессорный минерал апатитовых пород Большетагинского массива, представлен мелкими октаэдрическими кристаллами (от тысячных долей миллиметра до 0.3 мм, редко больше). Кристаллы пирохлора прозрачны, иногда окрашены в слабо желтоватый цвет, обычно образуют цепочковидные скопления в промежутках между зернами апатита. Судя по рентгенометрическим данным ( $a_0 = 10.385 \pm 0.005 \text{ \AA}$ ), низкому содержанию тантала (по определению в концентратах, отношение  $\text{Nb/Ta}$  от 50 до 150), ничтожному количеству урана, тория и редких земель, этот минерал определяется как собственно пирохлор.

Пирохлор распределен весьма неравномерно. Иногда он размещается в центральных частях обособлений «апатитолитов» в виде рассеянной вкрапленности, цепочек или скоплений мелких кристаллов, в других случаях пирохлором обогащены зальбанды тел существенно апатитовых метасоматитов, представленных здесь обычно апатито-биотитовыми породами. В то же время участки апатитизированных микроклинитов и апомелилитовых пород и их реликты в карбонатитах почти совершенно лишены этого минерала.

Имеющиеся данные не позволяют однозначно решить вопрос о сингенетичности пирохлора и апатита. Во всяком случае вне участков апатитизации пирохлор почти не встречается, хотя отдельные мельчайшие кристаллы его иногда обнаруживаются в микротрешинках среди полевых шпатов по зальбандам апатитовых прожилков. Следует отметить, что преобладающая часть апатитизированных силикатных пород, содержащая акцессорный пирохлор, не подверглась карбонатизации. В других случаях, когда апатитолиты пересекаются кальцитовыми, анкеритовыми или манганкальцитовыми карбонатами, скопления пирохлора в апатитолитах не обнаруживаются. Поэтому можно предполагать, что если даже часть пирохлора отлагалась позже основной массы апатита, то этот процесс не связан с карбонатизацией пород и с процессом карбонатообразования в целом.

Весьма своеобразны лейкократовые, иногда аномономинеральные карбонатиты, слагающие крупное штокообразное тело и единичные жилы в северной части комплекса (Фролов, Багдасаров, 1967). Более поздними детальными работами было установлено, что по северной и восточной периферии Тагинского массива прослеживается почти непрерывная система полукольцевых тел карбонатитов мощностью от 1—2 м до 6—7 м. Иногда эта кольцевая зона состоит из 3—7 изолированных карбонатитовых тел. Самые внешние из этих дугообразных тел карбонатитов залегают либо в непосредственном контакте пород комплекса с вмещающими толщами протерозоя, либо в эндоконтактовой зоне в нескольких метрах от контакта. Контакты карбонатитовых тел с вмещающими микроклинитами или песчано-сланцевыми породами практически вертикальные, иногда с крутым падением к центру массива.

Как и в других участках массива, карбонатиты здесь отличаются аномономинеральным составом с низким (до 1%) содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$ , в ничтожных количествах присутствуют другие минералы: магнетит, биотит и эгирин, реже амфибол и мельчайшие октаэдрические кристаллы желтого пирохлора.

В кальците наиболее ранних карбонатитов с порфировидной (до типично порфиробластовой) структурой обнаружены (в вес. %):  $\text{MgO} = 0.42$ ,  $\text{MnO} = 0.34$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ общ} = 1.28$ . Примесь  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в кальците, видимо, обусловлена субмикроскопическими включениями гематита в исследованном минерале. Состав кальцита из мелкозернистых карбонатитов, содержащих сульфиды и флюорит, не определялся. Крупнокристаллический кальцит из наиболее поздних жил в пределах основного штока карбонатитов представлен его высокомарганцевистой разновидностью ( $\text{MnO}$  — до 6%,  $\text{MgO}$  — не обн.,  $\text{FeO}$  —

0.72%). Жилы аналогичных поздних карбонатитов в периферических участках массива, пересекающих как более ранние дайкообразные тела карбонатитов, так и силикатные породы, сложены кальцитом с низким содержанием марганца; в его составе определены (в вес. %): MnO — 1.20—1.50, MgO — 0.40—0.48,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ — 0.56—0.80.

В пределах северо-западного участка нами обнаружены карбонатиты, сложенные марганцевистым анкеритом (по данным количественного спектрального анализа, ВИМС; в вес. %): FeO — 18, MgO — 18, MnO — 1.80. Эти карбонатиты слагают прожилки мощностью от первых миллиметров до 2—3 см, редко больше. Они рассекают или цементируют пирито-гематитовые руды, карбонатизированные микроклиниты и прочие породы.

Породы, важным компонентом которых является гематит, весьма характерны для Большетагнинского массива. Наиболее интенсивно площадная гематитизация затронула микроклиниты (здесь  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — до 12%, FeO — 0.9—2.7%). Площадь развития гематитизированных микроклинитов не менее 2 км.<sup>2</sup> Они концентрируются главным образом в восточной части массива. До нескольких весовых процентов гематита входит в состав некоторых апатитовых метасоматитов, а также порфировидных крупнозернистых карбонатитов, где он импрегнирует основную массу породы. В пределах северо-западного участка буровыми скважинами впервые выявлена система круто-падающих линзовидных тел пирито-гематитовых пород с видимой мощностью по стволу скважин от 7 до 18 м (истинная мощность, вероятно, не менее 7—10 м). Пирито-гематитовые рудные тела (контакты резкие или постепенные) сменяются кальцито-пирито-гематитовыми породами, причем хорошо видно, как карбонат цементирует рудный агрегат. Эти породы переходят в карбонатиты со скоплениями пирита и гематита, а затем в обычные для массива ахимономинеральными кальцитовые карбонатиты. Как уже отмечалось выше, рудные тела пересекаются жилами мангананкеритового и кварцево-кальцитового состава.

Процессы гематитизации проявлялись неоднократно. Так, наиболее ранняя гематитизация охватывала микроклиниты и карбонатиты первой стадии и предшествовала этапу флюоритизации карбонатитов в пределах основного штока. Позже этот процесс проявился во флюорито-кальцитовых породах и, по-видимому, в ахимономинеральных кальцитовых карбонатитах северо-западного участка. Наиболее поздний гематит в ассоциации с пиритом, кварцем, мангананкеритом или кальцитом слагает маломощные прожилки, рассекающие все более ранние породы. В гематите этих образований, по данным полуколичественного спектрального анализа, из элементов-примесей выявлен только титан. В магнетите — второстепенном минерале гематитовых руд (1—2%) — обнаружены (в вес. %): Mg — до 0.3, Mn — 0.06, Zn — до 0.1, Ti — до 0.3 и V > 1. Такой состав элементов-примесей, как известно, характерен для магнетитов, образующихся на заключительных стадиях карбонатитового процесса.

Наиболее поздними образованиями массива являются мономинеральные кальцитовые или кварцево-кальцитовые жилы от крупнозернистого до гигантозернистого сложения.

Если метасоматический характер становления постмелилитовых пород, включая карбонатиты, в пределах зоны № 1 не вызывает сомнений, то природа карбонатитов основного штока рассматриваемого массива (рис. 1) остается не совсем ясной.

Резкие, четкие контакты карбонатитов штока с вмещающими микроклинитами и другими породами, практически линейные в плане контакты с вмещающими массивами толщами протерозоя, ахимономинеральный кальцитовый состав, наличие реликтов или ксенолитов апатитовых пород в краевых частях штока и другие признаки позволяют сделать следующие, достаточно альтернативные предположения.

1. Породы штока являются продуктами глубоко «до конца» прошедшего метасоматического замещения ахимономинеральных микроклинитов и лей-

кократовых сиенитов, приведшего к образованию мономинеральных кальцитовых карбонатитов. Лейкократовый минеральный состав исходных пород обусловил практически полное отсутствие в этих ранних карбонатитах силикатов, магнетита, низкое содержание апатита и других минералов, характерных для карбонатитов.

2. Эти же породы могли быть образованы вследствие внедрения жидкого расплава — раствора кальцитового состава, с частичной ассилияцией и переработкой силикатных пород и их апатитизированных участков. Выполнение полостей должно было сопровождаться метасоматозом магматического (метамагматического) этапа во внешних зонах, производимым высокоподвижной карбонатной жидкостью, почти не содержащей, по-видимому, примесей других компонентов. Это предположение значительно сближает обе гипотезы.

Температура образования поздних карбонатитов, обогащенных флюоритом, сульфидами и содержащих амфиболы, кварц и пирохлор (развиты в центральной части штока), 450—150° С (Корытов и др., 1972) или, по данным В. С. Самойлова, по результатам декрепитации и гомогенезации газово-жидких включений в кварце, кальците, апатите, флюорите, явно в гидротермальный этап.

По-видимому, на современном уровне изученности массива обе гипотезы представляются равно вероятными и допустимыми. Интересно отметить, что ранее мелилитовые породы были известны лишь в тех комплексах формации ультраосновных—щелочных пород, которые сложены преимущественно гипербазитами, в меньшей степени — нефелино-пироксеновыми породами (Кольская и Маймеч-Котуйская провинции), тогда как в нашем случае мелилитовые породы обнаружены в составе массива, на данном эрозионном уровне сложенного главным образом полевошпатовыми сериями, в основном микроклинитами. Это обстоятельство позволяло рассматривать иногда Большетагнинский массив в качестве примера так называемой «калиевой субформации» (Конев, 1974) в пределах щелочно-ультраосновной формации пород, для чего, по нашему мнению, нет никаких оснований.

Установленная последовательность образования метасоматических и магматических образований характеризует смену составов кристаллизующихся серий от щелочных гипербазитов к полевошпатовым породам, апатитовым, карбонатовым, карбонатно-флюоритовым и существенно железорудным — пирито-гематитовым метасоматитам.

Развитие апатитовых пород по апомелилитовым, цеболлито-хуанитовым и другим образованиям в Большетагнинском массиве происходит так же, как и по мелилитодержащим породам широко известных массивов севера Сибири — Гулинского и Одишинчи. Апатит и флогопит (биотит) образуют парагенезис, который развивается по апомелилитовым породам, иногда называемыми «гулитами» (Эштейн и др., 1961) — Гули, Тагна, либо непосредственно по мелилитовым породам ряда окайт — турьят — Одишинча. Во всех названных случаях апатитовые породы выступают как метасоматиты, развивающиеся по силикатным породам в предкарбонатитовый этап. Их тела пересекаются ранними карбонатитами (Гули и Тагна) либо на них накладывается более поздняя ассоциация карбонатов и цеолитов (Одишинча), либо парагенезис гематит — карбонаты — флюорит — сульфиды (Тагна). В этих массивах апатитовые метасоматиты не могут рассматриваться как фациальные аналоги карбонатитов, подобно, например, форстерито-магнетито-апатитовым породам «рудного комплекса», которые известны в пределах карбонатитов Гулинского массива и аналогичны образованиям, детально изученным на Ковдоре, Вуориярви (Кухаренко и др., 1965; Эштейн, 1970) и других массивах. Таким образом, карбонатитовый этап, обычно четко обособляющийся на заключительных стадиях формирования данных плутонов, как это имело место в пределах основного штока карбонатитов, может рассматриваться лишь как одно из звеньев метасоматического этапа его становления. Карбонатиты как массива, так и его северо-западного участка играют под-

чиненную роль по сравнению с апатитовыми метасоматитами в качестве носителя редкометальной (пирохлоровой) минерализации.

Развитие мелилитовых пород наряду с интенсивной флюоритизацией и гематитизацией практически всех пород массива, повышенная марганцевистость поздних гидротермалитов, а также обилие даек различных пород позволяют предполагать гипабиссальные условия формирования Большетагинского массива и его небольшой эрозионный срез, обнаживший по существу лишь апикальную часть штока, которая содержит флюоритовые руды. Эта особенность формирования комплекса близка другому слабо эродированному карбонатитовому массиву той же провинции, описанному А. А. Фроловым с соавторами (1964), хотя оба массива во многих отношениях и существенно отличаются.

Автор весьма признателен В. Г. Кузнецовой, А. З. Гохфельду и В. В. Брынцеву, оказавшим помочь в проведении полевых исследований, и Л. С. Егорову за ценные советы и обсуждения материалов статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Ю. А. О типах апатитовых метасоматитов карбонатитовых комплексов. — ДАН СССР, 1971, т. 299, № 2.
- Брынцев В. В., Кузнецова В. Г. Новые данные по апатитоносности Большетагинского массива ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. — Геол. и геофиз., 1974, № 9.
- Егоров И. И., Овчинников И. П., Никифоров К. А. О новом типе флюоритовых руд. — Разведка и охрана недр, 1966, № 8.
- Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймече-Котуйской провинции. М., 1969.
- Капустин Ю. Л. Дайковая серия пикритов—альвитов в ультраосновных—щелочных массивах. — Сов. геол., 1974, № 8.
- Конев А. А. Щелочные формации Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
- Коржинский Д. С. Проблема различия метасоматических образований от магматических и осадочных. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование, М., 1974.
- Корытов Ф. Я., Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. О температурах образования флюорита Большетагинского месторождения. — Геол. месторожд. редких элементов, 1972, № 35.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нифедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Карелии. М., 1965.
- Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Большетагинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — Сов. геол., 1967, № 12.
- Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Карбонатиты — новый генетический тип месторождений флюорита. — Разведка и охрана недр, 1968, № 7.
- Фролов А. А., Волженкова А. Я., Нечаева Е. А. Малоэродированный массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — Геол. рудн. месторожд., 1969, № 1.
- Эпштейн Е. М. О генезисе ковдорских апатит-магнетитовых руд. — Сб. кратких сообщ. по минер. и геохим. М., ВИМС, 1970.
- Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных—щелочных пород. М., 1961..

В. Ф. СМОЛЬКИН

#### ОЛИВИН И КЛИНОПИРОКСЕН ПИЛЬГУЯРВИНСКОГО ГАББРО-ВЕРЛИТОВОГО ИНТРУЗИВА (ПЕЧЕНГА)

Оливин и клинопироксен являются главными пордообразующими минералами Пильгуйярвинского рудоносного интрузива. Однако до настоящего времени они оставались слабоизученными вследствие интенсивного изменения в процессах авто- и регионального метаморфизма. При детальном исследовании интрузива были обнаружены реликты слабо измененных пород, из ко-

торых были выделены и изучены породообразующие минералы. Наряду с измерениями оптических констант в иммерсионных жидкостях и на столике Федорова минералы изучались химическим, микрохимическим, рентгено-дифрактометрическим, количественным спектральным, лазерно-спектрографическим и электрозондовым рентгеноспектральным методами анализа.

Пильгуярвинский интрузив располагается в пределах Печенгского рудного поля. Его разрез можно представить следующим образом (снизу вверх): I — нижняя краевая зона (закалки), сложенная преимущественно клинопироксенитами; II — верлит-оливиновая зона; III — промежуточный горизонт, представленный в нижней части оливинодержащими клинопироксенитами, в средней — казанскитами и косьвитами, в верхней — плагиопироксенитами; IV — габбро-пироксенитовая зона; V — габбровая зона; VI — габбро-эсекситовая зона; VII — верхняя краевая зона, объединяющая кварцевые диориты и клинопироксениты, переслаивающиеся с ороговикованными сланцами (Смолькин, 1974).

Оlivин является главным породообразующим минералом никеленосных пород верлит-оливиновой зоны. Он относится к наиболее ранним породообразующим минералам, о чем свидетельствует четкий идиоморфизм оливина по отношению к другим минералам и развитие его в виде пойкили-оловых включений. Содержание оливина колеблется от 25% в пироксенит-верлитах до 85% в пироксеновых оливинитах, в основном от 55 до 75%. Колебание содержания его по разрезу носит ритмичный характер. Синхронно с содержанием изменяется размер и форма выделений минерала. Так, на фоне общего увеличения размера зерен оливина снизу вверх по разрезу зоны (от 0.3 до 1.0 мм) наблюдается увеличение их размера в пироксеновых оливинитах. Форма зерен оливина изменяется от короткодириамидалной в верлитах и пироксенит-верлитах до удлиненнодириамидалной и карандашевидной в пироксеновых оливинитах.

Содержание фаялитового минала в оливине, по данным химического, рентгеноспектрального и количественного спектрального анализов, колеблется от 17 до 29%, преимущественно от 20 до 23% (табл. 1—3). Примерно такой же диапазон колебаний выявляется по данным измерений показателей преломления — от 19 до 27% (табл. 4).

Б. И. Папушис (1952) по результатам четырех измерений показателей преломления пришла к выводу об увеличении железистости оливина снизу вверх по разрезу зоны. Нашиими исследованиями установлен более сложный характер изменения его состава. Оказалось, что состав оливина коррелируется с содержанием его в породе (рис. 1). Так, более железистые разновидности его приурочены к пироксеновым оливинитам, а более магнезиальные — к верлитам и пироксенит-верлитам. Колебание состава минерала в пределах одной пробы, по данным изучения с помощью лазерного микроанализатора, незначительное, что доказывает надежность приведенного графика «состав — содержание оливина». Наблюдения над природными объектами (Старицына и др., 1972) и экспериментальные данные (Базилевский, 1968) свидетельствуют о том, что поздние оливины, кристаллизуясь из более кислых расплавов, являются более железистыми. Учитывая это обстоятельство, следует предположить в нашем случае нарушение нормальной кристаллизационной дифференциации гравитационно-кинематическими процессами.

Состав оливина как наиболее ранней кристаллической фазы тесно связан с составом магматического расплава. Так, для гипербазитовой формации характерен оливин с 8%, для дунит-пироксенит-габбровой формации — с 10.5% и для перidotит-пироксенит-норитовой формации — с 18.1% фаялитового минала (Дмитренко, 1974). Сравнение состава минерала из массива Пильгуярви и других магматических тел показывает, что он сопоставим с составом оливина ультраосновных пород перidotит-пироксенит-норитовой формации никеленосных массивов Норильского района (Шатков, 1973), а также некоторых базальтоидных образований, например низкокалиевых

Таблица 1

## Химический состав оливина Пильгуярвинского интрузива

Компоненты	Пироксеновые оливиниты		Верлиты 1142	Пироксеновые оливиниты		Верлиты CA-14	$4085 + 4112$ $+ 4113$	Пироксеновые оливиниты 4036
	CA-73	CA-17		CA-25	731			
SiO <sub>2</sub>	39.33	38.61	38.54	38.42	38.62	37.91	38.92	38.42
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.04	0.07	0.06	0.15	0.05	0.16	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.59	0.24	0.58	0.30	0.84	0.20	1.36	0.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	0.45	0.19	0.32	0.13	0.58	1.87	2.44
FeO	14.58	17.14	19.68	22.19	21.39	20.25	16.65	16.77
MnO	0.23	0.25	0.22	0.29	0.28	0.28	0.38	0.23
MgO	40.94	41.03	38.44	36.30	37.86	39.41	37.26	40.37
CaO	0.36	0.14	—	0.73	0.00	0.14	1.71	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.05	0.22	0.09	0.27	0.098	0.05	0.02
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.03	0.14	0.05	0.00	0.04	0.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.07	0.79	0.72	0.67	0.21	0.41	1.21	0.37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.057	—	0.03	—	0.04	0.07	0.04
S	—	0.00	1.30	—	0.14	0.00	0.16	0.16
Ni	0.25	0.276	0.260	0.12	0.22	0.166	0.216	0.221
Co	—	—	0.041	0.00	0.047	0.029	0.020	0.020
Cu	—	0.00	0.016	0.00	0.032	0.00	0.005	0.005
Zn	0.03	0.025	—	—	—	0.016	0.019	0.016
Сумма	99.48	99.65	100.31	99.66	100.17	99.59	100.02	100.21
Оптические свойства								
Ng	—	1.717	—	1.722	1.719	1.718	1.710—	1.707—
Np	—	1.679	—	1.680	1.678	1.679	1.712—	1.710—
Количество ионов в пересчете на 4 атома кислорода								
Mg	1.589	1.591	1.513	1.434	1.483	1.539	1.482	1.561
Mn	0.005	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006	0.008	0.005
Fe <sup>2+</sup>	0.318	0.373	0.435	0.492	0.472	0.444	0.372	0.363
Fe <sup>3+</sup>	0.019	0.009	0.003	0.006	0.003	0.013	0.038	0.047
Cu	0.011	0.005	0.005	0.021	—	0.005	0.048	0.008
Si	1.025	1.007	1.019	1.018	1.017	0.994	1.038	0.996
Соотношение атомов								
Fe	17	20	22	26	24	23	22	21
Mg	83	80	76	74	76	77	78	79

Примечание. Пр. CA-14—CA-73 из колл. автора, пр. 1142, 731 — из колл. В. Н. Макарова (1969 г.); пр. 4085, 4036 — из колл. А. А. Жангурева (1974 г.). Аналитики: В. А. Ингурян (CA-14—CA-73), Г. В. Петренко (4085, 4036) и Т. С. Романова (1142, 731).

Таблица 2

## Состав оливина по данным количественного спектрального анализа

Компоненты	CA-70	CA-72	CA-40	CA-43
SiO <sub>2</sub>	38.40	38.30	40.70	38.70
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.10	0.16	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	0.80	1.12	1.07
FeO	16.85	18.00	21.48	16.59
MnO	0.26	0.26	0.29	0.26
MgO	38.40	39.00	31.50	42.70
CaO	1.00	0.65	2.03	1.02
Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	20	21	28	18

Примечание. Пробы из коллекции автора, аналитики А. А. Шестакова, В. В. Ильчева.

Таблица 3

Состав оливина по данным анализа на электрозондовом микроанализаторе  
(`Cameka` MS-46)

Компоненты	145	248-4	249	C-25-1	CA-25/8	CA-43	249-3	318
SiO <sub>2</sub>	39.43	39.54	39.39	44.55	45.79	46.01	39.73	37.96
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0.00	0.00	0.00	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0.00	0.00	0.00	—	—
FeO	17.14	16.87	17.15	26.49	25.85	19.46	16.61	18.93
MnO	—	—	—	0.41	0.33	0.35	—	—
MgO	41.87	41.59	43.99	40.90	43.24	49.05	42.69	42.30
CaO	0.29	0.36	0.29	0.33	0.25	0.25	0.31	0.19
NiO	0.23	0.24	0.27	0.22	0.22	0.23	0.22	0.19
Fs <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	19	18	18	27	25	18	18	20

Примечание. Пробы из коллекции автора. Аналитик Я. А. Пахомовский. Пробы отобраны вкрест простирания зоны ультраосновных пород по всей ее мощности.

Таблица 4

Оптические свойства оливина Пильгуйярвинского интрузива

Номер пробы	Породы	<i>l</i> , %	Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> , %	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>Ng-Np</i>	2 <i>V</i> , град.
112	Оливиниты	5	22	1.715	1.694	1.673	0.042	
1097	Верлиты	13	24	1.721	1.704	1.681	0.040	
380	»	20	22	1.715	1.702	1.673	0.042	
C-226/306	»	21	29	1.709	—	1.672	0.037	+84
248/5	Оливиниты	24	21	1.714	1.695	1.674	0.040	
C-204/85	Верлиты	19	—	1.690	—	—	—	+86
CA-40	»	30	22	1.717	1.695	1.678	0.039	
CA-40	»	30	25	1.720	1.703	1.684	0.036	
243	»	32	22	1.714	1.693	1.675	0.039	
1335a	»	35	21	1.713	1.688	1.672	0.041	
1050	»	36	22	1.714	1.691	1.674	0.040	
1774	»	36	23	1.716	1.697	1.678	0.038	
CA-17	Оливиниты	39	23	1.717	1.704	1.679	0.038	
CA-17	»	39	22	1.713	1.695	1.677	0.036	
CA-25	»	41	25	1.722	1.703	1.680	0.042	
317	»	41	25	1.722	1.703	1.680	0.042	
731	»	48	25	1.749	1.707	1.678	0.041	
1558	»	55	26	1.723	1.704	1.685	0.038	
C-195/12	»	61	21	1.712	—	1.676	0.036	-88
CA-43	»	61	22	1.716	1.698	1.674	0.042	
331	Верлиты	64	27	1.726	1.699	1.686	0.040	
1560	»	67	20	1.712	1.693	1.670	0.042	
1771	»	73	20	1.712	1.691	1.672	0.040	
CA-14	»	82	23	1.718	1.705	1.679	0.039	
CA-14	»	82	25	1.720	1.704	1.683	0.037	
1769	»	82	20	1.711	1.688	1.672	0.039	
4085	»	83	21	1.711	1.693	1.676	0.035	-88
672	»	99	23	1.714	1.695	1.678	0.036	
1551	»	99	24	1.720	1.699	1.679	0.041	
CA-10	Оливиниты	99	24	1.719	1.704	1.681	0.038	
4036	»	100	20	1.707— 1.710	1.692	1.672— 1.676	0.032— 0.035	86—90
Среднее			24	1.718	1.705	1.679	0.039	

Примечание. *l* — расстояние от подошвы зоны ультраосновных пород. Пр. 112, 248/5, CA-10—CA-40 из колл. автора, остальные заимствованы из колл. Б. И. Папушис (1951 г.) — C-226/306, C-204/85 и C-195/12, В. Н. Макарова (1969 г.) — 243—1771 и А. А. Предовского и др. (1971 г.) — 4036, 4085.

базальтов Камчатки и высокоглиноземистых базальтов Курил (Волынец и др., 1975). При эксперименте по плавлению породы, промежуточной по составу между оливиновым базальтом и пикритом (коэффициент Заварницкого  $b$  равен 39), содержание фаялитового компонента в оливине изменялось от 18 до 26 % по мере изменения температуры расплава от 900 до 1200° (Радкова-Стойчева, 1971), т. е. в пределах, выявленных в оливине массива Пильгуярви.

Характерной особенностью изученного оливина является присутствие в нем кальция, содержание которого колеблется от 0.14 до 0.83 вес. % и

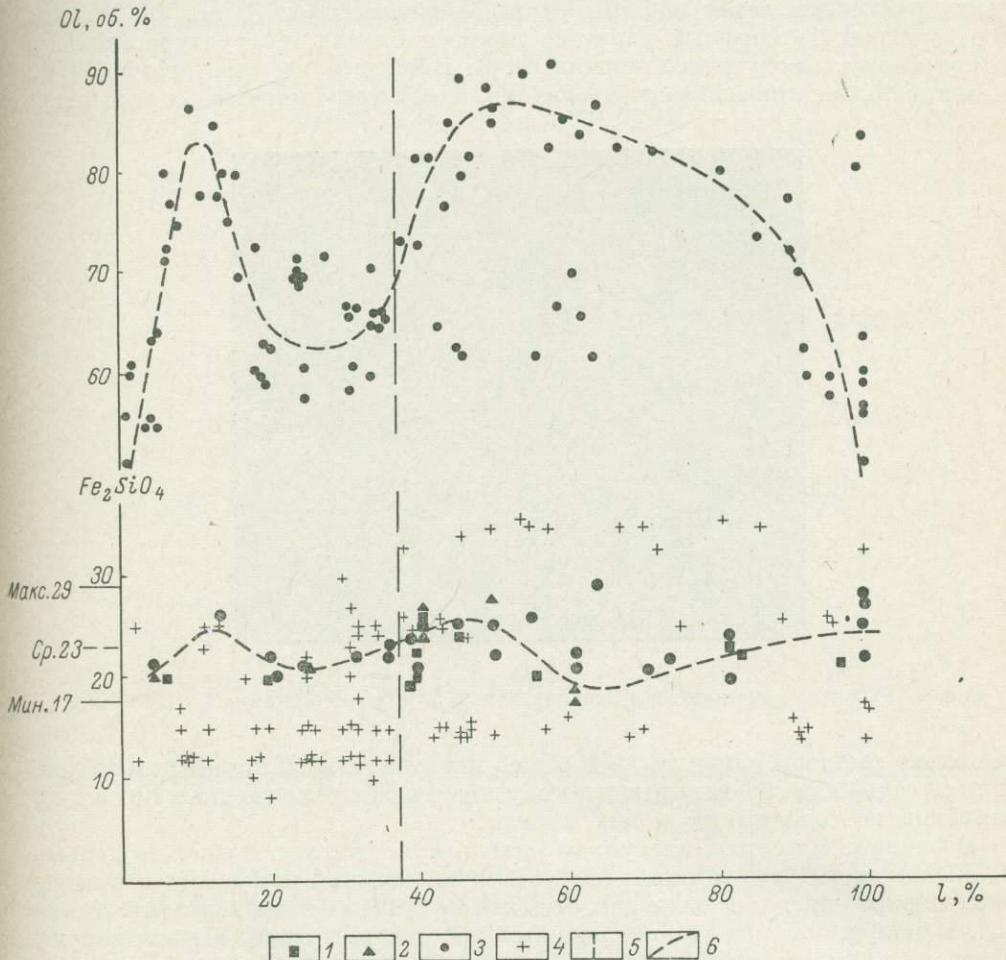


Рис. 1. Содержание (Ol) и состав ( $Fe_2SiO_4$ ) оливина в породах верлит-оливинитовой зоны в зависимости от его удаленности от подошвы интрузива ( $l$ ).

Состав оливина по данным химического (1) и спектрального количественного (2) анализов, по результатам измерений показателей преломления (3) и угла  $2V$  (4); 5 — граница оруденелых и безрудных пород; 6 — конноды.

в среднем ( $n=13$ ) составляет 0.30 вес. %. Подобное же количество кальция характерно для пород гипербазитовой, дунит-пироксенит-норитовой формации (Дмитренко, 1974), рудоносных интрузивов Норильского района (Шатков, 1973), а также для высокоглиноземистых базальтов Курил (Волынец и др., 1975). Корреляция содержания кальция и закисного железа в оливине свидетельствует о входении кальция в решетку минерала при изоморфном замещении железа (Велинский, Агафонов, 1972).

Примеси титана и алюминия, определенные при химическом анализе мономинеральной фракции оливина, связаны с включениями шпинелидов, поскольку одновременно с этими металлами обнаруживаются хром и окисное

железо. Состав шпинелида, по данным микроанализатора, соответствует титанистому хром-магнетиту (в вес. %): Ti — 4, Al — 0.5, Cr — 20.1, Fe — 35.

В составе оливина постоянно фиксируются также примеси никеля, кобальта и цинка. Количество никеля колеблется от 0.23 до 0.27 вес. % в оруднелых (с интерстиционной вкрапленностью сульфидов) и от 0.12 до 0.23 вес. % в безрудных ультраосновных породах. Исследование минерала с помощью микроанализатора фиксирует равномерное распределение никеля по площади среза его зерна (рис. 2) и незначительные колебания его содержания в пределах различных зерен оливина одного образца (табл. 3, пр. CA-25), что подтверждает изоморфный характер примеси никеля в структуре оливина. К подобному выводу ранее пришла Ю. Е. Вишневская с соавторами (1974). Потенциальная никеленосность оливина, по нашему мнению, определяется

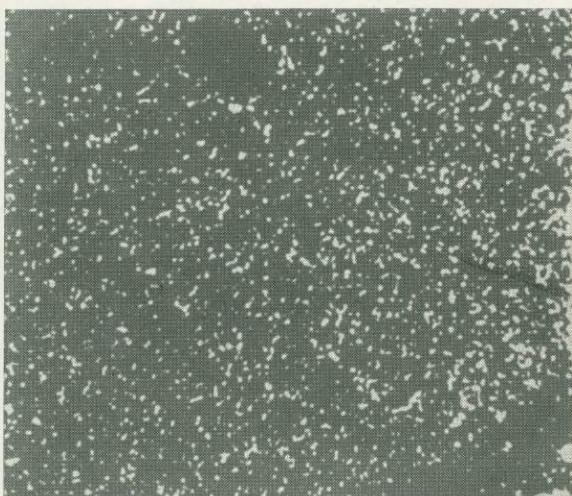


Рис. 2. Распределение никеля в оливине. Проба 249, размер снимка 300×300 мкм.

не только составом оливина, но и общей первоначальной концентрацией никеля (и серы) в расплаве, что может обусловить различие сходных по составу оливинов по содержанию в них никеля.

В оливине массива Пильгуярви никель присутствует также, по данным В. Н. Макарова, в виде микро- и субмикровключений никелевых и никельсодержащих минералов размером от долей микрона до нескольких миллиметров. В зернах оливина устанавливаются вростки магнетита, агрегатов сульфидов или двух- и трехфазные газово-жидкие включения. Аналогичные образования были обнаружены ранее в оливине никеленосных массивов Норильска (Громов, Крестин, 1967). Сульфиды-включения в оливине представлены, по данным качественного микрозондового анализа, пентландитом или пирротином. В составе магнетитовых включений содержание никеля невелико (не более 0.2—0.3 вес. %).

Величина отношения концентраций никеля и кобальта в оливине массива Пильгуярви 4—6 и в среднем равна 4.8 ( $n=5$ ), что значительно меньше, чем в оливине гипербазитовой (21), дунит-пироксенит-габбровой (12) или перидотит-пироксенит-норитовой (13—18) формаций (Дмитренко, 1974).

Как показали Т. Хекли и Г. Райт (Hákli, Wright, 1967), коэффициент распределения никеля между существующими оливином и клинопироксеном линейно зависит от температуры. Судя по величине этого коэффициента  $\left(K \frac{Ni_{Ol}}{Ni C_{px}} = 2.9\right)$ , температура кристаллизации оливина пироксеновых оливинитов (пр. CA-25)  $\approx 1000^\circ$ . Однако, согласно неопубликованным резуль-

татам экспериментальных работ Г. О. Саргсяна, в системе Di—Ol распределение никеля в оливине зависит также от валового содержания никеля в породе. С учетом данных Г. О. Саргсяна температура кристаллизации оливина изученных пород была  $1145^{\circ}$ .

Клиноцирконы наблюдаются во всех без исключения породах интрузива. Исследование этого минерала позволяет установить изменение состава и условий кристаллизации расплава на протяжении всего периода формирования интрузива.

В повышенных количествах клиноцирконы наблюдаются в краевых фациях интрузива Пильгуярви и нижнем слое промежуточного горизонта,

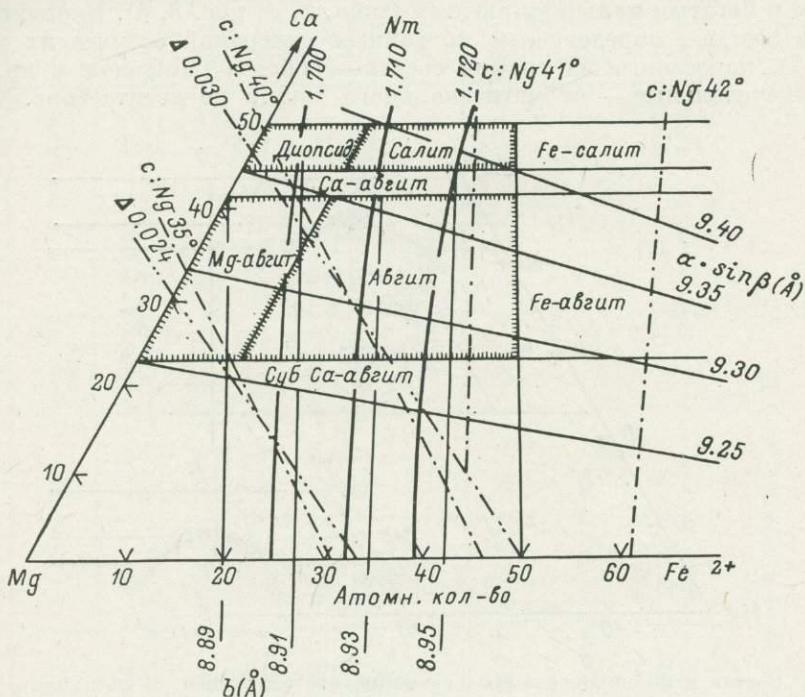


Рис. 3. Минеральные виды Mg-Сa клиноцирконов и их разновидности в зависимости от их состава (Гинзбург, 1970) и свойств (Добрецов и др., 1971).

а также в ряде слоев, расположенных среди габбро. Колебание его содержания, как и оливина, носит ритмичный характер при общей тенденции уменьшения содержания снизу вверх по разрезу интрузива. Форма зерен пироксена призматическая в верлитах, удлиненнопризматическая в габбро и короткопризматическая в плагиопироксенитах. Цвет клиноциркона в верлитах и пироксеновых оливинитах почти белый или слабо зеленоватый, коричневатый; в казанскитах, косынитах и габбро — красновато-коричневый, дымчатый; в кварцевых диоритах — желтовато-коричневый; в плагиопироксенитах — коричневатый или белый; в породах зоны закалки — белый.

Клиноциркон содержит пойкилитовые включения оливина, титаномагнетита и плагиоклаза, а также редкие трех- и двухфазные субмикровключения. Зерна пироксена сравнительно однородные в породах верлит-оливинитовой зоны. В кристаллах клиноциркона габбро и эссецитов широко проявлено двойникование по (110), зональное строение, блочность, а также структуры распада твердых растворов. Зональность зерен фиксируется оптически, наблюдаются более темные прерывистые внешние каймы мощностью около 0.1 мм,  $2V$  этих зон на  $3-6^{\circ}$  ниже, чем в ядре зерна. Блочность наблюдается в разрезе, перпендикулярном [001], и выделяется различием окраски и оптических свойств разных участков зерен. В клино-

пироксене косъвитов и казанскитов наблюдаются скопления, струи и полосы тонкодисперсного рудного вещества. Структуры распада твердых растворов широко развиты в клинопироксене габбро и плагиопироксенитов. Они выражаются в наличии ориентированных по плоскости (100) параллельных пластинок (5—30 мкм в поперечнике) ортопироксена. Ортопироксен возник, видимо, за счет инверсии пижонита, а сам клинопироксен кристаллизовался при температуре выше температуры инверсии пижонит—ортопироксен.

По химическому составу клинопироксен всех пород интрузива относится, согласно классификации И. В. Гинзбург (1970), к титанистым собственно авгитам и богатым кальцием авгитам (табл. 5, 6; рис. 3, 4). Вариации химического состава, определенные по данным измерений оптических констант (табл. 7), нанесенные на график состав—свойства (Добрецов и др., 1971), более значительные — от магнезиального авгита до авгита (рис. 4). Судя

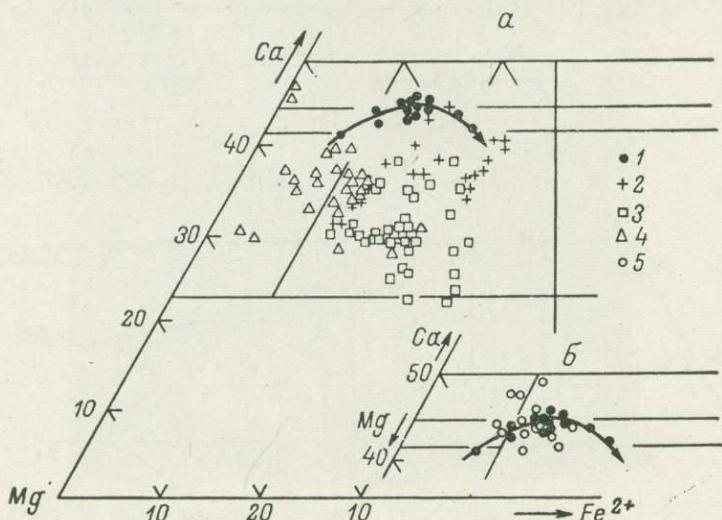


Рис. 4. Состав клинопироксена Пильгуярвинского интрузива (а) по данным химического (1), количественного спектрального (2), рентгеновского (3) анализов и оптических свойств (4). Для сравнения приведен состав клинопироксена других интрузивов Печенгского рудного поля (б) по данным химического анализа (5).

по величине параметров элементарной решетки (табл. 8), изученные клинопироксены определяются как авгиты. Некоторое несовпадение положений точек составов пироксенов на диаграмме, определенных химическим и рентгеновским анализами (рис. 4), обусловлены, по-видимому, влиянием на параметры элементарной ячейки клинопироксена, титана и трехвалентного железа, что вызывает увеличение параметра  $c_0$ , а также, возможно, кальция, оказывающего обратное воздействие (Семенов, 1970). Кроме титанистого авгита в других никеленосных дифференцированных интрузивах Печениги встречается также титанистый диопсид-салит (рис. 4, б), отмеченный в массивах Восточного фланга (Жангуров и др., 1974).

Состав клинопироксена по разрезу пород Пильгуярвинского интрузива закономерно меняется. Наблюдается увеличение железистости (ферросилилового минала) и уменьшение количества энстатитового компонента в клинопироксene при переходе от верлитов к элекситам. Подобное явление типично для большинства массивов основного—ультраосновного состава (Уэйджер, Браун, 1970). Ряд авторов увеличение железистости клинопироксена связывают с увеличением щелочности расплава в целом и с повышением роли калия в частности (Добрецов и др., 1971). Это предположение находит подтверждение и в нашем случае.

Таблица 5

## Химический состав клинопироксена Пильгуярвинского интрузива

Компоненты	Пироксены зоны закалки	Верлиты		Оливи-ниты	Оливиновые пироксениты		Косьвиты		Плагиопироксены	Габбро-пегматиты		Габбро		Плагиопироксениты	Эссе-циты
	CA-46	CA-64	1476	CA-25	322	4130	4129	3577	CA-13	CA-16	742	309	4131 + 1462	CA-41	CA-4
SiO <sub>2</sub>	49.15	50.10	48.09	49.96	48.21	50.10	49.43	53.96	49.97	49.86	48.56	44.96	48.43	49.68	49.94
TiO <sub>2</sub>	1.88	1.52	1.49	1.35	1.37	1.03	1.24	1.25	1.38	1.42	1.23	5.32	1.74	1.18	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60	3.02	3.61	3.53	3.59	2.94	3.46	3.10	3.42	3.30	3.62	4.27	4.40	3.34	2.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.40	1.68	1.85	1.61	3.58	2.28	2.38	1.24	2.17	2.29	0.86	2.25	2.44	2.24	2.01
FeO	9.16	5.15	5.04	5.96	7.82	6.49	7.38	7.43	8.32	8.26	9.81	10.22	8.70	7.84	11.82
MnO	0.31	0.13	0.16	0.13	0.16	0.18	0.14	0.14	0.17	0.20	0.19	0.24	0.17	0.21	0.34
MgO	12.49	15.83	17.23	15.44	13.80	15.73	13.87	13.31	13.53	13.59	13.43	11.57	13.23	13.53	12.11
CaO	19.41	20.60	19.20	20.41	19.90	20.04	20.65	20.21	19.81	20.02	20.66	18.59	19.79	20.26	19.41
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.64	0.28	0.36	0.38	0.28	0.28	—	0.89	0.86	0.04	0.41	0.37	0.54	0.39
K <sub>2</sub> O	0.20	0.05	0.04	0.07	0.07	0.03	0.01	—	0.02	0.00	0.05	0.07	0.10	0.06	0.17
H <sub>2</sub> O	0.61	0.64	2.10 *	0.34	1.35	0.40	0.49	—	0.21	0.36	1.33	2.01 *	0.53	0.63	0.00
Сумма	98.67	99.36	99.00	99.36 **	100.23	99.90 **	99.47 **	100.64	99.89	100.18 **	100.12	99.91	100.00 **	99.51	99.45

## Оптические свойства

Ng	—	1.724	—	1.717	—	1.715	1.718	—	1.723	—	1.715	1.712	—	1.725	1.734
Np	—	1.704	—	1.689	—	1.689	1.694	—	1.694	—	1.690	1.697	—	1.699	1.703
Ng-Np	—	0.029	—	0.028	—	0.023	0.030	—	0.029	—	0.030	0.015	—	0.026	0.031

## Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1.872	1.875	1.828	1.871	1.843	1.867	1.870	1.968	1.865	1.872	1.859	1.750	1.831	1.881	1.908
Al	0.067	0.083	0.129	0.091	0.118	0.104	0.096	—	0.095	0.087	0.107	0.096	0.119	0.085	0.064
Ti	0.055	0.042	0.043	0.038	0.039	0.029	0.034	0.035	0.040	0.041	0.034	0.154	0.050	0.034	0.028

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Пироксениты зоны за-калки		Верлиты		Оливи-ниты		Оливиновые пироксениты		Косъвиты		Плагио-пироксениты		Габбро-пегматиты		Габбро		Плагио-пироксениты		Эссе-ксыты		
	CA-46	CA-64	1476	CA-25	322	4130	4129	3577	CA-13	CA-16	742	309	4131 + 1462	CA-41	CA-4						
Mg	0.562	0.740	0.783	0.707	0.599	0.690	0.620	0.512	0.609	0.628	0.618	0.476	0.576	0.624	0.451						
Fe <sup>2+</sup>	0.294	0.162	0.160	0.187	0.250	0.201	0.234	0.226	0.258	0.259	0.313	0.335	0.275	0.248	0.376						
Fe <sup>3+</sup>	0.041	0.049	0.055	0.045	0.105	0.063	0.068	0.035	0.063	0.065	0.025	0.065	0.068	0.064	0.055						
Mn	0.009	0.002	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.007	0.007	0.007	0.005	0.005	0.007	0.011					
Al	0.094	0.047	0.031	0.062	0.043	0.021	0.059	0.134	0.053	0.057	0.088	0.098	0.076	0.060	0.051						
K	0.009	0.005	0.002	0.002	0.005	—	—	—	—	—	0.002	0.002	0.002	0.002	0.005	0.007					
Ca	0.794	0.825	0.781	0.819	0.815	0.799	0.836	0.789	0.791	0.805	0.846	0.777	0.802	0.822	0.782						
Na	0.037	0.045	0.023	0.025	0.028	0.018	0.002	—	0.067	0.063	0.005	0.028	0.027	0.036	0.028						
Mg	0.149	0.141	0.194	0.154	0.152	0.183	0.162	0.211	0.142	0.132	0.147	0.193	0.169	0.137	0.237						

## Соотношение атомов

En	39	46	49	45	39	45	41	41	40	40	39	36	39	40	36					
Fs	18 (16)	11 (9)	11 (8)	12 (10)	18 (14)	14 (11)	16 (11)	15 (13)	17 (14)	17 (14)	18 (16)	22 (19)	18 (15)	17 (14)	23 (21)					
Wo	43	43	40	43	43	41	43	44	43	43	43	42	42	43	41					
f	0.32	0.49	0.18	0.21	0.32	0.23	0.28	0.27	0.31	0.30	0.31	0.37	0.32	0.29	0.39					
f'	0.29	0.46	0.16	0.18	0.25	0.19	0.23	0.24	0.25	0.25	0.29	0.33	0.27	0.25	0.35					
W	0.12	0.23	0.26	0.19	0.30	0.24	0.23	0.13	0.20	0.20	0.08	0.16	0.20	0.20	0.13					
NA	0.29	0.38	0.14	0.21	0.20	0.18	0.15	—	0.45	0.47	0.03	0.17	0.13	0.21	0.32					
T	0.16	0.20	0.20	0.17	0.11	0.11	0.11	0.13	0.12	0.11	0.10	0.39	0.45	0.11	0.06					

## Параметры элементарной ячейки

$\frac{\beta}{\alpha \sin \beta}$	—	—	8.90	8.92	8.90	8.93	8.93	—	8.92	8.94	8.92	8.92	8.93	8.92	8.94					
	—	—	9.32	9.29	9.34	9.31	9.31	—	9.33	9.27	9.35	9.36	9.30	9.28	9.35					

Примечание. Пр. CA-4—CA-64 из колл. автора, пр. 309—1476 — из колл. В. Н. Макарова; пр. 4129—4131 — из колл. А. А. Жангурова; пр. 3577 — из колл. М. В. Денисовой (Жангуров и др., 1974). Аналитики: В. А. Ингурян (CA-4, CA-25—CA-64, 309), Е. А. Кульчицкая (322, 742), С. М. Мишина (1476), А. В. Мокрецова (3577), Г. В. Петренко (4129—4131), Т. С. Романова (CA-13, CA-16). Одной звездочкой отмечены потери при прокаливании, двумя — в том числе пр. CA-25: Ni=0.041, Co<sub>2</sub>=0.16; пр. 4130: V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.07, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.22, Ni=0.014, Co=0.006, Cu=0.006, S=0.12; пр. 4129: V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.07, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.02, Ni=0.004, Co=0.008, Cu=0.002, Co<sub>2</sub>=0.03; пр. CA-16: F=0.19; пр. 4130+4162: Ni=0.04, Co=0.006, Cu=0.002, S=0.16.

Таблица 6

## Состав клинопироксена Пильгуярвинского интрузива по данным количественного спектрального анализа

5  
Зан. № 678

Компоненты	Оливиновые пироксениты, пироксенит-верлиты			Верлиты, оливиниты						Оливиновые и плагиоклазовые пироксениты				
	CA-58	CA-45	CA-42	CA-28	CA-32	GA-25	CA-31	CA-27	CA-24	CA-37	CA-34	CA-39	329	CA-15
SiO <sub>2</sub>	49.60	49.20	48.80	47.40	50.00	51.20	51.90	48.5	49.60	48.10	43.30	50.80	49.10	48.40
TiO <sub>2</sub>	1.66	1.98	2.74	1.76	1.27	1.56	1.54	1.60	1.40	1.46	0.96	1.00	4.74	1.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.04	4.48	6.78	3.92	3.22	3.67	3.76	3.79	3.42	4.18	2.66	2.94	2.90	3.95
FeO	10.76	9.00	11.20	6.40	12.00	7.96	7.66	7.03	7.60	8.50	7.80	8.70	14.70	9.20
MnO	0.17	0.16	0.22	0.12	0.15	0.15	0.18	0.15	0.16	0.19	0.20	0.18	0.22	0.17
MgO	14.6	12.5	16.70	15.10	18.60	16.70	19.90	16.30	16.20	16.20	19.50	14.00	9.06	13.00
CaO	22.30	17.40	14.00	24.60	15.90	18.00	16.40	17.60	16.50	18.60	18.40	19.60	19.06	15.70
Соотношения атомов														
En	39.8	41.6	50.5	41.4	54.4	48.9	55.4	49.6	50.1	47.2	52.6	42.5	—	44.0
Fs	16.4	16.8	19.0	9.8	12.0	13.1	11.9	11.9	13.2	13.8	11.8	14.8	—	17.6
Wo	43.8	41.6	30.5	48.8	33.6	38.0	32.7	38.5	36.7	39.0	35.6	42.7	—	38.4
f	0.29	0.29	0.27	0.19	0.18	0.21	0.18	0.19	0.21	0.23	0.18	0.26	—	0.29
T	0.14	0.19	0.22	0.26	0.16	0.18	0.18	0.21	0.17	0.16	0.11	0.11	—	0.15

Таблица 6 (продолжение)

Компоненты	Габбро, пироксениты									Пегматоидные габбро, эсеккиты, кварцевые диориты			
	309	CA-22	639	CA-9	731	CA-8	CA-7	CA-5	CA-11	GA-54	CA-21	CA-67	CA-51
SiO <sub>2</sub>	47.00	46.30	46.30	47.30	50.70	49.50	43.7	49.5	50.00	51.60	51.80	51.20	51.30
TiO <sub>2</sub>	3.08	1.36	3.00	1.50	1.59	1.35	1.25	1.22	1.33	1.08	1.22	0.96	2.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.80	3.80	7.00	4.00	4.48	4.15	4.24	3.48	3.49	3.11	3.32	2.90	4.26
FeO	21.05	10.70	20.70	12.80	12.88	13.60	9.98	13.71	12.40	14.40	13.60	14.70	14.40
MnO	0.24	0.22	0.21	0.18	0.21	0.22	0.22	0.24	0.25	0.34	0.38	0.36	0.32
MgO	10.00	14.40	8.79	11.40	11.10	13.00	12.60	11.90	11.60	11.20	13.20	12.00	11.60
CaO	15.40	16.80	15.80	15.60	17.30	16.00	15.30	17.00	15.70	18.40	15.10	21.10	19.30
Соотношения атомов													
En	—	44.3	—	38.3	36.0	40.5	43.4	37.4	38.9	34.5	41.6	33.9	34.6
Fs	—	18.5	—	24.1	23.6	23.7	19.2	24.2	23.3	24.8	24.1	23.3	24.0
Wo	—	37.2	—	37.6	40.4	35.8	37.7	38.4	37.8	40.7	34.3	42.8	41.4
f	—	0.29	—	0.39	0.40	0.37	0.40	0.39	0.39	0.42	0.37	0.41	0.41
T	—	0.12	—	0.11	0.11	0.09	0.12	0.08	0.09	0.07	0.08	0.06	0.17

Примечание. Пр. CA-5—CA-67 — из колл. автора; пр. 309—731 — из колл. В. А. Макарова (1969 г.). Аналитики: В. В. Ильинчева, А. А. Шестакова. Коэффициент вариации (%): SiO<sub>2</sub> — 5.4, TiO<sub>2</sub> — 8.5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7.4, Fe — 8.0, MnO — 9.5, MgO — 10, CaO — 8.5.

Таблица 7

## Оптические свойства клинопироксена Пильгуярвинского интрузива

Номера зон и породы		Номер пробы	$Ng$	$Nm$	$Np$	$Ng-Np$	2V, град.	$cNg$
I	Оливиновые пироксениты, пироксениты	CA-42	1.723	1.700	1.690	1.033		
		CA-48	1.724	1.704	1.696	0.028		
		CA-58	1.728	1.703	1.696	0.029		
		CA-45	1.725	1.703	1.695	0.030		
II	Верлиты	144	1.725	1.705	1.697	0.028		
		CA-25	1.717	1.696	1.689	0.028		
		CA-28	1.724	1.703	1.694	0.030		
		1.703—		1.690	1.682	0.022—	52	38—44
		1.708				0.025		
		CA-14	1.720	1.703	1.692	0.028		
		CA-31	1.718	1.698	1.689	0.029		
		CA-32	1.714	1.690	1.683	0.031		
		CA-24	1.715	1.695	1.637	0.028		
		CA-27	1.719	1.699	1.694	0.028		
III	Среднее	CA-37	1.723	1.704	1.691	0.032		
		CA-10	1.722	1.701	1.693	0.029		
		1.710	1.691	1.685	0.025		55	45
		1.717			1.697	0.020		39
		CA-13	1.716	1.697	1.689	0.028	52 (41)	36 (68)
		CA-34	1.723	1.702	1.694	0.029		
		CA-36	1.715	1.636	1.687	0.028		
		CA-39	1.719	1.694	1.687	0.032		
		1.718	1.694	1.687	0.031			
		1.715		1.689	0.023			
IV, V	Среднее	1.718	1.697	1.690	0.029		52 (12)	38 (48)
		CA-6	1.725	1.703	1.696	0.029		
		CA-5	1.729	1.710	1.700	0.030		
		CA-8	1.726	1.703	1.695	0.031		
		CA-9	1.724	1.702	1.694	0.030		
		CA-11	1.727	1.704	1.696	0.031		
		CA-22	1.726	1.707	1.698	0.028		
		CA-54	1.728	1.704	1.697	0.031		
		1.728	1.704	1.697	0.031			
		1.712		1.697	0.015		40—49	38—48
VI	Габбро, плагиоклазовые пироксениты	1.700—		1.680—	0.024—		35—50	38—40
		1.715		1.690	0.030			
		CA-3	1.725	1.704	1.697	0.028	50 (17)	39 (105)
		CA-4	1.726	1.703	1.695	0.031		
		CA-21	1.734	1.712	1.703	0.031		
		CA-21	1.728	1.709	1.701	0.027		
		CA-67	1.728	1.705	1.697	0.031		
		CA-51	1.728	1.706	1.699	0.029		
		CA-57	1.730	1.706	1.699	0.031		
		Среднее	1.729	1.707	1.699	0.030	48 (4)	43 (4)
	Среднее по всем породам		1.723	1.702	1.694	0.029	51	38

Примечание. В скобках — количество замеров.

Отмеченная тенденция нарушается некоторыми отклонениями (рис. 5). Наблюдается повышение железистости пироксена в породах зоны закалки и увеличение его железистости и известковистости в нижнем слое промежу-

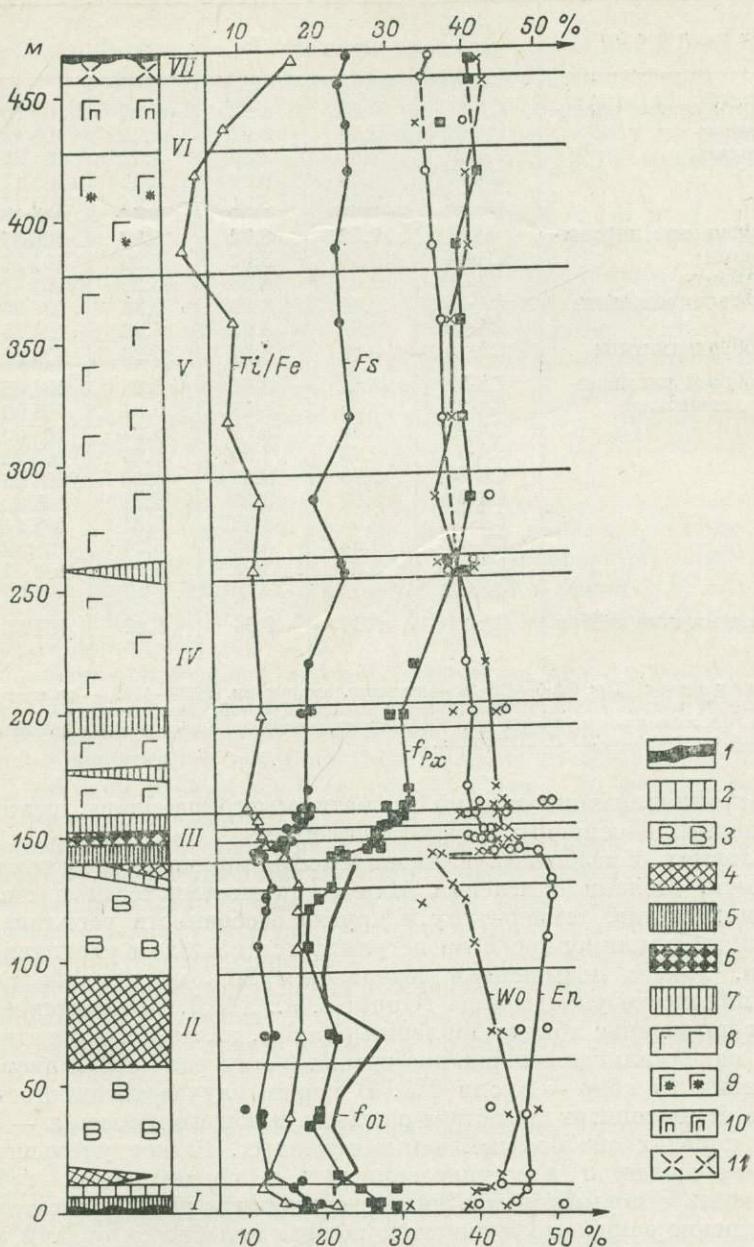


Рис. 5. Эволюция состава клинопироксена в породах Пильгуярвинского интрузива.

1 — клинопироксенит зоны закалки; 2 — пироксенит-верлит; 3 — верлит; 4 — пироксеновый оливинит; 5 — оливиновый пироксенит; 6 — казансит и косявит; 7 — плагиопироксенит; 8 — габбро; 9 — крупнозернистое габбро; 10 — пегматоидное и эссекситовое габбро; 11 — кварцевый диорит. I—VII — номера зон. Для сравнения приведен график изменения железистости оливина ( $f_{Ol}$ ).

точного горизонта. Эти особенности, а также общее сходство состава и свойств клинопироксенов зоны закалки и промежуточного горизонта позволяют отнести нижний слой промежуточного горизонта к своеобразной зоне закалки. Исходя из этого следует предположить некоторую разновременность внедре-

Таблица 8

Параметры элементарной ячейки клинопироксена  
Пильгуйярвинского интрузива

Номера зон и породы	Номера проб	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$a \cdot \sin \beta$
II Пироксеновые оливиниты Верлиты	CA-25	9.66	8.92	5.24	105°09	9.29
	CA-31	9.66	8.92	5.24	105 13	9.30
	CA-24	9.63	8.80	5.22	104 31	9.32
	CA-27	9.66	8.91	5.25	105 17	9.30
	CA-32	9.66	8.91	5.24	105 13	9.29
III Оливиновые пироксениты Косьвиты Плагиопироксениты Габбро-пегматиты	4130	9.62	8.92	5.20	104 37	9.31
	CA-34	9.60	8.92	5.22	104 38	9.30
	4129	9.62	8.93	5.20	104 41	9.31
	CA-45	9.61	8.92	5.23	104.36	9.33
	CA-43	9.62	8.92	5.23	104 53	9.33
IV, V Габбро и плагиопироксениты	CA-16	9.65	8.94	5.23	105 01	9.27
	CA-9	9.61	8.91	5.23	104 45	9.30
	CA-22	9.64	8.93	5.24	105 00	9.27
	CA-41	9.65	8.92	5.24	105 00	9.28
	CA-7	9.68	8.93	5.25	105 22	9.32
	CA-8	9.63	8.93	5.24	104 56	9.34
	CA-6	9.67	8.93	5.25	105 20	9.31
	CA-5	9.66	8.93	5.23	105 14	9.30
	CA-11	9.62	8.93	5.24	105 57	9.34
	4130+ +4162	9.62	8.93	5.19	104 43	9.30
VI Пегматоидные габбро	CA-21	9.64	8.94	5.22	104 55	9.35

Примечание. Пр. CA-5—CA-34 — из колл. автора; пр. 4129—4162 — из колл. А. А. Жангурова (Жангуров и др., 1974). Условия съемки: камера Дрон-05, неотфильтрованное Fe-излучение, 50 кВ, 8 мА, экспозиция 5 ч,  $d=0.3$  мм,  $V=0.5^\circ/\text{мин}$ , исправлено по снимку образца с 33% NaCl. Съемку и расчет произвела Л. Г. Латышева.

ния или кристаллизации порций магматического расплава, исходных для ультраосновных и основных пород интрузива.

Об условиях образования клинопироксена можно судить также по его титанистости, степени окисления железа, глиноземистости и щелочности, отражающих состав, температуру и другие особенности расплава.

Титанистость клинопироксена регулируется составом расплава и общим давлением. Так, с повышением содержания  $\text{SiO}_2$  в расплаве количество титана в пироксене уменьшается (Gupta e. a., 1973). Аналогичное действие оказывает повышение общего давления (Yagi e. a., 1967). При атмосферном давлении максимальное содержание титана в минерале составляет 4 вес. %, при давлении 10 кбар — около 0 %. В нашем случае титанистость клинопироксена четко зависит от состава расплава и общего давления — в ультраосновных породах она больше, чем в основных. Резкое уменьшение титанистости наблюдается в крупнозернистых и пегматоидных габбро, что можно связать с повышением в них содержания и давления газовой фазы.

Соотношение закисного и окисного железа колеблется от 0.12 в породах зоны закалки до 0.30—0.38 в ультраосновных образованиях и характеризуется средними значениями в основных породах (0.16—0.20). На основании этого можно считать, что парциальное давление кислорода в процессе кристаллизации клинопироксена существенно менялось и было минимальным в начальный период.

Количество глинозема колеблется в основном от 2.94 до 3.61 вес. %, повышаясь до 4.40 вес. % в габброидах. Распределение глинозема между четверной и шестерной координациями, судя по кристаллохимическим формулам, сложное. В ультраосновных породах доля  $\text{Al}^{IV}$  резко преобладает, в основных и щелочно-основных образованиях лишь немногим более половины алюминия наблюдается в четверной координации. Аномальное поведе-

ние алюминия наблюдается в клинопироксene нижней зоны закалки, в которых преобладает доля  $\text{Al}^{IV}$ . Сопоставление соотношения  $\text{Al}^{IV}$  и  $\text{Al}^{VI}$  и степени окисленности железа в клинопироксene выявляет следующую закономерность: с увеличением степени окисленности железа, обусловленной увеличением парциального давления кислорода, алюминий стремится занять позиции в тетраэдре, изоморфно замещая кремний. Содержание  $\text{Al}^{IV}$ , резко пониженное в краевых фациях интрузива и сравнительно однородное в центральной его части, по-видимому, связано, судя по данным Н. Л. Добрецова с соавторами (1971), с понижением температуры кристаллизации клинопироксена в зоне закалки и эссецитовых габбро.

Содержание натрия в клинопироксene основной части пород колеблется в небольших пределах, но резко увеличивается, как и количество фтора, в габбро-пегматитах и во вмещающих их плагиопироксенитах, что согласуется с более поздней консолидацией этих образований. Интересным представляется аномальное увеличение роли калия в краевых фациях интрузива, что, возможно, связано с процессами обмена между расплавом и вмещающими породами в момент его кристаллизации.

Основная схема изоморфизма в клинопироксene:  $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ . Кроме того, могут реализоваться и другие схемы:  $2\text{Mg} \rightarrow \text{CaFe}^{2+}$ ,  $\text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$ ,  $\text{Ca} \rightarrow 2\text{Na}$ ,  $\text{Al}^{VI} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Si} \rightarrow \text{Ti}^{3+}$ ,  $2\text{Al}^{IV} \rightarrow 3\text{Si}$ .

Б. Дэвис и Ф. Бойд (Davis, Boud, 1966) установили, что отношение  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  в клинопироксene уменьшается по мере возрастания температуры. Рассчитанная по этому отношению температура кристаллизации клинопироксена в наших породах для зоны закалки равна  $760^\circ$ , для верлит-оливинитовой зоны —  $940-920^\circ$ , для промежуточного горизонта —  $960-800^\circ$  и для габброидов — менее  $800^\circ$ .

Распределение элементов-примесей в клинопироксene исследовано в ограниченном количестве проб, поэтому воспользуемся данными по другим дифференцированным массивам Печенги (табл. 9). Среди примесей резко преобладает хром, содержание которого мало зависит от состава пироксена или породы. В незначительных количествах Co, Cu и V отмечается во всех породах. Изменение содержания никеля в клинопироксene согласуется с общим изменением состава минерала — в магнезиальном (наиболее высокотемпературном) пироксене никель содержится в повышенных количествах, тогда как в железистом количество никеля мало или вовсе отсутствует. В породах зоны закалки содержание никеля аномально высокое и, по-видимому, характеризует первоначальное его количество в расплаве. Важным представляется присутствие никеля в клинопироксene ультраосновных пород в никеленосных массивах и отсутствие его в безрудных телах (табл. 9, пр. CA-75, CA-77), что может служить поисковым признаком на никель.

Таблица 9

Содержание элементов-примесей в клинопироксene дифференцированных интрузивов Печенги

Компоненты	Зона закалки	Верлиты, пироксено- вые оливиниты					Пироксениты, косьвиты							Габбро, эссе- циты			
		2395	2065	2749	ПС-1	CA-25	4130	2439	1/0П	4129	2097	CA-75	CA-77	CA-16	16/0Г	10/0Г	CA-4
Ni	0.18	0.08	0.07	0.03	0.041	0.014	0.015	0.015	0.004	0.008	0.00	0.00	0.00	0.004	0.008	0.00	
Co	0.015	0.06	0.006	0.004	0.00	0.006	0.006	0.006	0.008	0.006	0.00	0.00	0.00	0.006	0.003	0.00	
Cu	0.08	0.015	0.02	0.003	0.00	0.006	0.022	0.009	0.002	0.004	0.030	0.00	0.00	0.002	0.006	0.00	
S	—	—	—	—	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.20	—	—	0.00	0.16	0.00	0.00	
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.33	0.27	0.57	0.48	—	0.22	0.58	0.56	0.02	0.17	0.14	—	—	0.00	0.03	—	
$\text{V}_2\text{O}_5$	0.036	0.05	0.04	0.04	—	0.07	0.07	0.03	0.07	0.17	—	—	—	0.00	0.055	—	

Примечание. Пр. CA-4—CA-77 — из колл. автора, остальные — из колл. А. А. Жангурева (Жангурев и др., 1974). Пробы из массивов: Пильгуярви (CA-4, CA-16, CA-25), Западное Ортоайви (2395, 2065, 2439, 2097, 10/0Г), Киеиджипори (2749), Соукер (ПС-1), Ламмас (1/0П), маломощное безрудное тело вблизи Пильгуярви (CA-75, CA-77).

Распределение компонентов в сосуществующем оливине и клинопироксене подчиняется закономерностям, установленным для аналогичных минералов других массивов основных—ультраосновных пород и, в частности, для массивов дунит-пироксенит-габбровой формации (Добрецов и др., 1971). Например, железистость оливина несколько выше железистости кли-

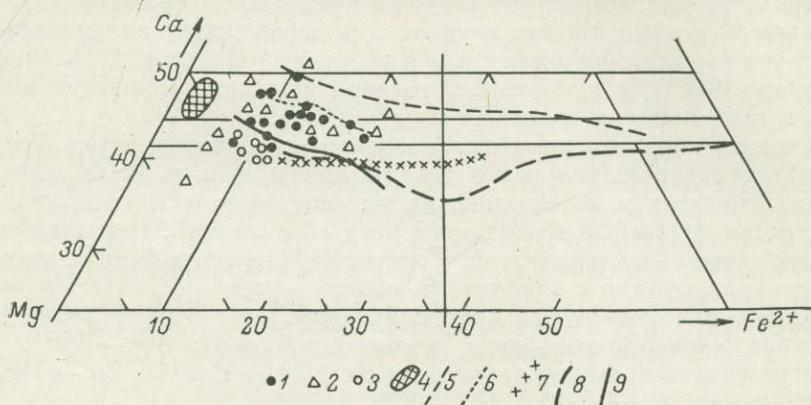


Рис. 6. Состав и эволюция клинопироксена различных формаций и комплексов по литературным данным.

1 — никеленосные интрузивы Печенгского рудного поля; 2 — дунит-пироксенит-габбровая формация; 3 — никеленосные интрузивы Норильского района; 4 — гипербазитовая формация; 5 — щелочно-ультраосновная формация; 6 — габбро-сиенитовая формация; 7 — траппы Сибири; 8 — Скергаардский интрузив; 9 — Мончегорский интрузив.

нопироксена (рис. 5), никель концентрируется в основном в оливине, а хром — в клинопироксene и др.

Клинопироксен широко развит в других основных—ультраосновных интрузивах СССР и зарубежных стран. Произведена выборка анализов его из различных формаций, комплексов и отдельных массивов, которые нанесены на диаграмму Mg—Ca—Fe<sup>2+</sup> (рис. 6). На рис. 6 видно, что клинопироксен Пильгуйярвинского интрузива наиболее близок по составу к пироксену дунит-пироксенит-габбровой формации, а также к минералу из никеленосных массивов Норильского района (Шатков, 1973).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Базилевский А. Т. Экспериментальные исследования в системе дунит-базальт. — Геохимия, 1968, № 8.
- Велинский В. В., Агафонов Л. А. О находке кальцийсодержащих оливинов в гипербазитах хребта Пекульней на Чукотке. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., 1972.
- Вишневская Ю. Е., Негода Л. Г., Шарко Е. Д. О потенциальной никеленосности оливина и поведение силикатного никеля при серпентинизации (на примере никеленосных гипербазитов Печенги). — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 5.
- Волынец О. Н., Колосков А. В., Пополитов Э. И., Новиков В. М., Кирсанов И. Т., Флеров Г. Б., Дубик Ю. М. Геохимические особенности оливинов из различных типов четвертичных базальтов Камчатки и Курил в связи с вопросами петрогенезиса. — Геохимия, 1975, № 3.
- Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса, М., 1970.
- Громов А. В., Крестин Е. М. О магматических включениях в породообразующих минералах никеленосных траппов интрузивов. — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 2.
- Дмитренко Г. Г. Особенности состава оливина различных гипербазитсодержащих формаций. — В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности основного—ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., 1971.
- Жангурев А. А., Предовский А. А. Химизм пород и природа первичной магмы никеленосных интрузий Печенги. — В кн.: Петрология, минералогия и geoхимия. Апатиты, 1974.

- Жангуров А. А., Петров В. П., Смолькин В. Ф., Волошина Э. М., Смирнова Т. Н. Пироксены дифференцированных интрузивов Печенги. — Матер. по минералогии Кольского полуострова. Вып. 10. Л., 1974.
- Макаров В. Н. Авгиты дифференцированных основных—ультраосновных интрузий восточного фланга Печенги. — Матер. по минералогии Кольского полуострова. Вып. 8. Л., 1971.
- Папушич Б. И. К вопросу о дифференциации ультраосновных и основных интрузий Печенги. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М., 1952.
- Радкова-Стойчева А. Морфологические разновидности оливина, кристаллизующегося из базальтового расплава при разных температурах и атмосферном давлении. — В кн.: Экспериментальное исследование минералообразования. М., 1971.
- Семёнов И. В. Влияние химического состава пироксенов на параметры их элементарной ячейки в зависимости от энергетической характеристики элементов. — ДАН СССР, 1970, т. 192, № 6.
- Смолькин В. Ф. Расслоенность рудоносного Пильгуйярвинского интрузива основных и ультраосновных пород (Печенга). — В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974.
- Старицына Г. Н., Томановская Ю. И., Кравцова Л. И. Интрузивные трапы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Л., 1972.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970.
- Шатков В. А. Пордообразующие минералы и некоторые закономерности формирования рудоносных интрузий Норильского района. — Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973.
- Davis B. T. C., Boyd F. R. The join  $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71, № 14.
- Gupta A. K., Onuma K., Yagi K., Lidiak E. G. Effect of silica concentration on the diopsidic pyroxenes in the system diopside— $CaTiAl_2O_6$ — $SiO_2$ . — Contrib. Mineral. and Petrol., 1973, v. 41, N 4.
- Háklí T. A., Wright T. L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, № 5.
- Siormer J. C. Jr. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, № 8.
- Yagi K., Onuma K. The Join  $CaMgSi_2O_6$ — $CaTiAl_2O_6$  and its bearing on the titanaites. — J. Fac. Soc. Hokkaido Univ., 1967, v. 4, N 4.

[Г. Н. СТАРКОВ], С. С. ЗИМИН, Р. А. ОКТЯБРЬСКИЙ

## РОГОВЫЕ ОБМАНКИ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Повышенный интерес к роговым обманкам (Бойд, 1961; Дир и др., 1965; Ernst, 1968, и др.) вполне понятен, если учесть, что они являются своеобразными индикаторами процессов, протекающих в горных породах. Изучению изменения состава амфиболов в различных физико-химических условиях метаморфизма уделяется особое внимание (Кориковский, 1966; 1968; Kostyuk, Sobolev, 1969, и др.). В меньшей мере этот вопрос ставился применительно к процессу эволюции магм при их кристаллизации (Куцев, 1964; Алиев, 1966; Кориковский, 1966, и др.).

Нами рассмотрены материалы по роговым обманкам из гипербазит-базитовых комплексов: из кортландит-габброидных комплексов Камчатки (Старков, 1973), Северо-Востока СССР (Богидаева, Матвеенко, 1958; Руб, 1970), Буреинского кристаллического массива (Зимин, 1973) и Приморья (Щека и др., 1973). Данные о роговых обманках из габброидов Камчатки, Буреинского кристаллического массива и Приморья получены в результате исследований авторов. Кроме того, нами привлечены известные сведения по роговым обманкам из гипербазит-базитовых комплексов, которые по минеральному составу близки к изученным нами комплексам (Сергеев, 1971; Aoki, 1971; Nakamura, 1971). Для сравнения рассматриваются керсукиты из габбровых ксенолитов в лавах трахиандезитов о-ва Тристан да Кунья (Maitre, 1969), роговые обманки из лерцолитов массива Коссу,

Франция (Canquere, 1971) и из лерцолитовых включений в лавах Японии (Aoki, Shiba, 1973).

**Краткая геолого-петрографическая характеристика роговообманковых гипербазит-габброидных комплексов.** Роговые обманки в Срединном хребте Камчатки выделены из метаморфизованных массивов Дукук ( $7 \text{ км}^2$ ) и Кувалорог ( $18 \text{ км}^2$ ), представляющих собой пластовые интрузии. Эти интрузии располагаются на юго-восточном крыле и в южной периклинальной части антиклинальной структуры, сложенной терригенными породами, которые участками метаморфизованы до гнейсов. Породы массивов представлены мелко-среднезернистыми, крупнозернистыми, пегматоидными и порфировидными норитами. Ультраосновные породы — кортландиты и горнблендиты — имеют постепенные переходы к меланократовым габброидам и четкие интрузивные контакты с лейкократовыми габбро. Роговая обманка во всех фациях этих пород представлена паргаситом, количество которого варьирует от 8 до 65% в норитах и от 20 до 90% в ультраосновных породах. В массивах развита медно-никелевая минерализация, приуроченная к меланократовым норитам и кортландитам. В дальнейшем этот комплекс пород для краткости именуется срединным.

В Ганальском хребте Камчатки располагается довольно крупный ( $47 \text{ км}^2$ ) субсогласный с вмещающими породами массив (гора Юрчик), по набору пород близкий к срединному комплексу. Этот интрузив локализован на юго-западном крыле антиклинальной структуры, которая сложена эвгеосинклинальными отложениями, метаморфизованными в районе массива до амфиболитов. Массив также метаморфизован, и его краевые части западного фланга mestami представлены габбро-амфиболитами. В составе массива выделяются мелко-среднезернистые, крупнозернистые и пегматоидные габбро-нориты. Ультраосновные породы представлены кортландитами и горнблендитами. Взаимоотношения пород такие же, как и в срединном комплексе. Незначительным развитием пользуется дайковая фация мелкозернистых трахитоидных габбро. Содержание буро-зеленой роговой обманки варьирует от 12 до 64% в габбро-норитах и от 25 до 75% в кортландитах. Этот комплекс выделяется как ганальский.

Роговые обманки аriadненского комплекса (Приморье) выделены из габброидов Бреевского массива, где они развиты по существу во всех разновидностях пород. В структурном плане Бреевский массив представляет крупное (около 100 кв. км) линзовидное тело, приуроченное к своду антиклинальной складки, сложенной эфузивно-осадочными отложениями преимущественно терригенного состава. В составе интрузива выделяются ультраосновные породы, роговообманковые и плагиоклазовые дуниты, переходящие в троктолиты, а также роговообманковые нориты, габбро-нориты, габбро и габбро-пегматиты. Взаимоотношения между породами рассматриваются как постепенные переходы, однако наблюдаются случаи прорывания дунитов габбро-пегматитами. В ультраосновных породах распространен паргасит, в габброидах — обыкновенная буро-зеленая роговая обманка. Количественные вариации роговой обманки значительны: от единичных зерен до 24% в ультраосновных породах и от 8 до 66% в габброидах.

В пределах Буреинского кристаллического массива известны многочисленные выходы мелких тел кортландитов и роговообманковых габбро-норитов, которые детально изучены нами в бассейне р. Тырма (буреинский комплекс). Массивы, как правило, задернованы и их мелкие (менее  $1 \text{ км}^2$ ) выходы наблюдаются только в береговых обнажениях реки. Кортландиты и габброиды тесно ассоциируют с кристаллическими сланцами и гнейсами высокой глиниземистости и большей частью представляют собой ксенолиты в крупных массивах разновозрастных гранитоидов пестрого состава. По составу пород и роговой обманки (паргасит) этот комплекс габброидов аналогичен срединному. Он отличается от него только наличием клинопироксена и отсутствием пегматоидных разностей пород. Содержание паргасита в породах колеблется от 8 до 54% в габбро-норитах и от 18 до 66% в кортландитах.

В бассейне р. Вилига (Северо-Восток СССР), по данным М. Г. Руб (1970), среди терригенных отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса располагаются мелкие ( $1-2 \text{ км}^2$ ) кортландитовые тела, содержание роговой обманки в которых достигает 48%. В Японии, в восточной части о. Хонсю, известен комплекс расслоенных перидотитов и оливиновых эвкритов с шрисгеймитами и роговообманковыми габбро, расположенный среди филлитов, кварцевых сланцев и метаморфизованных эфузивов зоны Микабу (Nakatsuma, 1971). Ксенолиты подобного типа ультраосновных пород и роговообманковых габброидов известны в лавах Японии (Aoki, 1971), Сахалина и о-ва Парамушир (Сергеева, Сергеев, 1971). Очень интересные керсунитовые габбро встречаются в виде ксенолитов в лавах трахиандезитов на о-ве Тристан да Кунья (Maitre, 1969). Эти габбро по составу напоминают габброиды с высокотитанистым паргаситом срединного и ариадненского комплексов. Минеральные ассоциации роговых обманок в рассмотренных комплексах представлены в табл. 1.

**Химический состав роговых обманок.** В табл. 2 и 3 приведены химические анализы, кристаллохимические формулы и оптические свойства роговых обманок из пород рассмотренных комплексов.

Минимальной железистостью обладают роговые обманки из лерцолитов (11–18%), железистость минерала из вебстеритов имеет более широкие пределы колебаний ( $f=17-27\%$ ). В ультраосновной фации габброидных комплексов железистость роговых обманок меняется незначительно в пределах одного комплекса, и только в комплексе Тоба она испытывает значительные вариации ( $f=16-33\%$ ). Таким образом, различия в железистости роговых обманок выявляются даже в пределах одного комплекса, что отражает степень эволюции физико-химических условий в период формирования массивов и прежде всего щелочности, которая повышается на завершающих этапах становления массива.

Химический состав изученных роговых обманок широко варьирует, фигуративные точки их составов рассеиваются в полях составов эденит—гастингсит—паргасит—чермакит (рис. 1). На треугольнике  $\text{Fe}^{3+}-(\text{Mg}++\text{Fe}^{2+})-\text{Al}^{IV}$  видно, что подавляющее большинство составов роговых обманок рассматриваемых гипербазит-базитовых комплексов располагаются в широком диапазоне между полями обыкновенной роговой обманки, паргасита и эденита. Некоторые из них тяготеют к гастингситу и чермакиту. И только керсуниты о-ва Тристан да Кунья занимают устойчивое положение вблизи гастингситового минала. Некоторые роговые обманки (из габброидов и кортландитов Буреинского кристаллического массива и комплекса Тоба) располагаются в поле эденитового состава, однако их кристаллооптические свойства показывают принадлежность этих минералов к паргаситам (табл. 2). Вариации составов роговых обманок наблюдаются и в других комплексах. Так, составы парагаситов срединного комплекса располагаются в поле обыкновенной роговой обманки, паргасита и эденита, а обыкновенных роговых обманок ганальского комплекса — нередко в полях паргасита и гастингсита. Таким образом, совершенно очевидно, что химические составы роговых обманок как из различных гипербазито-габброидных комплексов в целом, так и в каждом конкретном комплексе варьируют в широких пределах. Последнее обстоятельство указывает не только на близость условий формирования роговых обманок в породах гипербазито-базитового ряда, но и на влияние многочисленных факторов, изменяющих составы этих минералов даже в пределах одного комплекса.

Широкие вариации составов роговых обманок затрудняют понимание общей картины изменения их химизма в пределах комплекса. Она выявляется при статистической обработке аналитических данных — рассчитывались коэффициенты уравнений линейной регрессии методом наименьших квадратов (Кемниц, 1970) и строились вариационные кривые составов роговых обманок. На рис. 2 видно, что составы роговых обманок каждого комплекса характеризуются значительными колебаниями в группе Y содержаний

железистого и магнезиального компонентов, а также глинозема, т. е. в этих роговых обманках имеет место широкий изоморфизм  $Mg, Fe^{2+} \rightarrow Al^{VI}$ . Исключение составляют паргаситы из габбро-перидотитовых включений в лавах Японии, в которых при незначительных изменениях содержания  $Al^{VI}$  ясно выражен изоморфизм  $Fe^{3+} \rightarrow MgFe^{2+}$ . На рис. 2 также видно, что роговые обманки различных комплексов базитов и гипербазитов очень сильно различаются между собой по содержанию окисного железа, что свидетельствует о неодинаковой температуре и активности кислорода при их образовании.

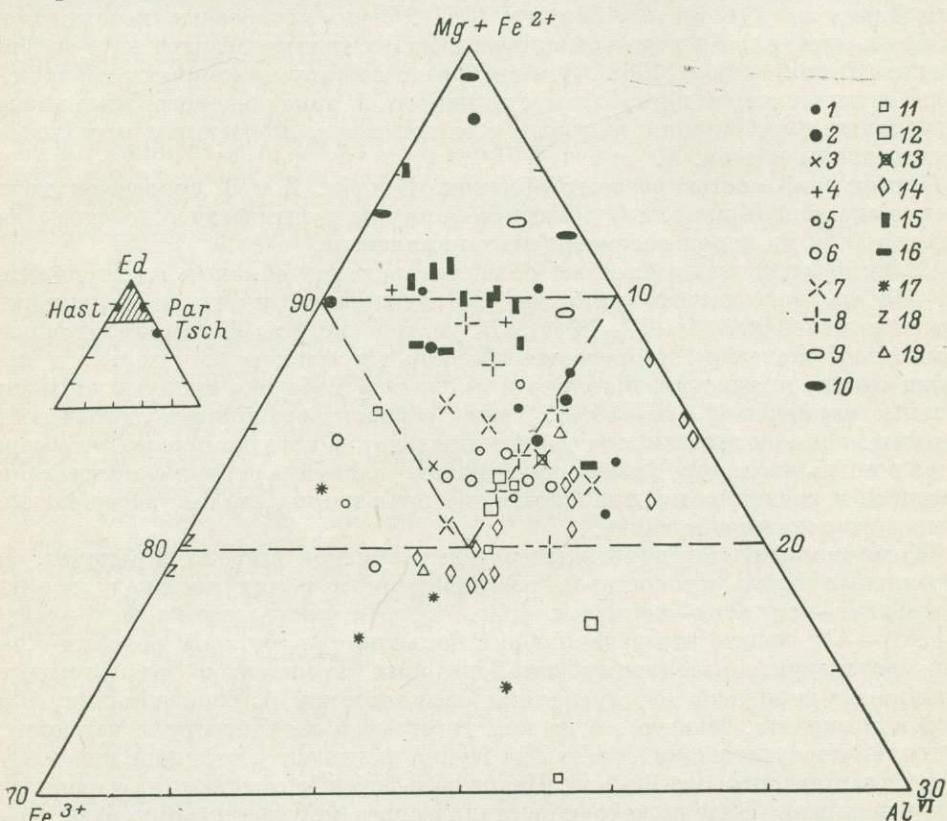


Рис. 1. Составы роговых обманок из основных и ультраосновных пород различных комплексов.

Срединный комплекс: 1 — мелко-среднезернистые нориты; 2 — крупнозернистые и пегматоидные нориты, 3 — горнблендины, 4 — кортландиты; ганадльский комплекс: 5 — мелко-среднезернистые габбро-нориты; 6 — крупнозернистые и пегматоидные габбро-нориты, 7 — горнблендины, 8 — кортландиты; буреинский комплекс: 9 — габбро-нориты, 10 — кортландиты; ариадненский комплекс: 11 — мелкозернистые габбро, 12 — крупнозернистые габбро, 13 — горнблендины; 14 — габбро-перидотитовые включения в эфузивах Японии; 15 — кортландит-габроидная фация комплекса Тоба; 16 — лерцолиты массива Коссу; 17 — габроидные ксенолиты в эфузивах Сахалина; 18 — ксенолиты керсититовых габбро в эфузивах о. Тристан да Кунья; 19 — трахитоидные габбро.

Обращает на себя внимание тот факт, что минимальные содержания окисного железа в группе Y характерны для роговых обманок из пород тех комплексов, которые располагаются в зонах развития терригенных отложений с графитом (буреинский и срединный комплексы, массив Сига-Сима комплекса Тоба, локализованный в филлитах и кварцевых сланцах на контакте с метаморфизованными эфузивами зоны Микабу). В то же время роговые обманки из габроидов и гипербазитов, локализованных в зонах развития вулканогенных формаций, обладают более высокими содержаниями  $Fe_2O_3$ . Роговые обманки из пород ариадненского комплекса занимают по этому признаку промежуточное положение. В разрезе вмещающих этот комплекс пород помимо вулканитов существенная роль принадлежит терригенным

отложениям, содержащим углистый материал, который способствует созданию восстановительной обстановки при кристаллизации массивов базитов и гипербазитов, чем, видимо, и объясняется пониженное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в роговых обманках из пород этих массивов. То же самое следует из данных, приведенных на рис. 3, где видно, что при широком диапазоне железистости роговых обманок в пределах комплексов, максимальные содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  характерны для роговых обманок из габброидов эвгеосинклинальных зон. Роговые обманки из пород рассматриваемых комплексов являются существенно кальциевыми. Среднее значение  $(\text{K}+\text{Na})/\text{Ca}=1/3$  значительно ниже обычного. Максимальное содержание калия характерно для роговых обманок из пород тех комплексов, которые претерпели метаморфизм амфиболи-

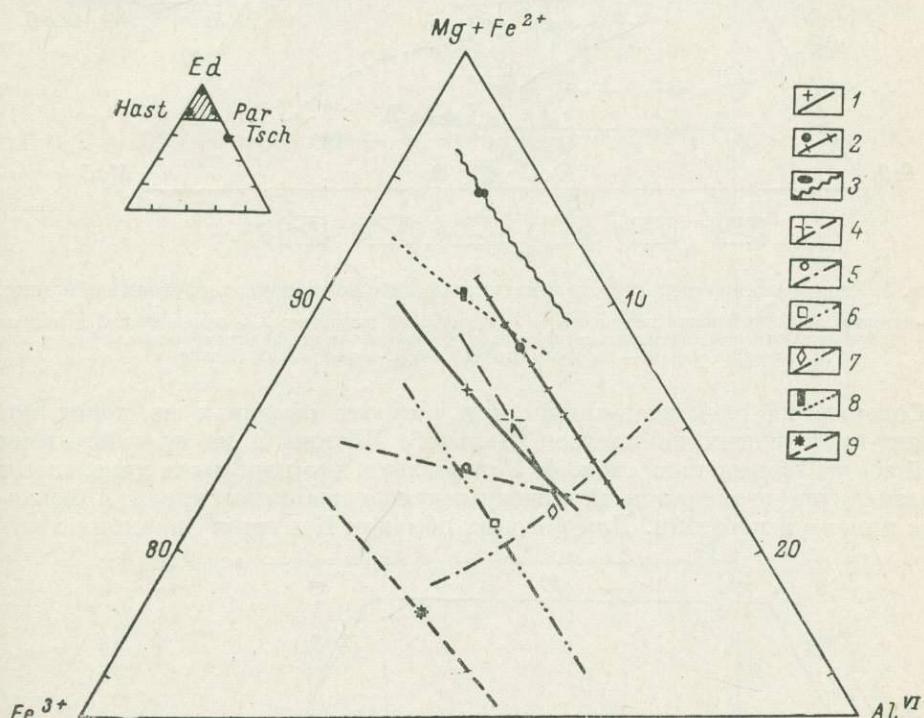


Рис. 2. Вариационные линии составов роговых обманок.

Срединный комплекс: 1 — кортландиты, 2 — нориты; 3 — буреинский комплекс; ганальский комплекс: 4 — кортландиты, 5 — габбро-нориты; 6 — ариадненский комплекс; 7 — габбро-перидотитовые включения в эфузивах Японии; 8 — кортландит-габброидная фация комплекса Тоба; 9 — габброидные включения в эфузивах Сахалина.

товой фации (срединный, ганальский и буреинский комплексы), а минимальные — для минерала из габброидных и гипербазитовых ксенолитов в эфузивах. При этом самая высокая доля калия наблюдается в роговых обманках, в которых отношение  $\text{Ca}/\text{Na}$  близко к 6 (рис. 4).

Установлено, что роговые обманки из пород некоторых комплексов характеризуются широкими вариациями содержаний титана. Так, в породах буреинского, срединного и ариадненского комплексов присутствуют паргаситы с повышенным содержанием титана. В норитах срединного и в габбро ариадненского комплексов отмечаются локальные участки, содержащие керсит. На рис. 5 видно, что концентрации титана, натрия и калия в роговых обманках не коррелируются.

Следует отметить, что максимальные концентрации титана отмечаются в роговых обманках, содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в которых находится в пределах 1.9—2.5 вес %. Это наблюдение оказывается справедливым для минералов из пород всех рассматриваемых комплексов и, возможно, не распростра-

няется только на керситы. Как показал С. А. Щека (1969), в интрузивных базитах в составе керситов меняется отношение  $K_2O/TiO_2$ , а керситы формируются при низких и сравнительно постоянных значениях потенциала натрия. Однако этот вывод был сделан по данным анализа очень малой (4 анализа) выборки и поэтому, видимо, недостаточно обоснован.

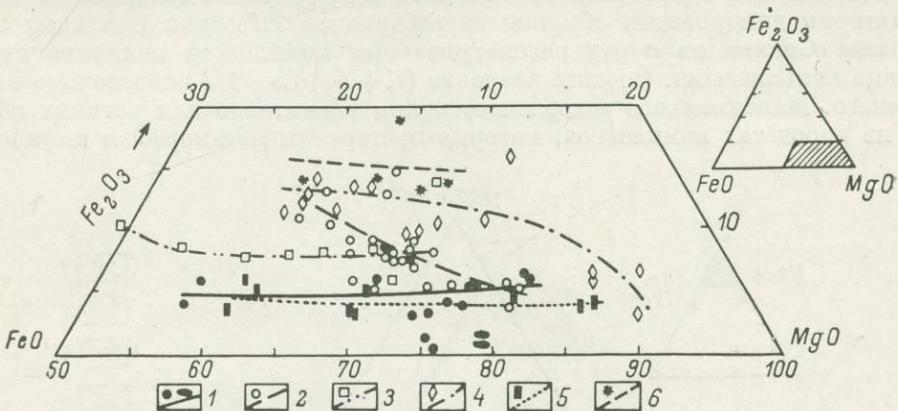


Рис. 3. Распределение железистого и магнезиального компонентов в роговых обманках.  
1 — срединный и буреинский комплексы; 2 — ганадльский комплекс; 3 — ариадненский комплекс;  
4 — габбро-перидотитовые ксенолиты в эфузивах Японии; 5 — кортландит-габбройдная фация комплекса Тоба; 6 — габбройдные ксенолиты в эфузивах Сахалина.

Содержания элементов-примесей в роговых обманках из пород кортландит-габбройдных комплексов Дальнего Востока и их средний химический состав приведены в табл. 4. Установлено, что паргаситы никеленосных кортландитов отличаются повышенными содержаниями хрома в меньшей мере никеля и кобальта. Для роговых обманок Камчатки характерно повы-

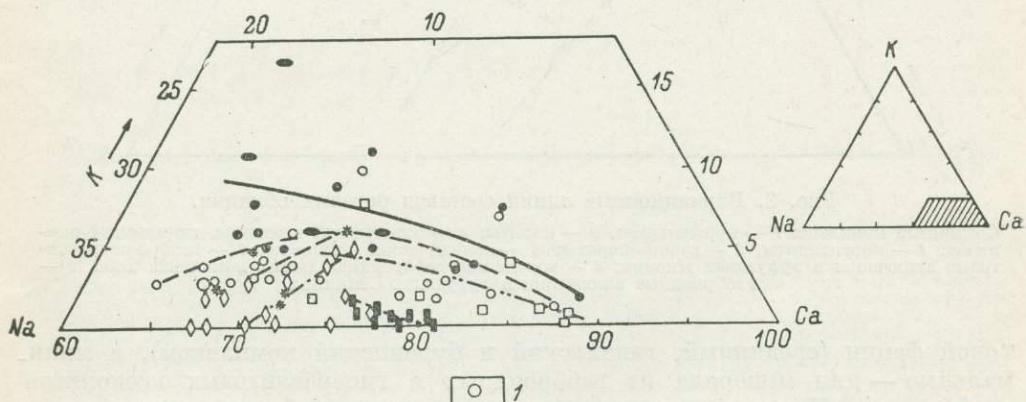


Рис. 4. Составы роговых обманок в координатах Na—Ca—K.  
1 — теоретический состав кальциевой роговой обманки при  $K/Na=1:12$ . Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3.

шенное содержание олова (более чем в 2 раза) по сравнению с паргаситами Буреинского кристаллического массива. Корреляционные связи различных элементов-примесей неоднозначны. Все эти признаки характеризуют индивидуальность магматических комплексов. Вместе с тем концентрации ванадия, цинка и галия в роговых обманках относительно постоянны. Эти элементы-примеси, видимо, являются характерными для роговых обманок всех рассматриваемых комплексов.

**Зависимость кристаллооптических свойств роговых обманок от их химического состава.** Известны многочисленные диаграммы «химический состав —

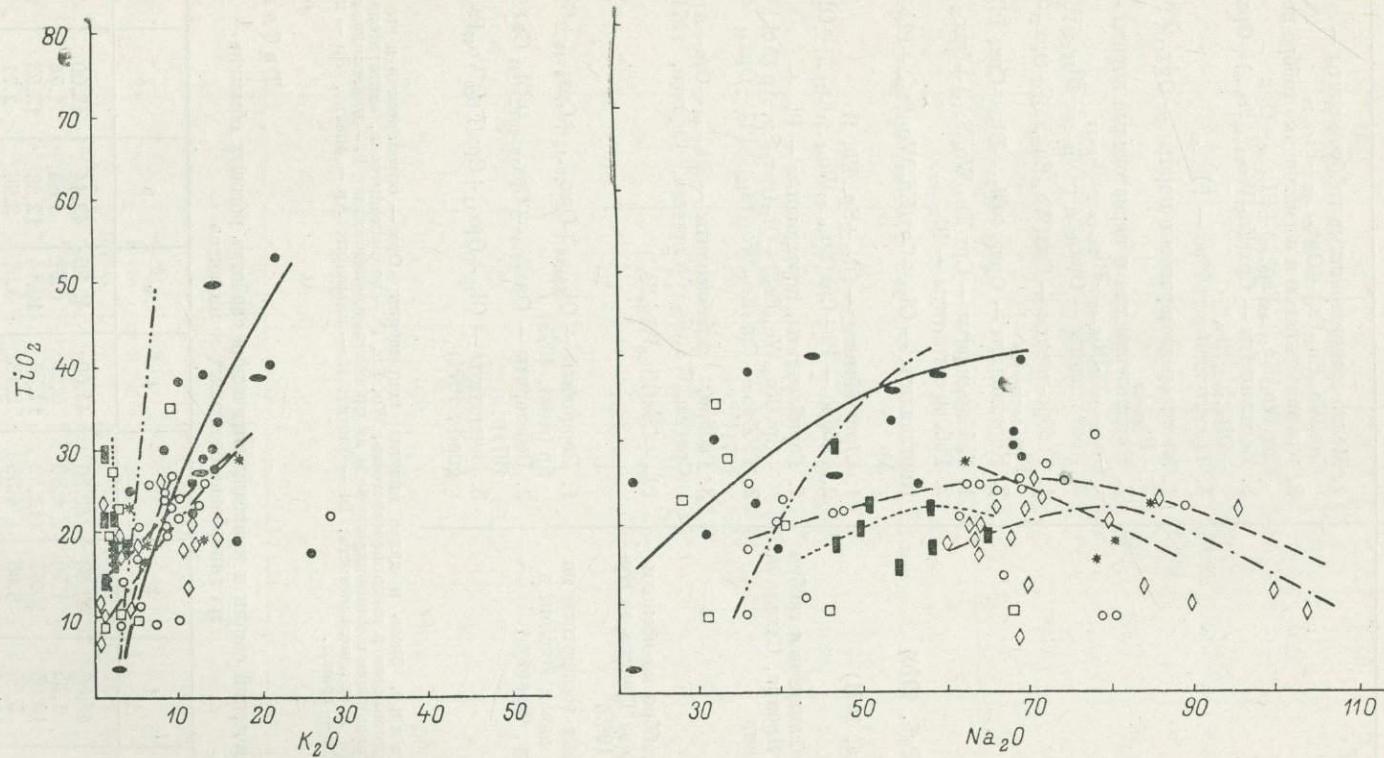


Рис. 5. Зависимости  $TiO_2-K_2O$  и  $TiO_2-Na_2O$  (в атомн. кол-вах) в роговых обманках.

Условные обозначения те же, что на рис. 3.

Таблица 1

## Минеральные ассоциации роговых обманок

Комплексы	Минеральные ассоциации
Ганальский	<ol style="list-style-type: none"> <li>Мелко-среднезернистые габбро-нориты — <math>\text{Cpx}(\text{Wo}_{46}\text{En}_{47}\text{Fs}_{7}) + \text{Opx}_{24-25} + \text{Pl}_{57-58}</math></li> <li>Крупнозернистые и пегматоидные габбро-нориты — <math>\text{Cpx}(\text{Wo}_{47}\text{En}_{41-43}\text{Fs}_{10-12}) + \text{Pl}_{55-60} \pm \text{Opx}</math></li> <li>Кортландиты — <math>\text{Cpx}(\text{En}_{47}\text{Wo}_{45-48}\text{Fs}_{5-8}) + \text{Opx}_{19-20} + \text{Ol}_{17-18} \pm \text{Pl}_{50}</math></li> <li>Трахитоидные габбро — <math>\text{Pl}_{38-50}</math></li> </ol>
Срединный	<ol style="list-style-type: none"> <li>Мелко-среднезернистые нориты — <math>\text{Opx}_{41} + \text{Pl}_{56-59} + \text{Bi}_{35-42}</math></li> <li>Крупнозернистые и пегматоидные нориты — <math>\text{Opx}_{20-23} + \text{Pl}_{45-62} + \text{Bi}_{22-28} + \text{Ol}_{11-17}</math></li> <li>Кортландиты — <math>\text{Opx}_{16-21} + \text{Ol}_{16-23} + \text{Bi}_{16-21} \pm \text{Pl}_{51-63}</math></li> </ol>
Буреинский	<ol style="list-style-type: none"> <li>Габбро-нориты — <math>\text{Cpx}(\text{Wo}_{46}\text{En}_{50}\text{Fs}_4) + \text{Opx}_{21} + \text{Pl}_{51-54} + \text{Bi}_{18}</math></li> <li>Кортландиты — <math>\text{Opx}_{14} + \text{Ol}_{15} + \text{Bi}_{20} + \text{Cpx}, \text{Pl}_{52-66}</math></li> </ol>
Ариадненский	<ol style="list-style-type: none"> <li>Габбро-нориты — <math>\text{Cpx}(\text{En}_{35}\text{Wo}_{47}\text{Fs}_{18}) + \text{Opx}_{42} + \text{Pl}_{60}</math></li> <li>Габбро-пегматиты — <math>\text{Pl}_{75-83}</math></li> </ol>
Вилигинский (Руб, 1970)	Кортландиты — $\text{Ol}_{25} + \text{Cpx}(\text{En}_{23}\text{Wo}_{47}\text{Fs}_{30}) + \text{Pl}_{70-90} + \text{Il}, \text{Ap}$
Тоба (Nakamura, 1971)	<ol style="list-style-type: none"> <li>Шрисгеймиты — <math>\text{Ol}_{12} \pm \text{Sp}, \text{Pb}, \text{Il}</math></li> <li>Габбро — <math>\text{Pl} + \text{Cpx}(\text{En}_{40-47}\text{Wo}_{45-47}\text{Fs}_{15-6}) \pm \text{Ol}_{18}, \text{Il}</math></li> </ol>
Ксенолиты кортландитов и габбро в эфузивах Японии, Сахалина, о-ва Парамушир	<ol style="list-style-type: none"> <li>Горнблендиты, кортландиты — <math>\text{Pl}_{90} + \text{Cpx}(\text{En}_{40}\text{Wo}_{45}\text{Fs}_{15}) \pm \text{Ol}_{17}, \text{Opx}_{25}, \text{Sp}, \text{Ap}</math> (Aoki, 1971)</li> <li>Габбро — <math>\text{Cpx}(\text{En}_{40}\text{Wo}_{45}\text{Fs}_{15}) + \text{Pl}_{70} \pm \text{Opx}_{44}</math> (Aoki, 1971)</li> <li>Габбро, горнблендиты — <math>\text{Pl}_{92-95} + \text{Ore} + \text{Ap}, \text{Cpx}(\text{En}_{60}\text{Wo}_{37}\text{Fs}_3)</math> (Сергеева, Сергеев, 1971)</li> </ol>
Керсититовые габбро из ксенолитов в лавах о-ва Тристан да Кунья (Maitre, 1969)	$\text{Pl}_{82} + \text{Cpx}(\text{En}_{35}\text{Wo}_{49}\text{Fs}_{16})$
Роговообманковые перидотиты из ксенолитов в лавах Японии и массива Коссу, Франция	<ol style="list-style-type: none"> <li>Лерцолиты — <math>\text{Ol}_{10-16} + \text{Opx}_{10-14} + \text{Cpx}_{9-13} \pm \text{Gr}, \text{Sp}</math> (Aoki, 1973)</li> <li>Вебстериты — <math>\text{Opx}_{10-23} + \text{Cpx}_{12-20} \pm \text{Ol}_{17}, \text{Gr}</math> (Aoki, 1971)</li> <li>Лерцолиты — <math>\text{Ol}_{10} + \text{Opx}_{11} + \text{Cpx}(\text{En}_{50}\text{Wo}_{47}\text{Fs}_3)</math> (Conguere, 1971)</li> </ol>

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее приняты сокращения: Opx — ортопироксен и его железистость; Cpx — клинопироксен и его железистость; Wo, En, Fs — вольластонитовая, энстатитовая и ферросилиловая составляющие в клинопироксene и их процентные соотношения; Pl — плагиоклаз и его номер; Ol — оливин и его железистость; Bi — биотит; Il — ильменит; Ap — апатит, Sp — шпинель; Ore — рудные; Gr — гранат.

Таблица 2

## Химический состав и кристаллооптические свойства роговых обманок из гипербазит-базитовых комплексов

Компоненты, константы	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$	45.66	43.30	42.56	44.50	46.85	42.44	43.00	41.66
$\text{TiO}_2$	1.35	1.70	1.88	0.69	0.91	1.88	1.74	1.94
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10.05	10.73	12.39	11.39	10.14	12.66	13.53	13.01
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.65	6.03	4.38	2.18	3.37	3.96	2.71	4.49
FeO	10.05	10.14	9.09	6.31	8.98	8.45	7.85	8.45
MnO	0.22	0.29	0.25	0.15	0.17	0.17	0.14	0.15
MgO	14.85	13.39	13.69	16.42	15.68	14.15	14.46	13.95
CaO	11.12	10.34	10.52	14.65	10.47	11.03	11.10	11.22
$\text{Na}_2\text{O}$	1.16	1.44	2.06	1.09	1.33	2.16	2.73	2.16

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты, константы	1	2	3	4	5	6	7	8
K <sub>2</sub> O	0.25	0.24	0.48	0.14	0.25	0.42	0.51	0.48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.28	1.84	2.03	1.85	1.71	2.03	1.80	2.13
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.05			0.20	0.20		0.27	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.26				0.48		0.20
F		0.10		0.10	0.04			
Сумма	99.64	99.59	99.59	99.67	100.10	99.53	99.84	99.54
F <sub>2</sub> =O		99.55		99.63	100.08			
f = Fe·100 / Fe+Mg+Mn	33.4	39.2	31.3	21.0	29.9	32.3	28.6	32.9
Ng	1.678		1.680	1.663		1.683	1.680	1.679
Np	1.653		1.655	1.638		1.659	1.657	1.657
2V	—83		—85			—84	—83	—84
cNg	16		14			15	14	15
Компоненты, константы	9	10	11	12	13	14	15	
SiO <sub>2</sub>	45.40	45.20	42.75	42.95	44.10	42.08	43.20	
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.78	2.02	1.79	1.77	2.01	1.95	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.98	8.77	13.50	13.72	10.35	12.61	12.84	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	5.66	3.15	2.09	4.60	3.14	3.54	
FeO	7.47	8.35	8.29	7.88	9.78	8.61	7.36	
MnO	0.22	0.23	0.43	0.43	0.24	0.14	0.15	
MgO	14.56	14.86	14.80	14.84	13.25	14.55	15.05	
CaO	10.82	11.48	10.81	11.23	10.80	11.13	11.31	
Na <sub>2</sub> O	1.09	1.25	2.16	3.06	1.52	2.30	2.01	
K <sub>2</sub> O	0.40	0.60	0.41	0.44	1.29	0.60	0.61	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.18	1.43	1.78	1.27	1.54	2.01	1.69	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>			0.25	0.40	0.05	0.06	0.15	
II. II. II.					0.36	0.24		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0.10		0.07	
F		0.20	0.14					
Сумма	99.70	99.81	100.19	99.83	99.75	99.48	99.93	
F <sub>2</sub> =O		99.73	100.13		99.71		99.90	
f = Fe·100 / Fe+Mn+Mg	33.8	33.5	29.7	27.0	36.9	30.4	28.3	
Ng		1.677		1.676		1.679	1.678	
Np		1.656		1.650		1.658	1.652	
2V		—85				—85		
cNg		15				14		
Компоненты, константы	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	42.10	46.30	46.00	40.90	47.10	41.80	42.17	45.85
TiO <sub>2</sub>	1.08	0.65	0.71	2.06	1.63	1.68	2.58	1.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.16	10.67	10.36	14.65	9.94	12.91	12.07	9.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.03	2.07	2.95	3.01	2.05	5.59	1.35	2.95
FeO	7.40	6.56	7.00	7.50	9.68	9.52	14.36	8.87
MnO	0.14	0.12	0.14	0.16	0.19	0.20	0.19	0.17
MgO	20.30	17.21	16.75	15.83	14.68	13.29	11.77	15.72
CaO	8.86	11.54	10.06	10.64	10.96	10.63	11.02	11.52
Na <sub>2</sub> O	2.06	2.46	2.53	2.39	1.26	1.90	1.64	0.97
K <sub>2</sub> O	0.42	0.34	0.48	0.33	0.38	0.38	0.66	0.77
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.61	1.37	2.60	1.73	1.54	1.47	1.33	2.42
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.20	0.40	0.23		0.25	0.20	0.20	

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты, константы	16	17	18	19	20	21	22	23
$P_2O_5$							0.66	
$F$	0.42			0.46	0.28	0.06		
Сумма	100.48	99.78	99.93	99.36	99.94	99.63	100.0	99.76
$F_2=O$	100.43			99.31	99.82	99.61		
$f = \frac{Fe}{Fe+Mn+Mg} \cdot 100$	21.8	21.4	29.8	26.4	30.6	37.8	42.4	29.0
$Ng$	1.671	1.661	1.673	1.667			1.680	1.670
$Np$	1.654	1.643	1.650	1.642			1.655	1.643
$2V$		-76	-82			-80		$\pm 90$
$cNg$		15				18		14
Компоненты, константы	24	25	26	27	28	29	30	31
$SiO_2$	40.05	48.00	43.23	46.97	43.78	45.49	42.76	41.32
$TiO_2$	3.24	1.78	3.02	1.98	2.38	1.34	4.20	2.36
$Al_2O_3$	13.81	8.27	13.85	9.80	9.97	11.83	13.12	11.96
$Fe_2O_3$	2.40	1.11	1.57	2.56	0.57	0.80	0.13	3.89
$FeO$	13.05	9.41	8.02	9.36	11.45	8.74	8.73	6.26
$MnO$	0.14	0.14	0.14	0.12	0.20	0.15	0.11	0.10
$MgO$	11.52	16.16	15.65	14.81	19.91	15.44	15.54	20.57
$CaO$	10.52	11.45	10.03	10.36	7.88	9.45	10.65	9.94
$Na_2O$	2.16	1.13	1.13	0.65	1.02	1.25	1.68	2.10
$K_2O$	0.96	0.62	0.54	0.20	0.41	1.20	0.96	0.68
$H_2O^+$	1.78	1.51	1.34	1.76	1.73	2.65	1.58	0.86
$H_2O^-$		0.28	0.15	0.14	0.08	0.08	0.24	0.14
П. п. п.		0.21	1.42	1.09	0.75	0.79	0.22	0.06
Сумма	99.63	100.07	99.79	99.80	99.93	99.91	99.92	100.14
$f = \frac{Fe}{Fe+Mn+Mg} \cdot 100$	42.4	26.5	24.9	31.2	25.3	27.0	24.0	21.0
$Ng$	1.683	1.668	1.668	1.669	1.667	1.670	1.666	1.662
$Np$	1.660	1.642	1.646	1.645	1.644	1.648	1.644	1.639
$2V$		$\pm 90$	+88	$\pm 90$	+72	+84	$\pm 90$	+83
$cNg$		16	47	18	17	14	16	20
Компоненты, константы	32	33	34	35	36	37	38	
$SiO_2$	43.92	43.98	40.02	40.40	43.50	44.30	41.64	
$TiO_2$	2.24	2.04	2.16	3.21	2.89	2.98	0.80	
$Al_2O_3$	13.31	11.66	14.40	8.71	11.93	10.74	17.26	
$Fe_2O_3$	3.04	2.15	4.35	3.17	0.92	0.94	5.35	
$FeO$	5.72	8.67	8.70	8.00	7.56	8.35	5.78	
$MnO$	0.06	0.04	0.15	0.12	0.10	0.13	0.13	
$MgO$	18.02	18.69	14.14	19.55	17.00	18.58	13.22	
$CaO$	9.45	8.93	10.79	9.57	10.05	9.27	11.02	
$Na_2O$	2.40	1.78	2.12	1.33	1.64	1.81	2.40	
$K_2O$	0.64	0.53	0.67	0.71	2.31	0.93	0.26	
$H_2O^+$	0.74		2.10	1.22	1.50	1.54	2.30	
$H_2O^-$	0.24	0.04			0.10	0.20	0.32	
П. п. п.	0.12	1.27		0.26		0.19		
$P_2O_5$					0.25	0.07	0.16	
$F$								
Сумма	99.60	99.78	99.56	99.74	99.76	99.93	100.18	
$F_2=O$				99.64	99.71	99.87		

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты, константы	32	33	34	35	36	37	38			
$f = \frac{\text{Fe.}100}{\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}}$	20.8	24.2	33.4	24.0	21.7	21.7	31.0			
$N_g$	1.665	1.671	1.675	1.670			1.677			
$N_p$	1.638	1.645	1.649	1.648						
$2V$	+87	+85	+89	+77		+87	+85			
$cNg$	17	16	16	15		18				
Компоненты, константы	39	40	41	42	43	44	45	46	47	
$\text{SiO}_2$	44.00	41.52	39.90	40.30	42.47	41.50	40.34	41.29	40.99	
$\text{TiO}_2$	0.65	0.79	1.60	2.21	1.82	2.75	1.41	1.25	1.79	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	11.44	15.60	15.87	15.90	14.12	13.39	15.23	14.10	14.00	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.40	3.50	3.56	3.81	2.69	3.80	5.88	5.48	5.71	
$\text{FeO}$	12.84	10.72	10.44	8.70	9.01	13.42	5.86	9.54	7.87	
$\text{MnO}$	0.34	0.26	0.23	0.16	0.23	0.32	0.42	0.14	0.02	
$\text{MgO}$	12.71	12.55	13.43	13.61	11.72	11.16	14.54	12.44	13.77	
$\text{CaO}$	11.43	11.00	11.44	11.48	11.32	11.04	10.05	11.94	11.86	
$\text{Na}_2\text{O}$	0.94	1.40	1.24	0.86	0.85	0.99	2.49	2.42	2.48	
$\text{K}_2\text{O}$	0.06	0.15	0.11	0.09	0.14	0.46	0.36	0.30	0.20	
$\text{H}_2\text{O}^+$	1.54	1.73	2.68	2.95	2.08	1.65	0.88	0.70	0.72	
$\text{H}_2\text{O}^-$		0.10		0.22			0.14	0.11	0.23	
Сумма	99.35	99.32	100.50	100.29	99.45	100.48	100.0	99.71	99.65	
$f = \frac{\text{Fe.}100}{\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}}$	41.3	38.3	36.5	33.4	30.5	45.8	34.7	39.6	34.7	
$N_g$	1.682	1.678	1.677	1.675	1.675	1.688	1.692	1.690		
$N_p$							1.674	1.671		
$2V$	-82	+88	±90	±90	+89	-80	-82	-76		
Компоненты, константы	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
$\text{SiO}_2$	40.42	40.29	43.57	42.40	44.21	43.10	45.38	43.19	43.32	42.6
$\text{TiO}_2$	2.23	2.32	1.51	1.00	0.76	1.0	0.54	1.04	0.87	1.8
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.12	16.99	14.04	15.7	16.70	15.4	13.24	14.56	14.74	14.5
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5.23	2.44	7.04		1.44		2.43	2.39	2.79	
$\text{FeO}$	6.41	9.55	5.61	4.3	3.22	4.3	2.83	3.69	3.47	6.1
$\text{MnO}$	0.21	0.18	0.12	0.09	0.10	0.09	0.11	0.12	0.09	0.09
$\text{MgO}$	13.46	12.03	11.71	19.2	18.78	17.8	18.37	17.52	16.98	16.0
$\text{CaO}$	12.13	12.04	10.99	11.9	11.88	11.9	11.81	11.38	11.35	11.7
$\text{Na}_2\text{O}$	1.89	1.44	2.38	3.1	3.18	2.6	2.14	2.20	2.79	3.0
$\text{K}_2\text{O}$	0.78	0.33	0.64	0.07	0.40	0.07	Сл.	0.57	0.20	0.25
$\text{H}_2\text{O}^+$	1.36	1.78	0.92		0.54				2.34	
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.45	0.27	1.45		0.07					
$\text{P}_2\text{O}_5$					0.05					
F										
Сумма	99.69	99.98	99.66	98.24	100.93	96.74	97.40	97.36	99.73	96.7
$f = \frac{\text{Fe.}100}{\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}}$	31.5	35.0	36.4	41.4	41.9	41.9	43.5	46.1	46.7	47.6
$N_g$				1.690						
$N_p$				1.668						
$2V$				-79						

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты, константы	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
SiO <sub>2</sub>	42.92	41.59	42.49	42.06	41.40	41.42	41.96	41.84	44.13	44.73
TiO <sub>2</sub>	1.91	1.55	1.47	1.42	1.60	2.08	1.40	1.71	1.16	1.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	14.33	14.15	14.58	13.43	13.78	13.20	14.14	11.87	11.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.49	4.43	4.41	4.59	5.55	4.84	5.19	3.91	1.98	1.93
FeO	7.18	5.75	7.02	6.47	8.67	10.10	8.27	8.01	4.49	4.69
MnO	0.15	0.12	0.17	0.15	0.19	0.28	0.31	0.12	0.14	0.11
MgO	14.34	15.42	14.57	14.46	12.35	12.12	13.40	14.27	19.91	18.82
CaO	11.37	12.12	11.47	11.82	12.27	10.58	11.53	11.22	11.31	11.61
Na <sub>2</sub> O	2.63	2.03	2.01	1.85	1.96	2.34	1.99	2.49	1.68	1.97
K <sub>2</sub> O	0.05	0.74	0.26	0.16	0.72	0.40	0.56	0.15	0.07	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.98	1.68	1.85	2.15	1.71	1.90	2.24	1.93	3.10	2.18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.15								0.20	
Сумма	99.43	99.76	99.87	99.71	99.85	99.84	100.05	99.79	99.94	99.62
$f = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}$	27.2	26.3	29.8	29.2	36.8	40.1	35.3	30.0	15.8	16.3
$\frac{Ng}{2V}$									1.660 +86	1.661 +87
Компоненты, константы	68	69	70	71	72	73	74			
SiO <sub>2</sub>	45.70	46.60	45.62	44.78	45.07	46.48	44.35			
TiO <sub>2</sub>	1.39	1.41	1.38	1.83	1.60	1.83	2.40			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.43	9.31	9.32	9.32	8.64	7.91	7.90			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	1.97	2.33	2.17	2.48	3.00	1.99			
FeO	6.67	11.15	10.25	10.90	13.27	12.98	14.27			
MnO	0.13	0.22	0.19	0.18	0.21	0.21	0.20			
MgO	16.90	15.38	15.42	15.15	13.78	13.21	13.45			
CaO	12.49	11.03	10.92	11.35	10.84	11.53	11.39			
Na <sub>2</sub> O	2.02	1.46	1.78	1.77	1.55	1.61	1.48			
K <sub>2</sub> O	0.12	0.11	0.09	0.04	0.09	0.09	0.07			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.32	1.78	2.22	2.15	2.46	1.01	2.45			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.15		0.25	0.05	0.20		0.15			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.09	0.07		0.03					
Сумма	99.99	100.51	100.021	99.69	100.316	99.86	100.10			
$f = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}$	21.6	32.4	31.4	32.6	39.0	40.3	40.4			
$\frac{Ng}{2V}$	1.665 -89	1.668 -83	1.670 -81	1.674 -84	1.675 -75	1.681 -72	1.674 -77			
Компоненты, константы	75	76	77	78	79	80				
SiO <sub>2</sub>	40.76	37.40	37.60	41.54	41.52	42.87				
TiO <sub>2</sub>	1.82	6.0	7.1	3.20	3.40	0.77				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.12	15.7	13.0	13.90	13.80	16.01				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	12.4	7.7	3.0	3.31	1.97				
FeO	9.12	1.1	3.7	2.80	3.55	2.80				
MnO	0.21	0.2		0.04						
MgO	9.41	11.4	13.6	17.73	17.50	18.26				
CaO	12.06	11.9	10.6	11.80	11.50	11.07				
Na <sub>2</sub> O	1.83	2.3	3.6	3.10	3.25	3.52				
K <sub>2</sub> O	0.66	1.5	1.8	1.05	0.87	0.05				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.10	0.1	0.5	0.20	0.50	0.69				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.24	0.1		0.10	0.04	0.04				
F		0.4	0.6							
Сумма	89.45	101.4	99.9	99.26	99.56	99.12				

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты, константы	75	76	77	78	79	80
$F_2=O$		101.0	99.6			
$f = \frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mn + Mg}$	37.4	38.1	30.5	15.9	17.2	12.4
$Ng$	1.692	1.756	1.724			
$Np$	1.667	1.722	1.704			
$2V$	-85	-80	-70			
$cNg$	12					

Примечание. 1—21 — роговые обманки из пород кортландит-габбро-норитового комплекса Ганальского хребта: 1—4 — мелко- и среднезернистые габбро-нориты, 5—11 — крупнозернистые и пегматоидные габбро-нориты, 12—14 — горнблендиты, 15—19 — кортландиты, 20—21 — трахитоидные габбро; в обр. 17 и 18 содержится  $Cr_2O_3$  соответственно 0.09 и 0.12 вес. %. 22—34 — роговые обманки из пород никеленосного кортландит-норитового комплекса Срединного хребта: 22—25 — мелко- и среднезернистые нориты, 26—30 — крупнозернистые и пегматоидные нориты, 31—33 — кортландиты, 34 — горнблендиты; в обр. 22  $TiO_2$  определялся спектральным анализом, в обр. 26 содержит 0.26 вес. %  $Cr_2O_3$ , 35—37 — роговые обманки из пород никеленосного кортландито-габбро-норитового комплекса Буреинского кристаллического массива: 35—36 — кортландиты, 37 — среднезернистый габбро-норит, 38—44 — роговые обманки из пород ариадненского комплекса: 38—39 — мелкозернистые габбро, 40—44 — пегматоидные габбро. Анализы 1—44 — выполнены в ДВГИ аналитиками Ж. А. Шека, Ю. С. Чудаковой, И. Н. Никольской. В табл. 3  $P_2O_5$  в данных анализах пересчитаны на апатит. 45—50 — роговые обманки (Сергеева и др., 1971); 45—47 — габброидные включения в эфузивах Ю. Сахалина, 48—49 — габброидные включения в эфузивах Японии, 50 — габброидные включения в эфузивах о-ва Парамушир (Курильские острова). 51—58 — роговые обманки из ксенолитов ультраосновных пород в эфузивах Японии (Aoki, Shiba, 1973): 51, 52, 54, 57 — из гранатового перцолита, 53, 55 — из шпинелиевого перцолита, 56, 58 — из гранатового вебстерита; анализы 51, 53, 57 выполнены на микрозонде, в анализах 51, 53—58, кроме того, содержится  $Cr_2O_3$  (в вес. %) соответственно 0.48, 0.48, 0.55, 0.70, 0.79, 0.66, 0.77, 59—65 — роговые обманки из габброидных включений эфузивах Японии (Aoki, 1970): 59—63 — горнблендиты и роговообманковые габбро, 64 — лейкогаббро, 65 — присененное габбро, 66—74 — роговые обманки комплекса Тоба, Япония (Nakataga, 1971): 66—68 — присгеймиты, 69—71 — плагиоклавовые горнблендиты, 72 — роговообманковое габбро, 73—74 — роговообманково-пироксеновое габбро; в анализах 66, 70, 72 содержатся  $NiO$  и  $Cr_2O_3$  (в вес. %) соответственно 0.097 и 0.27, 0.041 и 0.14, 0.036 и 0.06. 75 — роговая обманка из бассейна р. Вилиги (Руб, 1970). 76—77 — керситы из ксенолитов керситовых габбро в туфе и лаве трахиандезитов о-ва Тристан да Кунья (Maitre, 1969); в анализах содержится  $Cl$  (в вес. %) соответственно 0.9 и 0.1. 78—80 — роговые обманки из перцолитов, Аржек, Франция (Conqueret, 1971); в анализах содержится  $Cr_2O_3$  с — соответственно 0.80, 0.32 и 1.07.

оптические свойства» для роговых обманок (Соболев, 1950; Трегер, 1958, и др.). В связи со сложностью химического состава роговых обманок при исследовании минералов из различных пород возможны отклонения от установленных зависимостей, т. е. эти диаграммы могут уточняться для минералов из конкретных комплексов пород. Нами построена диаграмма зависимости  $Ng$ ,  $cNg$  и  $2V$  роговых обманок от их железистости. Линейное уравнение регрессии зависимости  $Ng-f$  получено методом наименьших квадратов с проверкой на логарифмическую зависимость. В интервале железистости для роговых обманок изученных комплексов эта зависимость является линейной.

Как видно на рис. 6, для роговых обманок с одинаковой железистостью возможны различные показатели преломления. Так, при общей железистости 35%  $Ng$  роговых обманок из пород комплекса Тоба 1.667, а в минерале из пород ганальского комплекса 1.683. В то же время в пределах одного комплекса колебания оптических свойств для роговых обманок с одинаковой железистостью значительно меньше, что позволяет оценивать состав роговой обманки по ее показателям преломления с ошибкой, не превышающей 5%.

Роговые обманки из пород срединного, буреинского, ариадненского комплексов и комплекса Тоба имеют в общих чертах сходную зависимость  $Ng-f$ , характерную для паргаситов (Трегер, 1958). В то же время роговые обманки пород ганальского и вилигинского комплексов, а также из габброидных включений в лавах Сахалина и о-ва Парамушир имеют аномально высокие показатели преломления. Следовательно, использование обобщенных диаграмм зависимости  $Ng-f$  при определении состава по оптическим свойствам для роговых обманок из базитов не имеет смысла. Достоверные результаты могут быть получены только при составлении подобной диаграммы для конкретного комплекса.

Таблица 3

## Кристаллохимические формулы роговых обманок из гипербазит-базитовых комплексов

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si	6.708	6.399	6.350	6.465	6.775	6.232	6.265	6.142	6.651	6.661	6.230	6.302	6.590	6.208
Al <sup>IV</sup>	1.292	1.601	1.650	1.535	1.225	1.768	1.735	1.858	1.349	1.339	1.770	1.698	1.410	1.792
Al <sup>VII</sup>	0.448	0.272	0.527	0.418	0.505	0.427	0.582	0.390	0.376	0.175	0.542	0.664	0.450	0.404
Ti	0.150	0.186	0.215	0.078	0.096	0.212	0.192	0.212	0.220	0.204	0.220	0.203	0.197	0.224
Fe <sup>3+</sup>	0.406	0.675	0.376	0.244	0.365	0.432	0.297	0.460	0.721	0.628	0.341	0.229	0.521	0.345
Fe <sup>2+</sup>	1.235	1.251	1.012	0.706	1.087	1.049	0.962	1.044	0.915	1.027	1.010	0.970	1.221	1.063
Mn	0.026	0.036	0.036	0.017	0.017	0.018	0.017	0.018	0.026	0.027	0.017	0.018	0.027	0.019
Mg	3.250	2.947	3.045	3.549	3.380	3.094	3.148	3.060	3.176	3.256	3.209	3.243	2.953	3.197
Ca	1.747	1.633	1.594	2.276	1.616	1.675	1.731	1.708	1.698	1.814	1.687	1.763	1.598	1.683
Na	0.318	0.417	0.591	0.314	0.373	0.608	0.778	0.611	0.317	0.354	0.603	0.897	0.431	0.655
K	0.044	0.045	0.090	0.026	0.043	0.171	0.087	0.088	0.070	0.106	0.070	0.079	0.251	0.106
OH	1.252	1.820	2.024	1.796	1.615	1.992	1.749	2.097	1.461	1.406	1.722	1.243	1.535	1.975
F	0.404			0.044	0.017					0.106	0.070		0.045	
Элементы	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Si	6.295	6.085	6.715	6.795	5.993	6.848	6.214	6.356	6.630	6.004	6.960	6.322	6.843	6.409
Al <sup>IV</sup>	1.705	1.915	1.285	1.205	2.007	1.452	1.786	1.644	1.370	1.996	1.040	1.678	1.457	1.591
Al <sup>VII</sup>	0.493	0.317	0.534	0.590	0.519	0.550	0.463	0.511	0.155	0.438	0.372	0.701	0.523	0.097
Ti	0.219	0.421	0.078	0.079	0.229	0.177	0.187	0.299	0.164	0.361	0.200	0.334	0.219	0.264
Fe <sup>3+</sup>	0.394	0.330	0.217	0.325	0.334	0.236	0.625	0.154	0.320	0.270	0.123	0.167	0.280	0.070
Fe <sup>2+</sup>	0.902	0.893	0.792	0.860	0.915	1.178	1.178	1.811	1.066	1.644	1.141	0.974	1.137	1.406
Mn	0.018	0.017	0.009	0.018	0.018	0.026	0.027	0.027	0.001	0.018	0.017	0.018	0.008	0.026
Mg	3.266	4.368	3.717	3.797	3.457	3.180	2.947	2.644	3.383	2.580	3.495	3.406	3.211	4.343
Ca	1.760	1.370	1.793	1.590	1.671	1.704	1.696	1.775	1.777	1.686	1.779	1.571	1.618	1.240
Na	0.560	0.581	0.687	0.721	0.686	0.348	0.553	0.480	0.269	0.622	0.322	0.316	0.192	0.281
K	0.105	0.069	0.061	0.089	0.062	0.070	0.071	0.118	0.148	0.189	0.106	0.088	0.035	0.070
OH	1.611	1.544	1.323	2.564	1.662	1.492	1.454	1.340	2.302	1.767	1.463	1.317	1.697	1.653
F	0.035	0.052			0.070	0.131	0.027							

Таблица 3 (продолжение)

Элементы	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VII</sup>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	F	
	6.510	1.490	0.516	0.147	0.190	1.046	0.017	3.311	1.461	0.346	0.225	2.543		5.792
	6.240	1.760	0.484	0.464	0.009	1.060	0.009	3.375	1.664	0.473	0.193	1.543		2.208
	6.064	1.964	0.135	0.263	0.423	0.767	0.008	4.495	1.551	0.599	0.123	0.846		0.484
	6.401	1.599	0.678	0.245	0.333	0.692	0.018	3.905	1.480	0.498	0.114	0.718		0.242
	6.399	2.091	0.398	0.218	0.234	1.056	0.018	4.051	1.397	0.603	0.096	1.231		0.414
	5.909	1.492	0.358	0.231	0.488	1.074	0.009	3.114	1.712	0.387	0.115	2.076		1.043
	6.508	1.624	0.008	0.352	0.343	0.977	0.009	4.182	1.497	0.467	0.123	1.197		1.265
	6.376	1.570	0.446	0.317	0.106	0.927	0.017	3.716	1.523	0.467	0.123	1.461		0.017
	6.430	2.035	0.267	0.331	0.105	1.011	0.014	4.010	1.438	0.505	0.174	1.499		0.026
	5.965	1.455	0.886	0.086	0.057	0.698	0.045	2.830	1.689	0.586	0.045	1.528		0.017
	6.545	1.869	0.557	0.071	0.375	1.597	0.045	2.813	1.825	0.277	0.009	1.677		2.887
	6.131	2.224	0.837	0.089	0.390	1.322	0.031	2.759	1.765	0.408	0.030	2.590		2.908
	5.776	2.208	0.489	0.176	0.387	1.265	0.026	2.887	1.773	0.352	0.019	2.550		
Элементы	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VII</sup>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	F	
	6.169	1.831	0.557	0.200	0.296	1.092	0.026	3.164	1.836	0.541	0.190	1.659		6.174
	6.164	1.836	0.541	0.308	0.429	1.659	0.036	5.66	2.34	0.18	0.15	1.00		1.826
	5.66	1.99	0.42	0.15	0.62	1.00	0.036	6.01	1.99	0.47	0.11	1.16		0.650
	5.91	2.09	0.47	0.11	0.62	0.95	0.036	5.91	2.11	0.71	0.24	0.95		0.093
	5.89	2.11	0.71	0.24	0.58	0.77	0.036	5.84	2.16	0.78	0.25	1.16		0.233
	5.84	1.986	0.638	0.17	0.27	0.77	0.036	6.37	1.986	0.782	0.17	0.69		0.300
	6.37	1.923	0.782	0.106	0.77	0.77	0.036	6.014	1.923	0.749	0.106	0.510		0.258
	6.077	1.844	0.749	0.078	0.77	0.77	0.036	6.077	1.844	0.749	0.107	0.370		0.257
	6.156	1.594	0.609	0.107	0.77	0.77	0.036	6.156	1.594	0.609	0.114	0.514		0.300
	6.406	1.837	0.611	0.114	0.77	0.77	0.036	6.406	1.837	0.611	0.233	0.334		0.414
	6.163	1.826	0.611	0.233	0.77	0.77	0.036	6.163	1.826	0.611	0.233	0.334		
Элементы	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VII</sup>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	F	
	3.184	1.753	0.244	0.026	2.000	1.614	0.026	3.05	1.757	0.245	0.07	0.68		3.184
	2.466	1.757	0.245	0.080	1.614	0.74	0.026	2.69	1.757	0.245	0.07	0.68		3.607
	3.05	1.757	0.245	0.07	0.68	0.69	0.026	2.95	1.757	0.245	0.05	0.69		1.733
	2.95	1.757	0.245	0.05	0.69	0.69	0.026	2.95	1.757	0.245	0.05	0.69		0.771
	2.92	1.757	0.245	0.14	0.69	1.32	0.026	2.59	1.757	0.245	0.14	1.66		0.585
	2.55	1.808	0.852	0.05	0.69	1.66	0.026	4.057	1.808	0.852	0.05	0.88		0.404
	3.846	1.749	0.847	0.012	0.69	1.66	0.026	3.789	1.749	0.847	0.012	0.013		0.036
	3.864	1.821	0.720	0.017	0.69	1.66	0.026	3.864	1.821	0.720	0.017	0.013		
	3.725	1.786	0.585	0.013	0.69	1.66	0.026	3.725	1.786	0.585	0.013	0.013		
	3.607	1.739	0.609	0.104	0.69	1.66	0.026	3.607	1.739	0.609	0.104	0.013		

Таблица 3 (продолжение)

Элементы	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
Si	6.164	6.218	6.066	6.165	6.087	6.175	6.108	6.150	6.105	6.307	6.371	6.566	6.711
Al <sup>IV</sup>	1.836	1.772	1.934	1.835	1.913	1.825	1.892	1.850	1.895	1.693	1.629	1.434	1.289
Al <sup>VI</sup>	0.647	0.600	0.528	0.577	0.567	0.530	0.501	0.414	0.530	0.305	0.378	0.322	0.290
Ti	0.196	0.208	0.175	0.166	0.156	0.179	0.231	0.158	0.184	0.124	0.157	0.150	0.153
Fe <sup>3+</sup>	0.271	0.490	0.488	0.503	0.510	0.532	0.579	0.421	0.213	0.207	0.181	0.213	
Fe <sup>2+</sup>	0.738	0.869	0.700	0.845	0.780	1.084	1.250	1.008	0.973	0.536	0.559	0.802	1.342
Mn	0.011	0.018	0.009	0.017	0.017	0.027	0.036	0.035	0.009	0.017	0.014	0.016	0.027
Mg	3.450	3.095	3.345	3.144	3.113	2.740	2.660	2.910	3.112	4.239	3.893	3.617	3.300
Ca	1.814	1.765	1.890	1.785	1.821	1.961	1.676	1.797	1.753	1.731	1.771	1.922	1.701
Na	0.842	0.738	0.560	0.556	0.520	0.564	0.674	0.561	0.701	0.465	0.544	0.563	0.408
K	0.046	0.009	0.131	0.044	0.026	0.135	0.071	0.095	0.026	0.012	0.027	0.021	0.021
OH			1.601	1.794	2.071	1.666	1.880	2.183	1.885				

Элементы	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
Si	6.650	6.562	6.658	6.776	6.610	5.96	5.568	5.654	5.899	5.904	6.029
Al <sup>IV</sup>	1.350	1.438	1.342	1.224	1.387	1.74	2.432	2.299	2.101	2.096	1.971
Al <sup>VI</sup>	0.250	0.171	0.163	0.135			0.323		0.230	0.219	0.684
Ti	0.151	0.202	0.177	0.201	0.269	0.20	0.672	0.805	0.341	0.367	0.085
Fe <sup>3+</sup>	0.256	0.239	0.275	0.329	0.224	0.21	1.389	0.871	0.324	0.350	0.211
Fe <sup>2+</sup>	1.249	1.335	1.639	1.582	1.778	1.12	0.137	0.467	0.333	0.419	0.330
Mn	0.024	0.002	0.027	0.026	0.025	0.03	0.025				
Mg	3.348	3.307	2.933	2.869	2.986	4.24	2.530	3.053	3.756	3.708	3.830
Ca	1.705	1.781	1.715	1.800	1.818	1.90	1.899	1.699	1.793	1.751	1.666
Na	0.503	0.408	0.444	0.455	0.428	0.52	0.664	1.057	0.854	0.897	0.955
K	0.018	0.021	0.018	0.018	0.013	0.12	0.285	0.351	0.188	0.154	
OH						2.29	0.070	0.491			
F							0.179	0.289			

Таблица 4

Средний состав и значимые корреляционные связи в роговых обманках габброидов (в вес. % и г/т)

Компоненты	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	Ni	Cr	Gu	Co	V	Sn	Zn	Ga
------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------	----	----	----	----	---	----	----	----

## Ганальский комплекс

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.47																		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.40																		
FeO			0.44																	
MnO			-0.48	0.75	0.68															
MgO			-0.71		-0.61	-0.76	-0.61													
CaO							-0.48													
Na <sub>2</sub> O				0.71	-0.44			-0.62												
K <sub>2</sub> O	-0.43	0.49										0.45								
Ni		-0.47			-0.45	-0.58	-0.49	0.64												
Cr		-0.46				-0.53		0.67												
Cu		0.40																		
Co													-0.49							
V	-0.45														-0.54					
Sn								0.43	-0.38											
Zn				-0.59	0.51	0.57	0.75	-0.46		-0.62			-0.43							
Ga						0.48	0.51	-0.55												
X	42.39	2.61	11.71	3.74	8.37	0.18	14.81	11.09	1.90	0.40	1.71	209	261	70	53	333	4.2	99	21	

## Срединный комплекс

TiO <sub>2</sub>	-0.56																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.83	0.56																		
MgO																				

n=12  
ρ 5% = 0.58

Таблица 4 (продолжение)

Компоненты	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	Ni	Cr	Cu	Co	V	Sn	Zn	Ga	
Na <sub>2</sub> O	-0.77		0.75			0.51						ρ 10% = 0.50			-					
H <sub>2</sub> O+																				
Ni							0.74	-0.82												
Cr	0.65				-0.72															
Cu							0.54	-0.63					0.61							
Co							0.57						0.76							
V					0.58		-0.80	0.58					-0.76		-0.51					
Zn											0.67									
Ga					0.51		-0.75	0.54								0.62				
$\bar{X}$	43.83	2.37	11.72	2.00	9.59	0.43	15.61	10.16	4.47	0.68	1.68	485	995	54	67	385	6.2	96	26	

## Бурейнский комплекс

CaO																				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.99				-0.99	0.99	-0.99													
Ni								-0.99												
Cr								-0.99												
Co											0.99									
V			-0.98					0.99												
Sn											0.99									
Zn											0.99									
Ga								-0.99												
X	42.73	3.03	10.46	1.68	7.97	0.22	18.37	9.63	1.59	1.32	1.42	353	3433	40	93	330	2.3	97	0.99	27

По полученной нами кривой зависимости  $cNg - f$  (рис. 6) видно, что минимальный угол угасания имеют роговые обманки с железистостью 25—30%. Отклонение железистости от этой величины приводит к увеличению  $cNg$ .

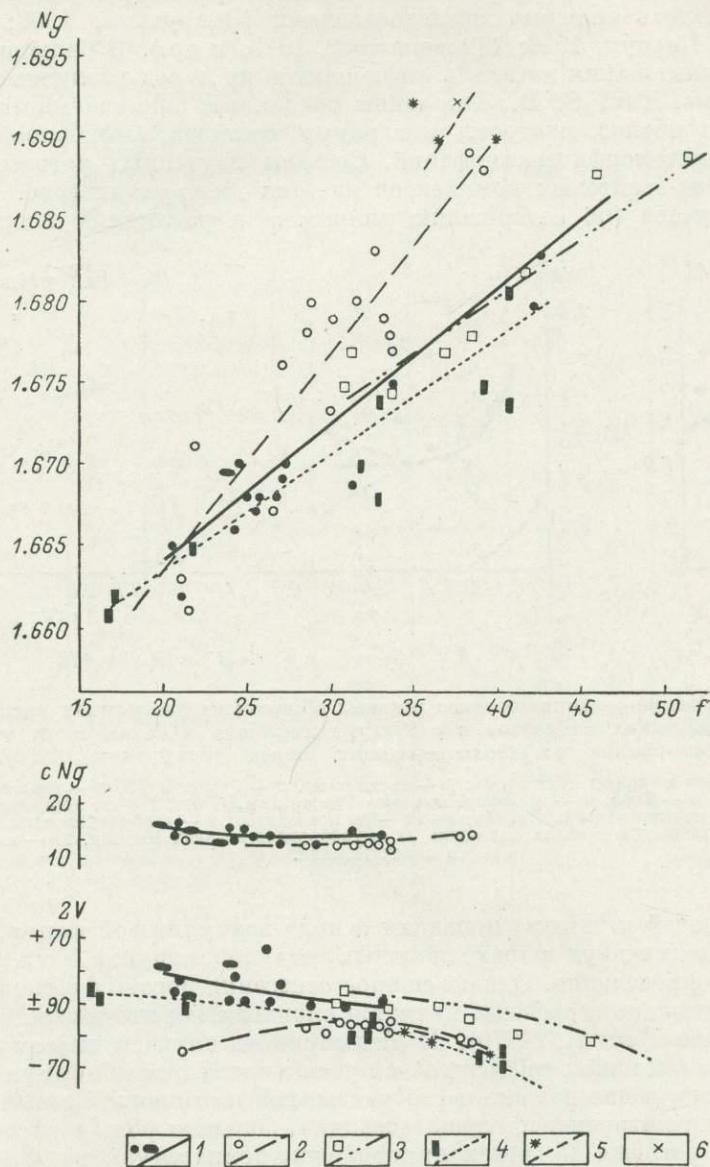


Рис. 6. Зависимости оптических свойств от величины железистости  $f = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}$  для роговых обманок из пород различных комплексов.

Фигуративные точки для роговых обманок из пород различных комплексов: 1 — срединного и буреинского; 2 — ганальского; 3 — ариадненского; 4 — Тоба; 5 — из габбройдных ксенолитов в эфузивах Сахалина; 6 — из кортландитов р. Вилига.

Почти аналогичная картина устанавливается также и для зависимости  $2V - f$  (рис. 6). Обращает на себя внимание тот факт, что для амфиболов из пород срединного и ариадненского комплексов, а также комплекса Тоба имеет место инверсия знака  $2V$  на отрицательные значения при их железистости порядка 30%. Максимальное значение  $+2V$  для роговых обманок

из других комплексов также достигается при этой же величине их железистости.

**Условия образования роговых обманок гипербазит-базитовых комплексов.** Попытка увязать составы роговых обманок с условиями их образования предпринимались многими исследователями (Закруткин, 1968; Кориковский, 1968; Перчук, 1969; Шкодзинский, 1970, и др.). В большинстве случаев эти исследования касались амфиболитов из пород различных степеней метаморфизма. Так, В. В. Закруткин по данным анализа многочисленной выборки амфиболов построил диаграмму составов амфиболов из пород различных метаморфических фаций. Составы изученных роговых обманок из гипербазит-базитовых комплексов на этих диаграммах (рис. 7) в большинстве случаев (по содержанию глинозема в различных координациях,

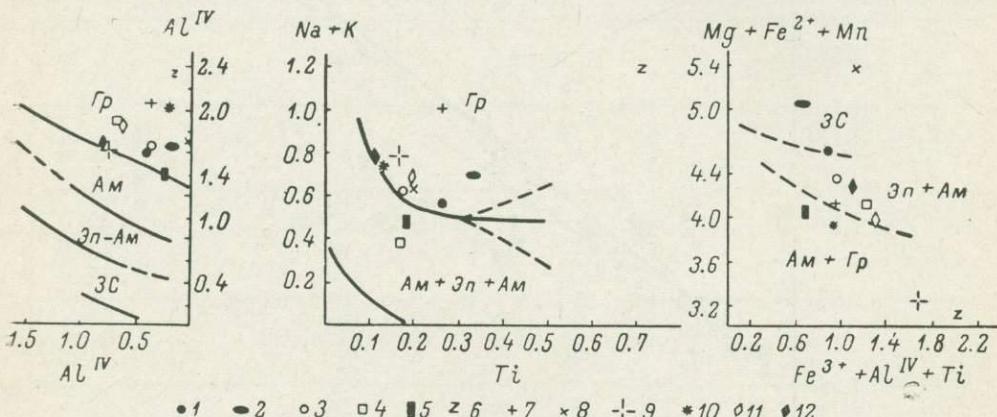


Рис. 7. Положение средних составов роговых обманок на диаграммах распределения минералообразующих элементов в структуре амфибола в зависимости от условий метаморфизма амфиболсодержащих пород (Закруткин, 1968).

1—5 — амфиболы из пород комплексов: 1 — срединного, 2 — буреинского, 3 — ганальского, 4 — ариадненского, 5 — Тоба; 6 — из керсунитов о-ва Тристан да Кунья; 7 — из лерцолитов массива Коссу; 8 — из кортландитов р. Вилига; 9—12 — из ксенолитов: 9 — габброидов в лавах р. Парамушир, 10 — габброидов в лавах Сахалина, 11 — габброидов в лавах Японии, 12 — гипербазитов в лавах Японии.

а также щелочей и титана) попадают в поле гранулитовой фации, и только по распределению двух и трехвалентных металлов в группе Y их положение выглядит неопределенным. Однако вопрос отнесения роговых обманок к определенной фации метаморфизма является сложным, на что в свое время указывала Е. А. Костюк (1970). В большинстве случаев парагенетические связи роговых обманок габброидов отвечают гранулитовой фации (табл. 1), однако геологические данные часто указывают на малоглубинный характер формирования интрузивов. Здесь, очевидно, большая роль в распределении элементов в роговых обманках принадлежит температурному фактору.

Условия формирования роговых обманок рассмотренных комплексов (табл. 5) можно оценить, используя предложенный Л. Л. Перчуком (1969) геотермометр плагиоклаз—амфибол. Видно, что все изученные роговые обманки являются высокотемпературными минералами. Наиболее высокие значения температур образования характерны для роговообманковых перidotитов (кортландитов), наиболее низкие — для габбро и габбро-пегматитов. Некоторые результаты по кортландитам вилингинского комплекса и габброидам из включений в лавах Сахалина требуют уточнений. Однако в последнем случае завышенные значения температур образования роговых обманок можно объяснить перераспределением кальция и щелочей между ксенолитом и вмещающей его лавой. Вместе с тем по средним значениям температур образования амфиболов из пород различных комплексов можно судить об относительных температурных условиях их кристаллизации.

Таблица 5

Температура образования и коэффициент щелочности роговых обманок в базитовых комплексах Дальнего Востока

Комплекс	Номер плагио-клаза	Кальциевость роговой обманки	Темпера-тура, °C	Средняя темпера-тура, °C	$\frac{K+Na+Ca}{Al} \times 100$
Ганальский	Мелко-среднезернистые габро-нориты	58	0.80	650	
	Крупнозернистые габро-нориты	55	0.76	680 695	683
	Пегматоидные габро-нориты	60		710	
	Кортландиты	50	0.66	790	
	Трахитоидные габбро То же	38 50	0.79	560 630 595	
Срединный	Мелко-среднезернистые нориты	56		680	
	То же	59	0.76	695	
	Крупнозернистые нориты	45		710 600	
	Пегматоидные нориты	62	0.79	628	700
	Кортландиты »	51 63	0.69	750 810 780	106.3
Буреинский	Габбро-нориты »	51 54	0.68	750 790 770	790
	Кортландиты »	52 66	0.68	770 850 810	122.9
	Габбро-нориты	60	0.79	650	650
	Габбро-пегматиты »	75 83	0.84	640 650 645	83.8
Вилигинский	Кортландиты »	70 90	0.75	750 1000	750
	Горнблендины и кортландиты, Габбро	90		850	150.0
Ксенолиты в лавах Японии	Горнблендины и кортландиты, Габбро	70	0.81	650	750
	Горнблендины	92 95	0.70	1000	103.3
Ксенолиты в лавах Сахалина и Парамушира	Габбро				95.6
	Горнблендины				

Разбирая кислотно-щелочные условия формирования роговообманковых пород, в том числе и базитов, В. С. Шкодзинский (1970) показал, что отношение  $(K+Na+Ca)/Al$  в роговых обманках служит наиболее точным показателем щелочности — кислотности их образования, а ассоциация габброидов роговая обманка — плагиоклаз — пироксен формируется в условиях низкой щелочности. Действительно, величина  $(K+Na+Ca)/Al$  в рассмотренных роговых обманках не выходит за рамки, характерные для фации низкой щелочности, по В. С. Шкодзинскому, и только роговая обманка из кортландитов бассейна р. Вилинга показала величину этого отношения, отвечающую фации умеренной щелочности (табл. 4). При этом определенной зависимости между отношением  $(K+Na+Ca)/Al$  и литолого-фациальным контролем вмещающих комплексы пород не обнаруживается. Однако намечается тенденция относительного увеличения значения  $(K+Na+Ca)/Al$  в роговых обманках из комплексов, подвергшихся метаморфизму.

**Выходы.** 1. Роговые обманки изученных гипербазит-базитовых комплексов, судя по их химическому составу и оптическим свойствам, представлены преимущественно паргаситом, керситом и обыкновенной роговой обманкой с широким диапазоном колебаний химического состава в поле эденитового, гастингситового и чермакитового миналов.

2. Амфиболы рассмотренных комплексов являются существенно кальциевыми и образуются в условиях низкой щелочности. Максимальные содержания  $K_2O$  установлены в роговых обманках из массивов, подвергшихся метаморфизму. Для амфиболов, содержащих  $Na_2O$  в интервале 1.9—2.5 вес. %, характерны максимальные концентрации  $TiO_2$ .

3. Железистость роговых обманок определяется составом среды, щелочностью и температурой их образования, железистость минимальна в парагенитах из гипербазитов ( $f=16-33\%$ ) и не превышает 45—50% в габброидах. Степень окисления железа в амфибалах зависит от потенциала кислорода и в общих чертах является повышенной для роговых обманок из пород массивов, локализованных в эвгеосинклинальных толщах.

4. Роговые обманки каждого из изученных комплексов имеют индивидуальную зависимость  $Ng-f$  при общем для минералов из пород всех комплексов линейном ее характере. При железистости роговых обманок в 30% происходит смена знака  $2V$  паргаситов, угол оптических осей других изученных разновидностей роговых обманок при этой железистости максимальен.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алиев Э. Б. Характер изменения содержания  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  роговых обманок в зависимости от последовательности формирования магматических пород (на примере некоторых интрузивных пород правобережья р. Ангары). — В кн.: Геология и рудоносность Приташкентского района. Вып. 18. Ташкент, 1966. (Зап. Узбек. отделения Всесоюз. минер. об-ва).
- Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Амфиболовый перидотит из бассейна реки Вилинги (Побережье Охотского моря). — Матер. по геол. и полезн.ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1958, вып. 13.
- Бойд Ф. Р. Гидротермальные исследования амфиболов. — В кн.: Геохимические исследования. М., 1961.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2, М., 1965.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 1.
- Зимин С. С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск, 1973.
- Кемниц Ю. В. Математическая обработка зависимых результатов измерений. М., 1970.
- Кориковский С. П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 5.
- Кориковский С. П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968.
- Костюк А. Е. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., 1970.
- Куцев Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения  $Fe_2O_3 : FeO$  в магматических горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11.
- Перчука Л. Л. Равновесия поронообразующих минералов. М., 1969.
- Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудных вулкано-плутонических комплексов. М., 1970.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1950, № 4.
- Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Включение габброидов из гипабиссальных интрузивов бассейна реки Нитуй (Южный Сахалин). — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 3.
- Старков Г. Н. Кордиландиты Южной Камчатки. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения поронообразующих минералов. М., 1958.
- Шкодзинский В. С. Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами. М., 1970.
- Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., 1969.
- Щека С. А., Старков Г. Н. О сопряженности состава интрузивов и литолого-фаунистического состава вмещающих толщ (на примере базитов и гипербазитов Камчатки). — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 3.

- Щека 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.
- Aoki I. Petrology of Mafic Inclusions from Itinome-Gate, Japan. — Contr. Miner. and Petrol., 1971, v. 30.
- Aoki K., Shiba I. Pargasites in Lherzolite and Websterite Inclusions from Itinome-Gata, Japan. — J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1973, v. 68, N 10.
- Conquerre F. La lherzolite a amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France). — Contr. Miner. and Petrol., 1971, v. 30.
- Ernst W. G. Amphiboles. Cristal chemistry phase relations and occurrence. — Minerals, rocks and inorganic materials, 1968, N 1.
- Kostyuk E. A., Sobolev V. S. Paragenetic types calciferous amphiboles of metamorphic rocks. — Lithos, 1969, v. 2, N 1.
- Maitre R. W. Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantik. — Miner. Mag., 1969, v. 37, N 286.
- Nakamura Y. Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie prefecture, Central Japan. — J. fac. sci. Univ. Tokyo. Sec. II. Geol., Miner., Geogr., Geoph., 1971, v. 18, N 1.

М. И. РОЗИНОВ, Д. И. КОЛЕСНИКОВ

## СОСТАВ МАГНЕТИТОВ ИЗ ПОРОД РАЗНОТИПНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АНДЕЗИТОВ

Магнетиты принадлежат к числу обычных минералов вулканических пород. Особенностью магнетитов является высокая чувствительность к изменению степени окисления внутри магматической системы как одного из важнейших факторов, контролирующих направление ее эволюции. Поэтому данные о составе магнетитов могут быть использованы в свете результатов петрологического моделирования для уточнения граничных условий происхождения разнотипных вулканических серий. Обсуждению этой проблемы посвящены работы Дж. Кеннеди, А. Мьюена, Е. Осборна, Х. Югстера, Д. Уонеса, Д. Преснелла, Р. Фудали, Д. Линдсли, А. Баддингтона, И. Кармайкла, Дж. Нихолса, А. Андерсона, Д. Гамильтона, Р. Мюллера, Р. Уильямса, Д. Этглера, К. Бенхема, Б. Майсена, И. А. Островского, Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева, В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова и других ученых.

В основу настоящей статьи положены материалы изучения авторами продуктов новейшего вулканизма на территории Курило-Камчатской области и Малого Кавказа.

**Характеристика серий.** Вулканическая серия как объект петрологического изучения представляет собой совокупность различных пород, образовавшихся в определенной последовательности при извержении магмы из общего вулканического центра в течение единого цикла и характеризующихся индивидуализированной петрохимической тенденцией изменения состава от начальных членов к конечным. По преобладающему типу пород различаются базальтоидные серии, в составе которых главное место занимают базальты, андезито-базальты, андезиты, и риолитоидные ассоциации с ведущей ролью дацитов и липаритов.

Важнейшими признаками базальтоидных серий, которые могут быть положены в основу их классификации (Розинов, 1974), являются особенности состава начальных членов, общий набор ассоциированных пород (представительность конечных членов того или иного состава) и тип петрохимической тенденции, связывающей составы этих пород. Наиболее существенные различия в петрохимических тенденциях определяются накоплением либо глинозема, либо железа на промежуточной стадии нисходящего развития базальтоидной серии, характеризующегося неуклонной регрессией  $MgO$ . На таком основании в ряду толеитового базальта выделяются два класса серий: глиноземистый и железистый. Первый включает базальт-андезито-

базальтовую, базальт-андезитовую и базальт-андезит-дацит-липаритовую серию, ко второму классу относится базальт-липаритовая серия, которой в большей мере, чем другим, свойственна контрастность составов (рис. 1).

В рамках базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой серий распространены высокоглиноземистые (плагиофировые) базальты ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO} > 3.5$ ), тогда как особенностью базальт-липаритовой серии является присутствие железистых афировых базальтов ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 13\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1.2$ ).

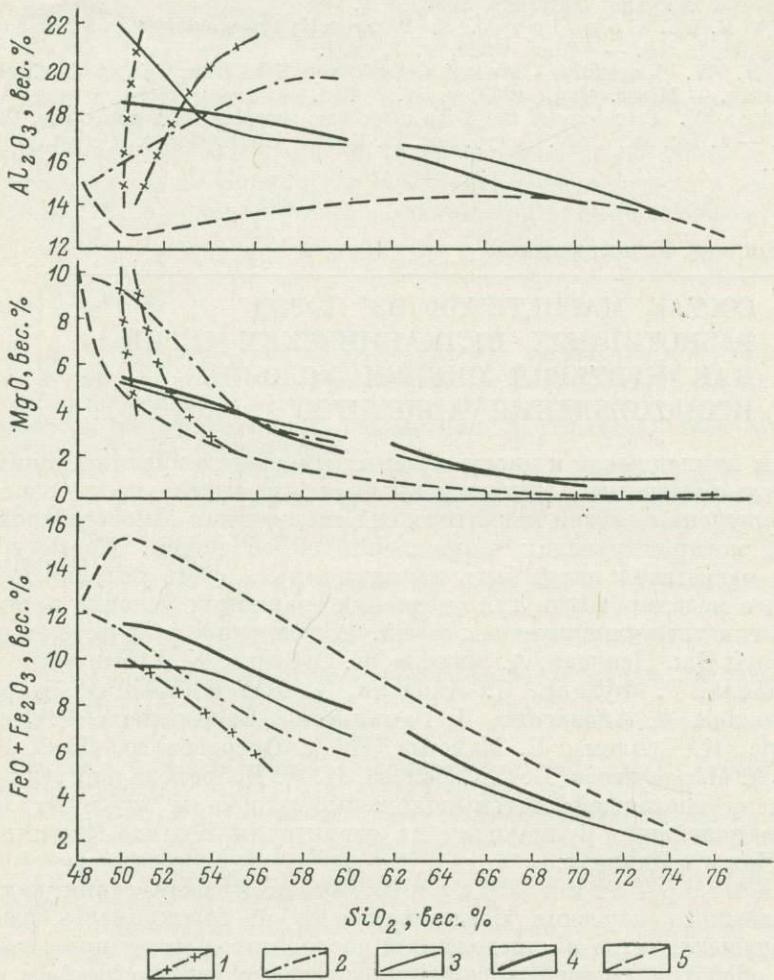


Рис. 1. Вариационные диаграммы разнотипных базалтоидных вулканических серий.

1 — базальт-андезито-базальтовая, Центрально-Камчатская депрессия; 2 — базальт-андезитовая, Восточно-Камчатская зона; 3 — базальт-андезит-дацит-липаритовая, Восточно-Камчатская зона; 4 — то же, Курильская зона; 5 — базальт-липаритовая, Исландия (по И. Кармайклу).

Отличия однотипных пород, принадлежащих к разным сериям, достаточно отчетливо обнаруживаются в особенностях их минерального состава. Индивидуализация пород базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, развитой в пределах островных дуг, определяется широкой представительностью высокоизвестковистого плагиоклаза. Аортит-битовнит входит в состав порфировой фракции базальтов и андезитов, слагает ксенокристаллы и плутонические включения в дацитах и липаритах, однако он не встречается в породах базальт-андезито-базальтовой серии. Исключительной чертой андезитов базальт-андезитовой серии оказывается распространение в них вкрапленников амфибола. Этот минерал не характерен для андезитов ба-

залыт-андезит-дацит-липаритовой серии. Амфибол появляется иногда только в более кислых породах — дацитах и липаритах, для которых характерен умеренно железистый ортопироксен, и этим они отличаются от конечных членов базальт-липаритовой серии железистого класса, в которых встречается высокожелезистый оливин (фаялит).

**Состав магнетитов.** Сериальная принадлежность вулканических пород рельефно оттеняется особенностями состава магнетита из порфи-

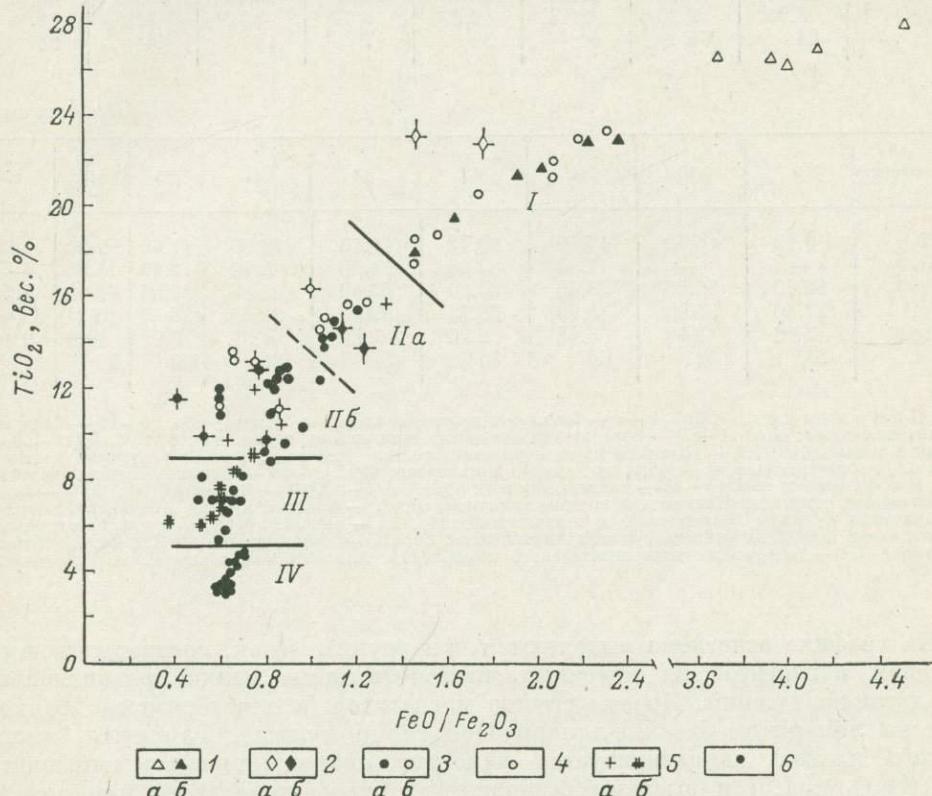


Рис. 2. Диаграмма состава магнетитов из пород разнотипных вулканических серий.

1 — базальт-липаритовая серия вулкана Тингмули, Исландия (Carmichael, 1967a); а — базальты и андезиты, б — дациты и липариты; 2 — базальт-андезито-базальтовая серия Камчатки и Малого Кавказа: а — высокоглиноземистые базальты, б — высокоглиноземистые андезито-базальты; 3 — базальт-андезит-дацит-липаритовая серия Камчатки и Малого Кавказа, а также вулканов Медисин-Лейк и Лассен-Пик, Калифорния (Carmichael, 1967b; Smith, Carmichael, 1968), кальдер Санторин, Эгейское море (Nicholls, 1971). Таласи, Новая Британия (Lowder, 1970) и Рабаул, Новая Гвинея (Heming, Carmichael, 1973), о-ов Тонга (Vugan e. a., 1972; Ewart e. a., 1973): а — дациты и липариты; б — базальты и андезиты; 4 — аноортитсодержащее плутоническое включение о-ов Св. Винсента, Малые Антильы (Lewis, 1973):  $TiO_2 = 7\%$ ,  $FeO/Fe_2O_3 = 0.65$ ; 5 — базальт-андезитовая серия Камчатки и Малого Кавказа (а — базальты, б — андезиты); 6 — собственно липаритовая ассоциация, кайнозойские игнимбриты Невады (Lipman, 1971). Крестиками вокруг знаков обозначены составы магнетитов из таблицы. Римские цифры соответствуют отдельным группам магнетитов из конечных членов разнотипных серий. Соотношение окислов железа в составах, полученных с использованием микроанализатора, рассчитано на ульвошинелевой основе (Carmichael, 1967b).

ровой фракции пород. В таблице приведены составы магнетитов из пород различных серий, распространенных на территории новейших вулканических провинций Камчатки и Малого Кавказа. Основными объектами исследования были: в качестве представителей базальт-андезито-базальтовой серии — вулканическая толща из основания Ключевской группы вулканов на Камчатке и «долеритовая» толща на Малом Кавказе; базальт-андезитовой серии — вулканы Авачинский и Безымянный, а также массив Ишханасар; базальт-андезит-дацит-липаритовой серии — массив Арагац. В целях более объективной интерпретации полученных материалов эти результаты сопоставлены с литературными данными на графике  $TiO_2$ — $FeO/Fe_2O_3$  (рис. 2).

Химический состав магнетитов из пород базальтоидных вулканических серий

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	23.09	22.80	14.70	13.80	6.10	6.39	15.80	8.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.35	2.80	—	—	4.55	3.88	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.81	23.28	38.80	37.10	53.08	68.45	34.80	53.90
FeO	39.37	41.10	43.80	46.10	19.60	13.14	46.40	35.80
MgO	3.92	2.20	2.13	2.39	5.97	5.70	2.45	1.41
Us	64	64	41	39	17	18	44	23

Продолжение

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16	17
TiO <sub>2</sub>	9.40	6.80	16.50	13.12	11.13	13.00	11.40	9.80	9.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.83	2.80	4.30	2.70	2.10	4.65	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50.70	56.50	36.46	37.80	35.80	44.25	57.05	49.93	48.50
FeO	37.40	34.00	35.92	28.75	30.90	34.00	23.50	26.37	39.00
MgO	2.08	2.16	3.48	2.20	3.69	1.34	0.91	1.76	2.10
Us	26	19	46	36	31	36	32	28	27

П р и м е ч а н и е. Обр. 1—4 — базальт-андезито-базальтовая серия; обр. 5—10 — базальт-андезитовая серия; обр. 11—17 — базальт-андезит-дацит-липаритовая серия; обр. 1, 2, 5, 6, 11—16 — Малый Кавказ (обр. 1, 2 — базальты из «долеритовой» толщи, ущелье р. Раздан у курорта Арзни и устье р. Дзорагет; обр. 5, 6 — андезиты, массив Ишханасар; обр. 11—13 — андезито-базальты и андезиты, массив Арагац; обр. 14—16 — дациты, там же); обр. 3, 4, 7—10, 17 — Камчатка (обр. 3, 4 — андезито-базальты, основание Ключевской группы вулканов; обр. 7 — базальт, вулкан Авачинский; обр. 8, 9 — андезиты, вулканы Безымянный и Авачинский; обр. 10 — андезито-базальт с ультраоснововыми включениями, продукты выброса вулкана Авачинского; обр. 17 — дацит, основание Карымской группы вулканов). Us — содержание ульвошинелевого компонента. Анализы выполнены И. А. Столляровой (ВСЕГЕИ).

На графике отчетливо выделяются три группы точек, соответствующих составам магнетитов из конечных членов (залитые знаки) разнотипных базальтоидных серий. Первая группа магнетитов (в парагенезисе с фаялитом) из липаритов базальт-липаритовой серии вулкана Тингмули (железистого класса) характеризуется наименее низкой степенью окисления ( $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1.5$ ) и высоким содержанием ульвошинелевого компонента ( $\text{TiO}_2 > 18\%$ ). В эту группу попадают также магнетиты из базальтов и некоторых андезитов базальт-андезит-дацит-липаритовой серии.

Вторую группу образуют магнетиты из дацитов и липаритов последней серии, для петрографического состава которых типична ассоциация магнетита с ортопироксеном. Этим магнетитам свойственна промежуточная степень окисления (величина отношения  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  варьирует от 1.4 до 0.5) и умеренное содержание ульвошинелевого компонента: количество  $\text{TiO}_2$  находится в интервале 16—9%. В пределах второй группы могут быть выделены две самостоятельные подгруппы с граничными значениями  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1$  и  $\text{TiO}_2 = 13.5\%$ . В подгруппе IIa представлены магнетиты, находящиеся в ассоциации с более железистым пироксеном (до 45% ферросилита) из дацитов и липаритов вулканов Медисин-Лейк и Санторин. Сюда же относятся магнетиты из андезито-базальтов базальт-андезито-базальтовой серии. Подгруппе IIb свойственна ассоциация магнетита с менее железистым пироксеном (30—35% ферросилита), характерная для конечных членов базальт-андезит-дацит-липаритовой серии Камчатки и Малого Кавказа, кальдер Таласи и Рабаул, о-ов Тонга.

Третья группа включает магнетиты из амфиболсодержащих конечных членов базальт-андезитовой серии Камчатки и Малого Кавказа, а также базальт-андезит-дацит-липаритовой серии вулкана Лассен-Пик. Для этих пород характерен парагенезис магнетита и амфибила (иногда также биотита) с ромбическим пироксеном пониженной железистости (до 30% ферросилита).

Последняя группа отличается высокой степенью окисления (величина отношения  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет 0.7—0.5) и низкой титанистостью: содержание  $\text{TiO}_2$  изменяется от 9 до 5 %.

Наконец, совершенно особое положение занимает четвертая группа магнетитов из игнимбритов Невады, принадлежащих к самостоятельной, собственно липаритовой ассоциации пород. Ее объем достигает 1000—2000 км<sup>3</sup>, тогда как объем кислых пород, представленных в рамках базальтоидных формаций, ограничен десятками—сотней км<sup>3</sup>.

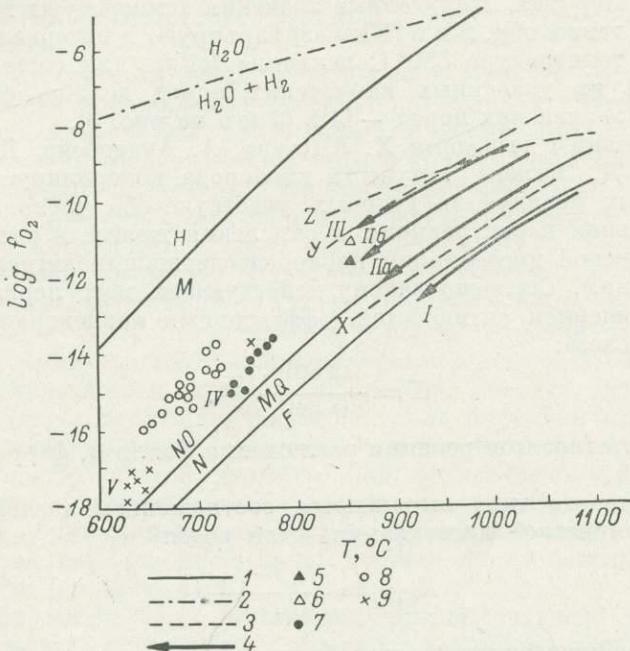


Рис. 3. Диаграмма  $T-f_{\text{O}_2}$ , по А. Баддингтону и Д. Линдсли, для магнетито-ильменитовых парагенезисов из пород различных вулканических серий.

1 — буферные реакции: FMQ — фаялит  $\xrightarrow{\text{Z}}$  магнетит + кварц, NNO —  $\text{Ni} \xrightarrow{\text{Z}} \text{NiO}$ , HM — гематит  $\xrightarrow{\text{Z}}$  магнетит; 2 — реакция термической диссоциации «чистой» воды при 1 атм.; 3 — линии X, Y и Z: линии X и Y — реакции диссоциации водного флюида с соотношением  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2 = 10^2$  и  $10^3$  (линия Z рассчитана для случая возрастания  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от 1 до 1000 бар (Hamilton, Anderson, 1967)); 4 — составы магнетитов преимущественно из конечных членов разнотипных базальтоидных серий (см. рис. 2); I — базальт-липаритовой, вулкан Тингмули (Carmichael; 1967a); II a — базальт-андезит-дацит-липаритовой, вулкан Медисин-Лейк (Carmichael, 1967b); II b — то же, кальдеры Таласи (Lowder, 1970) и Рабауд (Heming, Carmichael, 1973); III — то же, вулкан Лассен-Пик (Carmichael, 1967b); 5 и 6 — составы магнетитов из андезитов базальт-андезитовой серии Камчатки (5) и Малого Кавказа (6); 7 — составы магнетитов из пород риолитоидной ассоциации, Новая Зеландия (Ewart e. al., 1971); 8 — то же, Невада (Lipman, 1971); 9 — составы магнетитов из гранитоидов (Eggler, Burnham, 1973).

**Условия кристаллизации магнетитов.** Анализ материалов, касающихся магнетито-ильменитовых парагенезисов (рис. 3), свидетельствует о том, что отмеченные различия в составе магнетитов из однотипных пород базальтоидных и риолитоидных серий являются следствием резких различий в температуре их кристаллизации. В то же время различия в составе магнетитов из пород разнотипных базальтоидных серий оказываются результатом неодинакового уровня окисления магмы в процессе формирования этих серий. На диаграмме летучесть кислорода — температура линии, соответствующие завершающим стадиям эволюции базальтоидных серий — стадиям, для которых наиболее характерен парагенезис магнетита и ильменита, располагаются параллельно друг другу и занимают неодинаковое положение относительно оси ординат, обозначая индивидуализацию каждой серии по величине  $f_{\text{O}_2}$ . Линия регрессии состава магнетитов I группы почти совпадает с моновариантной кривой FMQ, которая

отвечает буферной реакции фаялит  $\rightleftharpoons$  магнетит + кварц. Линия II<sub>b</sub> находится выше, в области устойчивости более магнезиального ортопироксена. Самой верхней является линия III, отвечающая амфиболсодержащей ассоциации дацитов и липаритов вулкана Лассен-Пик.

Для того чтобы определить примерное положение на этой диаграмме состава магнетитов из амфиболовых андезитов базальт-андезитовой серии, были рассчитаны температуры амфибolo-клинопироксенового, амфибolo-плагиоклазового и двупироксенового парагенезисов с использованием графиков Л. Л. Перчука. Полученные значения температуры для обр. 8 и 9 (Камчатка), а также обр. 5 и 6 (Кавказ) варьируют в интервале 800—900° С. При средней температуре 850° С величина  $\log f_{O_2}$  для состава магнетитов (см. таблицу) из указанных камчатских пород должна соответствовать —11.8, а для кавказских пород —11.2 (5 и 6 на рис. 3).

В соответствии с выводами Х. Югстера, А. Андерсона, Д. Гамильтона, Р. Мюллера, Д. Эгглера летучесть кислорода контролируется двумя типами буферных реакций, в которых участвуют оба члена окислительно-восстановительной пары: реакциями окисления железа в расплаве и реакциями термической диссоциации кислородсодержащих летучих соединений ( $H_2O$ ,  $CO_2$  и др.). Согласно закону действующих масс первые характеризуются соотношением активностей (эффективных концентраций) закисного и окисного железа:

$$K = \frac{(\alpha FeO)^4 \cdot f_{O_2}}{(\alpha FeO_{1.5})^4}.$$

К их числу относятся реакции разложения фаялита, ферросилита и магнетита (рис. 3).

Реакции второго типа выражаются соотношением значений летучести продуктов термической диссоциации — для воды:

$$K_{(TP)} = \frac{(f_{H_2})^2 \cdot f_{O_2}}{(f_{H_2O})^2}.$$

Ниже кривой диссоциации «чистой» воды при 1 атм (рис. 3, 2), по Х. Югстеру, водный пар в ассоциации с окислами железа представляет собой смесь  $H_2O$  и  $H_2$ , причем пропорция  $H_2O/H_2$  в нем резко убывает с сокращением роли окисной формы железа и с падением температуры. Растворяясь в расплаве, вода сохраняет свой первоначальный состав (при идеальной смесимости компонентов), который определяется исходным парагенезисом сосуществовавших с ним твердых фаз (при условии значительного превосходства объема твердых фаз над объемом пара) и температурой этого исходного парагенезиса. Именно с постоянством состава воды в расплаве при изменяющейся температуре связан буферный эффект воды, который выражается отношением  $f_{H_2O}/f_{H_2}$ . Эта величина сохраняется на одном уровне в замкнутой системе не только в обстановке насыщения расплава водой, но и в условиях ее дефицита, когда в результате сокращения объема кристаллизующейся жидкости происходит возрастание содержания в ней  $H_2O$ , которое сопровождается пропорциональным увеличением как  $f_{H_2O}$ , так и  $f_{H_2}$ . Летучесть кислорода при этом изменяется в соответствии с константой диссоциации воды  $K_{(TP)}$ , которая является функцией температуры. Характер изменения  $f_{O_2}$  для значений  $f_{H_2O}/f_{H_2} = 10^2$  и  $10^3$  иллюстрируется линиями X и Y на рис. 3. Из параллельности таких линий и моновариантных кривых буферных ассоциаций следует, что влияние воды, характеризующейся значениями отношения  $f_{H_2O}/f_{H_2}$  в интервале от нескольких десятков до нескольких сотен, оказывается аналогичным влиянию кристаллизации буферных минеральных ассоциаций в безводной обстановке.

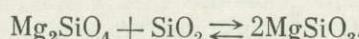
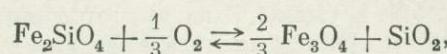
В общем случае летучесть кислорода в магматической системе представляет собой сложную производную обоих типов реакций (Eggler, Burnham, 1973):

$$K' = (\alpha_{FeO}/\alpha_{FeO_{1.5}})^2 \cdot (f_{H_2O}/f_{H_2}).$$

Роль того или иного типа реакций определяется прежде всего объемом данного буфера как источника кислорода. Диссоциация воды, особенно при высоких температурах, является исключительно мощным источником кислорода, и при содержании  $H_2O$  в силикатном расплаве более 1% она начинает контролировать  $f_{O_2}$  (Hamilton, Anderson, 1967). Поэтому в системе, характеризующейся предельно низким исходным содержанием воды, которое затем повышается в процессе эволюции системы либо в результате сокращения объема кристаллизующейся жидкости, либо за счет поглощения посторонней газовой фазы, ведущая роль в определении  $f_{O_2}$  должна постепенно переходить от буферных моновариантных ассоциаций к реакции диссоциации воды.

В «сухой» базальтовой магме в качестве исходного буфера выступает оливинсодержащая минеральная ассоциация, которая удерживает  $f_{O_2}$  на моновариантной кривой, соответствующей реакции фаялит  $\rightleftharpoons$  магнетит + кварц. Вследствие высокой инерционности кристаллизующихся фаз с убыванием температуры происходит прогрессивное обогащение их железом. При этом возрастает емкость исходной буферной ассоциации и повышается способность системы амортизировать влияние термической диссоциации воды в случае увеличения ее массы. Незначительное увеличение массы  $H_2O$  на поздней стадии магматической эволюции вызывает лишь интенсификацию течения буферной реакции, способствуя более широкой кристаллизации магнетита и стремительному накоплению кремнезема в остаточном расплаве. Устойчивость железнистого оливина в обстановке высокой активности кремнезема обеспечивает эволюцию расплава вдоль буферной кривой фаялита вплоть до образования липаритового остатка (линия I на рис. 3). Подобная последовательность событий, свойственная феннеровскому типу дифференциации, находит отражение в особенностях строения Скергаардской интрузии с ее зоной аккумуляции магнетита в верхней половине разреза, так же как в топологии вариационной линии состава пород базальт-липаритовой серии Тингмули (см. рис. 1).

Возрастание массы  $H_2O$  на стадии, предшествующей значительному накоплению железа, скорее может привести к полному исчерпанию исходного буфера. В таком случае кристаллические фазы перестают контролировать величину летучести кислорода и начинают сами контролироваться этим параметром, который становится зависимым от соотношения  $f_{H_2O}/f_{H_2}$ . Механизм перехода определяется неустойчивостью магнезиального оливина в обстановке повышения активности кремнезема, возникающей при реакции кислородного буфера:



Вторая реакция также является буферной, но она контролирует активность кремнезема  $\alpha SiO_2$  (Carmichael e. a., 1970). Увеличение  $\alpha SiO_2$  в результате течения первой реакции требует в соответствии с законом действующих масс пропорционального уменьшения  $Mg_2SiO_4$ . Обычные реакционные взаимоотношения оливина и ромбического пироксена в породах описываемых серий отражают склонность магматической системы к развитию подобного процесса.

В итоге система приспосабливается к новым условиям, определяемым величиной отношения  $f_{H_2O}/f_{H_2}$ , и температурой, кристаллизацией последовательных минеральных парагенезисов, устойчивых при соответствующих значениях летучести кислорода и активности кремнезема. При этом подавляется тенденция обогащения железом одного парагенезиса и получает свободу развития прерывистый реакционный ряд минералов, характеризующий боузновский тип дифференциации. В зависимости от величины  $f_{H_2O}/f_{H_2}$  реакционный ряд минералов может быть представлен в полном своем объеме

или частично, без конечных его членов. Состав магнетита фиксирует величину  $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{H}_2}$ , которая контролирует кристаллизацию. Положение вариационных линий II $a$ , II $b$  и III параллельно кривым X и Y (рис. 3) позволяет предполагать, что кристаллизация конечных членов соответствующих серий протекала при значениях  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$  порядка 200, 600 и 1000. Только при наиболее высоком значении этого отношения появляется амфибол. Более низкие значения характеризуются кристаллизацией ромбического пироксена, обогащающегося железом по мере приближения к нижнему пределу указанного интервала. В петрохимической тенденции эти различия находят отражение в неодинаковом уровне соотношений  $\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  в однотипных породах (рис. 4).

Характер изменения  $f_{\text{O}_2}$  в процессе перехода ведущей роли от моновариантной буферной минеральной ассоциации к термической диссоциации воды обозначается кривой Z на рис. 3. Она рассчитана для случаев резкого

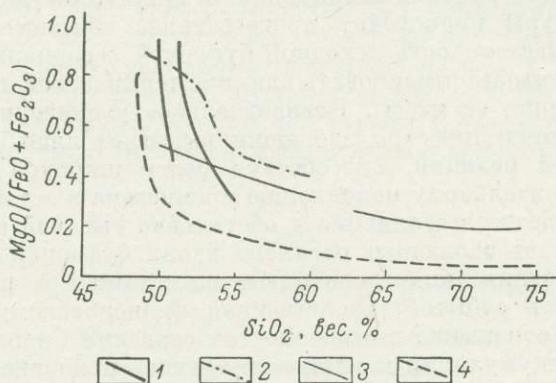


Рис. 4. Диаграмма  $\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ — $\text{SiO}_2$  для пород разнотипных базальтоидных серий Камчатки (см. рис. 1).

1 — базальт-андезит-базальтовой; 2 — базальт-андезитовой; 3 — базальт-андезит-дацит-липартовой; 4 — базальт-липартовая серия Исландии. (По И. Кармайклу).

увеличения парциального давления воды от 1 до 1000 бар в расплаве, остывающем начиная от температуры 1250° С (Hamilton, Anderson, 1967). Такое резкое возрастание  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  на несколько порядков может быть обеспечено появлением даже незначительного количества воды в расплаве при условии, что первоначально он был «сухим». Именно этот общий случай имеет непосредственное отношение к природным магматическим системам.

Дациты и липарты как конечные члены базальт-андезит-дацит-липартовой и базальт-липартовой серий, так же как андезиты базальт-андезитовой серии, характеризуются широким распространением фенокристаллов магнетита и обычно представлены в виде туфов, пемз и игнимбритов. Эти факты свидетельствуют об активной роли летучих компонентов в процессах их извержения и кристаллизации. Между тем в базальтах и андезитах первых двух серий и в начальных членах последней серии, представленных, как правило, в лавовой фации, весьма редко присутствуют вкрашенники магнетита, а его состав отличается высоким содержанием ульвошинелевого компонента и низкой степенью окисления (рис. 2). В соответствии с данными И. Кармайкла и Дж. Нихоллса (Carmichael, Nicholls, 1967) редким магнетито-ильменитовым парагенезисам из этих пород отвечают точки, расположенные ниже моновариантной кривой FMQ на диаграмме  $f_{\text{O}_2}$ —T при относительно низких температурах (от 850 до 1100° С). Подобные факты могут служить доказательством «сухой» природы родоначальных магм. Кроме того, образующиеся в обстановке высокого содержания летучих низкотемпературные расплавы не обладают достаточным запасом тепла и не способны к значительному вертикальному перемещению. Существование

минимумов на солидусе и ликвидусе таких выплавок предопределяет создание внутреннего термального барьера, препятствующего достижению ими земной поверхности. Они формируют скорее plutонические, чем вулканические ассоциации (см. положение составов магнетита из гранитоидов на рис. 3).

И здесь мы сталкиваемся с проблемой отсутствия в базальтах и андезитах базальт-андезит-дацит-липаритовой и базальт-липаритовой серий и в начальных членах базальт-андезитовой серии признаков, которые бы указывали в соответствии с результатами экспериментальных исследований на повышение в них в какой-то момент уровня летучести кислорода. В этих породах не отмечается регрессивной зональности оливинов, которая должна быть свойственна подобным процессам (Roeder, Emslie, 1970). В опытах по плавлению природных андезитов первой серии (Eggler, Burnham, 1973) выявляется неустойчивость магнетита в околовикивидусной области. В свете таких данных ставится под сомнение сама возможность возникновения пород кислого состава в результате фракционной кристаллизации базальтовых магм (Eggler, 1974).

Проблема происхождения андезитов, содержащих базальтоидных серий. Отправным моментом нашего обсуждения этой проблемы будет служить тезис о том, что базальты и андезиты, представленные в рамках базальтоидных серий, не имеют непосредственного отношения к происхождению ассоциированных с ними дацитов и липаритов. Начальные и промежуточные члены серий сами являются конечными продуктами эволюции магматического очага на последовательных стадиях его поступательного развития по мере продвижения к поверхности. Остаточный же кристаллический материал, отделение которого создает предпосылки для образования того или иного извергающегося на поверхность расплава, захороняется на глубине. Сравнительно просто проблема происхождения конечных членов вулканических серий могла бы быть решена на основании использования наблюдений над строением расслоенных плутонов.

Для базальт-липаритовой серии таким аналогом служат интрузии скергаардского типа. Однако для других вулканических серий прямые сопоставления с интрузивными телами невозможны. И единственным объективным источником информации относительно природы конечных членов этих серий оказываются выносимые ими plutонические блоки.

В дацитах и липаритах базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, развитой в пределах островных дуг и континентальных окраин, широко распространены аортит-содержащие plutонические включения (Камчатка, Курильские, Соломоновы, Сандвичевы, Алеутские, Тонга, Санторин, Малые Антильские острова, Япония и Индонезия). Им свойственна неравномерно-зернистая, гломеропорфировая структура, обусловленная развитием крупных индивидов аортита и оливина (с 20–30% фаялита), между которыми располагаются мелкие зерна диопсида и магнетита, а также стекло. Кристаллы оливина обнаруживаются по краям реакционные взаимоотношения с основной массой.

Намечается родство plutонических блоков и вмещающих их пород по соотношению изотопов стронция (Gledhill, Baker, 1973). Включения в дацитах сходны по составу плагиоклаза и оливина с порфировой фракцией базальтов и некоторых андезитов той же серии. Исключительной же особенностью включений, отличающей их от порфировой фракции базальтов, оказывается присутствие в них магнетита в переменном количестве, достигающем иногда 10–15% их объема.

На Малых Антиллах магнетит (с 20% ульвошинелевого компонента, см. рис. 2) ассоциируется во включении не только с диопсидом, но и с амфиболом, которые кристаллизовались после выделения оливина и аортита (Lewis, 1973). Температура кристаллизации этого диопсида-амфиболового парагенезиса может быть определена в  $1050 \pm 50^\circ\text{C}$ . При такой температуре величина  $\log f_{\text{O}_2}$ , соответствующая данному составу магнетита, оказывается

порядка —8. На диаграмме  $f_{O_2}-T$  (см. рис. 3) состав этого магнетита из включения должен находиться на высокотемпературном продолжении вариационной линии III, значительно выше буферной кривой FMQ, вдоль которой располагаются составы магнетитов из базальтов.

Результаты экспериментальных исследований Х. Йодера, Т. Грина, А. Рингвуда, Д. Гамильтона, Р. Хилла, А. Беттчера, Дж. Холлоуэя, К. Бёнхема, Р. Коуторна и др. свидетельствуют о том, что появление плагиоклаза вблизи ликвидуса высокоглиноzemистого базальта раньше диопсида возможно только в «сухой» обстановке. В присутствии  $H_2O$  подавляется кристаллизационная способность плагиоклаза и расширяется поле устойчивости амфибола и диопсида, выделяющихся вслед за оливином. Что же касается кристаллизации аортита, то она может быть, по-видимому, связана только с процессом контаминации «сухой», насыщенной плагиоклазом магмы посторонней жидкостью существенно полевошпатового состава, который в соответствии с реакционным принципом Н. Боуэна способен поддержать фракционирование предельно известковистого плагиоклаза.

Т. Грин (1968) на основании анализа экспериментальных данных пришел к выводу о преимущественно габбро-анортозитовом или диоритовом составе нижних частей континентальной земной коры. Подобный вывод применительно к островным дугам подтверждается фактом широкого распространения ксенолитов габбро-анортозитов и пироксено-плагиоклазовых гранулитов в вулканических породах Курильских островов (Родионова, Федорченко, 1971). С точки зрения образования оливино-анортитовых кумулятов в результате взаимодействия базальтовой магмы с существенно полевошпатовым материалом нижних горизонтов континентальной коры получает удовлетворительное объяснение развитие плутонических блоков такого состава исключительно в пределах островных дуг и континентальных окраин с низкой мощностью земной коры. Парагенезис оливина и аортита представляет собой критическую ассоциацию, устойчивую при давлении менее 8.5 кбар (Х. Йодер, И. Куширо, Дж. МакГрегор). Расчеты показывают, что при поглощении базальтовой магмой 10—15% постороннего материала кислого состава, образующегося в результате частичного плавления нижних частей коры в обстановке высокого геотермического градиента, и отделении соизмеримого количества оливино-анортито-диопсидового агрегата может быть обеспечена генерация андезитов в соответствии с фиксируемой петрохимической тенденцией изменения состава базальт-андезит-дацит-липаритовой серии (см. рис. 1).

Вместе с тем из предыдущего обсуждения следует заключение о существовании резкой неравновесности внутри рассматриваемых включений между ранним, крупнокристаллическим оливино-анортитовым агрегатом и поздним, интерстициальным материалом, сложенным диопсидом, магнетитом и стеклом. Оно поддерживается реально наблюдаемыми взаимоотношениями между этими составными частями включений. Причиной нарушения равновесного течения процесса образования оливино-анортитовой ассоциации в «сухой» обстановке и интенсивной кристаллизации магнетита, обладающего высокой степенью окисления и низким содержанием титана, могло бы стать поглощение контаминированной магмой в ходе движения к поверхности посторонней газовой фазы.

Возникновение неравновесных соотношений между жидкой и кристаллическими фазами в условиях быстрого уменьшения вязкости расплава при обогащении его летучими компонентами и возрастания плотности твердого материала за счет кристаллизации магнетита служит необходимой предпосылкой для реализации эффективного фракционирования фаз. Действие подобного механизма может быть ответственно как за прерывистость петрохимической эволюции базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, неодинаковую представительность магнетита в порфировой фракции базальтов-андезитов и дацитов-липаритов, контрастность состава магнетитов из этих групп пород, так и за резкое изменение характера вулканической деятельности

в течение полного цикла становления серии. Извержение базальтов и андезитов протекает преимущественно в виде лавовых излияний, формирующих крупные щитовые постройки, тогда как проявление дацитов и липаритов связано с мощными разрушительными процессами кальдерообразования, сопровождаемого выбросом пирокластического материала кислого состава. Не исключено, что в определенных условиях вследствие быстрого возрастания активности кремнезема в магме может произойти ее разделение на две несмешивающиеся жидкости: силикатную и собственно магнетитовую. Примером извержения последней на поверхность служат потоки пористой магнетитовой лавы в районе Лако, Чили, в пределах вулканической постройки, сложенной продуктами базальт-андезит-дацит-липаритовой серии (Haggerty, 1970).

Состав флюидной фазы в верхней части земной коры контролируется железосодержащими кристаллическими фазами, среди которых наиболее обычны ассоциации: биотит—калиевый полевой шпат—магнетит или ортопироксен—кварц—магнетит. Согласно расчетам Д. Эгглера и К. Бенхема (Eggler, Burnham, 1973), водный флюид в равновесии с буфером андит  $\rightleftharpoons$  ортоклаз+магнетит может соответствовать по составу (соотношению  $H_2O/H_2$ ) той летучей составляющей магмы, которая контролирует кристаллизацию магнетитов вдоль вариационных линий II и III, так же как магнетитов из собственно риолитоидных серий, обозначаемых роем точек (рис. 3, 7, 8), вытянутым параллельно кривым X и Y (рис. 3, 3).

Однако крайне маловероятно усвоение «сухой» магмой такого флюида из-за резкого температурного градиента на контактах очага, размещающемся на верхних горизонтах коры. Вследствие различий в миграционной способности составных компонентов водного флюида магма должна существенно обогащаться  $H_2$  по сравнению со средой. Поэтому требование высокого значения отношения  $H_2O/H_2$ , вытекающее из особенностей состава магнетитов типа IIb или III, может быть удовлетворено при условии взаимодействия магмы с околоверхностной гидротермальной системой, находящейся в равновесии с сильно окисленными осадками или испытывающей влияние метеорных вод. Результаты обобщения геофизических данных, касающихся кальдерных проявлений рассматриваемой серии, действительно указывают на положение на глубине всего нескольких километров аномально-образующих объектов как вероятных корневых магматических очагов, из которых извергаются на поверхность вулканические продукты кислого состава (Зубин и др., 1971).

Таким образом, разрабатываемая модель становления базальт-андезит-дацит-липаритовой серии (по крайней мере в обстановке островных дуг) предусматривает две последовательные, но разобщенные стадии: а) «сухая» контаминация магмы высокоглиноземистого базальта полевошпатовым материалом нижних частей коры, сопровождаемая кристаллизацией оливино-анортитового агрегата и приводящая к генерации бедных глиноземом андезитов; б) прорыв контаминированной базальтовой или андезито-базальтовой магмы до уровней распространения околоверхностной гидротермальной системы и формирование пород кислого состава за счет дополнительного фракционирования магнетита.

По совершенно иной схеме должно протекать становление базальт-андезитовой серии. Присутствие в андезитах и андезито-базальтах сильно окисленного, бедного титаном магнетита в ассоциации с амфиболом свидетельствует о возрастании активности летучих еще на ранней стадии магматической эволюции. На вулканах Авачинском, Безымянном и Шивелуче в породах, наиболее богатых фенокристаллами амфибola ранней генерации ( $SiO_2 = 41-42\%$ ), а также оливина и диопсида (но не плагиоклаза), встречаются плутонические блоки ультраосновного состава. Они сложены дунитом, гарцбургитом, верлитом, пироксенитом и характеризуются ксеноморфнографитовой структурой с признаками внутрикристаллической деформации и распада пироксенов. Эти признаки наряду с высокомагнезиальным составом

силикатных минералов и обогащением радиогенными изотопами гелия и аргона подчеркивают их сходство с ультраосновными включениями из щелочных базальтоидов и позволяют рассматривать в качестве представителей материала верхней мантии. Знаменательно, что геофизические данные, полученные Г. С. Горшковым, С. А. Федотовым, А. И. Фарберовым, В. И. Горельчиком, П. П. Фирстовым, В. А. Широковым, указывают на подкоровое положение возможных магматических очагов под перечисленными вулканами.

Вместе с тем такие факты, как обилие газовых включений, главным образом  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , по данным Ю. П. Масуренкова и О. Б. Селянгина, в минералах из ультраосновных блоков, широкое развитие в них хромита, присутствие в пироксенитах высокохромистого паргасита ( $\text{SiO}_2 = 47\%$ ), появление вокруг плутонических блоков со стороны вмещающей породы сплошной каймы из фенокристаллов амфибола, могут служить доказательством распространения водосодержащей флюидной фазы на некотором уровне в мантии. Возможность существования на глубине 45—50 км зоны распространения существенно углекислотной системы вытекает из результатов экспериментальных исследований Р. Хилла и А. Беттчера (Hill, Boettcher, 1970), свидетельствующих о быстром возрастании величины растворимости  $\text{CO}_2$  в расплаве основного состава при давлении выше 15 кбар. Этот эффект должен был предопределять интенсивное отделение флюидной фазы, состоящей главным образом из  $\text{CO}_2$  и подчиненного количества  $\text{H}_2\text{O}$ , от поднимающихся базальтовых магм на ранней стадии дегазации земных недр.

Последующее прохождение «сухих» базальтовых магм через зону распространения этой флюидной системы может сопровождаться поглощением существенно водной ее составляющей, что создает необходимые предпосылки для резкого расширения полей устойчивости диопсида и особенно амфибола за счет сокращения поля плагиоклаза. Эффективное фракционирование амфибола, согласно результатам экспериментальных исследований (Holloway, Burnham, 1972; Cawthorn e. a., 1973), способно направить дифференциацию базальтовой или андезито-базальтовой магмы в сторону образования высокоглиноzemистого андезита в соответствии с реально фиксируемой петрохимической тенденцией, свойственной базальт-андезитовой серии (см. рис. 1).

Особенности состава магнетита из породы, содержащей ультраосновные включения (см. таблицу, обр. 10), свидетельствуют о высокой окислительной способности высокотемпературного флюида, усваиваемого магмой в пределах верхней мантии. Характер взаимодействия такой магмы со средой на верхних уровнях земной коры должен определяться различием в концентрации (или летучести)  $\text{H}_2$ , обусловленным резким температурным градиентом на их контакте. Миграция  $\text{H}_2$  из высокотемпературной магмы во вмещающие породы вызовет дополнительное повышение  $f_{\text{O}_2}$  внутри очага. Появление узких каемок из зерен магнетита и пироксена вокруг кристаллов амфибола (иногда внутри одного кристалла отмечается несколько таких включенных зон) может служить подтверждением подобного течения процесса. Однако в общем случае амфибол умеренно железистого состава, подобно другому конечному члену реакционного ряда минералов — биотиту, устойчив в широком диапазоне изменений  $f_{\text{O}_2}$ , вплоть до значений, соответствующих буферу гематит  $\rightleftharpoons$  магнетит (Helz, 1973). По-видимому, он обладает дополнительной способностью амортизировать окислительную обстановку за счет включения в кристаллическую решетку значительного количества окисного железа. Такая устойчивость амфибола оказывается фактором, ограничивающим тенденцию стремительного повышения активности кремнезема в расплаве, которая поддерживается разложением железистых, орто- и метасиликатов. Исключительно ранняя кристаллизация амфибола, появляющегося в андезито-базальтах и андезитах базальт-андезитовой серии, может быть в известной мере ответственна за индивидуализацию данной серии по составу конечных членов.

**Выводы.** Вулканические серии четко индивидуализированы по особенностям состава магнетитов в порфировой фракции пород. Собственно риолитоидные ассоциации пород отличаются от конечных членов базальтоидных серий предельно низким содержанием ульвошинелевого компонента в магнетитах как результат их более низкотемпературной природы. Резкие различия в составе магнетитов существуют и внутри базальтоидных серий. Породы, которые принадлежат к базальтоидным сериям с тенденцией накопления железа, содержат магнетит, значительно обогащенный ульвошинелем по сравнению с однотипными породами, образующими серии с тенденцией накопления глинозема. Эти различия связаны с более высоким уровнем окисления магмы в процессе формирования последних. И хотя начальные члены этих серий не несут свидетельств прогрессивного окисления в ходе их кристаллизации, такие признаки устанавливаются при изучении плутонических включений в породах, представляющих конечные члены серий. Подобные факты служат аргументами в поддержку мнения о возникновении пород кислого состава в рамках базальтоидных серий за счет фракционной кристаллизации исходных базальтовых магм в тех или иных условиях.

## ЛИТЕРАТУРА

- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса аортозитов при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968.
- Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М., 1971.
- Родинова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М., 1971.
- Розинов М. И. Классификация базальтоидных вулканических серий. — Сов. геол., 1974, № 7.
- Bryan W. B., Slice G. D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic islands of Tonga. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 8.
- Carmichael I. S. E. The mineralogy of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. — Amer. Miner., 1967a, v. 52, N 11—12.
- Carmichael I. S. E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. — Contrib. Miner. and Petrol., 1967b, v. 14, N 1.
- Carmichael I. S. E., Nicholls J. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 18.
- Carmichael I. S. E., Nicholls J., Smith A. L. Silica activity in igneous rocks. — Amer. Miner., 1970, v. 55, N 1—2.
- Cawthorn R. G., Curran E. B., Arculus R. J., A petrogenetic model for the origin of the calc-alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 2.
- Eggler D. H. Application of a portion of the system  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{MgO}-\text{Fe}-\text{O}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  to genesis of the calc-alkaline suite. — Amer. J. Sci., 1974, 274, N 3.
- Eggler D. H., Burnham C. W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite —  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{O}_2$  at pressures to 10 kb. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 8.
- Ewart A., Green D. C., Carmichael I. S. E., Brown F. H. Voluminous low temperature rhyolitic magmas in New Zealand. — Contrib. Miner. and Petrol., 1971, v. 33, N 2.
- Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 3.
- Gledhill A., Baker P. E. Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the South Sandwich Islands. — Earth and Planet. Sci. Letters., 1973, v. 19, N 3.
- Haggerty S. E. The Lako magnetite lava flow, Chile. — Ann. Report Director Geophys. Lab. Carnegie Inst., Wash., 1970, N 1560, Year book 68.
- Hamilton D. L., Anderson G. M. Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas. Basalts. V. 1. Interscience Pub., New York, 1967.
- Helz R. L., Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{\text{H}_2\text{O}}=5\text{kb}$  as a function of oxygen fugacity. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 2.
- Heming R. F., Carmichael I. S. E. High-temperature pumice flows from the Rabaul caldera, Papua New Guinea. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, v. 38, N 1.

- Hill R. E., Boettcher A. L. Water in the Earth's mantle: Melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide. — Sci., 1970, v. 167, N 3920.
- Holloway J. R., Burnham C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressures less than total pressure. — J. Petrol., 1972, v. 13, N 1.
- Lewis J. F. Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano St. Vincent: Olivine, pyroxene, amphibole and magnetite paragenesis. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, v. 38, N 3.
- Lipman P. W. Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from Southern Nevada. — J. Geol., 1971, v. 79, N 4.
- Lowder G. G. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: Mineralogy. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, v. 26, N 4.
- Nicholls J. A. Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece. — J. Petrol., 1971, v. 12, N 1.
- Roeder P. L., Embley R. F. Olivine-liquid equilibrium. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, v. 29, N 4.
- Smith A. L., Carmichael I. S. E. Quaternary lavas from the Southern Cascades, Western U. S. A. — Contrib. Miner. and Petrol., 1968, v. 19, N 3.

Б. Я. ХОРЕВА, Т. А. СОСЕДКО, Э. А. БАГДАСАРОВ,  
Б. С. САНТНАНЕНЕЕВ, Э. А. ЛИПАТОВА, К. С. МИЩЕНКО

## СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ АРХЕЙСКИХ И ПОСТАРХЕЙСКИХ ГРАНАТОВ И БИОТИТОВ ПАРАГНЕЙСОВ

Современное изучение метаморфогенных минералов направлено главным образом на выяснение характера изменения их состава в зависимости от термодинамических условий образования с целью уточнения термодинамических границ фаций метаморфизма.

В данной статье изложены результаты исследований по выяснению структурно-вещественных особенностей однотипных изофациальных гранатов и биотитов, образующихся при одинаковых термодинамических условиях в результате разнотипных по генезису процессов метаморфизма. Попутно решалась задача по выяснению характера изменения структурно-вещественных особенностей однотипных, но разнофациальных гранатов и биотитов, образующихся при одних и тех же по генезису процессах метаморфизма.

В понимании Б. Я. Хоревой (1966), тип метаморфизма это прежде всего геолого-генетический тип регионального метаморфизма. Термодинамический тип регионального метаморфизма, или тип фациальной серии в понимании А. Миширо (Mijashiro, 1961), применяется только к полифациальному (зональному) геолого-генетическому типу регионального метаморфизма.

Выделенные Б. Я. Хоревой (Хорева, 1966, 1971; Хорева, Блюман, 1974) две геолого-генетические группы метаморфических комплексов представляют парагенезис метаморфических пород, образующийся в результате определенного геолого-генетического типа регионального метаморфизма (Хорева, 1966). Первая группа — стратифицированные монофациальные метаморфические комплексы, образующиеся в результате первичной перекристаллизации или метаморфической дифференциации субстрата. Вторая группа — нестратифицированные зональные метаморфические комплексы, сложенные метаморфическими породами различных фаций метаморфизма (полифациальные). В этих комплексах в отличие от первых границы фаций наложены на стратиграфические границы. Парагнейсами здесь называются метаморфические породы амфиболитовой и отчасти гранулитовой фаций, которые по химическому составу близки к современным осадочным породам.

Архейские парагнейсы слагают монофациальные метаморфические комплексы, а постархейские парагнейсы — внутренние зоны полифациальных (зональных) комплексов различного, но постархейского, возраста.

**Гранаты.** Для 69 мономинеральных фракций гранатов разновозрастных и разнотипных метаморфических комплексов различных регионов СССР были выполнены химические анализы и рассчитан компонентный со-

став, определены показатели преломления и удельный вес, получены дифрактограммы, а также рассчитан параметр элементарной ячейки  $a$ . Средние значения полученных характеристик для каждого комплекса и для групп комплексов определенного генетического типа и фации метаморфизма приводятся на рис. 1. На рис. 2 сопоставлены средний компонентный состав в гранатах для каждого комплекса и средние значения соответствующих окислов в гранатсодержащих породах этих комплексов. Средние значения кристаллохимических характеристик для изофациальных, но разнотипных генетически и разновозрастных архейских и постархейских гранатов амфиболитовой фации даны на рис. 3.

Средние значения главных характеристик сопоставляемых гранатов и пределы их колебаний приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Средние значения структурно-вещественных характеристик гранатов метапелитов амфиболитовой фации позднеархейских монофациальных, постархейских полифациальных и гранулитовой фации раннеархейских монофациальных метаморфических комплексов

Характеристики	Гранаты			
	позднеархейские	постархейские	раннеархейские	
Компонентный состав (в мол. %)	Альмандин	68.4 63.0—76.1	69.1 62.0—77.2	61.9 55.7—68.5
	Пироп	22.4 16.4—27.7	14.5 8.0—21.5	33.3 23.4—39.4
	Спессартин	2.4 1.5—2.2	6.7 3.2—7.0	1.1 0.4—1.7 (28)
	Гроссуляр	5.3 1.9—6.7	7.7 0.0—21.0	3.5 1.9—5.2
	Андрадит	1.5 0.00—4.0	2.0 0.0—4.0	0.2 0.0—0.6
Общая железистость	69.4 66.0—72.0 (29)	69.3 62.0—72.0 (28)	66.0 64.0—68.0 (14)	
Mg $Mg + Fe + Mn$	0.23 0.14—0.37 (27)	0.12 0.04—0.30 (13)	0.33 0.30—0.37 (7)	
Температура по гранато-биотитовому геотермометру, °C	660 600—700 (24)	600 550—620 (13)	720 680—770 (7)	
Показатель преломления	1.800 1.787—1.802 (29)	1.801 1.796—1.807 (28)	1.797 1.787—1.800 (12)	
Плотность	4.04 3.99—4.13 (29)	4.06 3.97—4.15 (28)	4.03 4.02—4.08 (12)	
Параметр элементарной ячейки, Å	11.533 11.518—11.550 (29)	11.562 11.524—11.687 (28)	11.522 11.518—11.530 (12)	
Номер парагенетического плагиоклаза	30 29—31 (47)	28 26—30 (35)	31 29—33 (6)	

Примечание. При вычислении средних значений данные для гранатов из зоны мигматизированных гнейсов ладожского комплекса Балтийского щита объединены с данными для гранатов позднеархейских метаморфических комплексов. В знаменателе — интервалы колебаний, в скобках — количество определений.

Во всех случаях строго контролировалась принадлежность граната к данной возрастной и генетической группе (первичное образование в данном комплексе). Отнесение всех гранатов постархейских полифациальных метаморфических комплексов к одной группе основано на принадлежности их

к одному геолого-генетическому типу регионального метаморфизма (Хорева, 1971).

Как следует из табл. 1, все изученные гранаты принадлежат к одному кристаллохимическому типу и образуются в близких термодинамических условиях, а следовательно, являются изофацальными.

Результаты микрозондового рентгеноспектрального анализа 13 зерен гранатов из типовых метаморфических комплексов архейского и постархейского возраста (MS-46, «Камека») приводятся в виде кривых интенсивности характеристического рентгеновского излучения Fe, Ca, Mn, построенных по данным анализов в точках по профилю через зерно с шагом 50—100 мкм.

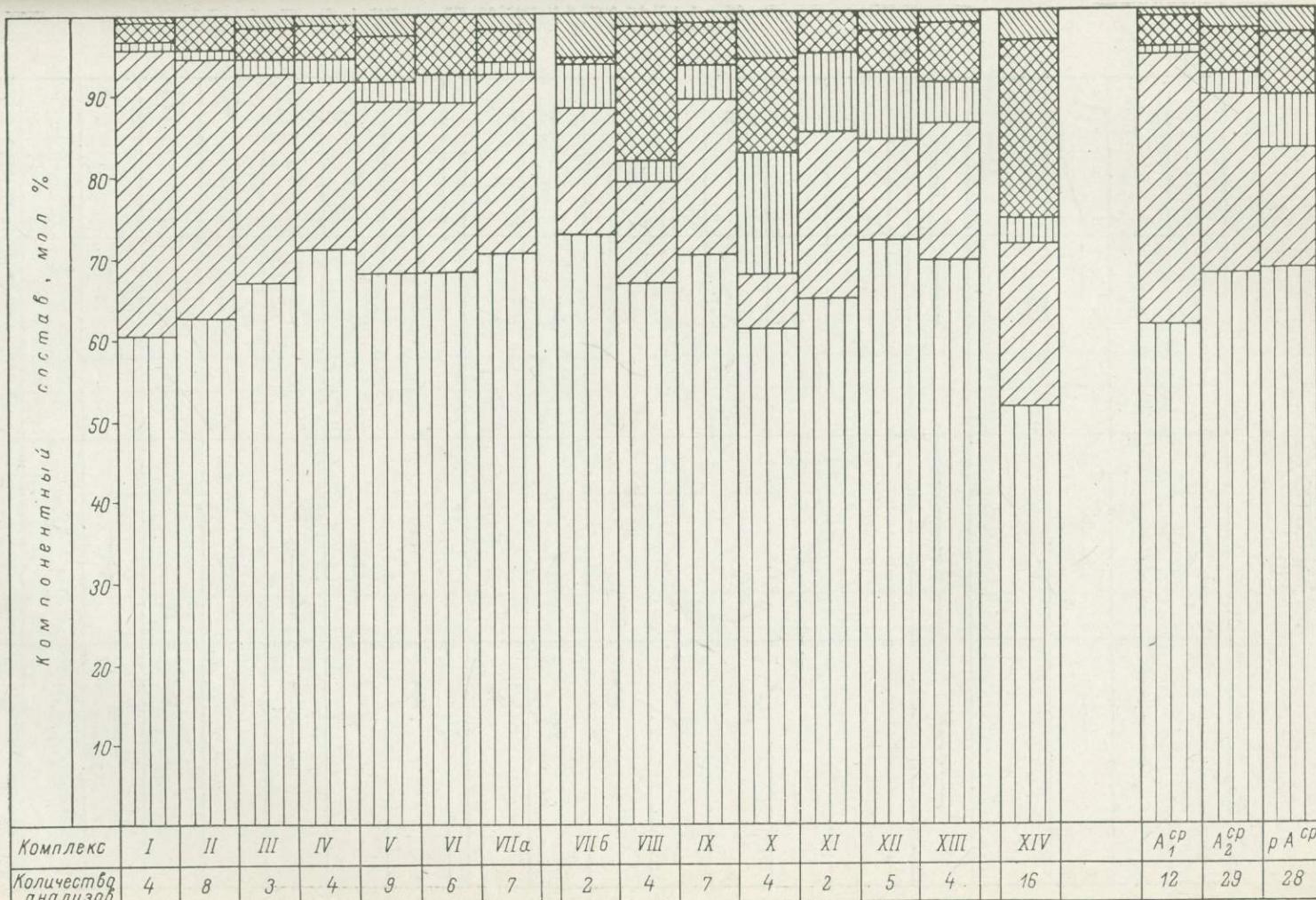
Микрозондовый анализ гранатов показывает, что все гранаты из первичных метаморфических пород как раннеархейского (гранулитовая фация), так и позднеархейского (амфиболитовая фация) возраста однородны по составу (рис. 4, *a*—*e*). Концентрационные кривые этих гранатов по Fe, Ca и Mn, а также кривые содержания этих элементов в кристалле граната и соотношения между ними стабильны в заданном интервале. Аналогичная картина получена для гранатов из парагнейсов енисейской серии Енисейского кряжа (рис. 4, *e*), породы которой, так же как и станового комплекса, без должного основания ряд исследователей относит к раннему протерозою.

Для гранатов из раннепротерозойских и палеозойских пород амфиболитовой фации характерен иной вид концентрационных кривых, обнаруживающий зональное распределение Fe, Ca и Mn (рис. 4, *g* для обр. 1976 и рис. 4, *d*, *e*). Как правило, содержание Mn и Fe увеличивается в центре кристалла, концентрация Ca возрастает в одних случаях в центре, а в других — по краям кристалла. Между содержаниями Ca и Mn наблюдается как прямая, так и обратная зависимость. В отличие от гранатов из архейских пород в этих минералах из постархейских комплексов в окологонтактовых зонах с включениями и мелкими трещинами в кристалле (13—5 мкм) устанавливается изменение концентрации Fe, Ca, Mn. Наиболее заметные различия между гранатами из архейских и постархейских пород наблюдаются в поведении марганца. Так, гранаты из раннеархейских пород гранулитовой фации характеризуются минимальным содержанием марганца, а концентрация этого элемента в гранатах из позднеархейских пород амфиболитовой фации возрастает незначительно, то в изофацальных гранатах из палеозойских пород количество марганца увеличивается на несколько порядков больше. Наиболее выраженная зональность в гранатах из постархейских метаморфических пород наблюдается по марганцу (рис. 4, *g*, обр. 1976/н; рис. 4, *d*, *e*), причем этим элементом обогащены центральные части зональных кристаллов.

Обращает на себя внимание различный вид концентрационных кривых по марганцу в зернах граната (обр. 1976/н и 92/б, рис. 4, *g*) из пород различных зон ладожского комплекса Карелии. Обе зоны сложены гранатами содержащими метаморфогенными парагнейсами, на которые во внутренней зоне наложены более поздние процессы мигматизации. В гранате обр. 1976/н

Рис. 1. Средние значения структурно-вещественных характеристик гранатов из пород разновозрастных и генетически разнотипных метаморфических комплексов.

1 — альмандин; 2 — пироп; 3 — спессартин; 4 — гроссуляр; 5 — ангидрит; 6 — средние значения; 7 — пределы колебаний. I — йенгрская серия Алданского щита; II — авековский комплекс п-ва Тайгонос; III — горанская серия Юго-Западного Памира; IV — енисейская серия Енисейского кряжа; V — беломорский комплекс Балтийского щита; VI — шахдаринская серия Юго-Западного Памира; VIIa — ладожский комплекс Балтийского щита (внутренняя зона мигматизированных гнейсов); VIIb — то же, внешняя зона гнейсов; VIII — тейская серия Енисейского кряжа; IX — мамский комплекс Байкальской складчатой области; X — северонурратинский комплекс Южного Тянь-Шаня; XI — иртышско-маркакульский комплекс Иртышской зоны смятия; XII — южноаличурский комплекс Юго-Западного Памира; XIII — гунтский комплекс Юго-Западного Памира; XIV — ультраметаморфический комплекс гранитоидов гранодиорит-мангеритового состава; A<sub>1</sub><sup>ср</sup> — средние значения для гранатов всех раннеархейских монофацальных метаморфических комплексов гранулитовой фации; A<sub>2</sub><sup>ср</sup> — средние значения для гранатов всех позднеархейских монофацальных комплексов амфиболитовой фации; P<sub>A</sub><sup>ср</sup> — средние значения для гранатов амфиболитовой фации разновозрастных постархейских полифацальных метаморфических комплексов.



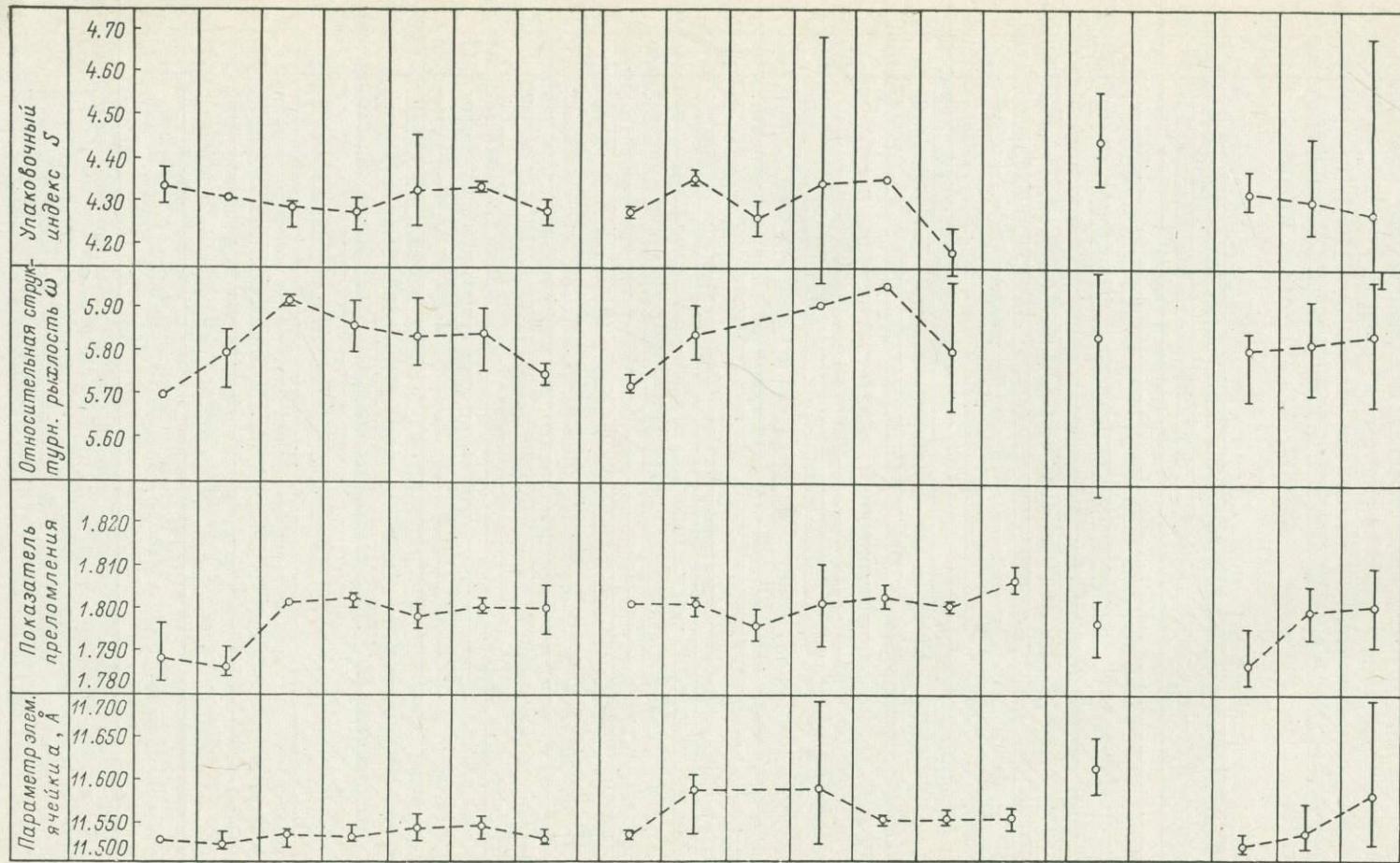


Рис. 1. (продолжение).

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

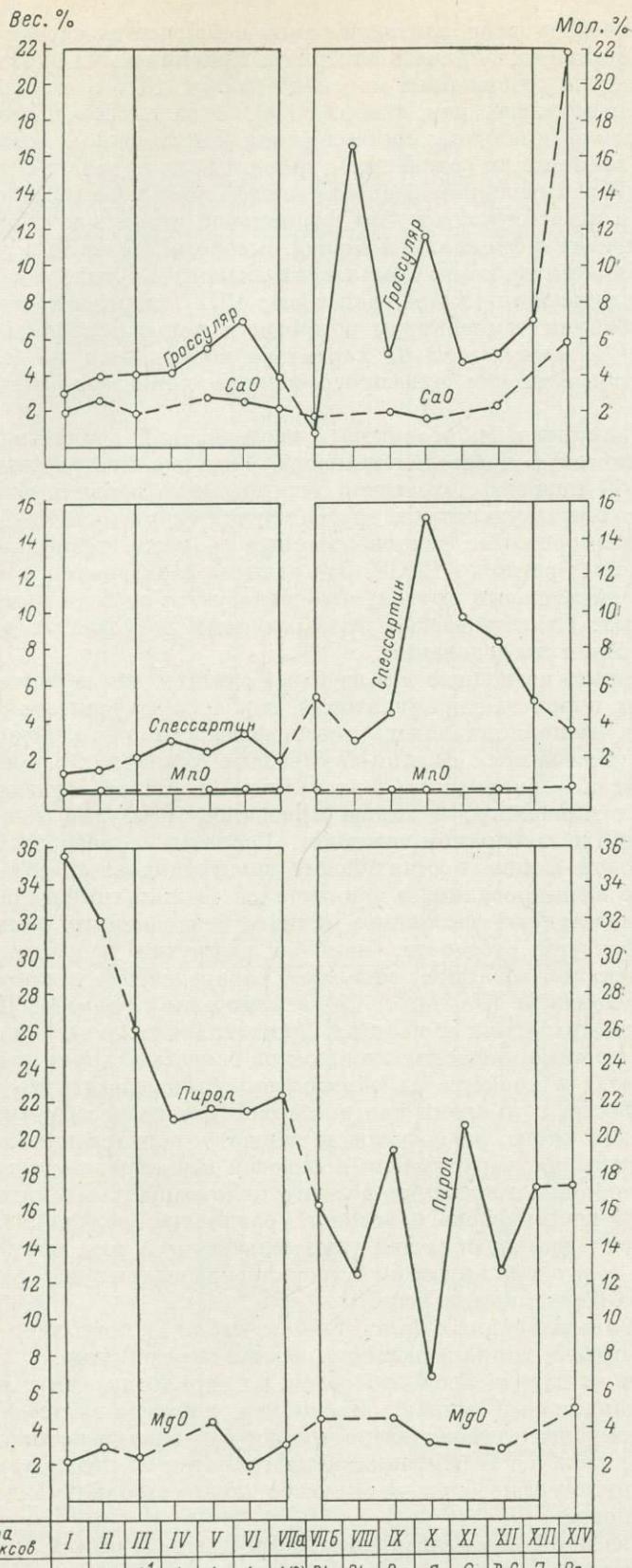


Рис. 2. Средние содержания CaO, MgO и MnO в палагнейсах различных метаморфических комплексов и количество альмандинового, пиропового, спессартинового компонентов в гранатах этих пород. Наименование комплексов см. на рис. 1.

из внешней зоны гнейсов амфиболитовой фации наблюдается четкая зональность, которая отсутствует в гранате обр. 92/н. Сравниваемые образцы гранатов отличаются и по содержанию марганца (в обр. 1976/н концентрации марганца значительно выше, чем в обр. 92/н). Зональность по марганцу в гранатах всех полифациальных постархейских комплексов и повышенное содержание этого элемента по сравнению с гранатами из архейских комплексов не зависят от относительного возраста полифациального комплекса, но резко варьируют в зависимости от типа фациальной серии в этих комплексах. Так, в комплексах с фациальной серией высокого давления в гранатах содержание марганца ниже, чем в комплексах низкого и среднего давления. Как показали исследования (Kurat, Scharbert, 1972), марганец очень чувствителен к колебаниям температуры в процессе метаморфогенного минералообразования. В зависимости от характера зональности по марганцу можно судить о регressiveном или прогressiveном характере минералообразования.

Проведенный комплекс микрозондовых исследований гранатов не претендует на статистическую представительность. Значение этой работы заключалось в том, чтобы показать, что точно датированные первичные гранаты из архейских комплексов удаленных друг от друга территорий СССР отличаются от точно датированных разновозрастных гранатов полифациальных комплексов различных регионов СССР. Это отличие заключается в однородности одних и неоднородности других, что согласуется со всем комплексом полученных данных. Статистическая проверка этих результатов является предметом дальнейших исследований.

Полученные данные позволяют тем не менее считать, что первичные гранаты из архейских пород как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций, принадлежащие к монофациальным метаморфическим комплексам, кристаллизовались в постоянных физико-химических условиях, о чем свидетельствует химическая однородность кристаллов, отсутствие неизмененных включений других минералов, а также признаков диффузии веществ на контакте включений с минералом-хозяином. Гранаты из разновозрастных пород амфиболитовой фации постархейских полифациальных метаморфических комплексов формировались в меняющихся физико-химических условиях, о чем свидетельствуют постоянное наличие неизмененных включений, сохраняющих структуру субстрата, наличие диффузии вещества между включением и минералом-хозяином, зональное распределение главных минералообразующих элементов (Fe, Mn и Ca) в кристаллах граната. Перечисленные особенности архейских и постархейских гранатов монофациальных и полифациальных метаморфических комплексов свидетельствуют о том, что в архейских гранатах в процессе их образования было достигнуто физико-химическое равновесие, в то время как постархейские гранаты несут в себе признаки отсутствия этого равновесия к моменту образования граната. Наблюдаемая химическая, структурная и фазовая неоднородность гранатов разнотипных по термодинамическому режиму полифациальных метаморфических комплексов постархейского возраста различных регионов СССР и разновозрастных складчатых областей свидетельствует о том, что эти гранаты имеют иной генезис и кинетику минералообразования по сравнению с гранатами из архейских комплексов.

Сравнительный анализ данных (рис. 1—4 и табл. 1) позволяет установить следующие черты сходства и различия изученных гранатов.

1. Все гранаты из парагнейсов относятся к пирамеллититам, в которых преобладает альмандиновый минал. Несколько пониженное содержание альмандинового компонента установлено только в гранатах из пород раннего архея (рис. 1, табл. 1). В изофациальных гранатах из позднеархейских и постархейских метаморфических комплексов количество альмандинового компонента одинаковое.

2. В гранатах из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций архейских монофациальных метаморфических комплексов различия наблюдаются только

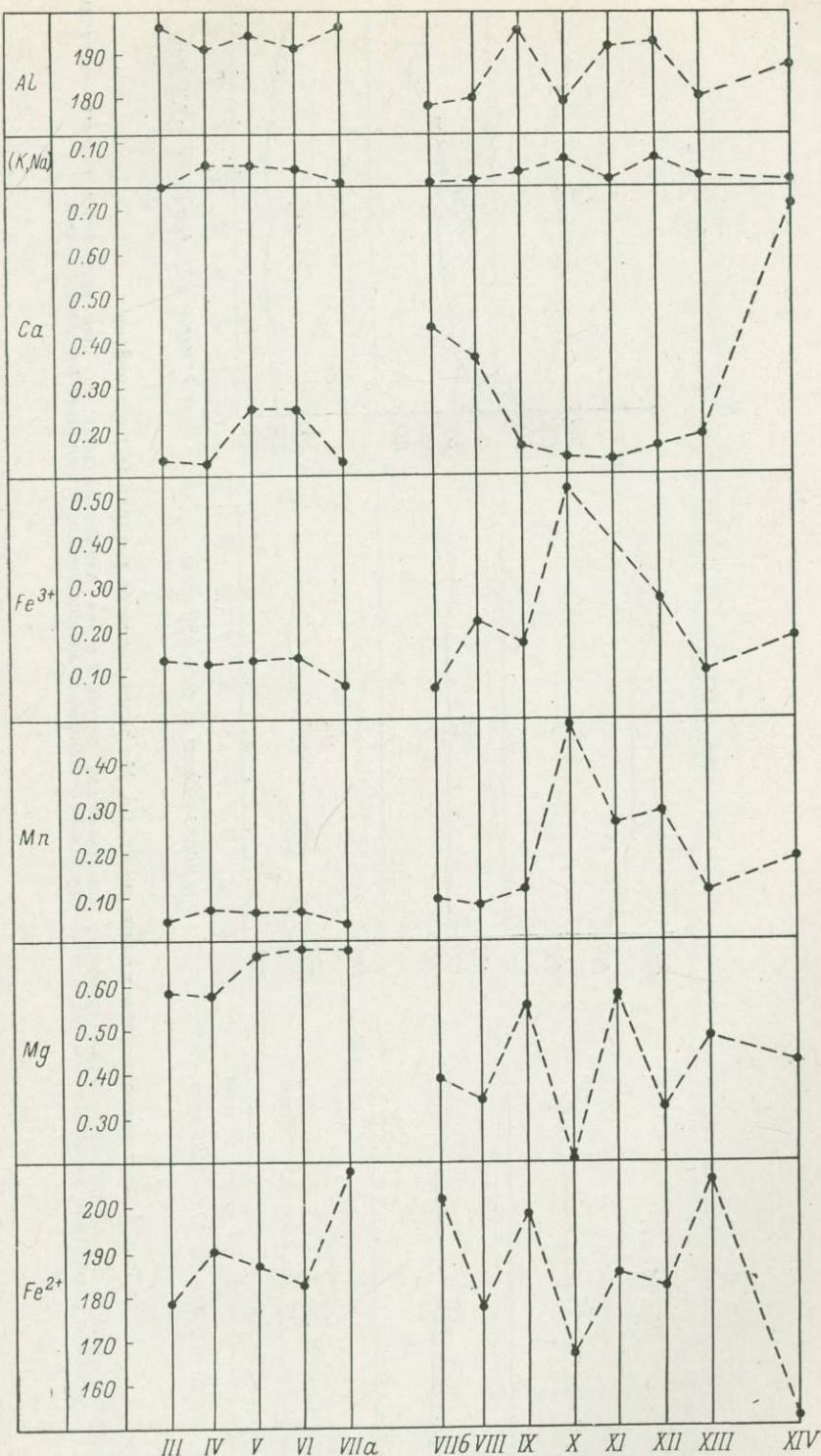


Рис. 3. Характер изменения атомных количеств катионов в формулльных единицах изофациальных гранатов амфиболитовой фации разновозрастных и разнотипных метаморфических комплексов.

III—XIV — номера комплексов (см. рис. 1).

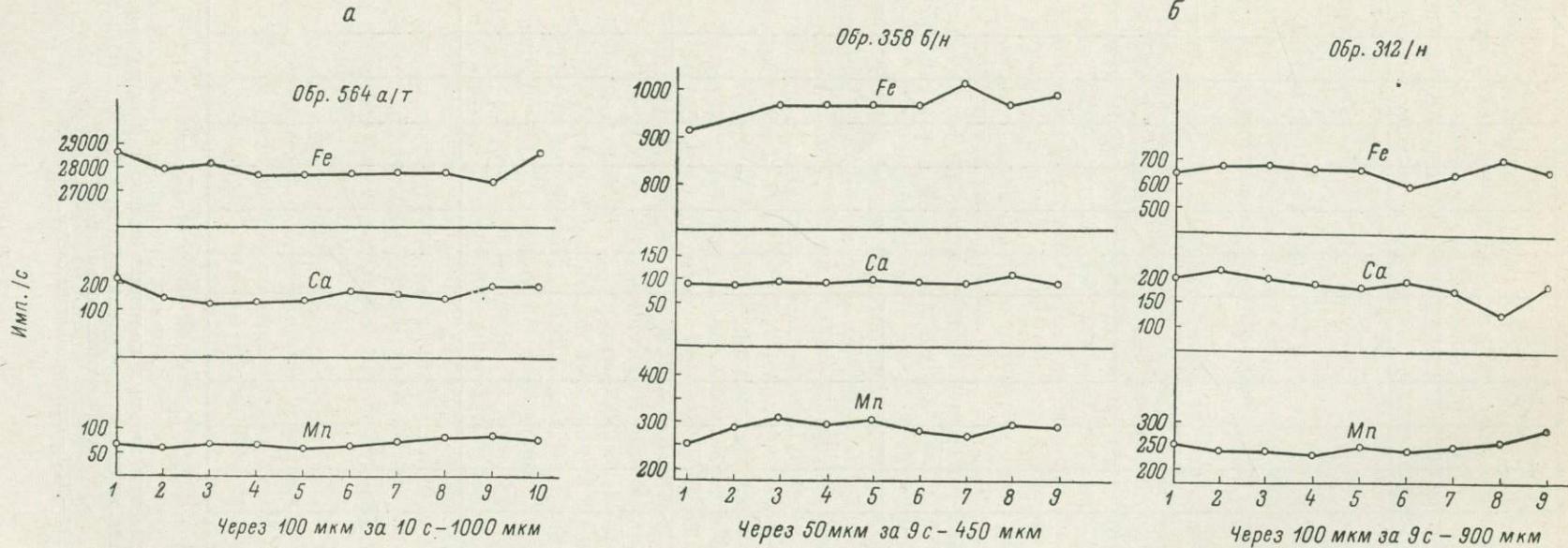


Рис. 4. Концентрационные кривые по Fe, Ca, Mn зерен гранатов различных парагнейсов.

*a* — для одного зерна граната из пород пироксено-гранулитовой фации раннеархейской иенгрской серии Алданского щита; *б* — для двух зерен граната различных образцов парагнейсов амфиболитовой фации позднеархейского беломорского метаморфического комплекса Балтийского щита.

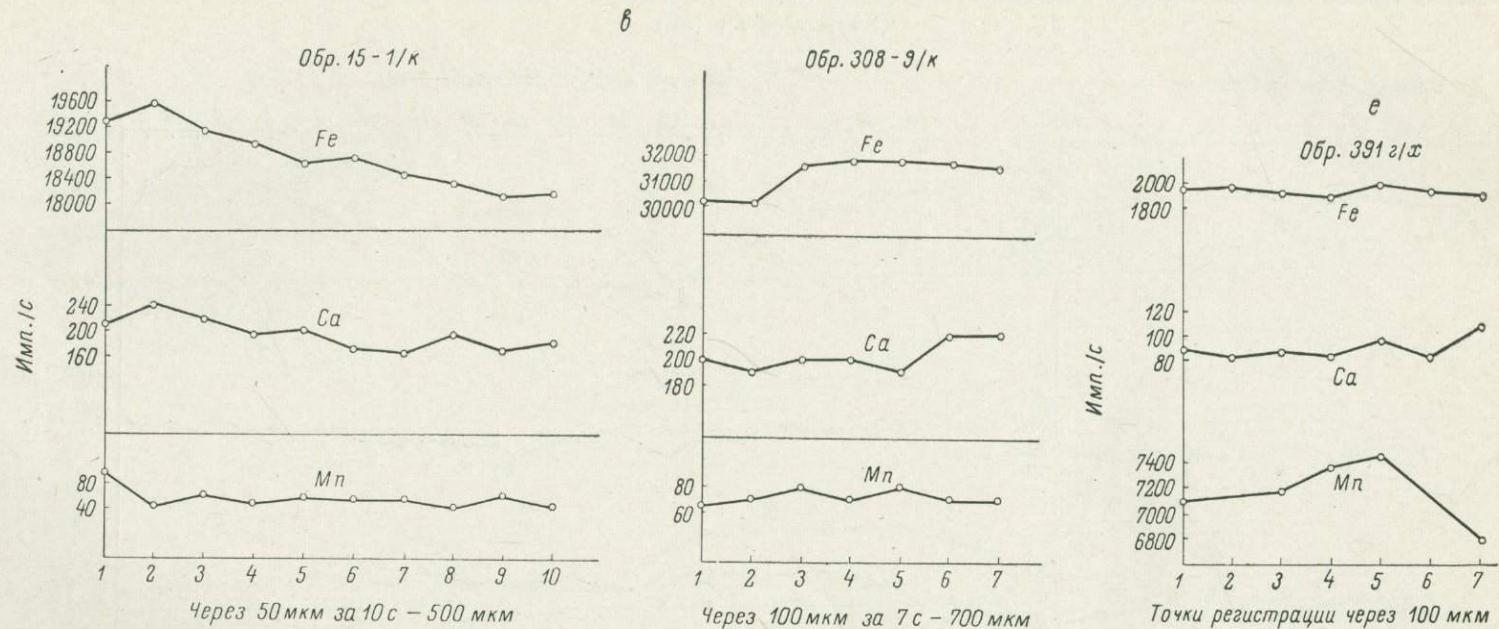


Рис. 4 (продолжение).

\* — для двух зерен граната различных образцов парагнейсов амфиболитовой фации позднеархейской енисейской серии Енисейского кряжа; е — для зерна граната из гранато-кианито-силлиманитовых кристаллических сланцев амфиболитовой фации иртышско-маркакульского полифациального комплекса.

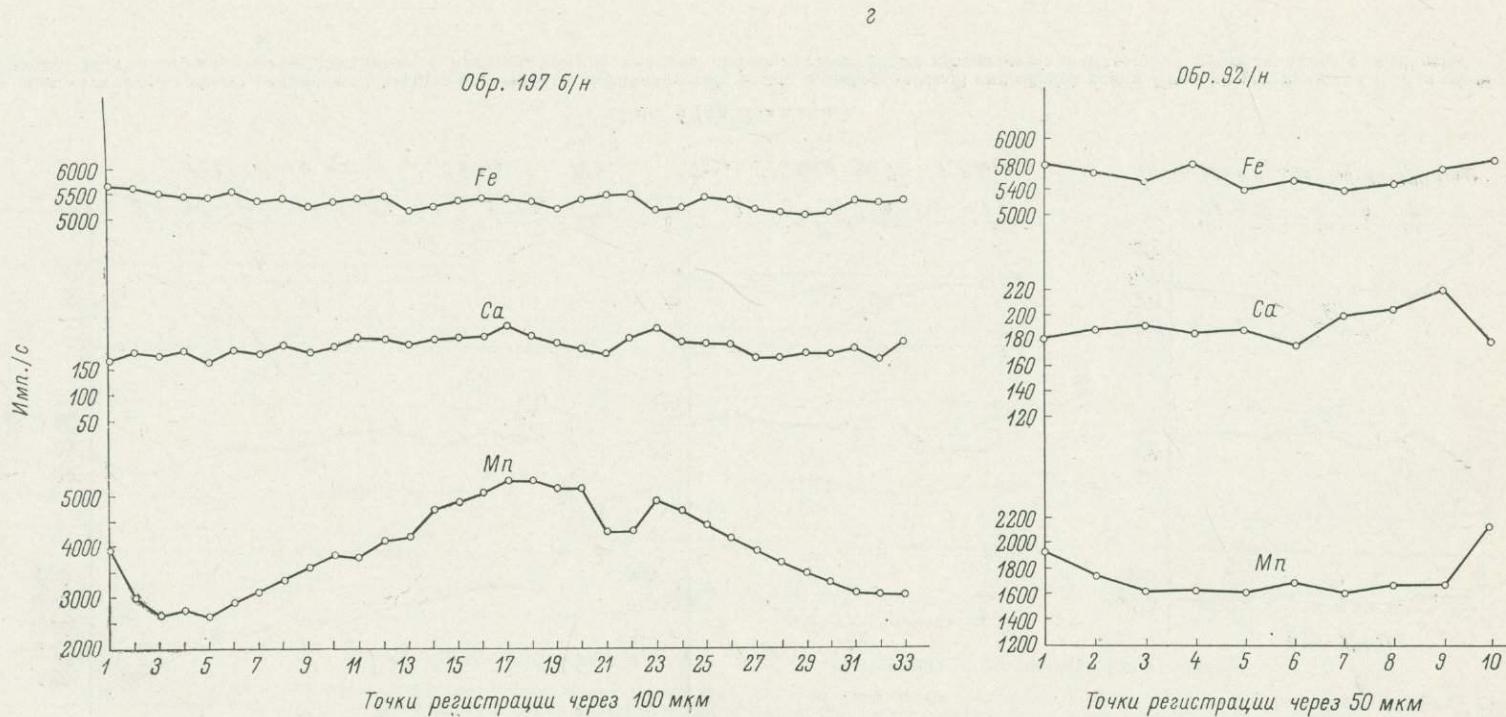


Рис. 4 (продолжение).

— для двух зерен граната из пород амфиболитовой фации, парагнейсы различных зон метаморфизма ладожского комплекса Балтийского щита (обр. 92/н — гранат из внутренней зоны мигматизированных гнейсов, обр. 197б/н — гранат из внешней зоны гнейсов).

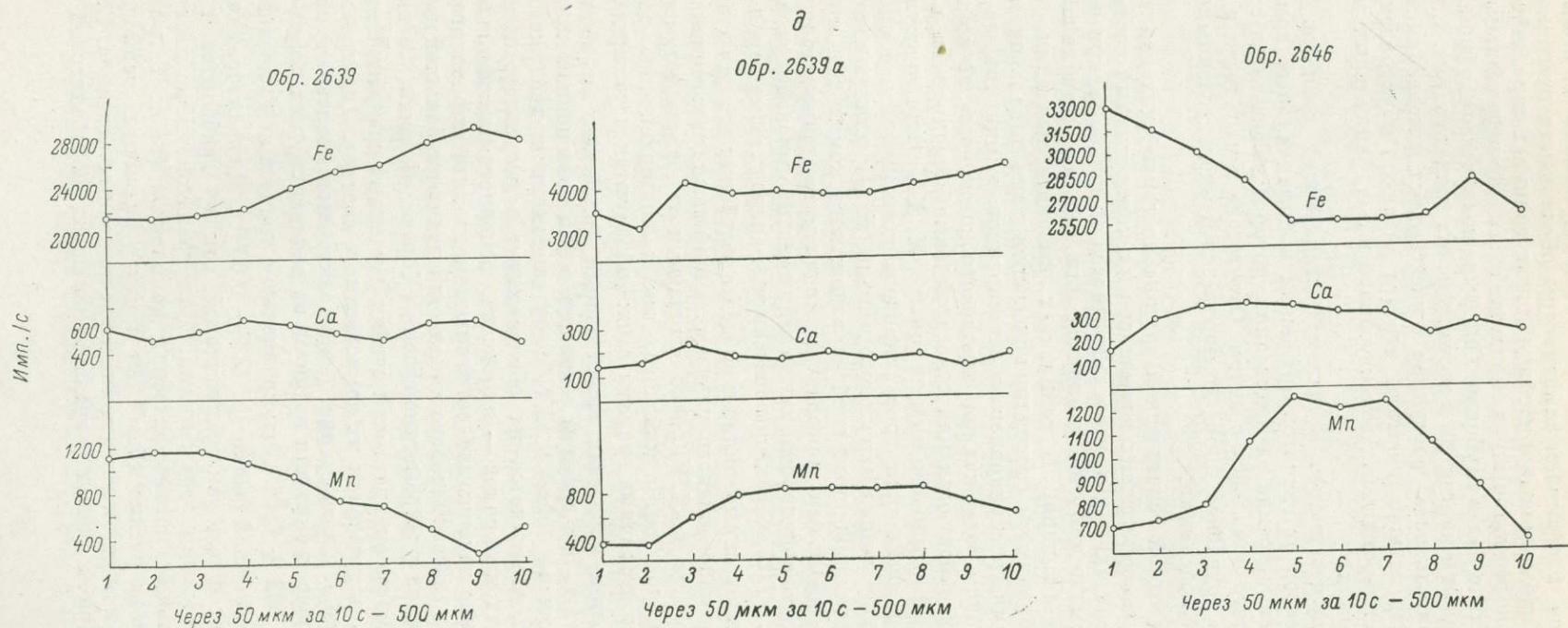


Рис. 4 (продолжение).

*δ* — для двух зерен граната из пород амфиболитовой фации различных образцов ставролито-гранато-биотитовых кристаллических сланцев северонуратинского полифациального метаморфического комплекса.

в содержании пиропового минала. Как известно, степень магнезиальности гранатов является показателем температуры образования этого минерала.

3. Различия, наблюдаемые в изофацальных гранатах парагнейсов позднеархейских (монофацальных) и постархейских (полифацальных) комплексов, значительно более глубокие. Они выражены в изоморфном замещении магния кальцием и марганцем в постархейских гранатах (рис. 1, табл. 1). Учитывая чувствительность гроссуляра и спессартина к колебаниям температуры и давления, можно полагать, что эти различия обусловлены большими градиентами термодинамических условий в полифацальных метаморфических комплексах.

4. Наиболее существенным отличием постархейских гранатов полифацальных комплексов от гранатов архейских монофацальных комплексов является зональное строение их кристаллов, которое увязывается с зональным строением всего комплекса в целом. Отсутствие зональности в первичных гранатах из архейских пород доказывается и многочисленными петрографическими наблюдениями.

5. В пределах одной генетической группы постархейских гранатов полифацальных метаморфических комплексов их компонентный состав в парагнейсах (метапелитах) варьирует в зависимости от давления, которое определяет термодинамический тип комплекса или тип его фациальной серии (в понимании А. Миаширо). В комплексах высокого давления (рис. 1, IX, XI, XIII) образуются гроссуляро-спессартиновые пиральспиты с равными содержаниями гроссулярового и спессартинового миналов, но относительно более высоким содержанием пиропового компонента. В комплексах среднего давления образуются или спессартиновые пиральспиты с резким преобладанием спессартинового минала (рис. 1, X, XII), или гроссуляровые пиральспиты с преобладанием гроссулярового компонента над спессартиновым и тем же содержанием пиропового минала (VII); для гранатов внешней зоны немигматизированных гнейсов ладожского комплекса, принадлежащего к полифацальным комплексам андалузито-ставролитового типа среднего давления (без кордиерита), имея в виду раннепротерозойскую фациальную серию (рис. 1, VII<sub>b</sub>), характеры спессартино-андрадитовые пиральспиты.

6. Средний компонентный состав и пределы колебания его для вторичных гранатов из пород палеозойского ультраметаморфического комплекса Юго-Западного Памира (рис. 1, XIV) резко отличаются от состава метаморфогенных гранатов из пород как архейского, так и постархейского возраста, несмотря на то что вторичные гранаты также образуются в условиях амфиболитовой фации при процессах гранитизации архейских амфиболитов и основных гранулитов. Эти гранаты содержат резко повышенное количество гроссулярового минала (рис. 1, XIV), но относятся к той же группе пиральспитов, что объясняется их образованием в результате замещения кальцийсодержащих минералов — пироксена, основного плагиоклаза и амфиболя. Повышенное содержание во вторичном гранате пиропового и низкоточное количество спессартинового минала определяются большой глубиной проявления процессов ультраметаморфизма (Хорева, Блюман, 1974).

Величина параметра элементарной ячейки изученных гранатов подтверждает правильность определения их компонентного состава. Для гранатов из архейских пород (табл. 1, рис. 1 и рис. 5, а) характерны относительно постоянные значения  $a$ , более низкие для гранатов из раннеархейских пород гранулитовой фации ( $11.522 \pm 0.10 \text{ \AA}$ ) по сравнению с гранатами из позднеархейских пород амфиболитовой фации ( $11.533 \pm 0.05 \text{ \AA}$ ). Дифрактограммы гранатов из архейских пород как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций характеризуются четкими отражениями. Для гранатов из постархейских пород полифацальных метаморфических комплексов (табл. 1, рис. 1 и рис. 5, б) характерны резкие колебания  $a$  как в различных термодинамических типах, так и в одном типе комплексов из разных регионов. Средний параметр элементарной ячейки у гранатов из пород амфиболитовой фации

полифациальных комплексов значительно больше, чем у изофациальных гранатов из позднеархейских пород ( $a=11.562 \pm 0.2$  Å, табл. 1). Вторичные палеозойские ультраметаморфогенные гранаты характеризуются наиболее высоким значением  $a=11.611 \pm 0.2$  Å (табл. 1). Точность определения параметра элементарной ячейки  $\pm 0.002$ — $0.005$  Å. Дифрактограммы метаморфогенных гранатов из пород амфиболитовой фации постархейских полифациальных метаморфических комплексов (рис. 5, б) и вторичных ультраметаморфогенных гранатов характеризуются размытой дифракционной картиной. Характер дифрактограмм постархейских гранатов полифациальных (зональных) метаморфических комплексов не зависит от типа фациальной серии этих комплексов. Сходство дифрактограмм вторичных ультраметаморфогенных гранатов (обр. 48а, рис. 5, б) и постархейских метаморфогенных гранатов свидетельствует о близкой кинетике минералообразования.

Выявленная неоднородность химического состава гранатов из пород амфиболитовой фации постархейских полифациальных метаморфических комплексов отражается в несовершенстве структуры этих гранатов, о чем свидетельствует характер дифрактограмм.

Показатель преломления в гранатах амфиболитовой фации постоянный в разнотипных и разновозрастных комплексах, что подтверждает принадлежность их одному кристаллохимическому типу. Эта константа несколько ниже только в гранатах из раннеархейских пород гранулитовой фации (табл. 1). Содержание различных миналов в гранатах из архейских комплексов амфиболитовой фации находится в прямой зависимости от содержания соответствующих химических компонентов в породе (рис. 2), что подтверждает изохимический характер метаморфогенного минералообразования в монофациальных комплексах (Хорева, 1966, 1971). При одинаковых вариациях в средних значениях CaO, MgO, MnO (рис. 2) в позднеархейских и постархейских породах амфиболитовой фации в гранатах из пород постархейского возраста не наблюдается корреляции их компонентного состава с химическим составом гранатсодержащих пород. Здесь компонентный состав граната определяется термодинамическим типом фациальной серии соответствующего метаморфического комплекса.

Так, в полифациальных метаморфических комплексах андалузито-ставролитового типа умеренного давления (рис. 1, VII<sub>б</sub>, VIII, X, XII) максимумам содержаний гроссулярового и спессартинового (или того и другого) компонентов в составе гранатов соответствуют минимумы содержаний пиропового минала, а в комплексах кианито-ставролито-силиманитового типа высокого давления (рис. 1, IX, XI, XIII) в гранатах максимумам содержаний пиропового компонента соответствуют минимумы содержаний гроссулярового минала, а количество спессартинового компонента несколько понижается, но остается достаточно высоким по сравнению с гранатами из архейских пород. Это обстоятельство, видимо, обусловлено большей чувствительностью гроссуляровой составляющей граната к изменению давления по сравнению со спессартиновым миналом, изменение содержания которого в гранате, вероятно, значительно более чувствительно к изменению температуры.

Проведенное изучение гранатов показывает, что их различия в пределах разных фаций одной генетической группы (архейские, монофациальные гранулитовой и амфиболитовой фаций) несопоставимо меньше и совершенно иного плана по сравнению с различиями в изофациальных гранатах разных генетических групп (архейские монофациальные и постархейские полифациальные). Это наблюдение свидетельствует о разной природе высокотемпературного метаморфогенного минералообразования в архейских монофациальных и постархейских полифациальных метаморфических комплексах.

Результаты сопоставления кристаллохимических данных гранатов (рис. 3) показывают, что в гранатах позднеархейских комплексов амфиболитовой фации колебания в содержаниях элементов значительно меньше, чем в изофациальных гранатах постархейских комплексов. Наглядно видна тенден-

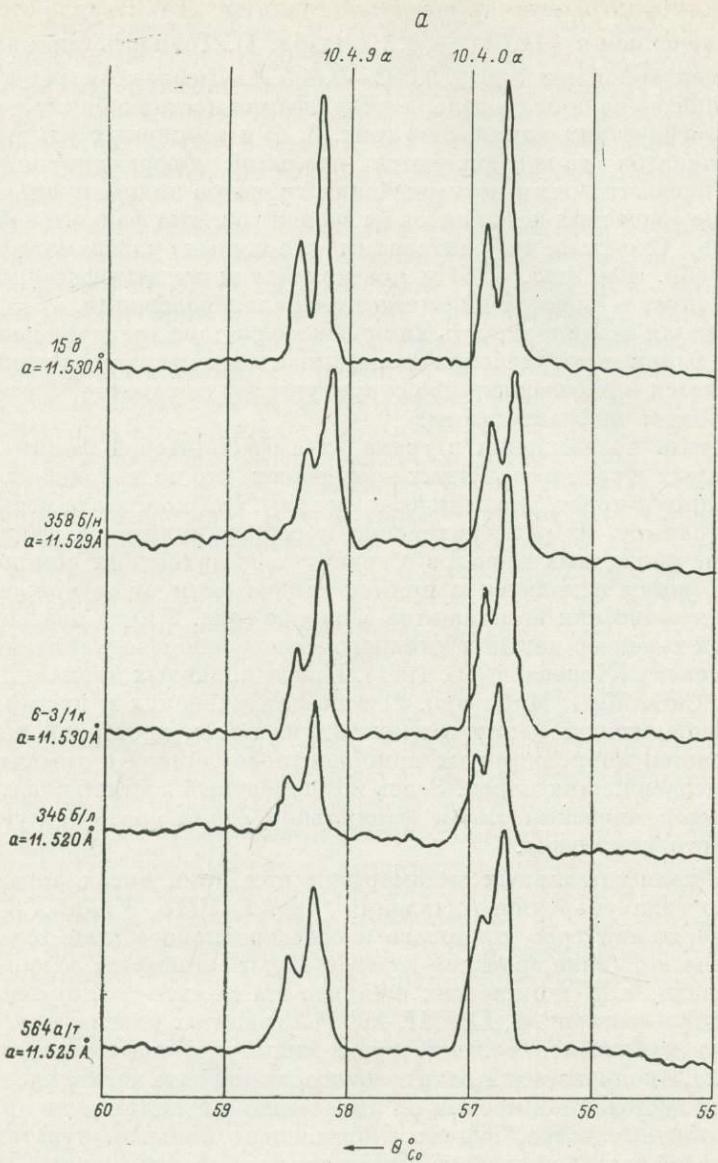


Рис. 5. Дифрактограммы типичных гранатов из пород архейских монофациальных метаморфических комплексов (а) и гранатов из пород амфиболитовой фации разновозрастных постархейских полифациальных метаморфических комплексов (б).

Обр. 564а/т — иенитская серия пироксено-гранулитовой фации; обр. 346б/л — авековский комплекс пироксено-гранулитовой фации; обр. 6—3/1к — енисейская серия амфиболитовой фации; обр. 358б/н — беломорский комплекс амфиболитовой фации; обр. 15δ — горанская серия рогово-обманково-гранулитовой фации; обр. 3076—2/к — тейская серия ранне-среднего протерозоя, среднего давления (андалузито-ставролитовый тип фациальной серии); обр. 2632б — северонуратинский комплекс среднего палеозоя (силур) среднего давления (андалузито-ставролитовый тип фациальной серии); обр. 80и — иртышско-маркакульский нижнекаменноугольный комплекс высокого давления (кианито-силлиманитовый тип фациальной серии); обр. 5/71 — южноалчурский среднепалеозойский комплекс среднего давления (андалузито-силлиманитовый тип фациальной серии); обр. 48а — вторичный гранат ультратемпературного комплекса Юго-Западного Памира. Съемка дифрактограмм гранатов производилась на дифрактометре УРС-50НМ с кобальтовым излучением (18 кВ, 8—10 мА), скорость записи — 0.5 град./мин., 200 имп., пост. времени IV, эталон NaCl.

ция уменьшения атомных количеств Mg и увеличения атомных количеств Mn и Fe<sup>+3</sup> в постархейских гранатах по сравнению с позднеархейскими. Содержание Ca в постархейских гранатах возрастает в тейской серии и гранатах внешней зоны ладожского комплекса (рис. 3, VIII, VIIб). В гранатах других постархейских комплексов, наоборот, наблюдается повышенное количество марганца и окисного железа. Закисное железо варьирует как

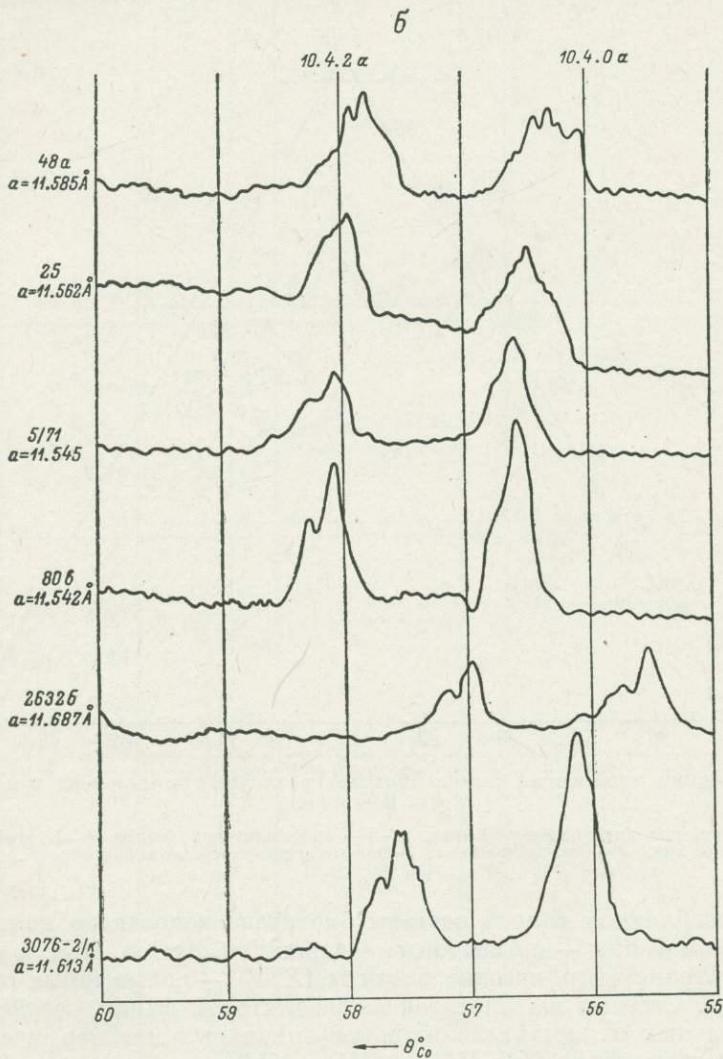


Рис. 5 (продолжение).

в архейских, так и постархейских гранатах, но значительно сильнее в гранатах постархейских зональных комплексов.

Вторичный ультраметаморфогенный гранат (XIV) характеризуется максимальным содержанием Ca и минимальным — закисного железа. С метаморфогенными гранатами постархейских полифациальных комплексов вторичный гранат сближает относительно повышенные по сравнению с позднеархейскими гранатами содержания окисного железа и марганца и пониженные — магния. Относительное содержание катионов в гранате из внутренней зоны парагнейсов ладожского комплекса (VIIa) типично для архейских гранатов, а в гранате из внешней зоны (VIIб) — для постархейских гранатов зональных комплексов (рис. 3).

**Б и о т и т ы.** Сопоставляемые биотиты выделены из тех же пород, что и гранаты, с которыми они образуют во всех случаях одновозрастную, строго парагенетическую, а не сосуществующую минеральную ассоциацию.

На диаграмме  $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{MgO}$  (рис. 6) нанесены средние значения составов биотитов для каждого комплекса; количество изученных образцов приведено на рис. 7. На этой диаграмме, используемой некоторыми исследователями для фациального разделения биотитсодержащих метаморфических

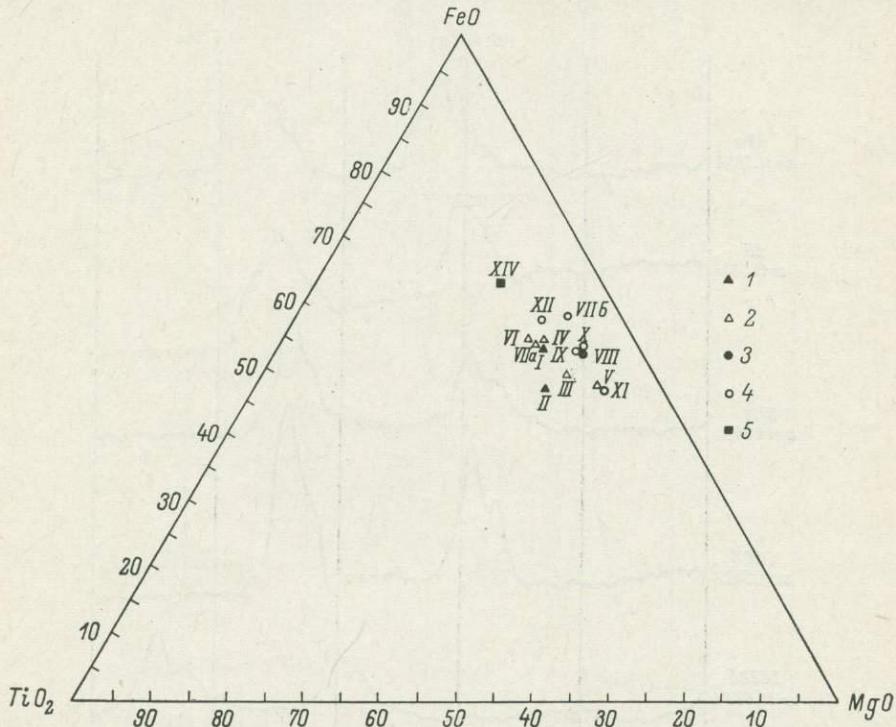


Рис. 6. Средний химический состав биотитов различных комплексов в координатах  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{TiO}_2$ .

1 — раннеархейские гранулитовые фации; 2 — позднеархейские амфиболитовые фации; 3 — протерозойские; 4 — палеозойские; 5 — палеозойские ультратемпературные. I — XIV — см. на рис. 1.

пород, обособляются только составы биотитов авековского комплекса ( $IV$ ) гранулитовой фации — повышенные содержания  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$ , а также вторичные ультратемпературные биотиты ( $XIV$ ) — повышенные содержания  $\text{FeO}$  и  $\text{TiO}_2$ . Составы же биотитов амфиболитовой фации позднеархейских монофациальных и постархейских полифациальных метаморфических комплексов (соответственно  $III-VIIa$  и  $VIIb-XII$ ) группируются в одном поле, что подтверждает их изофациальность. Они имеют и близкие температуры образования (табл. 2). Биотиты ладожского комплекса, так же как и гранаты, из зоны мигматизированных гнейсов ( $VIIa$ ) резко отличаются по составу от

Рис. 7. Сравнительные вариационные диаграммы изменения средних параметров ИК спектров биотитов парагнейсов разновозрастных и генетически разнотипных метаморфических комплексов.

I—III — раннеархейские монофациальные комплексы гранулитовой фации (I — иенгрская серия, II — авековский комплекс, III — канская серия); IV—VIIa — позднеархейские монофациальные метаморфические комплексы амфиболитовой фации (IV — енисейская серия, V — беломорский комплекс, VI — горанская серия, VII — шахдаринская серия, VIIa — ладожский комплекс — внутренняя зона мигматизированных гнейсов); VIIb—XII — разновозрастные постархейские полифациальные метаморфические комплексы амфиболитовой фации (VIIb — ладожский комплекс — внешняя зона немигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев, IX — тейская серия, X — северонуратинский комплекс, XI — иртышско-маркауский комплекс, XII — южноаличурский комплекс, XIII — гунтский комплекс).

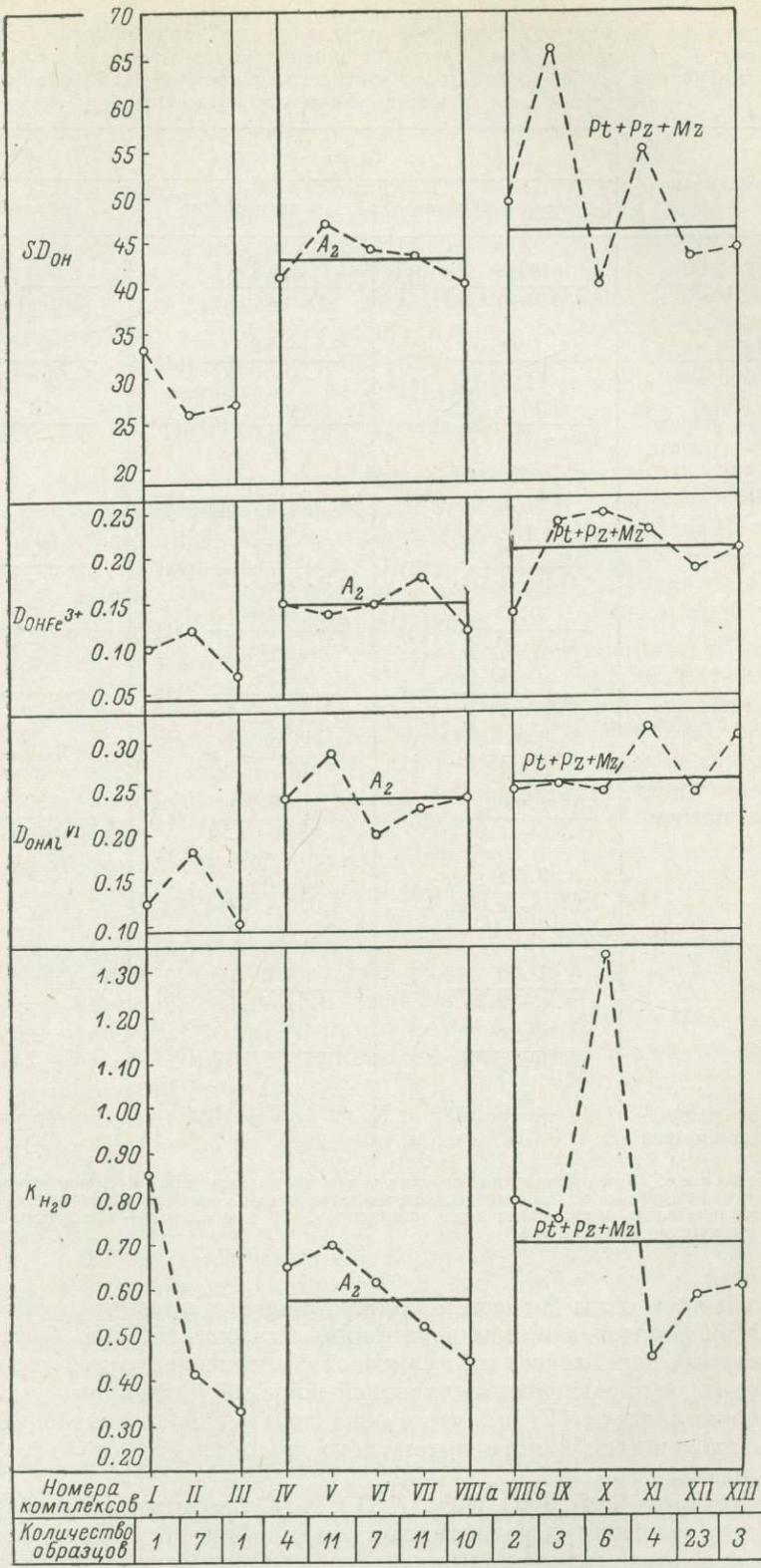


Таблица 2

Средние значения главных структурно-вещественных характеристик биотитов парагнейсов амфиболитовой фации позднеархейских монофациальных, постархейских полифациальных и гранулитовой фации раннеархейских монофациальных метаморфических комплексов

Характеристики	Биотиты		
	позднеархейские	постархейские	раннеархейские
Общая железистость, %	39.6 34.0—42.0 (36)	39.7 35.0—43.0 (28)	40.0 35.0—42.0 (9)
$Mg$ $Mg + Fe + Mn$	0.48 0.35—0.68 (28)	0.42 0.30—0.60 (14)	0.57 0.45—0.68 (7)
Температура образования по гранатобиотитовому геотермометру, °C	660 600—700 (24 пары)	600 550—620 (13 пар)	710 680—770 (7 пар)
Параметры ИКС:			
$K_{H_2O}$	0.58 0.20—1.07 (43)	0.71 0.27—1.78 (41)	0.40 0.17—0.83 (7)
$D_{OHAlVI}$	0.23 0.10—0.35 (43)	0.26 0.12—0.50 (41)	0.16 0.10—0.18 (7)
$D_{OHFe^{+3}}$	0.15 0.06—0.20 (43)	0.21 0.12—0.32 (41)	0.11 0.07—0.12 (7)
$SD_{OH}$	43 24—72 (43)	46 22—76 (41)	27 26—33 (7)
Показатель преломления	1.649 1.640—1.664 (35)	1.646 1.632—1.652 (31)	1.650 1.640—1.666 (4)
Плотность	3.020 3.013—3.033 (34)	3.022 3.000—3.087 (32)	3.006 3.004—3.007 (4)
Параметры элементарной ячейки, Å:			
$b$	9.23 9.22—9.25 (34)	9.24 9.21—9.25 (32)	9.24 9.23—9.25 (4)
$c \cdot \sin \beta$	10.03 10.01—10.05 (34)	10.04 10.03—10.06 (32)	10.05 10.04—10.06 (4)
Номер парагенетического плагиоклаза	30 29—31 (47)	28 26—30 (35)	31 29—33 (6)

Примечание. При вычислении средних значений данные для биотитов внутренней зоны мигматизированных гнейсов ладожского комплекса объединены с данными для биотитов позднеархейских монофациальных метаморфических комплексов. В знаменателе — интервалы колебаний, в скобках — количество определений.

биотитов внешней зоны гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации (VIIб). Заслуживает также внимания близость составов биотитов гранитизированных парагнейсов гранулитовой фации из иенгрской серии Алданского щита (I) и парагнейсов внутренней зоны мигматизированных гнейсов ладожского комплекса (VIIa), что также подтверждает архейский возраст пород, обнажающихся в ядре ладожского полифациального метаморфического комплекса.

По содержанию MgO, FeO, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O биотиты парагнейсов разновозрастных и генетически разнотипных метаморфических комплексов не отличаются, что также говорит о принадлежности их к одному кристаллохимическому типу. Выявлена прямая корреляционная связь между содержанием перечисленных окислов в биотитах и биотитсодержащих породах.

Особое положение занимают окислы  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ . Их средние содержания в биотите и биотитсодержащих парагнейсах монофациальных архейских комплексов как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций обнаруживают прямую корреляцию. В парагнейсах постархейских полифациальных комплексов, как правило, наблюдается обратная корреляция соответствующих величин.

Наиболее показательными признаками для отличия архейских и постархейских биотитов парагнейсов (соответственно монофациальных и полифациальных метаморфических комплексов) оказались содержание и форма нахождения в них воды. В ИК спектрах биотитов полосы поглощения в области 3500—3630  $\text{cm}^{-1}$  приписываются валентным колебаниям гидроксильных групп октаэдрического слоя, находящихся в координации с катионами, занимающими диоктаэдрические позиции (Juo, White, 1969). Полосу поглощения около 3620  $\text{cm}^{-1}$  связывают с содержанием  $Al^{VI}$ , около 3540  $\text{cm}^{-1}$  — с содержанием  $Fe^{+3}$ , а около 3400  $\text{cm}^{-1}$  — с содержанием молекулярной воды.

Для 93 образцов метаморфогенного первичного биотита разновозрастных и разнотипных метаморфических комплексов и для 30 образцов вторичного биотита ультраметаморфогенного происхождения были изучены следующие характеристики ИК спектров (рис. 7).  $K_{H_2O}=D_{3400}/D_{1640}$  — отношение оптических плотностей при 3400 и 1640  $\text{cm}^{-1}$ , характеризующее молекулярную воду (межпакетную, адсорбированную; Jou, White, 1969);  $D_{OHAl}^{VI}$  — оптическая плотность при 3620  $\text{cm}^{-1}$ , связанная с содержанием  $Al^{VI}$ ;  $D_{OHFe^{+3}}$  — оптическая плотность при 3540  $\text{cm}^{-1}$ , связанная с содержанием первичного окисного железа;  $SD_{OH}$  — интегральная интенсивность (площадь, ограниченная кривой и базисной линией в интервале 3440—3750  $\text{cm}^{-1}$ ) полосы поглощения гидроксильных групп.  $SD_{OH}$  является максимальной для диоктаэдрических слюд и может служить показателем степени диоктаэдричности биотитов.

Как видно из рис. 8, ИК спектры биотитов раннеархейских метаморфических комплексов гранулитовой фации (1, 2 и 3) и близкий к ним спектр биотита горанской серии (5) роговобманково-гранулитовой фации отличаются от ИК спектров биотитов генетически однотипных позднеархейских метаморфических комплексов амфиболитовой фации (4, 6 и 7). Изофациальные, но генетически иные биотиты амфиболитовой фации постархейских полифациальных метаморфических комплексов имеют иной тип ИК спектров поглощения (9a, 10, 11, 12 и 13). В ряду сравниваемых спектров видна тенденция к увеличению интенсивности полосы 3600  $\text{cm}^{-1}$  от первой группы биотитов к третьей.

Характерно, что вид ИК спектров поглощения биотитов полифациальных (зональных) комплексов не меняется в зависимости от термодинамического типа фациальной серии в этих комплексах. Как и для гранатов, обнаруживается сходство биотитов из парагнейсов внутренней зоны ладожского комплекса с биотитами архейских монофациальных метаморфических комплексов. ИК спектры биотита амфиболитовой фации из внутренней зоны мигматизированных гнейсов ладожского комплекса (рис. 8, 9) и биотитов позднеархейского комплекса амфиболитовой фации близки и существенно отличаются от ИК спектра биотита из внешней зоны гнейсов амфиболитовой фации этого комплекса (9a).

ИК спектры поглощения вторичных ультраметаморфогенных биотитов (8 и 14) отличаются от ИК спектров всех разнотипных метаморфогенных биотитов (рис. 8). Биотиты раннеархейских комплексов гранулитовой фации как для каждого комплекса, так и для всех этих комплексов в целом характеризуются очень низкими величинами изученных параметров ИК спектров (рис. 7). Они бедны водой в любой форме, характеризуются низкой степенью диоктаэдричности, что вполне согласуется с термодинамическими и генетическими условиями образования. Биотиты иенгрской серии (1) с аномально высоким значением  $K_{H_2O}$  (рис. 7) представлены одним образцом, который взят

из участка, где породы подверглись гранитизации.<sup>1</sup> Отклонения только одного параметра из исследованных от характерных параметров для биотитов гранулитовой фации свидетельствуют о низкой степени процессов гранитизации в данном участке, которые привели лишь к обогащению биотита молекулярной водой.

Биотиты поздне- и постархейских комплексов амфиболитовой фации как для каждого комплекса, так и для всех этих комплексов в целом существенно отличаются (рис. 7, табл. 2).

Средние значения  $D_{\text{OHFe}^{+3}}$  и  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  значительно выше для биотитов амфиболитовой фации постархейских зональных метаморфических комплексов, чем для изофациальных биотитов позднеархейских монофациальных метаморфических комплексов. В постархейских зональных комплексах значительно выше и степень диоктаэдричности ( $SD_{\text{OH}}$ ) биотитов.

Рассмотрим характер изменения каждого параметра ИК спектров в биотитах различных фаций одного генетического типа и одной фации разного генетического типа.  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  зависит от количества воды в осадках, которые подверглись метаморфизму, от степени замкнутости системы и количества глубинных растворов, участвующих в метаморфогенном минералообразовании. Увеличение  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  в позднеархейских биотитах амфиболитовой фации свидетельствует главным образом о разном количестве воды в исходных породах, так как степень замкнутости системы в этих комплексах и механизм метаморфогенного минералообразования (изохимическая перекристаллизация) были одинаковыми; отличались термодинамические условия метаморфизма (фация). Повышение среднего значения  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  в биотитах амфиболитовой фации постархейских зональных комплексов по сравнению с изофациальными биотитами позднеархейских монофациальных комплексов (табл. 2) обусловлено большим содержанием воды в постархейских геосинклинальных толщах, подвергшихся метаморфизму, а также участием глубинных растворов в постархейском метаморфогенном минералообразовании. Относительное содержание молекулярной воды в биотитах амфиболитовой фации зональных комплексов резко варьирует в зависимости от термодинамического типа фациальной серии. Так, в комплексах андалузито-ставролитого типа среднего давления и небольшой глубины (рис. 7, VIII $\beta$ , IX и X) величина  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  в биотитах выше, чем в биотитах аналогичных зональных комплексов большей глубинности (XII) и особенно высока по сравнению с  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  биотитов зональных комплексов высокого давления, принадлежащих к кианито-ставролито-силлиманитовому типу фациальной серии (XI, XIII). Последние из перечисленных биотитов приурочены к глубинным разломам, где вода, образующаяся при дегидратации осадков, и ювенильная вода метаморфизующих растворов мигрируют из области высокого давления (зона амфиболитовой фации) в область более низкого (периферические части метаморфической зональности).

Значение  $D_{\text{OHFe}^{+3}}$  косвенно указывает на величину потенциала кислорода в период метаморфогенного минералообразования, а следовательно, и на величину литостатического давления, и глубинность формирования соответствующих метаморфических зональных комплексов. Высокое среднее значение  $D_{\text{OHFe}^{+3}}$  во всех биотитах амфиболитовой фации постархейских полифациальных (зональных) метаморфических комплексов (независимо от термодинамического типа фациальной серии) по сравнению с биотитами архейских монофациальных комплексов той же фации (табл. 2) подтверждает более высокий потенциал кислорода при процессах постархейского регионального зонального инверсионного метаморфизма в отличие от архейского регионального метаморфизма.

Величина  $SD_{\text{OH}}$ , как следует из рис. 7, в среднем значительно выше в биотитах амфиболитовой фации постархейских комплексов по сравнению с биоти-

<sup>1</sup> По данным Л. В. Травина, любезно предоставившего нам мономинеральные фракции биотита и граната.

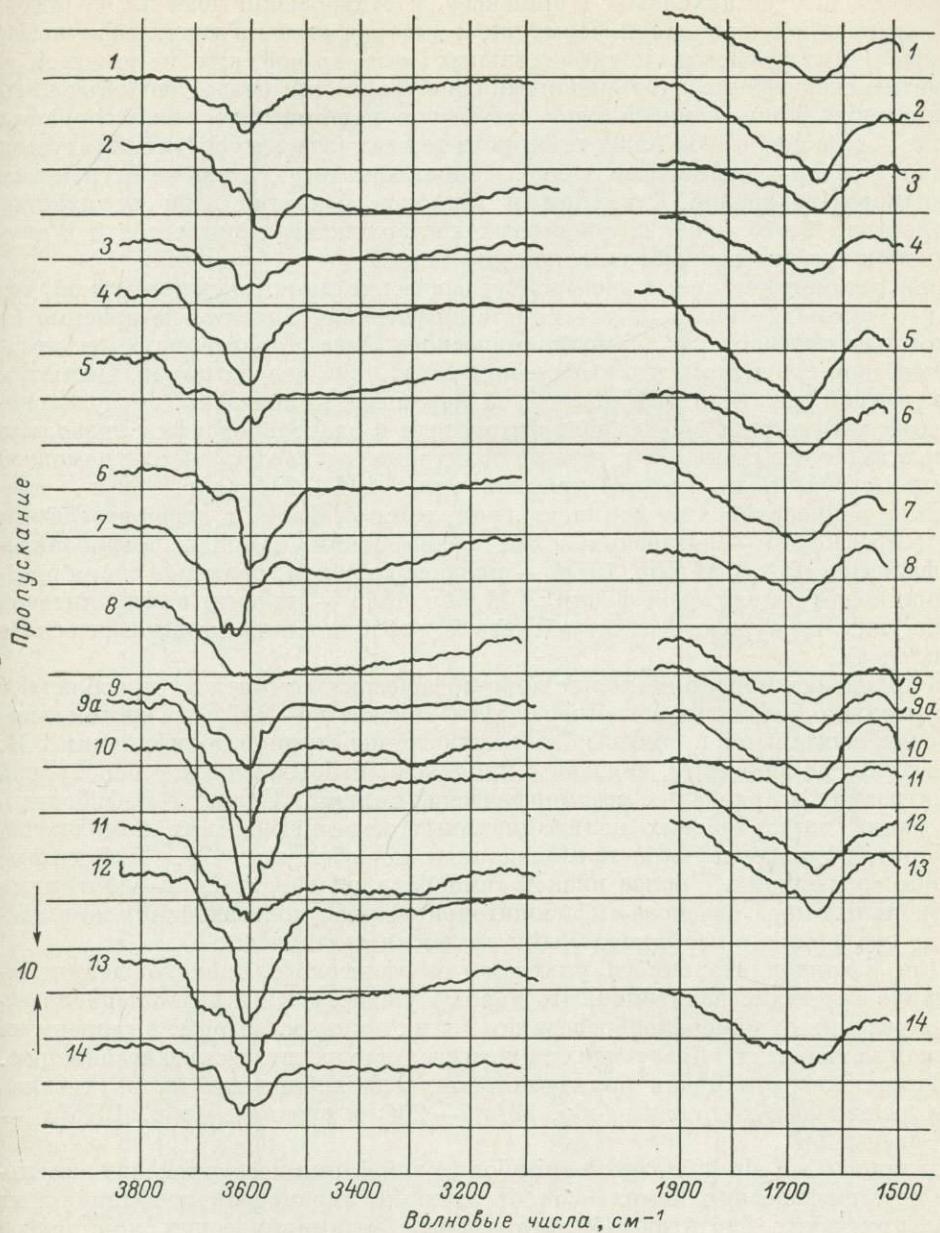


Рис. 8. ИК спектры поглощения биотитов разновозрастных метаморфических и ультраметаморфических комплексов.

1 — обр. 84—10/к, канская серия, гранулитовая фация, монофациальный тип, A<sub>1</sub>; 2 — обр. 564/т, ценгрская серия, гранулитовая фация, монофациальный тип, A<sub>1</sub>; 3 — обр. 366а/л, авековская, гранулитовая, монофациальный, A<sub>1</sub>; 4 — обр. 6-3/к, енисейская, амфиболитовая, монофациальный, A<sub>2</sub>; 5 — обр. 1851, горанская, роговообманково-гранулитовая, монофациальный, A<sub>2</sub>; 6 — обр. 15а, шахдаринская, амфиболитовая, монофациальный, A<sub>2</sub>; 7 — обр. 3586/и, беломорский, амфиболитовая, монофациальный, A<sub>2</sub>; 8 — обр. 6/71, ультратеморфический, амфиболитовая, монофациальный (?), A<sub>2</sub>; 10 — обр. 60/н, ладожский (внешняя зона), амфиболитовая, монофациальный (?), A<sub>2</sub>; 10 — обр. 3076-2/к, тейская, амфиболитовая, полифациальный, Pt<sub>1-2</sub>; 11 — обр. 2564, северонуратинский, амфиболитовая, полифациальный, S; 12 — обр. 80/н, иртышско-маркаульский, амфиболитовая, полифациальный, C<sub>1</sub>; 13 — обр. 142, южноаличурский, амфиболитовая, полифациальный, D—C; 14 — 405/71, ультратеморфический, амфиболитовая, полифациальный, D—C. Пропускание — в процентах.

тиами изофацциальных позднеархейских (табл. 2). Низкая степень диоктаэдричности биотитов архейских комплексов, а также магматических гранитоидов гранодиорит-гранитной формации и высокая степень диоктаэдричности биотитов постархейских полифацциальных метаморфических комплексов и магматических гранитоидов лейкогранитной формации позволяют объяснить эмпирически установленный факт отсутствия парагенетической ассоциации биотит—мусковит в архейских гнейсовых толщах (здесь мусковит образуется только в связи с процессами калиевого метасоматоза), а также в гранитах гранодиорит-гранитной формации и широкое развитие этой ассоциации в кристаллических сланцах зональных постархейских комплексов и в двуслюдяных гранитах лейкогранитной формации.

Рентгенометрические и электронографические данные указывают на то, что все метаморфогенные и ультраметаморфогенные биотиты независимо от геолого-генетического и термодинамического типа характеризуются несовершенством структуры, что выражено в отсутствии четких пиков. Несмотря на размытый характер дифракционной картины, комплексное использование дифрактометрии, дебаевского фотометода и электронографии позволило разделить все полученные биотиты по политипии (главным образом с помощью электронографии) на четыре крайние типа:  $1M + 2M_1$  (обр. 352/л — авековский раннеархейский комплекс гранулитовой фации); дифрактограммы  $2M_1$  (обр. 358б/н — позднеархейский беломорский комплекс амфиболитовой фации);  $2M_1 > 1M$  (обр. 19/71 — позднеархейская горанская серия роговообманково-гранулитовой фации);  $1M$  (обр. 184в — из зоны амфиболитовой фации южноаличурского палеозойского полифацциального метаморфического комплекса).

В архейских монофацциальных метаморфических комплексах преобладают относительно более высокотемпературные биотиты —  $2M_1$  в чистом виде или с незначительной примесью более низкотемпературной модификации  $1M$ . Последняя, по-видимому, связана с проявлением более низкотемпературной гранитизации в архейских метаморфических толщах. Биотиты амфиболитовой фации постархейских полифацциальных метаморфических комплексов, наоборот, характеризуются преобладанием модификации  $1M$ . Эти данные хорошо согласуются с более низкой температурой образования однотипных минеральных парагенезисов амфиболитовой фации в постархейских комплексах по сравнению с изофацциальными архейскими (табл. 2).

Для биотитов вторичного ультраметаморфического происхождения характерно сочетание политипов, что хорошо увязывается с резко неравновесными условиями минералообразования в этих породах, которые выявлены на вторичных гранатах, образующих с биотитами парагенетическую ассоциацию.

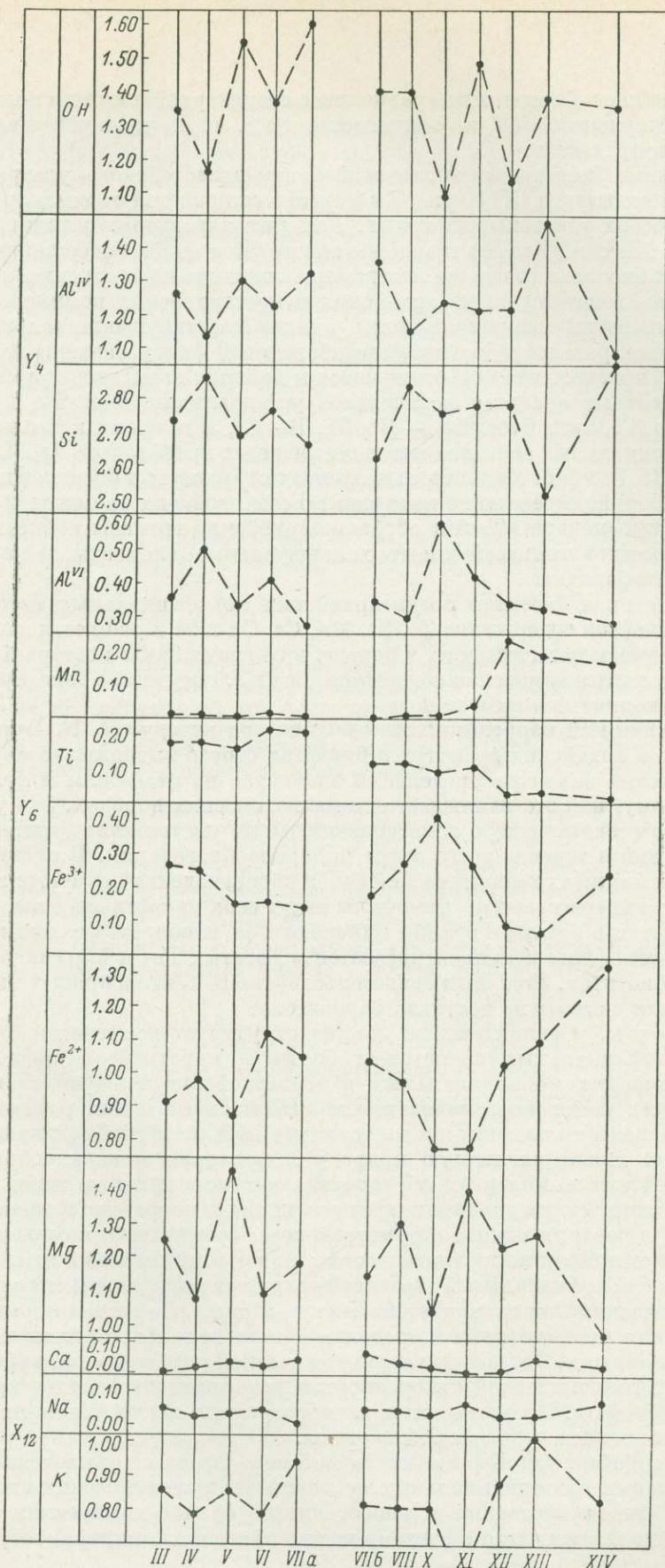
Совершенно различная политипия выявлена в биотитах из внутренней зоны ладожского комплекса (обр. 92/н) —  $2M_1$  и внешней (обр. 197б/н) —  $1M +$  следы  $2M_1$ .

Отличия  $b$  и  $c \cdot \sin \beta$  биотитов амфиболитовой фации постархейских зональных метаморфических комплексов от этих же параметров изофацциальных позднеархейских биотитов монофацциальных метаморфических комплексов находятся в пределах ошибок метода, что подтверждает принадлежность сравниваемых биотитов к одному кристаллохимическому типу. Об этом же говорит и одинаковый удельный вес и показатели преломления (табл. 2).

Из данных, приведенных на рис. 9, следует, что позднеархейские биотиты отличаются от постархейских значительно более высоким содержанием  $Ti$  и низким  $Fe^{+3}$  и  $Mn$ . В позднеархейских биотитах соотношение содержаний  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  прямые и постоянные, а в постархейских эти соотношения меняются в зависимости от термодинамического типа (типа фацциальной серии).

Рис. 9. Характер изменения атомных количеств катионов в формульных единицах биотитов разновозрастных и генетически разнотипных метаморфических комплексов амфиболитовой фации.

III—VII<sub>a</sub> — позднеархейские; VII<sub>b</sub>—XIII — постархейские метаморфические; XIV — ультраметаморфический; наименование комплексов см. на рис. 1.



В постархейских биотитах по сравнению с позднеархейскими несколько повышается содержание  $\text{Fe}^{+3}$  и уменьшается  $\text{Fe}^{+2}$ , т. е. увеличивается степень окисленности железа.

Вторичные биотиты амфиболитовой фации палеозойского ультраметаморфического комплекса (XIV, рис. 7 и 9) резко отличаются от метаморфогенных биотитов обеих генетических групп. Для них характерны минимальные содержания  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ,  $\text{Al}^{\text{VI}}$  и  $\text{Mg}$  и максимальные  $\text{Si}$  и  $\text{Fe}^{+2}$ . Содержание  $\text{Fe}^{+3}$  во вторичных биотитах имеет промежуточное значение по сравнению с метаморфогенными биотитами позднеархейских и постархейских комплексов.

Геохимический корреляционный анализ состава изофациальных метаморфогенных гранатов и биотитов амфиболитовой фации различного возраста и генезиса показал, что они отличаются и набором элементов-примесей. Для позднеархейских гранатов метапелитов устанавливается резкое преобладание  $\text{Zn}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ , а для биотитов —  $\text{Co}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Cr}$ , в то время как в постархейских изофациальных гранатах метапелитов резко преобладают  $\text{Zr}$ ,  $\text{Mn}$ , а в биотитах —  $\text{Be}$ ,  $\text{Zr}$  и  $\text{Mn}$ . Характерным элементом архейских биотитов и гранатов является барий, содержание которого в постархейских гранатах и биотитах несопоставимо меньше. Таким образом, архейские гранаты и биотиты в качестве элементов примесей имеют халькофильные элементы, а постархейские — литофильные.

В гранатах и биотитах позднеархейских монофациальных метаморфических комплексов содержание  $\text{Zr}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Cu}$  и  $\text{Sc}$  изменяется согласованно с изменением количества их в породе, в то время как в постархейских гранатах и биотитах изменение содержания этих элементов не согласуется с изменением количества их в породе.

Геохимический корреляционный анализ, по методу Ю. К. Буркова, показал, что в архейских гранатах и биотитах строго выдерживается основной геохимический закон распределения элементов на фемофилы и фельсифилы подобно тому, как это наблюдается в магматических породах. Это указывает на полную геохимическую гомогенизацию и на постоянство физико-химических условий в течение всего этапа минералообразования. В постархейских гранатах и биотитах геохимический закон распределения на фемофилы и фельсифилы не выдерживается: фемофилы ведут себя как фельсифилы, т. е. концентрируются в бедных  $\text{Fe}$  и  $\text{Mg}$  минералах, и, наоборот, фельсифилы ведут себя как фемофилы и концентрируются в богатых  $\text{Fe}$ - и  $\text{Mg}$ -минералах, например в биотитах. Этот факт свидетельствует о том, что в процессе минералообразования система не достигла равновесия.

Выходы. Сравнительный анализ структурно-вещественных характеристик изофациальных гранатов и биотитов парагнейсов амфиболитовой фации архейских монофациальных и постархейских полифациальных метаморфических комплексов показал, что наблюдаемые в них различия могут быть объяснены только исходя из того, что процессы гнейсификации в этих комплексах имеют различную природу и механизм минералообразования.

В архейских комплексах образование метаморфических пород происходило в изохимических условиях при постоянной температуре и давлении в течение формирования одного структурно-метаморфического комплекса. Устанавливаемая прямая корреляция состава пород и минералов в этих комплексах, а также монофациальный характер первичных минеральных парагенезисов метаморфических пород свидетельствуют о том, что состав пород и минералов, фация метаморфизма в пределах одного комплекса являются величинами постоянными. Это доказывается химической, структурной, кристаллооптической и геохимической однородностью возникающих в архее кристаллов граната и биотита. Процессы минералообразования в этих условиях завершаются формированием равновесной системы.

В постархейских полифациальных метаморфических комплексах процессы гнейсификации геосинклинальных осадочных и вулканических стратифицированных пород протекали в непостоянных физико-химических условиях в результате поступления в систему метаморфогенного минералообразования

переменного потока тепла и вещества. Это определило отсутствие корреляции между составом пород и слагающих их метаморфогенных минералов, аллохимический характер метаморфизма, смену прогрессивных ассоциаций регрессивными, участие в минералообразовании метасоматических процессов. Перечисленные особенности отразились на составе и структуре гранатов и биотитов, которые свидетельствуют о том, что эти системы не достигли равновесия. Для образующихся в этих условиях гранатов и биотитов характерна внутренняя неоднородность кристаллов.

Выявленные особенности процессов минералообразования в архее ставят под сомнение общепринятый механизм образования метаморфических пород в эти отдаленные времена. Естественнее предположить, что архейские метаморфические породы являются первичными образованиями, которые возникли в результате дифференциации горячего пластичного вещества планеты, протекающей при высокой температуре и умеренном давлении в период, когда еще не образовалось охлажденной поверхности. Начиная с раннего протерозоя на территории СССР возникают метаморфические породы, для которых общепринятый механизм доказывается естественными переходами к осадочным и вулканическим породам и наложенным, неоднородным (зональным, полифациальным) характером метаморфизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Добрецов Н. Л., Ревердато В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. Новосибирск, 1970.  
Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, 1966, № 6.  
Хорева Б. Я. Типы метаморфических комплексов постпротерозойских складчатых областей и проблема метаморфических формаций. — В кн.: Проблема формационного анализа магматических и метаморфических образований. — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 158.  
Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., 1974.  
Kurat G., Schartborth H. G. Compositional zoning in garnets from granulite facies rocks of the Moldanubien zone Bohemian massif of Lower Austria. — Earth and planetari science letters, 1972, v. 16, N 3.  
Mijashiro A. Evolution of the metamorphik belts. — J. Petrol., 1961, N 3.  
Juo A. S. R., White J. L. Orientation of the Dipole Moments of Hydroxyl Groups in Oxidized and Unoxidized Biotite. — Science, 1969, v. 165, N 3895.

И. В. КОЗЫРЕВА, И. М. РОМАНЕНКО

#### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА В ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОДАХ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА

При изучении верхнеархейских пород станового комплекса, прогрессивно метаморфизованных в условиях верхних ступеней амфиболитовой фации, было отмечено широкое распространение парагенезисов с минералами группы эпидота. Эпидот принятого рассматривать как типичный минерал низкотемпературных метаморфических и метасоматических пород. Распространенность его в породах становового комплекса потребовала исследования вопроса об устойчивости минералов группы эпидота в условиях высоких температур.

Метаморфические породы становового комплекса представлены амфиболитами и плагиогнейсами, содержащими в качестве породообразующих минералов наряду с эпидотом глиноземистую роговую обманку, альмандиновый гранат с высоким содержанием кальция, биотит, богатую фенгитовым компонентом белую слюду, кианит, альбит-олигоклаз. В подчиненном количестве встречаются мраморы и кальцифиры, содержащие диопсид, циозит, гранат. Температура образования пород грабена по гранато-биотитовому геотермометру Л. Л. Перчука (1970) составляет 600—650° С.

Можно выделить три формы нахождения эпидота в породах станового комплекса. Мельчайшие кристаллики эпидота, часто вместе с мусковитом, насыщают крупные зерна плагиоклазов, образуя так называемые «наполненные полевые шпаты». Кроме того, наблюдаются «скелетные» формы зерен причудливых очертаний, также приуроченные к зернам плагиоклазов. И, наконец, третья и самая распространенная форма — это самостоятельные зерна величиной от долей миллиметра до 1.5—3 мм, не обнаружающие никаких признаков наложенного происхождения и реакционных взаимоотношений с остальными породообразующими минералами. Высокая кристаллизационная способность, свойственная эпидотам, приводит к появлению хорошо ограниченных зерен.

Весьма характерно для пород грабена присутствие различного рода зональных зерен эпидота. Данные по измерению оптических свойств при переходе от ядра к краевым частям противоречивы и не позволяют говорить о направленном изменении железистости по мере его роста. Более определенно зональность увязывается с содержанием редких земель. Ядра зональных эпидотов часто окрашены в коричневый цвет разной интенсивности. Мелкие незональные зерна, включенные в биотит, окружаются плеохроичными двориками. При незначительном содержании ТР для эпидотов в целом (табл. 1) величина дворика заметно возрастает в пробе 2133а, где бурая окраска ядер особенно заметна.

Таблица 1

Содержание некоторых элементов-примесей в эпидотах

Номер пробы	Содержание окислов элементов, %								
	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	GeO <sub>2</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
В-III	0.06	0.12	0.02	0.062	—	0.001	0.03	Сл.	0.028
9-2	—	—	—	—	—	0.003	0.02	—	0.0046
57в	—	—	—	—	—	0.002	0.032	0.06	0.014
88а	0.10	0.18	—	0.052	0.034	0.004	0.008	Сл.	0.012
2132г	0.08	0.16	0.02	0.09	—	0.001	0.04	0.041	0.010
2132д	0.006	—	—	0.01	0.02	0.0015	0.036	0.05	0.011
2133а	0.12	0.24	0.03	0.10	0.023	0.0012	0.044	0.05	0.016
Чувствительность определения	0.025	0.1	0.025	0.025	0.016	0.0004	0.006	0.03	0.0016

Приложение. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ, аналитик Левицкая Ю. А. Элементы Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu в эпидотах не обнаружены.

Надежно установить характер зональности эпидотов позволили исследования, проведенные на микроанализаторе JXA-5A. Съемка производилась в прозрачно-полированных шлифах, что позволило наблюдать исследуемые зерна в поляризованном свете. Скорость движения образца составляла 50 или 100 мкм/мин в зависимости от размеров зерна. Эпидоты анализировались на железо, алюминий, кальций и, где было возможно, церий. Из всех редких элементов церий был выбран потому, что по данным спектрального анализа его содержания наиболее значительны (табл. 1).

Результаты микрозондирования представлены на рис. 1. Необходимо отметить, что полученные кривые носят качественный характер, и перепады пиков для разных элементов не могут интерпретироваться однозначно. Так, резкий подъем кривой церия в ядрах зерен возникает благодаря следовым содержаниям его в краевых зонах и вовсе не означает, что рост содержания церия осуществляется энергичнее, чем сопряженное падение содержания кальция. При высоких содержаниях элемента (алюминий) даже пологое изменение кривой означает существенное изменение его содержания.

На рис. 1 приведены также зарисовки проанализированных зерен эпидота (николи скрещены). Из рисунка видно, что ядра зональных эпидотов характеризуются резким подъемом кривой церия и спадом кривой кальция, что однозначно указывает на орбитовый характер ядер в соответствии со схемой изоморфизма:  $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{редкие земли}$ . Подтверждением этого вывода, сделанного при рассмотрении линейных профилей, служит распределение церия

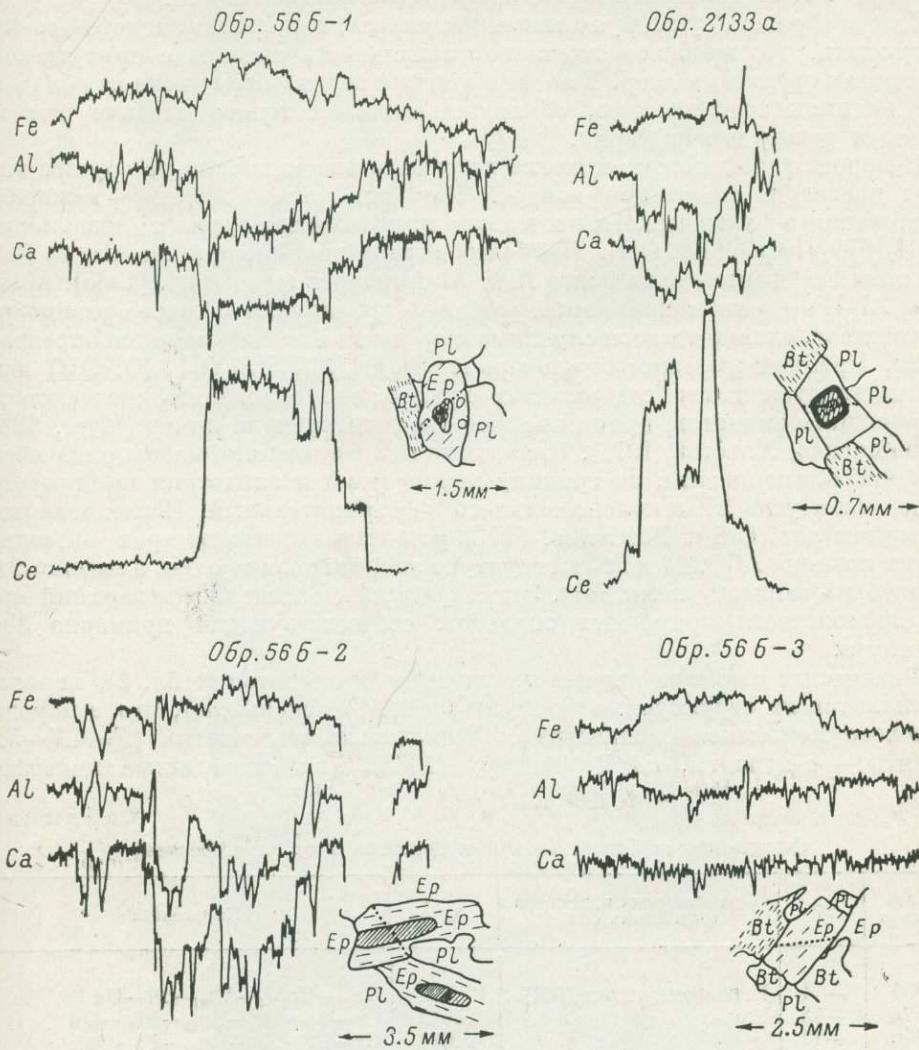


Рис. 1. Результаты линейного микрозондирования зональных зерен эпидота. Зарисовки проанализированных зерен выполнены при скрещенных николях. Точками показаны пройденные профили.

по площади зерна (рис. 2). Баланс валентностей при этом поддерживается одновременным замещением части трехвалентных ионов  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ , что фиксируется падением содержания глинозема и ростом содержания железа в центральной части пересечений. Интересно отметить, что сложная многоступенчатая зональность зерен также является отражением близости состава к орбитовому (пр. 2133а, 56б-1). В дальнейшем, при количественной оценке перепадов пиков, полученные результаты могут быть использованы для оценки непрерывности в ряду эпидот—ортит.

В то же время при пересечении зерна, лишенного видимой зональности (56б-3), отчетливо выявились зональность по железу и алюминию с падением

железистости ( $F = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ ) от центра к периферии. Такое же постепенное падение железистости отмечается при пересечении краевых, оптически однородных областей зональных эпидотов. При этом в отличие от «ортитовых зон» кривые алюминия и железа зеркально повторяют друг друга. Очевидно, в данном случае мы наблюдаем осуществление изоморфизма по схеме:  $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ , т. е. изменение железистости собственно эпидота.

Таким образом, суммируя данные по микрозондированию эпидотов, можно утверждать, что наиболее отчетливая зональность связана с присутствием в эпидотах орбитовых ядер. В то же время все зерна, в том числе не обладающие видимой зональностью, обнаруживают постепенное падение железистости от центра к периферии.

В породах станового комплекса встречены два минерала из группы эпидота: цоизит и собственно эпидот. Как известно, цоизиты — минералы выдержанного химического состава, приближающегося к идеальному  $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{OH})$ . Наиболее характерен изоморфизм  $\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ ; при этом  $\text{Fe}^{3+}$  занимает не более 10% Al-октаэдров (Дир и др., 1965). Минералы Al—Fe серии моноклинных эпидотов показывают большее разнообразие составов, однако и в этом случае изоморфизм  $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$  остается определяющим. Крайний железистый член ряда  $\text{Ca}_2\text{Fe}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{OH})$  назван пистацитом и его содержанием предложено определять железистость  $F$  природных эпидотов, присваивая им соответствующий номер (Муег, 1965; Кепежинская, Хлестов, 1971). Начальные маложелезистые члены ряда носят название клиноцизита, за границу между ними и эпидотами принимается смена знака угла  $2V$  с положительного на отрицательный. Исследованиями последних лет (Габе, Портеине, 1973) установлено, что из трех октаэдрических позиций  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$  в структуре эпидота только одна, а именно  $M_3$ , может быть занята ионами  $\text{Fe}^{3+}$ . Этим, очевидно, определяется верхний предел железистости природных эпидотов, соответствующий примерно 33% пистацита.

Физические свойства изученных цоизитов и эпидотов (табл. 2), пересчет их анализов на структурные формулы (табл. 3) показывают, что в породах станового комплекса распространены предельно железистые ( $F=4.7-5.8$ ) цоизиты —  $\alpha$ -циоизиты, по В. Трегеру (1968), или «железистые цоизиты»,

Таблица 2  
Физические свойства эпидотов и цоизитов и их парагенезисы

Номер образца	$2V$	Ориентировка плоскости оптических осей	$b_0$ , Å	Парагенезис
556	-71	Перпендикулярна (001)	5.622	$\text{Gr}_{72}-\text{Ep}_{17.5}-\text{Bt}_{47}-\text{Pl}-\text{Qu}$
57в	-75	То же	5.612	$\text{Gr}-\text{Bt}-\text{Mu}-\text{Ep}_{23}-\text{Pl}_{26}-\text{Qu}$
64в	-77	» »	5.626	$\text{Gr}-\text{Br}-\text{Mu}-\text{Ep}_{20}-\text{Pl}-\text{Qu}$
2132	-71	» »	5.612	$\text{Gr}-\text{Hb}-\text{Bt}-\text{Ep}_{30}-\text{Pl}-\text{Qu}$
2132д	-75	» »	5.615	$\text{Gr}_{65}-\text{Ep}_{17}-\text{Bt}_{39}-\text{Hb}_{40}-\text{Mu}_{39}-\text{Sc}_{65}-\text{Pl}_{30}-\text{Qu}$
88а	-74	» »	Не опр.	$\text{Gr}_{84}-\text{Bt}_{40}-\text{Ep}_{22}-\text{Pl}-\text{Qu}$
9-2	-75	» »	» »	$\text{Gr}-\text{Mu}_{48}-\text{Ep}_{23}-\text{Pl}-\text{Or}-\text{Qu}$
60г	+44	Параллельна (001)	5.563	$\text{Hb}_{20}-\text{Zo}_{4.7}-\text{Mu}_{33}-\text{Pl}_{22}$
2157г-1	+54	То же	5.560	$\text{Gr}_{48}-\text{Zo}_{5.8}-\text{Pl}_{23}-\text{Qu}$
2157г-2	+56	» »	5.565	$\text{Gr}_{50}-\text{Zo}_{4.7}-\text{Di}_{22}-\text{Pl}_{21}-\text{Qu}$
2157г-3	+54	» »	5.560	$\text{Gr}_{48}-\text{Zo}_{4.1}-\text{Pl}_{23}-\text{Qu}$

П р и м е ч а н и е. Amph — амфибол, An — анортит, Bt — биотит, Cc — кальцит, Co — коунд, Di — диопсид, Ep — эпидот, Gr — гранат, Hb — роговая обманка, Ky — кианит, Ma — магнит, Mu — мусковит, Or — ортоклаз, Ps — пистацит, Qu — кварц, Sc — скаполит, Sill — силиманит, Zo — цоизит. Число у символа означает основность для скаполита и плагиоклаза, железистость

$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Al}}$  для эпидота и цоизита, железистость  $\frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}}$  для всех остальных минералов.

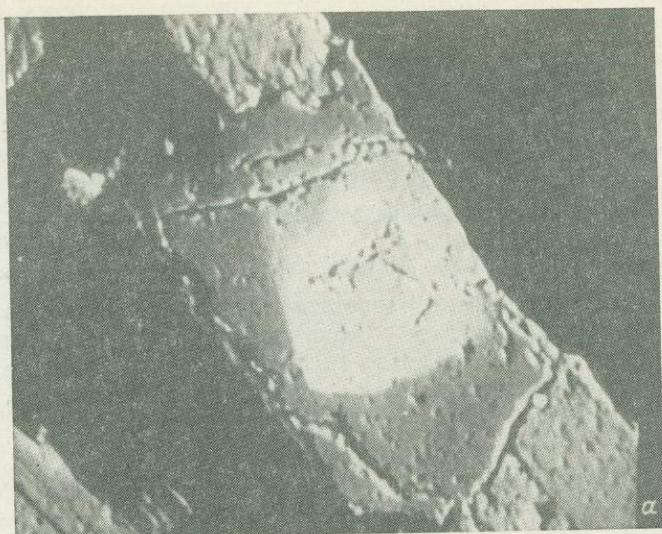
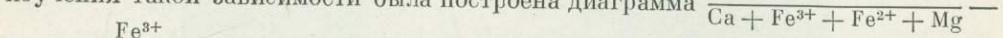


Рис. 2. Изображение зонального зерна эпидота (обр. 2133а). Увел. 300.  
а — в отраженных электронах; б — в характеристическом рентгеновском излучении  $\text{Ce}L_{\alpha}$ .

по Дж. Миеру (Myer, 1966), и моноклинные эпидоты средней железистости ( $F=17-24$ ).

Согласно данным К. Б. Кепежинскаса и В. В. Хлестова (1971), именно эти минералы из группы эпидота являются наиболее устойчивыми в области высоких температур. В то же время распространено мнение о цоизите как о минерале более высоких ступеней метаморфизма по сравнению с эпидотом (Нагрим, 1954; Strens, 1963 и др.). Породы станового комплекса, содержащие эпидот или доизит, находятся в тесном переслаивании и метаморфизованы в одинаковых условиях. Естественно предположить, что появление того или иного минерала объясняется особенностями химизма пород. С целью изучения такой зависимости была построена диаграмма



—  $\frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Ca}}$  с нанесением на нее точек химического состава пород комплекса (рис. 3). На диаграмме с достаточной определенностью выделилось три поля. Самое крупное из них — поле эпидотовых парагенезисов — занимает центральную часть диаграммы со средними величинами кальциевости и содержания окисного железа. При недостатке кальция и трехвалентного

Химический состав (в вес. %) и желе-

Компо-ненты	Эпидоты				
	55б	57в	2132	2132д	4745
SiO <sub>2</sub>	39.14	38.20	39.98	39.24	39.75
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.37	0.20	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.04	25.30	25.80	26.37	23.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.73	11.67	10.26	8.66	10.30
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.16	0.31	0.06	0.11	0.17
MgO	0.30	0.10	0.14	0.32	0.31
CaO	22.25	22.15	22.39	22.39	21.39
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0.10	0.08	0.11	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.25	0.28	0.12	0.60
K <sub>2</sub> O	0.14	0.41	0.26	0.11	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	Не обн.	Не обн.	0.19	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.57	1.44	1.24	2.33	2.77
Сумма	99.96	100.13	99.86	100.04	99.42
Количество атомов в					
Si	2.988	2.988	2.978	2.988	2.977
Ti	0.012	0.012	0.022	0.012	0.023
Al	2.426	2.387	2.472	2.447	2.258
Fe <sup>3+</sup>	0.513	0.703	0.627	0.513	0.635
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—
Mg	0.034	0.012	0.016	0.037	0.039
Mn	0.011	0.021	0.004	0.007	0.012
TR	—	0.001	0.001	0.001	—
Ca	1.861	1.899	1.951	1.889	1.879
Na	0.019	0.038	0.044	0.017	0.096
K	0.014	0.042	0.027	0.010	0.027
O	11.662	12.232	12.328	11.777	11.781
OH	1.338	0.768	0.672	1.223	1.219
Fe	17.5	22.7	20.2	17.3	23.5
$F = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Al}}$					

Примечание. Ан. 55б, 2132д, 2157г-2 выполнены Е. А. Лаговской, С. П. Славкиной (ДВГИ); ан. в хим. лаборатории ДВТГУ; 55б, 57в, 2132д, 88а — плагиогнейсы; 60г, 2157г — кристаллические сланцы;

железа минералы группы эпидота вообще не образуются. Наконец, цоизит появляется в тех породах, в которых содержание кальция значительно (в 5—6 раз превышает содержание  $\text{Fe}^{3+}$ ). Такое соотношение Са и  $\text{Fe}^{3+}$  достигается обычно в кальцифирах и очень редко в гнейсах.

Однако широкое распространение эпидотовых парагенезисов для комплекса в целом не может объясняться одной только спецификой химизма пород. Присутствие эпидота и цоизита в среднетемпературных эклогитах и вмещающих их породах (Удовкина, 1963; Smulikowski, 1964; Morgan, 1970, и др.) позволяет предполагать абиссофильный характер минералов группы эпидота. Действительно, согласно экспериментальным данным (Pistorius e a., 1962; Strens, 1965; Newton, 1966, и др.) и результатам расчетов реакций (Маракушев, 1968, 1973; Киселева, Топор, 1973), минералы группы эпидота образуются при повышении давления и снижении температуры, главным образом за счет аортитового компонента плагиоклаза.

Парагенезис эпидота с глиноземистой роговой обманкой, чрезвычайно широко распространенный в породах трапеана, изучен С. П. Кориковским (1968), который приходит к выводу о расширении поля устойчивости этого парагенезиса с ростом давления.

Таблица 3

Зистость эпидотов и цоизитов

Эпидоты			Цоизиты		
4828	88а	Э-2	60г	2157г-1	2157г-2
40.35	37.60	37.90	38.50	38.40	40.12
0.32	0.52	0.67	0.67	0.05	0.06
23.39	25.86	25.19	32.49	32.16	30.57
10.17	11.04	11.33	1.93	3.01	2.32
0.87	0.30	0.27	0.64	0.08	0.00
0.32	0.01	0.41	Сл.	0.04	0.04
0.31	0.26	0.74	0.39	0.52	0.15
21.56	22.51	20.69	23.41	23.60	24.01
Не обн.					
0.40	Сл.	Сл.	0.33	Сл.	0.17
0.25	0.05	0.07	0.41	0.03	0.09
Не обн.	0.12				
{ 2.35	0.80	0.20	0.50	0.50	0.00
	1.84	2.07	1.10	1.74	2.00
99.49	99.99	99.91	99.57	99.60	99.65

п е р е с ч е т е на 13 (O, OH)

2.982	2.961	2.990	2.950	2.961	2.954	2.997
0.018	0.031	0.040	0.040	0.039	0.003	0.003
2.249	2.400	2.343	2.956	2.916	2.810	
0.625	0.654	0.673	0.412	0.174	0.136	
0.059	2.993	0.020	3.104	0.041	0.005	3.158
0.038	0.030	0.089	3.149	3.154	0.060	0.017
0.022	—	0.027	—	—	0.003	0.002
—	—	—	—	—	—	—
1.885	1.822	1.749	1.936	1.945	2.006	
0.064	1.975	—	1.756	—	0.025	2.390
0.026	0.005	0.007	0.125	1.948	0.008	
11.721	12.034	11.911	12.433	12.123	11.960	
1.279	0.966	1.089	0.567	0.877	1.040	
23.3	21.9	22.8	4.8	5.8	4.7	

88а, Э-2, 60г, 2157г-1 — С. П. Баталовой (ДВГИ); 57в, 2132 — М. Г. Петерсон (ИМГРЭ); 4745, 4828 — 4745, 4828 — гранодиориты; Э-2 — пегматит (парагенезисы пород см. в табл. 2).

Наиболее информативным в отношении давления оказывается парагенезис цоизит+кианит, встреченный в амфиболитах грабена (рис. 4). На диаграмме  $P_s-T$  (рис. 5) в области умеренных температур показаны равновесия

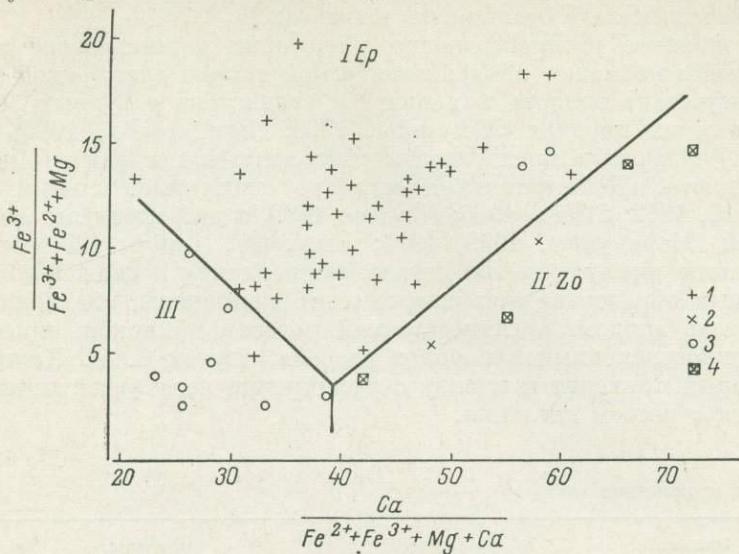


Рис. 3. Диаграмма  $\frac{\text{Ca}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca}} - \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$ .

Породы: 1 — содержащие эпидот, 2 — содержащие цоизит; 3 — не содержащие минералов группы эпидота; 4 — кальцифиры.

сия, ограничивающие область устойчивости этого парагенезиса. Реакция  $4\text{Ma} + 3\text{Qu} = 2\text{Zo} + 5\text{Ky} + 3\text{H}_2\text{O}$  ( $\Delta V_s = -95.942 \text{ см}^3 = -2.993 \text{ кал/бар}$ ) экспериментально изучена Б. Сторре и К. Нитшем (Storre, Nitsch, 1974). Экспе-

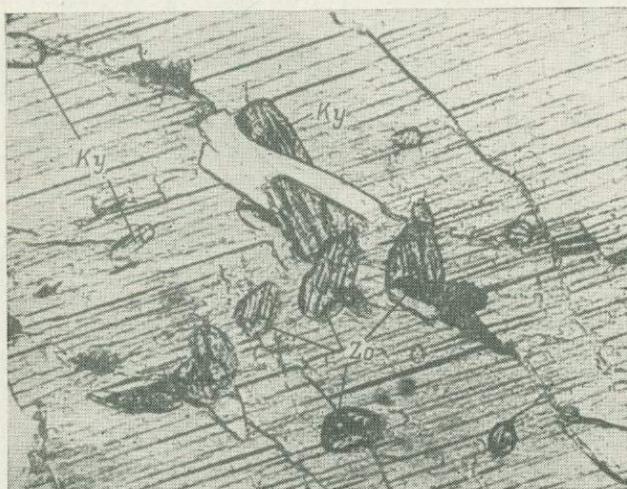


Рис. 4. Парагенезис цоизита с кианитом. Увел. 200. Николи параллельны. Шлиф 65а.

риментальные данные по второй реакции:  $2\text{Zo} + 2\text{Ky} = 4\text{An} + \text{Co} + \text{H}_2\text{O}$  ( $\Delta V_s = +67.23 \text{ см}^3 = 1.607 \text{ кал/бар}$ ) содержатся в работе Р. Ньютона (Newton, 1966). Чтобы перейти от условий экспериментов  $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}}$  к давлению воды 4 кбар, использовано условие равновесия, введенное А. А. Маракушевым

(1973):  $\Delta Z_T^0 + \Delta V_s P_s \pm n \mu_{H_2O} = 0$  для каждой данной температуры. На первом этапе по известным из экспериментов параметрам равновесия находились  $\Delta Z_T^0$ ; на втором вычислялись  $P_s$  при условии  $P_{H_2O} = 4000$  бар. Соответствующие величины  $\mu_{H_2O}$  рассчитаны по данным К. Писториуса и В. Шарпа (Pistorius, Sharp, 1960). Из диаграммы видно, что в области температур метаморфизма пород становового комплекса (600–650° С) парагенезис кианита с цоизитом даже при столь значительном давлении воды требует высоких давлений на твердую фазу. Приложение результатов экспериментов и расчетов к природным процессам требует известной доли осторожности. Тем не менее представление о существовании высокого давления при метаморфизме пород становового комплекса нам кажется вполне оправданным и находит свое отражение в особенностях состава и кристаллохимии прочих минералов (Козырева, 1974а, 1974б, 1974в).

С позиции высокого давления находит свое объяснение и зональность зерен эпидота, описанная выше. Д. П. Васьковский (1965), изучая метаморфические породы мамской серии, пришел к выводу об образовании зональности типа ортит—редкоземельный эпидот—маложелезистый эпидот — железистый эпидот за счет снижения температуры. Такое заключение кажется вполне оправданным, если учесть, что ионы редких земель имеют крупные размеры и их вхождению на место кальция должна способствовать высокая температура, разрыхляющая решетку минералов. В то же время давление, по-видимому, будет оказывать обратное воздействие, способствуя уплотнению решеток и, следовательно, препятствуя вхождению редких земель. Таким образом, не исключено, что именно действие высокого давления приводит к образованию описанных выше зональных зерен с реликтовым ортитом в ядрах. Что же касается генезиса самого ортита, то им богаты породы нижнего архея, за счет размыва которых образованы верхнеархейские парапороды, слагающие грабен. Кроме того, возможно образование ортита в результате метаморфических процессов (Сердюченко, 1963).

Появление каймы окрашенного высокожелезистого эпидота, описанной Д. П. Васьковским, отмечается и в породах грабена в тех случаях, когда породы переработаны низкотемпературными гидротермальными растворами. Такие явления наблюдаются в узких околовразломных зонах и к процессам регионального метаморфизма отношения не имеют.

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Одним из главных породообразующих минералов в глубокометаморфизованных породах становового комплекса является эпидот (циоизит).
2. Изучение зональных зерен эпидота с помощью микрозондирования позволило установить орбитовый характер их ядер при постепенном снижении железистости к краю зерен.

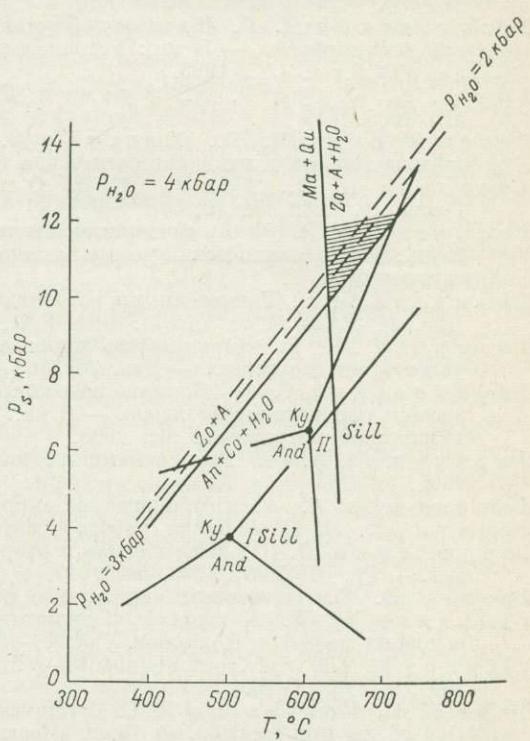


Рис. 5. Поле устойчивости парагенезиса цоизит+кианит на диаграмме  $P_s$ — $T$ . Реакции рассчитаны по экспериментальным данным (Newton, 1966; Storre, Nitsch, 1974). Тройные точки: I — (Holdaway, 1971); II — (Althaus, 1967).

3. Появление того или иного минерала из группы эпидота либо их полное отсутствие определяется химизмом породы, а именно содержанием и соотношением  $\text{Ca}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ .

4. Необходимым условием устойчивости минералов группы эпидота в области высоких температур служит высокое давление на твердую фазу при значительном давлении воды.

Авторы пользуются случаем выразить признательность сотруднику ИМГРЭ В. А. Хвостовой за помощь в определении редких земель в эпидотах.

## ЛИТЕРАТУРА

- Васьковский Д. П. К вопросу об устойчивости эпидота и ортита при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1965.
- Дир У. А., Хауди Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. М., 1965.
- Кепежинскис К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М., 1971.
- Киселева И. А., Топор Н. Д. О термодинамических свойствах циозита. — Геохимия, 1973, № 10.
- Козырева И. В. Режим давления при метаморфизме пород станового комплекса. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974а. (Тез. докл. Всесоюз. симпозиума).
- Козырева И. В. Глиноземистые роговые обманки из пород станового комплекса. — Деп. № 2562—74 от 3.10.74. ВИНИТИ, 1974б.
- Козырева И. В. Кальциевость пироп-альмандиновых гранатов как показатель условий метаморфизма. — Деп. № 2563—74 от 3.10.74. ВИНИТИ, 1974в.
- Кориковский С. П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболитов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970.
- Сердюченко Д. П. Образование и разрушение ортита в метаморфических породах. — Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17.
- Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., 1968.
- Удовкина Н. Г. К вопросу об эклогитах и эклогитизации основных и ультраосновных пород на Полярном Урале. — Тр. I Уральск. петрограф. совещ., 1963.
- Althaus E. The triple point andalusite—sillimanite—kyanite. — Contr. Miner. Petrol., 1967, v. 16, N 16.
- Gabe E. I., Porthleine J. C. A reinvestigation of the epidote structure: confirmation of the iron location. — Amer. Miner., 1973, v. 58, N 1—2.
- Hargrave J. R. Formation of epidote in Tanganyika. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, N 11.
- Holdaway M. S. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. — Amer. J. Sci., 1971, v. 271, N 2.
- Morgan B. A. Petrology and mineralogy of epidote and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. — J. Petrol., 1970, v. 11, N 1.
- Myer G. H. X-ray determinative curve for epidote. — Amer. J. Sci., 1965, v. 263, N 1.
- Myer G. H. New data on zoizite and epidote. — Amer. J. Sci., 1966, v. 264, N 5.
- Newton R. C. Some calc-silicate equilibrium relations. — Amer. J. Sci., 1966, v. 264, N 3.
- Pistorius C. V. F. T., Sharp W. E. Properties of water. Part VI. Entropy and Gibbs free energy of water in the range 10—1000° C and 1—250000 bar. — Amer. J. Sci., 1960, v. 258, N 10.
- Pistorius C. V. F. T., Kennedy G. C., Sourirajan S. Some relations between the phases anortite, zoizite and lawsonite at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1962, v. 260, N 1.
- Smulikowski K. An attempt of eclogite classification. — Bull. Acad. Pol. Sci., 1964, v. 12, N 1.
- Storger B., Nitsh K. H. Zur Stabilität von margarit im System  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . — Contr. Miner. Petrol., 1974, v. 43, N 1.
- Strens G. G. J. Some relations between members of epidote group. — Nature, 1963, v. 198, N 4875.
- Strens R. G. J. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. — Miner. Mag., 1965, v. 35, N 271.

## ХРОМОВЫЙ ФЕНГИТ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В кристаллических сланцах максютовского метаморфического комплекса зоны хр. Уралтау на Южном Урале давно отмечалось присутствие ярко окрашенной зеленой слюды, которая определялась как биотит или фуксит. Хромовая ярко-зеленая слюда в составе комплекса в заметных количествах наблюдается в кайраклинской и карамалинской свитах, сложенных графитистыми парасланцами, переслаивающимися (особенно в средних частях разрезов этих свит) с ортосланцами основного состава. С этими же метавулканогенно-осадочными толщами пространственно и стратиграфически связаны зеленокаменные породы, эклогиты, гранато-глаукофановые сланцы и серпентиниты. В составе указанных свит обычно в графите(углисто)-кварцевых сланцах хромовая слюда образует небольшие скопления в виде агрегатов чешуек, а также линзовидных (до первых сантиметров) и реже маломощных (доли сантиметра) выклинивающихся на коротких расстояниях (первые десятки сантиметров) прожилковидных выделений, ориентированных согласно слоистости или сланцеватости вмещающих пород. Подобные проявления хромовой слюды обнаруживают пространственные связи с массивами и залежами серпентинитов и тальковых сланцев, хотя в некоторых случаях видимая связь и не выявляется. Совместно с хромовой слюдой наблюдаются в небольших количествах хлорит, мусковит, кварц, альбит, сфен и рутил.

Кроме того, хромовая слюда как поздний наложенный минерал в небольших концентрациях изредка наблюдается в зеленокаменно измененных эклогитах. В виде единичных чешуек и их агрегатов она встречена также в «ксенолитах» зеленокаменных пород в серпентинитах. Частным случаем этого типа локализации хромовой слюды является находка округлого обломковидного обособления ярко-зеленой окраски (диаметром до 20 см) в средней части межпластиевой залежи оталькованных серпентинитов севернее д. Аралбаево. Ксенолит оказался сложенным из кварца и хромовой слюды в соотношении 2 : 5, с примесью хлорита, магнетита и сфена. Слюда в породе образует псевдоморфные агрегаты, видимо, по кристаллам лавсонита размером до 1 мм.

Хромовая слюда образует несовершенные кристаллы и чешуйки, размером от долей миллиметра до 2—3 мм, имеющие характерный псевдогексагональный облик. Цвет минерала ярко-зеленый, изумрудно-зеленый с голубоватым оттенком. Показатели преломления довольно постоянны,  $Ng=1.607-1.611$  (табл. 1).  $2V=26-36^\circ$ , дисперсия оптических осей ясная,  $r > v$ . Плеохроизм отчетливый:  $Ng$  — голубовато-зеленый,  $Nm$  — светло-зеленоватый,  $Np$  — светлый зеленовато-голубоватый, абсорбция  $Ng \geq Nm \geq Np$ .

На термограммах хромовой слюды отмечаются два высокотемпературных эндотермических эффекта с максимумами при  $880-910$  и  $1080-1100^\circ\text{C}$ , связанные соответственно с потерей конституционной воды и распадом кристаллической решетки (Цветков, Вальяшихина, 1956).

Рентгенограммы изученного минерала получены в рентгеноструктурной лаборатории Института геологии Башк. фил. АН СССР Н. И. Садреевой. Образцы для рентгенометрического изучения готовились незначительным растиранием с последующим просеиванием мономинеральной фракции слюд; для съемки использовалась фракция  $(-0.2)-(+0.1)$  мм. В табл. 2 приведена характеристика отражений от плоских сеток  $(00l)$ ,  $(02l)$  и  $(11l)$ . Сопоставление отражений серий  $(02l)$  и  $(11l)$  и их относительных интенсивностей с литературными данными (Yoder, Eugster, 1955; Соколова, 1963; Смит, Иодер, 1965) показывает, что изученные образцы хромовой слюды рентгенометрически могут представлять политипную модификацию  $3T$  или смесь  $2M_1+3T$ .

Таблица 1

Химический состав хромовой слюды  
из метаморфических сланцев максютовского комплекса

Компоненты, константы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51.33	51.01	49.88			
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.09	0.24			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.15	22.75	24.35			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	3.32	3.63	3.97	3.47	4.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	0.61	0.19			
FeO	1.35	1.90	1.45			
MnO	0.01	0.02	0.02			
MgO	5.07	5.35	4.10			
CaO	—	0.07	Сл.			
Na <sub>2</sub> O	0.53	0.58	1.10	0.40	0.67	0.89
K <sub>2</sub> O	10.16	9.78	9.79	9.35	9.79	9.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.05	0.05			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.54	4.51	4.71			
Сумма	100.20	100.04	99.51			
<i>N<sub>g</sub></i>	1.610	1.611	1.610	1.608	1.609	1.607
<i>N<sub>m</sub></i>	1.606	1.607	1.605	1.603	1.604	1.603
<i>N<sub>p</sub></i>	1.568	1.570	1.570	1.569	1.567	1.565
—2V, град.	26	30	36	32	28	32

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH)

Si	3.434	}	3.430	}	3.362	}	4.000
Al <sup>IV</sup>	0.566		0.570		0.638		
Al <sup>VII</sup>	1.260	}	1.234	}	1.297	}	
Ti	0.005		0.004		0.012		
Cr	0.155	}	0.176	}	0.193	}	
Fe <sup>3+</sup>	0.052		0.03		0.009		2.006
Fe <sup>2+</sup>	0.075		0.107		0.082		
Mn	0.000		0.001		0.001		
Mg	0.505		0.536		0.412		
Na	0.069	}	0.076	}	0.144	}	
K	0.867		0.839		0.842		0.986
OH	2.026		2.023		2.113		
Si : Al <sup>IV</sup>	6.07		6.02		5.27		

П р и м е ч а н и е. CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в ан. 2 и 3 обязаны примеси апатита. Анализы выполнены в химлаборатории Института геологии Башк. фил. АН СССР З. В. Евдокимовой. Места отбора проб: для ан. 1 и 5 — д. Ишаново; ан. 2 — пос. Новотроицкий; ан. 3 — д. Ивановка; ан. 4 — руч. Кайрагалган; ан. 6 — д. Утарбаево.

Как установлено (Соколова, 1963; Дир и др., 1966), для фенгитов наиболее типична модификация 3T.

Полные и частные химические анализы хромовой слюды из максютовского комплекса показывают содержание окиси хрома от 2.93 до 4.58 вес.% (табл. 1). Изученный минерал по сравнению с типичным мусковитом содержит повышенные количества SiO<sub>2</sub> и MgO при пониженных концентрациях Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что характерно для фенгитовых слюд. Количества ионов при пересчете на 12 (O, OH) вполне удовлетворительно укладываются в теоретическую кристаллохимическую формулу XY<sub>2</sub>Z<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> диоктаэдрических слюд, где X — в основном калий и натрий, Y — Al, Mg, Fe, а также Cr, Mn и Ti, Z — Si и Al. По содержанию Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассматриваемые слюды отвечают фукситам, т. е. хромсодержащим калиевым слюдам с более чем 1% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Высокие содержания SiO<sub>2</sub> и MgO при пониженной концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> позволяют отнести их к фенгитам с примерным химическим составом, по А. Н. Вин-

Таблица 12

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений (00l), (02l), (11l) хромовой слюды максютовского комплекса, фуксита  $2M_1$  и мусковита  $3T$

Хромовый фенгит (обр. 1)		Хромовый фенгит (обр. 3)		Фуксит $2M_1$ , Украина (Соколова, 1963)			Мусковит $3T$ (Yoder, Eugster, 1955)		
I	d/n	I	d/n	hkl	I	d/n	hkl	I	d/n
10	9.93	10	9.93	002	10	10.0	0003	10	10.0
6	4.974	3	4.974	004	6	4.95	0006	5.3	4.99
—	—	—	—	110	2 p	4.49	1010	1.9	4.49
—	—	—	—	111	1	4.30	—	—	—
—	—	—	—	022	3	4.15	—	—	—
—	—	—	—	023	2	3.75	—	—	—
—	—	—	—	113	1	3.58	—	—	—
1	3.40	—	—	024	1	3.40	—	—	—
10	3.313	10	3.319	006	10	3.22	0009	10	3.33
2	3.218	2	3.227	114	4	3.21	—	—	—
2	2.990	2	3.004	025	5	2.995	—	—	—
2	2.887	2	2.873	115	6	2.866	1018	1.6	2.88
10	2.129	10	2.122	0040	9	1.992	00045	4.7	1.999
—	—	—	—	11.10	1 п	1.907	112.11	0.2	1.885
—	—	—	—	11.41	3	1.732	—	—	—
2	1.510	2	1.512	060	6	1.511	3030	1.1	1.502

П р и м е ч а н и е. Условия съемки обр. 1 и 3: Fe-излучение, D=114.7 мм, d=0.8 мм, экспозиция 10 ч. р — размытая линия, П — полоса.

челлу (1949),  $\text{H}_4\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_4\text{Si}_7\text{O}_{24}$ , т. е. определить минерал как хромовый фенгит. По Е. В. Хейнриху и А. А. Левинсону (Heinrich, Levinson, 1955), для фенгита атомное соотношение кремния и тетраэдрического алюминия примерно 7 : 1, в то время как в фукситах оно равно 6 : 2. В нашем случае это соотношение близко к 6 : 1 и почти аналогично фенгитовому.

Таким образом, химический состав, оптические свойства и структурные особенности однозначно свидетельствуют о принадлежности хромовых слюд максютовского метаморфического комплекса к хромовому фенгиту, что согласуется и с характером метаморфизма вмещающих пород — метаморфизмом фаций высоких давлений.

Хромовый фенгит наложен на более ранние метаморфические минеральные ассоциации, о чем свидетельствует замещение им лавсонита, в свою очередь возникшего в одну из ранних фаз регионального диафтореза. Хромовый фенгит и особенно одновозрастный с ним фенгитсодержащий мусковит или фенгит замещают также гранат, омфацит, глаукофан и кроссит. Развитие хромового фенгита и фенгита, как показывают данные геологического и радиологического изучения, связано с региональным диафторезом метаморфических пород комплекса в каледонский этап. В частности, для хромового фенгита из района д. Ишаново (обр. 1) в лаборатории изотопной геологии Института геологии Башк. фил. АН СССР получено значение радиологического возраста калий-argonовым методом в 400 млн лет.

Пространственная совмещенность развития хромового фенгита с выходами серпентинитов является свидетельством того, что основным источником хрома для образования минерала служили ультраосновные породы, из которых при серпентинизации часть хрома выносилась во вмещающие породы и при благоприятных условиях связывалась с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , образуя скопления хромовой слюды. Не исключено также, что незначительная часть хрома могла быть заимствована и из вмещающих графитистых пород, показывающих повышенные по сравнению с кларковыми содержания этого элемента.

Авторы благодарны сотрудникам Института геологии Башк. фил. АН СССР за выполнение необходимых анализов и определений: Е. А. Денисенко (радиометрическое определение), К. Т. Вильдановой (спектральный анализ), Г. А. Алибаевой (термический анализ) и Н. И. Садреевой (рентгенометрический анализ).

## ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., 1949.
- Дир У. А., Хауп Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., 1966.
- Смит Дж. В., Иодер Х. С. Экспериментальные и теоретические исследования типоморфизма слюд. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., 1965.
- Соколова Е. П. Рентгенометрическое изучение слюд группы мусковита. — Тр. ВСЕГЕИ, 1963, т. 96, минер. сб., № 3.
- Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. Слюды. — Тр. ИГЕМ, 1956, вып. 4.
- Heinrich E. Wm., Levinson A. A. Studies in the mica group; polymorphism among the high-silica sericitites. — Amer. Miner., 1955, v. 40, N 11—12.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1955, v. 8, N 5—6.

О. К. ИВАНОВ, Т. А. ШИЛОВА

## ХРОМСОДЕРЖАЩИЙ КОРУНДОФИЛЛИТ ИЗ САРАНОВСКОГО ХРОМИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛ)

Сарановское стратиформное хромитовое месторождение находится в Пермской области, в 5 км к северу от ст. Лаки, непосредственно у пос. Сараны. Оно приурочено к Сарановской габбро-гипербазитовой интрузии, сложенной дунитами, стратифицированными гипербазитами и габброидами (Зимин, 1938, 1954; Иванов, 1970). Хромититы согласно залегают в стратифицированных гипербазитах в виде крутопадающих пластов мощностью до 12 м и длиной 800—1200 м, прослеженных на глубину до 1000 м. Интрузия прорывается многочисленными диабазовыми и габбро-диабазовыми дайками, близ контактов которых серпентиниты антигоритизированы. Мелкие дайки хлоритизированы, и на контакте с ними развиты тальковые, термолитовые, кальцитовые и хлоритовые породы. С дайками парагенетически связаны кальцитовые и доломитовые жилы, несущие разнообразную минерализацию. Здесь впервые были найдены уваровит, хромамезит и хромдиаспор.

Хромсодержащий корундофиллит встречен в кальцитовых жилах, пересекающих хромититы в так называемой Аmezитовой яме на южном окончании главного Сарановского месторождения, а также в шахте на горизонтах 280 и 340 м на южном и северном окончаниях месторождения. Кальцитовые жилы выполняют типичные трещины разрыва, иногда с резко выраженной брекчевой текстурой. Мощность жил до 10—15 см, обычно 1—3 см. Корундофиллит нарастает непосредственно на хромит, а крупнокристаллический или тонкозернистый рекристаллизованный кальцит выполняет среднюю часть жилы. В верхней части месторождения кальцит выщелочен, и создавалось впечатление, что жилы относятся к альпийскому типу (Зимин, 1939). В ассоциации с корундофиллитом встречается более поздний хромсодержащий сфеен, близ поверхности замещенный анатазом (Иванов, 1973). Нередко корундофиллит наблюдается в ассоциации с хромовым амезитом. Часто они находятся в одной и той же трещине и сменяют друг друга по простиранию. Местами наблюдается, как пластинчатые кристаллы корундофиллита по оси *b* постепенно сменяются амезитом. В других случаях на грани (001) корундофиллита нарастает несколько нормально ориентированных призм амезита, причем контакт между обоими минералами достаточно четкий и резкий. Следовательно, во всех случаях хромамезит является более поздним минералом, чем корундофиллит.

Хромсодержащий корундофиллит наблюдается в виде хорошо образованных пирамидальных или дипирамидальных, типичных для хлорита, кристаллов с гексагональными сечениями и удлинением около 1. Реже встречаются кристаллы с выраженным пинакоидом. Грани пирамиды, как обычно для

хлоритов, грубо испещриваны, грань (001) с обильными вициналями. Цвет корундофиллита изменяется от темно-фиолетового до светло-фиолетового с рубиновым оттенком. Некоторые разновидности имеют темно-зеленый цвет, но при искусственном освещении они также фиолетовые, т. е. минерал обладает диахромизмом. Размеры некоторых кристаллов достигают  $8 \times 4$  мм. Спайность весьма совершенная по (001), типичная для хлоритов. От амезита, за который его, видимо, принимали раньше, корундофиллит отличается короткопирамидальной формой кристаллов и более темным с зеленоватым оттенком цветом. Амезит же обычно призматический и шестоватый.

По плотности (2.69—2.72) сарановские корундофиллиты значительно отличаются корундофиллитов Честера (табл. 1).

Таблица 1

Химические анализы и оптические свойства хромсодержащих корундофиллитов

Компоненты	Обр. М-201	Обр. С-455	(Shannon, 1921)
SiO <sub>2</sub>	23.77	25.47	23—20
TiO <sub>2</sub>	—	0.03	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.28	24.63	24.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.60	3.63	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	3.48
FeO	2.14	1.15	13.40
MnO	—	—	—
MgO	28.35	32.41	22.76
CaO	0.63	0.26	1.04
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	—	Не обн.	—
П. п. п.	12.48	12.38	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	12.00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.60	0.16	—
Сумма	100.45	99.69	100.30
Si	2.20	2.397	2.32
Ti	—	0.002	—
Al <sup>IV</sup>	1.80	1.603	1.603
Al <sup>VI</sup>	1.71	1.426	1.20
Cr	0.12	0.250	—
Fe <sup>3+</sup>	—	—	0.26
Fe <sup>2+</sup>	0.16	0.081	1.12
Mn	—	—	—
Mg	3.95	4.541	3.59
Ca	—	—	0.11
OH	7.81	8.223	8.01
Ng	1.608—1.616	1.603—1.609	1.610
Nm	1.592—1.598	1.592—1.597	1.603
Np	1.584—1.590	1.588—1.594	1.600
Ng—Np	—	—	0.006
+2V, град.	—	—	60
Плотность	2.69—2.70	2.71—2.72	2.85

Химический анализ корундофиллита проводился в химической лаборатории Горного института в г. Свердловске из мономинеральной фракции, отобранной под бинокулярной лупой (табл. 1). Обнаруженный при анализе CaO обусловлен примесью кальцита в исследованной пробе. Как видно в табл. 1, химические составы сарановских корундофиллитов резко отличаются от честерских низким содержанием FeO и присутствием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. По этим признакам, в соответствии с рекомендациями Д. Лафама (Lapham, 1958), сарановский корундофиллит может быть определен как хромсодержащая разновидность корундофиллита.

Измерение показателей преломления корундофиллита проводилось в иммерсионных жидкостях из стандартного набора. Из каждой пробы отбира-

Таблица 2

Результаты расчета дебаеграмм хромсодержащего корундофиллита

Обр. М-201		Обр. С-455		(XRdC, 1944)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	14.12	10	14.3	10	14
10	7.06	10	7.15	10	7.0
6	4.72	10	4.76	8	4.7
2	4.49 *	2	4.58	—	—
10	3.53	10	3.58	10	3.51
5	2.83	9	2.84	5	2.80
6	—	5	2.58	6	2.59
6	2.54	9	2.54	6	2.54
7	2.48 *	7.8	2.44	5	2.44
4	2.42	—	—	5	2.42
4	2.34	4	2.38	—	—
4	—	4	2.26	—	—
4	2.22	2	2.21	4	2.25
1	2.06	2	2.07	—	—
8	2.02	4	2.02	6	2.00
7	1.929 *	—	—	—	—
4	1.881	4	1.881	2	1.88
5	1.823	4	1.823	2	1.81
5	1.698	3—4	1.699	—	—
3	1.639	2	1.664	—	—
4	1.604 *	—	—	—	—
5	1.568	7	1.568	5	1.56
9 ш	1.530	9	1.540	6	1.54
5	1.500	3	1.509	4	1.50
6	1.414	1—2	1.423	1	1.42
6	1.392	8	1.399	4	1.39
5	1.353	1 ш. р.	1.356	—	—
4 ш	1.321	4 ш. р.	1.326	2	1.32
3	1.295	3	1.298	—	—
3	1.279 *	—	—	—	—
3	1.252 *	—	—	—	—
4	1.223	—	—	—	—
4	1.214	—	—	—	—
2	1.180	—	—	—	—
3	1.168	—	—	—	—

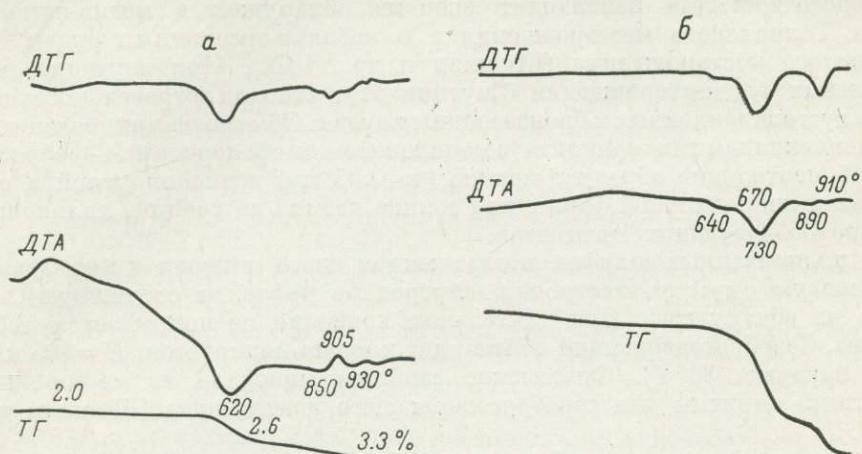
Примечание. Условия съемки: камера РКД; для обр. М-201 —  $\text{CoK}_{\alpha\beta}$ -излучение,  $D=35.9$ ,  $d=0.35$ ; для обр. С-455 —  $\text{FeK}_{\alpha\beta}$ -излучение,  $D=57.3$ ,  $d=0.5$ . Звездочкой отмечены линии амезита.

лось по 5—10 зерен, в которых определялись показатели преломления универсальным теодолитно-иммерсионным методом на приборе ППМ-1 с точностью  $\pm 0.001$ . Широкие вариации показателей преломления (табл. 1), видимо, обусловлены некоторыми колебаниями состава минерала. Показатели преломления сарановских корундофиллитов близки к оптическим свойствам честерского минерала.

Рентгеновское исследование проводилось в лаборатории физико-химических методов Уральского геологического управления (табл. 2). В обр. М-201 обнаружена незначительная примесь амезита. Параметры элементарной ячейки, определенные по дебаеграмме для обр. М-201 (в  $\text{\AA}$ ):  $a \cdot \sin \beta = 5.30$ ,  $b=9.24$ ,  $c \cdot \sin \beta = 14.15$ .

Термический анализ, выполненный на дериватографе системы Ф. Паулик и Л. Эрден в лаборатории физико-химических методов и в лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ, дал для различных образцов корундофиллита несколько различающиеся между собой кривые (см. рисунок).

Образование сарановского корундофиллита, видимо, связано с воздействием на хромититы гидротермальных бикарбонатных растворов, генетически связанных с диабазовыми дайками, прорывавшими вендинские карбонаты содержащие породы, вмещающие Сарановский гипербазитовый массив. Реакционное взаимодействие приводило к выщелачиванию из хромититов части Cr, возможно, также части Al и Ti. Однако основные количества Al



Термограммы сарановских хромсодержащих корундофиллитов.  
а — обр. С-455, б — обр. М-201.

и Ti вынесены из диабазов. Отсутствие признаков перемещения Cr за пределы развития хромититов свидетельствует о том, что кристаллизация корундофиллита происходила в застойных растворах. Смена корундофиллита амезитом в процессе кристаллизации могла быть вызвана накоплением Al в растворе, что привело к неустойчивости 14 Å решетки хлорита и трансформацией ее в 7 Å. Возможно, что такой же эффект мог быть вызван и падением температуры. Концентрировавшийся в растворах Ti только после этого кристаллизовался в виде сфена, рутила, ильменита или перовскита.

Образцы хромсодержащего корундофиллита переданы на хранение в Уральский геологический музей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зимин И. А. Сарановское хромоворудное месторождение. — Тр. Уральск. ин-та геол. и минер., 1938, вып. 2.
- Зимин И. А. Хромамезит из Сарановского хромитового месторождения. — ЗВМО, 1939, вып. 2.
- Зимин И. А. Сарановское хромитовое месторождение. — В кн.: Минералогия Урала. Т. I, 1954.
- Иванов О. К. Новые данные по петрологии Сарановских гипербазитовых массивов. — Ежегодник 1969 Ин-та геол. и геох. УФАН СССР. Свердловск, 1970.
- Иванов О. К. Псевдоморфозы по перовскиту из Сарановского хромитового месторождения. — Тр. ИГ и ГУНЦ, 1973, вып. 37, минер. сб. 10.
- Lapham D. H. Structural and chemical variation in chromium chlorite. — Amer. Miner., 1958, v. 43, N 9—10.
- Shannon E. V. Analyses and optical properties of amesite and corundophyllite from Chester, Massachusetts and of chromium bearing chlorites from California and Wyoming. — Proc. U. S. Nat. Mus., 1921, v. 58. XRDC, N 11—23, Philadelphia, 1944.

**СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИЙ ПЕНТЛАНДИТ  
ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
«СПУТНИК» (ПЕЧЕНГСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)**

Серебросодержащий пентландит впервые обнаружен в медно-никелевых рудах Талнахского месторождения и в кобальт-арсенидных рудах Ховуаксинского месторождения (Шишкун и др., 1971). При изучении медно-никелевых руд месторождения «Спутник» этот минерал встречен как акцессорный в густовкрапленных и брекчевидных рудах. Обычно он приурочен к гнездам и прожилкам халькопирита (с макинавитом и сфалеритом). Серебросодержащий пентландит образует мелкие (до 0.05 мм) зерна округлой и острогульной неправильной формы или тонкие каемки на границе халькопирита и породообразующих силикатов.

В полированных шлифах в отраженном свете минерал имеет буровато-коричневую окраску, изотропен, внутренние рефлексы отсутствуют, спайность не обнаружена. При длительном хранении не покрывается побежалостью. Серебросодержащий пентландит хорошо полируется,  $H=165 \text{ кГ/мм}^2$  (при нагрузке 30 Г). Физические свойства минерала из месторождения «Спутник» типичны для серебросодержащего пентландита (Шишкун и др., 1971).

Химический состав серебросодержащего пентландита из месторождения «Спутник» изучен микрорентгеноспектральным методом на микрозонде MS-46 «Камека». Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток образца 20 нА, диаметр зонда 1–2 мкм, эталоны — чистые металлы (Ag, Ni, Fe, Co и Cu), химически проанализированный пирит. Пересчет данных количественного анализа выполнялся по методу «гипотетического состава» с введением поправок на атомный номер, поглощение и флуоресценцию (Сидоров и др., 1970). Качественный анализ показал равномерное распределение Ni, Fe, Ag и S в пределах отдельных зерен серебросодержащего пентландита. Количественный анализ проводился в 5 образцах, причем в каждом образце анализировались 1–10 зерен минерала по 2–4 точки в зерне. Результаты количественного микрорентгеноспектрального анализа и их пересчет на кристаллохимическую формулу (см. таблицу) свидетельствуют об аналогии химического состава минерала и серебросодержащего пентландита из других медно-никелевых месторождений (Шишкун и др., 1971; Карпенков и др., 1973; Scott, Gasparini, 1973). Химический состав изученного минерала хорошо рассчитывается на теоретическую формулу  $\text{Ag}(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_8$ , что согласуется со структурными исследованиями С. Р. Холла (Hall, Stewart, 1973), подтвердившего предположение об упорядоченности серебра в структуре минерала (Шишкун и др., 1971).

Химический состав серебросодержащего пентландита из месторождения «Спутник»

Номер образца	Компоненты, вес. %							$\Sigma \text{Me}/\text{S}$	Формула
	Fe	Ni	Ag	Cu	Co	S	сумма		
1	35.6	21.3	12.99	0.26	0.03	31.3	101.49	1.12	$\text{Ag}_{0.99}(\text{Fe}_{5.22}\text{Ni}_{2.97}\text{Cu}_{0.03})_{8.22}\text{S}_{8.00}$
2	35.0	20.8	13.63	0.44	0.04	31.1	101.01	1.15	$\text{Ag}_{1.04}(\text{Fe}_{5.17}\text{Ni}_{2.92}\text{Cu}_{0.06}\text{Co}_{0.01})_{8.16}\text{S}_{8.00}$
3	35.2	20.5	13.73	0.47	0.06	30.9	100.86	1.16	$\text{Ag}_{1.06}(\text{Fe}_{5.21}\text{Ni}_{2.99}\text{Cu}_{0.06}\text{Co}_{0.01})_{8.21}\text{S}_{8.00}$
4	34.6	20.2	14.96	0.34	0.04	30.7	99.84	1.15	$\text{Ag}_{1.08}(\text{Fe}_{5.18}\text{Ni}_{2.87}\text{Cu}_{0.05}\text{Co}_{0.01})_{8.11}\text{S}_{8.00}$
5	35.2	20.5	13.69	0.48	0.04	31.4	101.31	1.14	$\text{Ag}_{1.06}(\text{Fe}_{5.15}\text{Ni}_{2.85}\text{Cu}_{0.06}\text{Co}_{0.01})_{8.07}\text{S}_{8.00}$

Результаты изучения химического состава и физических свойств минерала из руд месторождения «Спутник» позволяют однозначно определить его как серебросодержащий пентландит. Этот минерал, видимо, является

основным носителем серебра в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля. Он образуется на завершающих стадиях формирования руд.

Автор выражает искреннюю благодарность Н. С. Рудашевскому, Г. А. Митенкову и А. В. Кондратьеву за помощь в работе.

## ЛИТЕРАТУРА

- Карпенков А. М., Митенков Г. А., Михайлова В. А., Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф., Шишкин Н. Н. О находке серебро-содержащего пентландита в рудах Седбери. — ЗВМО, 1973, ч. 102, вып. 3.
- Сидоров А. Ф., Конников С. Г., Лукьянченко Е. М. Некоторые вопросы количественного микрорентгеноспектрального анализа. — В кн.: Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Вып. 7. Л., 1970.
- Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлова В. А., Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф., Карпенков А. М., Кондратьев А. В., Булько И. А. Богатая серебром разновидность пентландита. — ЗВМО, 1971, ч. 100, вып. 2.
- Hall S. R., Stewart J. M. The crystal structure of argentian pentlandite  $(Fe, Ni)_8AgS_8$  compared with the refined structure of pentlandite  $(Fe, Ni)_9S_8$ . — Canad. Miner., 1973, v. 12, Pt 3.
- Scott S. D., Gasparrini E. Argentian pentlandite,  $(Fe, Ni)_8AgS_8$ , from Bird River, Manitoba. — Canad. Miner., 1973, v. 12, Pt 3.

А. К. КАЙМАКОВ, И. В. КИРИЧЕНКО, М. А. САВУШКИНА, Г. А. ЕСИПОВА

## ОКЕНИТ И СЕПИОЛИТ В ИЗВЕСТНЯКАХ АЛЕШИНСКОГО СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТУРГАЙ)

На Алешинском месторождении впервые для магнетитовых месторождений Тургая встречены минералы окенит и сепиолит. Алешинское железорудное месторождение сложено (снизу вверх) нижнекаменноугольными известняками, тонкозернистыми и тонкослоистыми туфлитами, песчаниками, алевролитами и углисто-глинистыми алевролитами. Осадочные породы рассечены многочисленными дайко- и жилообразными телами различных по структуре и возрасту диабазовых порфириров и габбро-порфириров. Осадочные породы, а также диабазовые порфириров и габбро-порфириров прорваны Алешинским интрузивом габбро и габбро-диабазов. В пределах месторождения все породы, включая и интрузивные, подверглись в различной степени интенсивности метаморфическим и метасоматическим процессам: ороговикованию, биотитизации, мраморизации, альбитизации, скалолитизации, скарнированию, оруденению, эпидотизации, пренитизации, сульфидизации (пирротин и пирит), карбонатизации и интенсивной цеолитизации.

Окенит встречен на восточном участке месторождения на глубине 847 м в известняках на плоскостях трещин и в пустотах выщелачивания. Плоскости трещин неровные и покрыты в основном мелкими (0.1 мм), реже — более крупными (1—3 мм) кристалликами кальцита. Окенит образует радиально-лучистые агрегаты (рис. 1). Размер розеток от 2—3 мм до 1 см. По периферии некоторых розеток наблюдаются скопления мелких кристаллов пирита. Отдельные кристаллы пирита и кальцита включены в агрегаты окенита. Окраска окенита белая. Кончики волокон коричневато-бурые.



Рис. 1. Сферолиты окенита (белое) на плоскостях трещин в мраморизованных известняках. Натур. вел.

Волокна легко отщепляются друг от друга. Блеск шелковистый. Разлагается в соляной кислоте с выделением кремнезема.

Удлинение волокон положительное. Минерал двуосный, оптически отрицательный;  $Ng=1.542 \pm 0.002$ ,  $Np=1.532 \pm 0.002$ ;  $Ng-Np=0.010$ ;  $cNg=-0.5^\circ$ .

Химический состав (в вес. %) окенита (аналитик Г. А. Хан, КазИМС):  $\text{SiO}_2 = 43.98$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.6$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.02$ ,  $\text{CaO} = 30.97$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0.03$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0.08$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.05$ ,  $\text{H}_2\text{O} = 5.03$ ,  $\text{CO}_2 = 2.07$ , п. п. п. — 13.02,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{MgO}$  — не обн.,  $\text{F} = 0.16$ ,  $\text{O}=\text{F} = 0.06$ , сумма — 95.96.

#### Результаты расчета рентгенограмм окенита и сепиолита

Окениты				Сепиолиты			
Алешинское месторождение		данные XRDC (1950)		Алешинское месторождение		данные С. Кайера и С. Энена (1965)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	23.4	—	—	10	12.3	10	12.07
10	20.6	10	21	2	9.3	—	—
2	15.4	—	—	2	7.4	1	7.47
3	12.6	—	—	—	—	0.5	6.73
2	11.3	—	—	—	—	0.7	5.01
4	10.3	2	10.3	—	—	2.5	4.498
4	9.4	—	—	8	4.31	4	4.306
9	8.69	8	8.8	—	—	0.7	4.02
2	8.3	—	—	8	3.74	3	3.75
7	7.5	4	7.4	4	3.51	1.2	3.533
2	6.96	2	6.8	9	3.33	—	—
2	6.06	3	6.19	4	3.19	3.5	3.196
—	—	1	5.79	1	3.07	1.2	3.05
3	5.24	3	5.22	—	—	4	2.932
3	4.44	3	4.42	1	2.83	7	2.825
2	4.24	1	4.27	—	—	4	2.771
2	4.09	2	4.08	—	—	2	2.691
4	3.92	2	3.90	2	—	3	2.617
8	3.56	8	3.56	5	2.59	H. p.	2.586
—	—	1	3.34	5	2.56	5.5	2.56
—	—	1	3.22	—	—	0.5	2.479
7	3.08	6	3.07	4	2.44	2.5	2.449
7	3.05	6	3.05	1	2.39	1.5	2.406
8	2.99	5	2.98	7	2.27	3	2.263
8	2.93	8	2.93	—	—	0.3	2.206
—	—	3	2.80	—	—	0.7	2.125
7	2.79	5	2.77	4	2.06	2	2.069
5	2.68	2	2.68	—	—	0.4	2.033
4	2.53	3	2.53	—	—	0.4	1.957
—	—	1	2.44	—	—	0.2	1.921
—	—	2	2.33	2	1.881	0.7	1.881
—	—	2	2.30	2	1.828	—	—
—	—	3	2.24	—	—	0.2	1.818
4	2.14	4	2.15	—	—	0.6	1.760
				3	1.689	1	1.700
				—	—	0.3	1.637
				3	1.588	1	1.592
				4	1.549	1.5	1.550
				4	1.520	1.5	1.518
				—	—	0.8	1.502
				3	1.420	0.4	1.468
				—	—	0.6	1.349
				7	1.301	0.6	1.312
						1.5	1.299

П р и м е ч а н и е. Условия анализа: дифрактометр УРС-50И, 30 кВ, 10 мА, Fe-антикатод, без фильтра (лаборатория КазИМСа).

После исключения механической примеси кальцита кристаллохимическая формула минерала, рассчитанная по катионному методу,  $\text{Ca}_{3.67}\text{Si}_{5.33}(\text{O}_{14.33}\text{OH}_{0.67})_{15} \cdot 5.89 \text{H}_2\text{O}$ .

Сепиолит встречен в двух разведочных скважинах на центральном участке месторождения в сильно дробленых известняках на глубине 530—670 м. Известняки превращены в мелко- и среднезернистые мраморы. Сепиолит слагает волнистые прожилки различной толщины (от 1—3 до 8 мм) или развит на плоскостях открытых трещин, образуя кожистые агрегаты. Поверхности трещин шероховатые, иногда с зеркалами скольжения, с отдельными кавернами выщелачивания и усеяны многочисленными мелкими

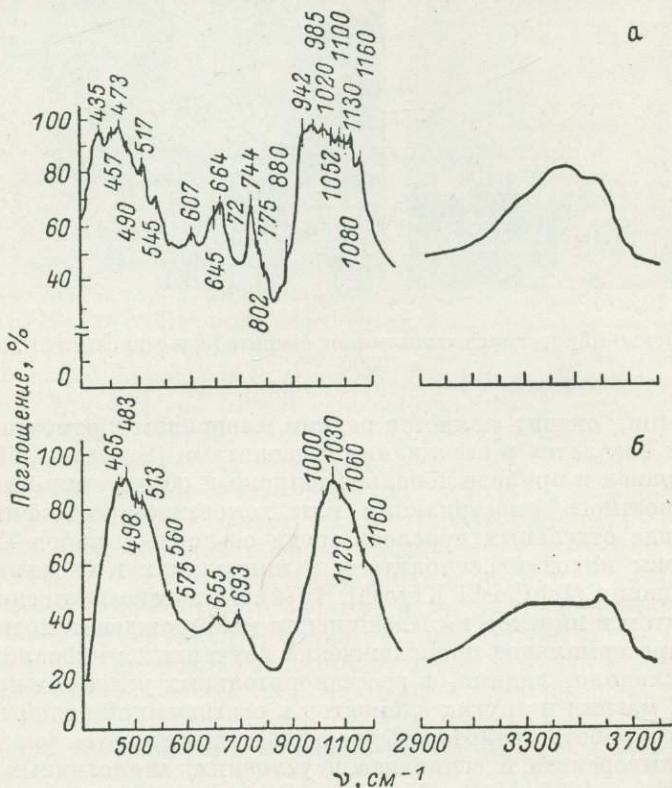


Рис. 2. ИК спектры поглощения (прессовка с КВг, 3 мг) океанита (а) и сепиолита (б).

водяно-прозрачными кристаллами кальцита размером до 2—3 мм. Сепиолит на таких плоскостях развит в виде тонких пленок, облагающих кристаллы кальцита. В экзоконтакте прожилка сепиолита с мрамором располагаются скопления пирита в виде гнезд или коротких линзочек.

Цвет сепиолита белый с голубоватым оттенком, желтовато-белый. Минерал оптически двуосен, отрицателен. Удлинение волокон положительное.  $Ng=1.530 \pm 0.002$ ,  $Np=1.520 \pm 0.002$ ;  $Ng-Np=0.010$ . Разлагается в соляной кислоте с выделением кремнезема.

Диагностика окенита и сепиолита подтверждена рентгенометрически (см. таблицу). Необходимо отметить, что для сепиолита интенсивность линий с межплоскостными расстояниями 4.51, 3.33 и 2.68, которые соответствуют базальным отражениям 060, 080 и 010.0, при съемке на дифрактометре УРС-50И заметно усилилась по сравнению с отражениями, полученными фотометодом, что, вероятно, объясняется ориентировкой образца относительно оси *b*.

ИК спектры изученных минералов (рис. 2), снятые Л. М. Киселевым на двухлучевом спектрофотометре UR-20 (К. Цейсс, ГДР) в спектральной

области 400—1300 и 2700—3800 см<sup>-1</sup>, типичны для окенита (Лазарев, 1968) и сепиолита.

Под электронным микроскопом кристаллы окенита (рис. 3, а) имеют удлиненную палочковидную форму с четкими ограничениями, одинаковой шириной по всей длине в плоскости подложки и тупым пирамidalным срезом на их концах. Толщина кристаллов также одинакова, что подтверждается их равномерной прозрачностью. Сепиолит (рис. 3, б) имеет вид узких пластинок или тонких волокон, полупрозрачных для электронов. Кристаллы обоих минералов прямые, реже волнисто-изогнутые.

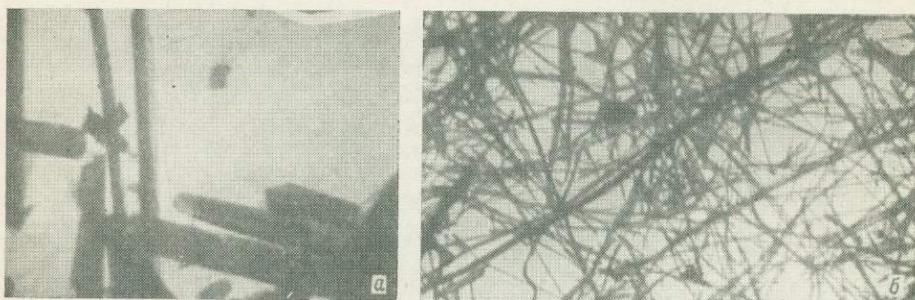


Рис. 3. Электронно-микроскопический снимок окенита (а) и сепиолита (б). Увел. 3400 (а) и 6300 (б).

Как известно, окенит является редким минералом и отмечен в основном в мицдалинах базальтов в ассоциации с цеолитами (Бетехтин, 1950). Сепиолит распространен в природе довольно широко и образуется обычно в условиях поверхностного выветривания или хемогенной седиментации, обособляясь в виде отдельных прослоев среди осадочных пород (Теодорович, 1968). Отмечены находки сепиолита и в мицдалинах в базальтах Хигаси-Мадзуура в Японии (Jshibashi Kiyoshi, 1974). Парагенезис окенита и сепиолита с кальцитом и пиритом на Алешинском месторождении позволяет предположить гидротермальное происхождение изученных минералов. Их образование происходило, видимо, в восстановительных условиях при привносе серы, железа, магния и других элементов в обогащенной водой среде. В последнее время в работах некоторых исследователей имеются указания на образование палыгorskита и сепиолита в условиях, аналогичных описанным (Зарицкий, Орлов, 1973; Müller-Vonmoos, Schindler, 1973; Барабанов, 1974).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барабанов А. В. Сепиолит из Оленегорского месторождения железистых кварцитов. — Матер. по минералогии Кольского полуострова. Вып. 10. Л., 1974.  
Бетехтин А. Г. Минералогия. М., 1950.  
Зарицкий П. В., Орлов О. М. Палыгorskит из карстовых полостей известняка среднего карбона Донецкого бассейна. — ДАН СССР, 1973, т. 208, № 1.  
Кайер С., Энен С. Сепиолит. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., 1965.  
Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. Л., 1968.  
Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., 1958.  
Ishibashi Kiyoshi. Тансаки кобудзу кося гаккайси. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol., 1974, v. 69, N 7.  
Müller-Vonmoos M., Schindler C. Palygorskite im helvetisch en Kieselkalk des Bürgenstocks. — Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 1973, v. 53, N 3.  
XRDC. Amer. Soc. Testing, Philadelphia, 1950, v. 9, N 469.

## ОБ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Среди обширной группы амфиболовых асбестов только антофиллит-асбест в СССР используется в качестве минерального сырья для производства кислото- и щелочностойких материалов. Все промышленные месторождения этого полезного ископаемого сосредоточены на Урале и отчасти в Мугоджарах. Для дальнейшего развития химической промышленности необходимо создание сырьевых баз антофиллит-асбеста и в других районах страны, в частности на Дальнем Востоке.

За последние годы в Амурской области в пределах хребтов Станового и Тукурингры было открыто несколько рудопроявлений амфибол-асбеста. Однако среди геологов, проводивших исследования в данном регионе, нет единого мнения о минеральной принадлежности обнаруженного здесь асбеста. Так, у ряда исследователей возникли разногласия при определении состава асбеста даже в пределах одного Унахинского рудопроявления: обнаружив это рудопроявление в 1966 г., его относили то к антофиллит-асбесту (или к актинолит-асбесту), то к полиминеральной смеси антофиллит-и tremolit-асбеста. Противоречивость имеющихся суждений о минеральном составе асбеста вызвана сложностью генезиса асбестоносных пород с тонкими взаимными прорастаниями ранее возникших и новообразованных минералов.

В 1971—1972 гг. авторы детально изучили большинство известных, а также вновь обнаруженных рудопроявлений антофиллит-асбеста в бассейне рр. Гилюя и Унахи. Асбест и асбестоносные породы были изучены различными методами, среди которых наиболее широко применялся скростиный высокотемпературный термический анализ.

Рудопроявления антофиллит-асбеста в изученном районе приурочены к мелким, часто будинированным телам гипербазитов, залегающим среди гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов позднего архея (Дзевановский и др., 1970). Асбестоносные породы являются контактово-реакционными образованиями, возникшими в результате инфильтрационно-метасоматических процессов (Луцкина, Кушнырь, 1974). В общей схеме метасоматической зональности антофиллит-асбестовое оруденение занимает строго определенное место: оно локализуется в зоне развития существенно антофиллитовых пород. Установлены три типа зональности, в которых асбестоносные породы различаются между собой по составу и степени асбестизации антофиллита.

В ряде случаев асбестоносные породы являются членами метасоматической колонки со следующей зональностью (рис. 1, табл. 1): 1 — окварцованные биотитовые гнейсы, 2 — меланократовые биотито-рогообманковые гнейсы, 3 — биотитовые породы, местами хлоритизированные, 4 — рогообманковые породы, 5 — существенно tremolитовые породы с отдельными зернами роговой обманки и корунда, 6 — асбестоносные tremolito-талько-антофиллитовые породы, 7 — tremolito-серпентиновые породы, сменяемые tremolитизированными и серпентинизированными гарпбургитами. Антофиллит-асбест совместно с антофиллитом образуют призматически-изернистые, спноповидные, метельчатые, реже радиальнолучистые агрегаты в tremolito-талько-антофиллитовых породах. Волокна асбеста развиваются по антофиллиту и частично по тальку первой генерации. Степень асбестизации антофиллита невелика и волокнистые агрегаты (длина волокон 1—1.5 мм) всегда количественно подчинены обычной разновидности антофиллита. Очень характерны для этих пород сложные псевдоморфозы по амфиболу, содержащие реликты tremolита, замещающий его антофиллит и развивающиеся за счет концевых граней индивидов последнего волокна антофиллит-асбеста. Между призмами антофиллита и агрегатами асбеста располагаются чешуйки талька и хлорита. При этом волокна асбеста пересекают хлорит, а сами замещаются тальком второй генерации. В асбестоносных породах

Таблица 1

Количественный минеральный состав асбестоносных пород с различными типами зональности по данным термического анализа, вес. %

Тип зональности	Номера образцов	Минеральный состав									Название зон
		антофиллит	тальк	тремолит	рого-вовая обманка	биотит-флогопит	хлорит	лизардит	магнезит	кальцит + доломит	
I	6047б	—	—	—	98	100	—	—	—	—	Биотитовая
	6047г	—	—	95	—	—	3—4	—	—	—	Рого-вобманковая
	6047д	—	—	20	—	—	3—4	—	—	—	Тремолитовая
	6047з	40	35	—	—	—	—	—	—	—	Тремолито-тальково-ант-офильтитовая
	6047л	—	—	50	—	—	—	50	—	—	Тремолито-серпентино-вая
II	24б	—	—	—	—	80	20	—	—	—	Хлорито-флогопитовая
	25б	—	—	30	60	—	2	—	—	—	Рого-вобманковая
	25	—	—	—	—	—	5	—	—	—	Тремолито-рого-вобман-ковая
	24г	40	30	—	—	—	30	—	—	—	Хлорито-тальково-ант-офильтитовая
	24а	5	45	—	—	—	35	—	—	10	Карбонато-хлорито-таль-ковая
III	21	5	5	—	—	—	25	30	—	—	Хлорито-серпентиновая
	6045ж	—	—	—	—	—	—	95	—	—	Серпентинитовая
	6045д	—	25	—	—	—	—	40	35	—	Талько-карбонато-серпен-тиновая
	6045р	50	50	—	—	—	—	—	—	—	Талько-антофильтитовая
	6045л	—	—	100	—	—	—	—	—	—	Рого-вобманково-тремо-литовая
	6045л	—	—	60	30	—	6	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Кривые ДТА и ТГ пород и асбестов получены на установке УТА-1, кристаллические минералы для анализа раздавливались, а волокнистые — настригались.

довольно часто встречаются жилы поперечноволокнистого антофильтит-асбеста. Наиболее широко они развиты в Унахинском рудопроявлении, приуроченном к обособленному выходу тальково-тремолито-антофильтитовых пород. Здесь насчитывается свыше 20 жил антофильтит-асбеста мощностью от 1 до 12 см и длиной волокна до 4—6 см.

Второй тип зональности отмечается на контакте гипербазитов с амфиболитами или с гранато-амфиболовыми гнейсами. Для зон метасоматически измененных гипербазитов здесь характерно широкое развитие хлорита, высокое содержание талька и почти постоянное присутствие карбонатов. Тремолит в асбестоносных породах встречается спорадически или же вовсе отсутствует. Асбестоносные карбонато-хлорито-антофильтитовые породы характеризуются более низкой степенью асбестизации, чем тремолито-тальково-антофильтитовые (I тип зональности), асбест из этого типа пород представлен обр. 14д и 6047п (рис. 2, 1—3). Руда асбеста имеет мелкозвездчатую структуру, волокно полуломкое, длиной не более 1.5 см. Антофильтит-асбест из метасоматитов с зональностью II типа представлен образцами 24г, 38 и 6016в (рис. 2, 4—6).

Лучшие руды антофильтит-асбеста, по составу, степени асбестизации и длине волокна сопоставимые с асбестом Сысерского месторождения, отмечаются среди метасоматитов с зональностью третьего типа (табл. 1). Такая зональность возникает на контакте гипербазитов с мигматизированными и гранитизированными гнейсами и гранитами. Здесь исходные гипербазиты претерпевают интенсивное отальковование, иногда карбонатизацию, а асбестоносные породы имеют существенно тальково-антофильтитовый состав. Тремолит в этих породах отсутствует, хлорит крайне редок. Весьма харак-

терно развитие позднейшего талька, нередко преобразующего асбестоносные породы в почти мономинеральные талькиты. Антофиллиты и асбест из метасоматитов с зональностью третьего типа представлены обр. 6000<sub>о</sub>, 6000<sub>п</sub>, 6045р (рис. 2, 7—9).

В табл. 1 приведены данные термовесового исследования асбестоносных пород трех типов. Данные термического анализа хорошо согласуются с геологическими и петрографическими исследованиями. Они подтверждают правильность определения минерального состава зон, позволяют установить количественное содержание термоактивных минералов в них, а также проследить последовательность изменения состава пород в метасоматической колонке.

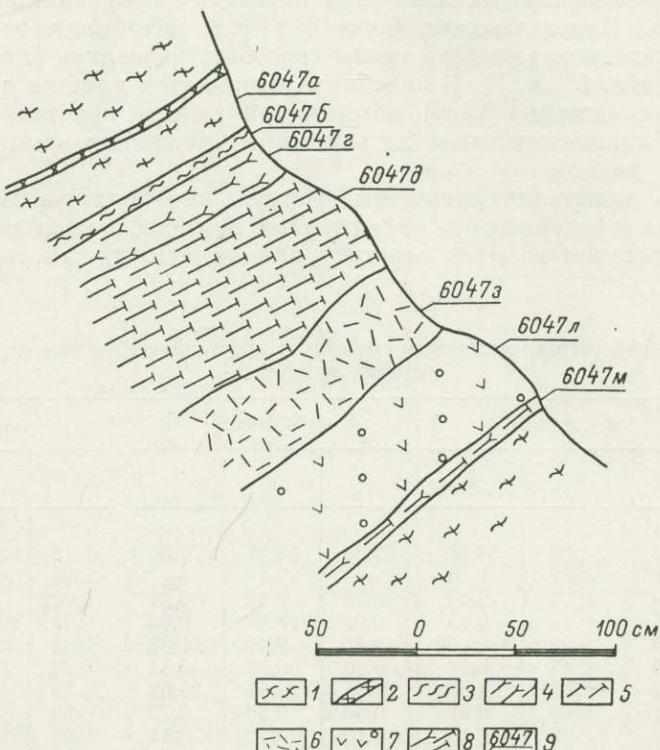


Рис. 1. Метасоматическая зональность на Унахинском рудопроявлении антофиллит-асбеста.

1 — биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы; 2 — кварцевые жилы; 3 — биотитовые породы; 4 — роговообманковые породы; 5 — tremolитовые породы; 6 — асбестоносные tremolito-тальково-антофиллитовые породы; 7 — tremolito-серпентиновые породы и tremolитизированные и серпентинизированные гардбургиты; 8 — роговообманково-tremolитовые породы; 9 — места взятия образцов и номера проб.

Химический состав и оптические свойства антофиллит-асбеста приведены в табл. 2. Известно (Соболева, 1972), что выделение мономинеральных фракций антофиллит-асбеста связано с определенными трудностями. В тонкокристаллическом агрегате почти всегда присутствуют мелкие чешуйки талька, иногда хлорита или слюды, которые практически невозможно выделить из массы асбеста. Поэтому исследованные нами образцы параллельно с химическим анализом подвергались рентгеновскому и термовесовому изучению. В табл. 2 и на рис. 2 видно, что все три проанализированные пробы в качестве механической примеси содержали тальк (обр. 6047<sub>п2</sub> — 15%, 6047<sub>п1</sub> — 20% и 6045р — 40%). Химические анализы этих «антофиллит-асбестов» после исключения низкотемпературной воды и приведения суммы компонентов к 100% были пересчитаны на кристаллохимические формулы (табл. 2-ан. 2), которые оказались весьма близкими к приведенным в литературе

(Соболева, 1972). В них также недостает на формульную единицу асбеста октаэдрических катионов, а содержание гидроксильных групп оказывается значительно выше теоретического. Нам представляется, что эти отклонения в химическом составе антофиллит-асбестов обусловлены механическим загрязнением материала. К такому выводу в свое время пришли В. С. Соболев и Е. А. Костюк (1965), отмечавшие, что все известные в то время химические анализы маложелезистых антофиллитовых асбестов дефектны в том или ином отношении, в частности, показывают большой избыток воды. Учитывая изложенное, при пересчете химического анализа на чистый антофиллит-асбест мы вычислили соответствующее количество талька (определенное с помощью кривых ДТА и ТГ), а содержания конституционной воды оценили по данным термовесового анализа этих образцов с поправкой на количества окиси железа. Кристаллохимические формулы антофиллит-асбеста, полученные при пересчете анализов таким способом, оказались близкими к теоретическим (табл. 2, ан. 3). К подобным результатам пришли и И. И. Цветков, Е. П. Вальяшихина (1956), которые при расчете кристаллохимических формул слюд также использовали данные о содержании воды, полученные термовесовым методом.

Сравнение кристаллохимических формул антофиллит-асбеста, свободного от талька и содержащего механические примеси, показывает, что в антофиллит-асбесте нет избытка конституционной воды против теоретического.

Таблица 2  
Химический состав, оптические свойства и кристаллохимические формулы антофиллит-асбеста

Компоненты и константы	Обр. 6047п <sub>2</sub>			Обр. 6047п <sub>1</sub>			Обр. 6045р		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	58.00	58.08	57.50	57.88	57.96	57.56	59.18	59.48	57.98
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.05	0.05	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.14	0.16	0.22	0.22	0.26	0.022	0.22	0.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.14	0.15	0.63	0.63	0.94	0.71	0.71	1.20
FeO	9.00	9.00	10.62	9.45	9.45	11.82	5.42	5.45	9.28
MnO	0.48	0.48	0.55	0.30	0.30	0.34	0.24	0.02	0.42
MgO	28.20	28.18	27.80	27.00	27.05	25.82	28.76	28.90	27.56
CaO	0.60	0.60	0.69	0.60	0.60	0.72	0.38	0.38	0.65
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.03	0.03	0.03
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.38	—	—	0.45	—	—	0.40	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.11	3.11	2.25	3.48	3.48	2.20	4.34	4.39	2.20
NiO	0.14	0.14	0.15	0.18	0.18	0.20	0.12	0.12	0.20
Сумма	100.42	100.00	100.00	100.32	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00
Ng	—	—	1.623	—	—	1.625	—	—	1.623
Np	—	—	1.602	—	—	1.602	—	—	1.602

### Кристаллохимические формулы

- Обр. 6047п<sub>2</sub>: 2 — (Mg<sub>5.67</sub>Fe<sub>1.02</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.01</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.05</sub>Ni<sub>0.02</sub>Ca<sub>0.08</sub>Na<sub>0.02</sub>)<sub>6.87</sub>(Si<sub>7.84</sub>Al<sub>0.02</sub>)<sub>7.86</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.78</sub>  
                   3 — (Mg<sub>5.57</sub>Fe<sub>1.23</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.02</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.06</sub>Ni<sub>0.01</sub>Ca<sub>0.10</sub>Na<sub>0.02</sub>)<sub>7.01</sub>(Si<sub>7.95</sub>Al<sub>0.03</sub>)<sub>7.98</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>  
 Обр. 6047п<sub>1</sub>: 2 — (Mg<sub>5.51</sub>Fe<sub>1.07</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.06</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.03</sub>Ni<sub>0.02</sub>Ca<sub>0.09</sub>Na<sub>0.02</sub>)<sub>6.80</sub>(Si<sub>7.81</sub>Al<sub>0.03</sub>)<sub>7.84</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>3.13</sub>  
                   3 — (Mg<sub>5.31</sub>Fe<sub>1.36</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.09</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.04</sub>Ni<sub>0.02</sub>Ca<sub>0.16</sub>Na<sub>0.02</sub>)<sub>7.00</sub>(Si<sub>7.95</sub>Al<sub>0.04</sub>)<sub>7.99</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>  
 Обр. 6045р: 2 — (Mg<sub>5.62</sub>Fe<sub>0.58</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.06</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.03</sub>Ni<sub>0.01</sub>Ca<sub>0.05</sub>Na<sub>0.01</sub>)<sub>6.37</sub>(Si<sub>7.76</sub>Al<sub>0.03</sub>)<sub>7.79</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>3.82</sub>  
                   3 — (Mg<sub>5.63</sub>Fe<sub>1.07</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.12</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.05</sub>Ni<sub>0.02</sub>Ca<sub>0.09</sub>Na<sub>0.01</sub>)<sub>6.99</sub>(Si<sub>7.03</sub>Al<sub>0.06</sub>)<sub>7.99</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>

Примечание. 1 — результаты анализа (химико-аналитическая лаборатория ВСЕГЕИ); 2 — после приведения к 100 вес. %; 3 — после пересчета на 100% антофиллит-асбеста (после исключения талька, по H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определенному по данным ТГ).

ее количества и потому недостающее восполнение катионов в октаэдрическом слое асбеста за счет окисления (Хмара, Кудрявцев, 1973) следует считать необоснованным. Наши исследования подтверждают предположение В. С. Соболева и Е. А. Костюка (1965) и данные В. В. Байракова (1973), что количество конституционной воды в антофиллите и его волокнистой разновидности одинаково (рис. 2, 7, 8). Незначительное различие в потере веса между пробами ( $\approx 0.1\%$ ) обусловлено присутствием в одной из них (волокнистая разновидность) большего количества талька (рис. 2, 7, 8; табл. 3).

Для исследованных образцов асбеста были получены дифрактограммы, которые подтвердили принадлежность минерала к антофиллиту. В табл. 3 приведены межплоскостные расстояния только для 4 образцов из асбестоносных участков с зональностью первого и третьего типов. Они показывают, что кроме антофиллита в этих образцах присутствует тальк. На дифрактограммах асбестов из участков с зональностью второго типа кроме линий антофиллита отмечаются отражения, характерные для талька, хлорита, флогопита и магнезита.

Кривые ДТА антофиллит-асбестов в интервале 20–1300° характеризуются двумя эндотермическими эффектами (960–1060° и 1210–1270°, рис. 2). Согласно кривым ТГ, первая эндотермическая реакция сопровождается уменьшением массы образца в пределах от 1.5 до 2.8%, а вторая — от 0.05 до 0.1%. Широкий диапазон  $\Delta T_{\text{G}}$  (рис. 2) на кривых можно объяснить присутствием в антофиллит-асбестах талька, почти всегда ассоциирующего с антофиллитом. Термическое разрушение структур антофиллита и талька происходит примерно в одном и том же интервале — 940–1050° (Vermaas, 1952; Koltermann, 1965; Иванова и др., 1974). Эндотермические их эффекты на кривых нагревания суммируются, что вызывает затруднения при диагностике примеси талька в антофиллит-асбесте по кривым ДТА. Однако при дегидратации мономинерального талька кривыми ТГ фиксируется потеря массы на 4.8%, а маложелезистого антофиллита — 2.3% (с учетом содержания FeO).<sup>1</sup> Отсюда следует, что в зависимости от количественных

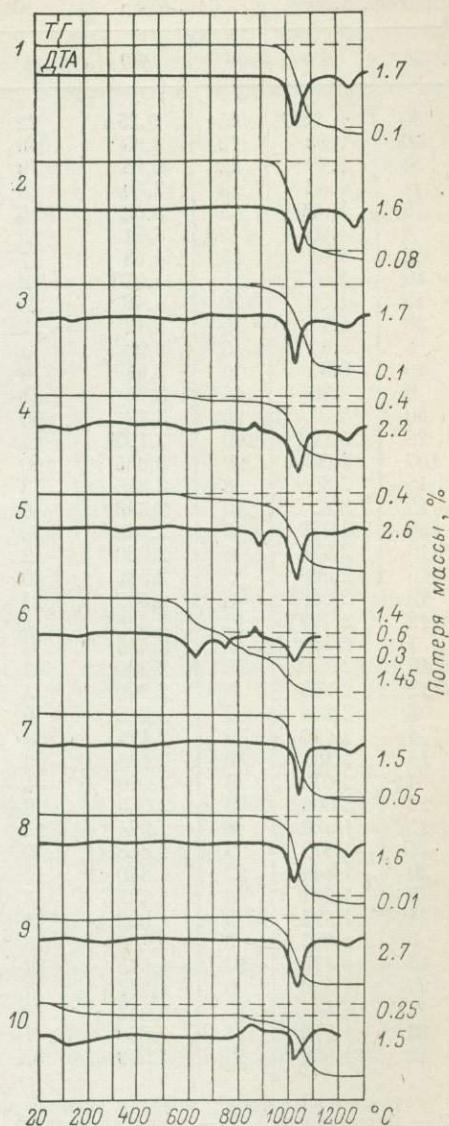


Рис. 2. Кривые ДТА и ТГ антофиллит-асбестов.

1, 2 и 9 — Унахинское рудопроявление: 1 — обр. 6047п<sub>1</sub> ( $T=20\%$ ), 2 — обр. 6047п<sub>2</sub> ( $T=15\%$ ), 9 — обр. 6045р ( $T=40\%$ ); 3 — Хугдерское рудопроявление, обр. 14д ( $T=20\%$ ); 4 — рудопроявление Пихтовое, обр. 24 г ( $T=35\%$ ,  $X=4\%$ ); 5 — рудопроявление Дорожное, обр. 6016в ( $T=50\%$ ,  $X=4\%$ ); 6 — рудопроявление Медвежий ключ, обр. 38 ( $T=5\%$ ,  $X=15\%$ ,  $K=1\%$ ); 7, 8 — Верхнегилойское рудопроявление: 7 — обр. 6000-о, антофиллит ( $FeO=7.78\%$ ,  $T=5\%$ ); 8 — обр. 6000п ( $FeO=7.70\%$ ;  $T=10\%$ ); 10 — обр. 6000-о, растирались в течение 1 ч; механические примеси в асбесте: Т — талька, Х — хлорита, К — кальцита.

<sup>1</sup> 1 вес.% FeO при переходе в  $Fe_2O_3$  уменьшает показания потери массы кривыми ТГ на 0.11%.

Таблица 3

## Результаты расчета дебаеграмм антофиллит-асбеста

Обр. 6047п		Обр. 6045р		Обр. 6000о		Обр. 6000п		Антофиллит ASTM, 1967	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
30	9.40AT	65	9.25AT	22	9.34AT	26	9.34AT	25	9.3
20	9.02	12	8.90	40	9.01	21	8.93	30	8.9
55	8.19	22	8.16	70	8.28	55	8.22	55	8.26
4	7.50	3	7.48	5	7.49	3	7.49	8	7.48
8	5.039	8	5.02	6	5.03	6	5.03	14	5.04
4	4.90	5	4.91	3	4.91	4	4.90	10	4.90
12	4.64	25	4.68	7	4.65	8	4.62	14	4.62
10	4.57T	15	4.57T	2	4.57T	5	4.53T	—	—
15	4.50	20	4.49	26	4.51	20	4.49	25	4.50
30	4.11	15	4.12	27	4.11	22	4.11	20	4.13
5	3.91	5	3.90	3	3.86	3	3.86	14	3.90
10	3.64	6	3.61	6	3.63	6	3.66	35	3.65
8	3.36	15	3.35	21	3.36	18	3.37	30	3.36
50	3.24	35	3.22	55	3.23	52	3.24	60	3.24
20	3.11T	100	3.10T	11	3.11T	18	3.11T	—	—
100	3.04	90	3.045	100	3.04	100	3.04	100	3.05
15	2.86	8	2.875	3	2.87	11	2.87	20	2.87
15	2.83	10	2.843	6	2.836	14	2.823	40	2.84
30	2.738	16	2.742	30	2.749	31	2.749	20	2.74
10	2.674	6	2.680	12	2.680	7	2.681	30	2.68
15	2.588	9	2.586	10	2.586	7	2.580	30	3.590
12	2.538	8	2.532	12	2.530	8	2.523	40	2.540
12	2.499T	12	2.486T	3	2.486T	5	2.497T	—	—
7	2.430	5	2.430	4	2.431	4	2.431	13	2.434
10	2.320	9	2.330	9	2.330	8	2.319	20	2.318
12	2.286	7	2.290	4	2.290	6	2.281	20	2.290
8	2.240	7	2.245	6	2.244	5	2.244	14	2.252
4	2.170	4	2.174	3	2.167	3	2.175	10	2.174
15	2.141	9	2.138	9	2.138	10	2.134	30	2.142
4	2.072	3	2.070	—	—	—	—	10	2.074
10	2.060	6	2.060	3	2.060	4	2.064	10	2.060
10	1.988	8	1.974	12	2.020	9	2.020	16	1.991
4	1.873	9	1.865	3	1.875	3	1.872	12	1.875
20	1.841	12	1.840	15	1.843	15	1.843	20	1.839
8	1.731	4	1.727	8	1.733	8	1.733	30	1.734
4	1.695	5	1.689	3	1.688	3	1.689	14	1.693
3	1.637	3	1.639	3	1.643	—	—	10	1.639
16	1.615	12	1.615	22	1.617	18	1.617	30	1.618
5	1.580	5	1.583	4	1.580	—	—	20	1.583
17	1.544	10	1.542	20	1.544	18	1.543	—	—
12	1.512	11	1.520	7	1.510	9	1.510	—	—
12	1.500	18	1.500	27	1.499	15	1.499	—	—

П р и м е ч а н и е. Условия съемки: дифрактометр УРС-50И; отфильтрованное Со-излучение. Т — линии талька, AT — линии антофиллита и талька.

соотношений антофиллита и талька в антофиллит-асбесте должна наблюдаться на кривых ТГ потеря веса в пределах от 2.3 (при 100% антофиллита в пробе) до 4.8% (при 100% талька). Эта зависимость была использована нами при оценке количественных соотношений антофиллита и талька как в асбестах, так и в тальково-антофиллитовых породах. Для удобства расчетов был составлен график, по оси ординат которого откладывается соотношение антофиллита и талька (в %), а по оси абсцисс — соответствующее им суммарное количество гидроксильной воды (рис. 3). В составе исследованных антифиллит-асбестов содержится в среднем 9% FeO. Учитывая реальный минеральный состав изученных проб, количество конституционной воды в них должно быть порядка 2.2%. Эта цифра и была принята нами при расчетах кристаллохимических формул антофиллит-асбеста, а также при графическом способе оценки содержания талька в антофиллит-асбестовых рудах.

Термические эффекты, наблюдавшиеся на кривых нагревания аントофиллит-асбестов в интервале 600—900°, обусловлены примесью хлорита (рис. 2, 4, 5) или хлорита и кальцита (рис. 2, 6). Высокотемпературный эндотермический эффект при 1210—1260°, как показали специальные исследования, является результатом нескольких термических превращений: частичным плавлением материала, переходом гематита в магнетит, энстатита в протоэнстит, раскристаллизацией аморфного кремнезема, образующегося при распаде амфибола и др. Следует отметить, что на кривых ДТА аントофиллит-асбестов отсутствует экзотермический пик в интервале температуры 800—860°, наблюдающийся на термограммах, приведенных в литературе (Wittels, 1952; Vermaas, 1952). Представляется, что эти различия обусловлены способом подготовки пробы для анализа: на термограмме аントофиллита, растертого в течение 1 ч, этот эффект присутствует (рис. 2, 10).

В заключение отметим, что выполненное нами исследование амфибил-асбестов изrudопроявлений Дальнего Востока показало, что все они представлены аントофиллит-асбестом. Тремолит- и актинолит-асбесты авторами не обнаружены.

2. Лучшие руды аントофиллит-асбеста приурочены к существенно тальково-антрофиллитовым породам (зональность третьего типа), в составе которых тремолит и хлорит встречаются крайне редко или отсутствуют вовсе.

3. При изучении состава аントофиллит-асбеста, а также при расчете его кристаллохимической формулы необходимо параллельно с химическим анализом использовать данные количественного термического анализа, позволяющего выявить присутствие и количество механических примесей, от которых очень трудно освободиться.

4. При разрушении структуры железистого аントофиллит-асбеста в процессе нагревания (980—1060°) образуются энстатит, гематит и аморфный кремнезем. При повышении температуры нагревания до 1300° энстатит переходит в протоэнстит, гематит — в магнетит и аморфный кремнезем — в кристобалит.

## ЛИТЕРАТУРА

- Байраков В. В. Вопросы генезиса, метаморфизма и перспективы асбестоносности ультраосновных пород Западного Приазовья. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., 1973.
- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970.
- Иванов В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л., 1974.
- Луцкина Н. В., Кушнирь Г. И. О выделении позднеархейских гипербазитов Становой складчатой области в самостоятельный комплекс. — Тез. докл. II регион. петрограф. совещ. Иркутск, 1974.
- Соболева В. С., Костюк Е. А. Минералогия амфиболов. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1965, вып. 31.
- Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М., 1972.
- Хмаря А. Я., Кудрявцев В. Н. Терсунское месторождение аントофиллит-асбеста. — Геол. рудн. месторожд., 1973, т. XV, № 1.

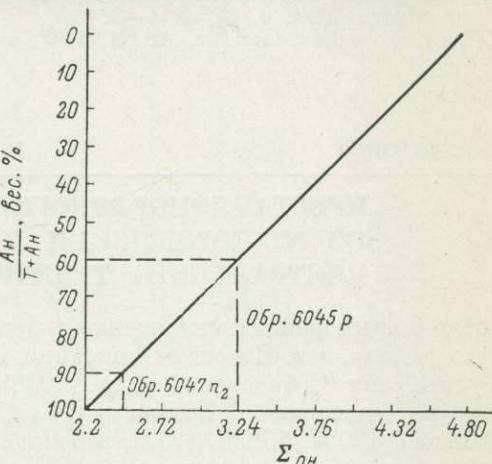


Рис. 3. Зависимость между изменением массы асбеста при нагревании и содержанием в нем примесей аントофиллита и талька.

Т — тальк; Ан — аントофиллит; OH — потеря массы с учетом содержания в асбесте FeO.

- Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. — Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохимии. Вып. 4. М., 1956.
- Koltermann M. Der thermische Zerfall des Anthophyllits und die Bildung von Fluor-Anthophyllite und Norbergit bei der Reaktion von Magnesium-Silikaten mit NaFe, LiF und HF. — Neues. Jahrb. Miner., 1965, N 6.
- Vermaas F. H. S. The amphibole asbestos of S. Africa. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1952, v. 55.
- Wittels M. Structural transformations in amphiboles at elevated temperatures. — Amer. Miner., 1952, v. 37, N 1—2.
- X-Ray powder date file, ASTM, 1967, set 6—10, N 9-455.

А. Р. ФАЙЗИЕВ

## КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ ФЛЮОРИТА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Специальных работ, посвященных формам кристаллов флюорита исследуемого района, нет. Известны описания морфологии флюорита месторождения Кули-Калон (Соболевский и др., 1936) и ряда месторождений Южного Гиссара и Карагегина (Шифрин и др., 1937; Ермаков, 1950; Арбузова, 1959; Файзиев, 1965а, 1965б, 1972), в основном ограничивающиеся перечислением габитусных форм кристаллов.

Здесь мы приведем результаты, полученные нами при изучении кристаллов флюорита ряда месторождений и рудопроявлений плавикового шпата, оптического флюорита, а также месторождений некоторых других полезных ископаемых, где флюорит образует сравнительно большие скопления.

Флюорит месторождений плавикового шпата отличается большим разнообразием форм, образуя в большинстве случаев кубические и октаэдрические кристаллы (Верхний Бигар, Бигар, Такоб, Кальтуч), между которыми существуют все постепенные взаимные переходы с различным развитием тех или других типов граней (см. таблицу). Наиболее распространеными формами кристаллов кубического габитуса являются комбинации {100}, {111} и {110}; менее распространены комбинации {100} только с {111} или {110}. Октаэдрический тип кристаллов представлен главным образом комбинацией с {100}, редко — с {110} и {100}. В Диамаликском месторождении встречаются также кристаллы ромбододекаэдрического габитуса, причем все три типа кристаллов образуют различные комбинации, а на кристаллах Верхнего Бигара и Кальтуча отмечаются грани {113}.

Кристаллы некоторых месторождений плавикового шпата (Красные Холмы, Анкуч, Могов, Азрек) имеют только кубический габитус, причем наиболее часто встречаются комбинации {100} с {110}, реже — с {111}, а комбинация {100} с {113} отмечается во всех месторождениях этого типа, особенно в Азрекском рудопроявлении (см. таблицу). На кристаллах из Азрека, а также из Такоба встречается гексаэдр, редкий для флюорита Центрального Таджикистана (Шифрин и др., 1937).

На месторождении Тунихарв наблюдаются только октаэдрические кристаллы, а на Кондара — только кубические. На Кондаринском месторождении преобладают кристаллы октаэдрического габитуса, встречающиеся в комбинации с {100}, причем грани {111} и {100} достигают одинакового развития, особенно в верхних горизонтах.

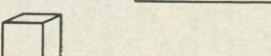
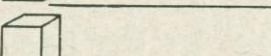
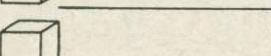
Форма кристаллов флюорита из месторождений оптического сырья менее разнообразна. В большинстве случаев это куб, иногда осложненный плохо развитыми гранями других простых форм (см. таблицу). По подсчетам В. И. Соболевского (1936), общее количество кристаллов с гранями {113} на Кули-Калоне немногим меньше 1.0%, с {110} — 0.7%, с {100} — единичны.

Форма, размер и температура гомогенизации кристаллов флюорита из месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана

1/2 11 Зак. № 678

Тип место- рождения	Месторождение	Символы граней кристаллов		Форма кристаллов	Размер, см	Температура гомогениза- ции, °C
		габитусных форм	второстепенных форм			
Природные рудопроявления	Верхний Бигар	{100}, {111}	{110}, {311}		до 3.0	122—170
	Бигар	{100}, {111}	{110}		до 2.0	150—175
	Диамалик	{100}, {111}, {110}			до 1.5	145—340
	Кондара	{111}	{100}		до 5.0	180—280
	Такоб	{100}, {111}	{110}, {731}		до 2.0	150—250
	Красные Холмы	{100}	{110}, {111}, {311}		до 10.0	120—190
	Анкуч	{100}	{110}, {311}, {111}		до 5.0	135—200
	Могов	{100}	{111}, {110}		до 15.0	105—192
	Кальтуч	{111}, {110}	{110}, {311}		до 3.5	118—160
	Тунихарв	{111}			до 3.0	130—160
	Азрек	{100}	{110}, {311}, {111}, {731}		до 2.5	105—190
	Чапдара	{100}			до 0.5	70—90

Продолжение

Тип месторождения	Месторождение	Символы граней кристаллов		Форма кристаллов	Размер, см	Температура гомогенизации, °C
		габитусных форм	второстепенных форм			
Оптического флюорита	Кули-Калон	{100}	{110}, {311}, {111}		до 26.7	110—150
	Казнок	{100}	{110}, {311}, {111}		до 5.0	70—160
	Джушхар	{100}	{311}, {111}		до 0.5	90—168
	Пушневат	{100}	{110}		до 1.5	60—115
Рудно-сульфидный	Турк-Парида	{100}			до 0.4	48—66
	Иджам	{100}			до 0.6	62—88
	Тая-Таш	{100}			до 0.5	66—82

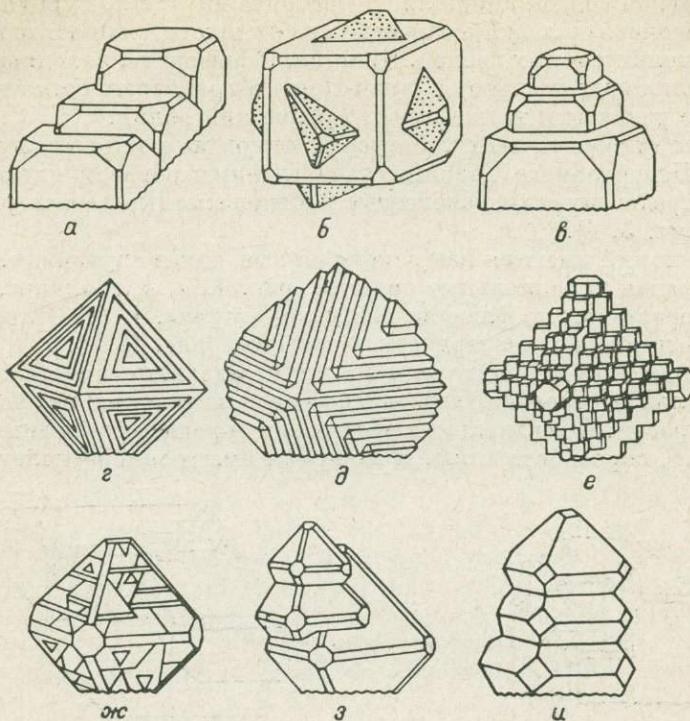


Рис. 1. Сростки кристаллов флюорита из месторождения Верхний Бигар.

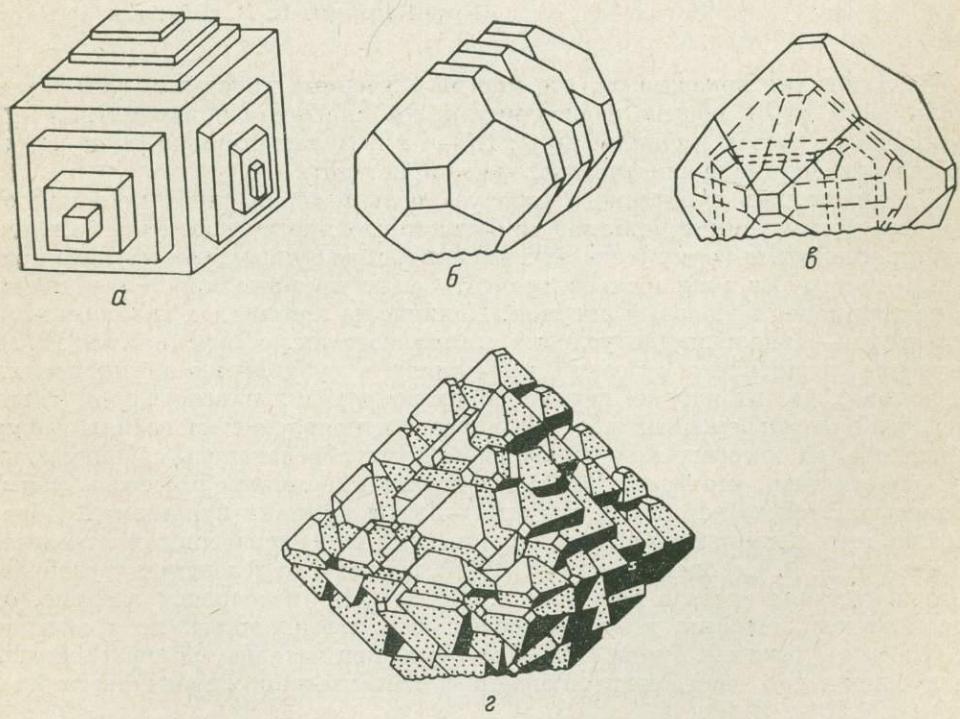


Рис. 2. Сростки кристаллов флюорита из Диамаликского месторождения.

Отличительной чертой кристаллов флюорита из ртутно-сурьмяных месторождений северного склона Гиссарского хребта являются простые кубические формы без дополнительных граней. Кристаллы флюорита, находящиеся в пегматитах нефелиновых сиенитов (Дараи-Пиез) и гранитных пегматитах (Тро), обычно плохо развиты и также имеют кубический облик.

Кристаллы флюорита всех габитусных типов из месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана главным образом плоскогранные. Попадаются среди них также скелетные и антискелетные формы (рис. 1, *г—е*, рис. 2, *а* и рис. 3, 4).

Среди срастаний имеются как закономерные, так и случайные. К закономерным относятся параллельные сростки (рис. 1, *а, в, з, и*; рис. 2, *б, г*) и двойники прорастания по флюоритовому закону (рис. 1, *б*). Октаэдрические грани иногда имеют полицентрическое развитие (рис. 1, *ж*).

В рудопроявлениях Тунихарв и Калътч отдельные кристаллы обнаруживают зональное строение, выражющееся в изменении интенсивности и характера окраски. В центральных частях они окрашены в бледные тона фиолетового цвета, порою бесцветны, а по краям имеют темно-фиолетовый цвет.

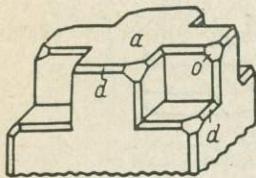


Рис. 3. Пустоты на вершинах кристалла флюорита.

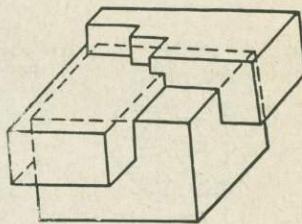


Рис. 4. Характер взаимного обраствания кристаллов флюорита из месторождения Кули-Калон (по В. И. Соболевскому).

Исследования показывают, что многие изученные кристаллы сплюснуты вдоль одной из  $L_4$ , обычно перпендикулярной плоскости прикрепления при соотношении высоты к ширине до 1 : 1.5—1 : 3. Исключительно редко встречаются удлиненные призматического вида кристаллы.

На кристаллах кубического габитуса рельеф грани {100} меняется от гладкого для мелких кристаллов до бугристого с многочисленными субиндинидами, имеющими форму усеченных пирамид, для крупных; чем крупнее кристалл, тем грубее микрорельеф граней. Самые крупные кристаллы имеют на гранях паркетообразный рисунок. Наличие на кристаллах гранного микрорельефа — свидетельство условий длительного их роста (Фекличев, 1970). Изучение внутреннего строения кристаллов с субиндинидами на гранях показывает, что их рост на первых порах происходил плоскогранно. Затем следовал кратковременный перерыв в росте и появление на гранях фигур травления, на которых при дальнейшем росте образовались субиндиниды. Нужно отметить, что грани {100} некоторых кристаллов рассечены узкой прорезью, глубина которой достигает 1—2 см в крупных кристаллах. Образование этих прорезей, имеющих ярко выраженное террасовидное строение, по мнению В. И. Соболевского и др. (1936), происходит вследствие своеобразного нарастания слоев в кристаллах. Грани {111} в основном гладкие, от блестящих до матовых, иногда с шагреневой поверхностью, но в отличие от {100} не бугристые. Грани {110} блестящие или матовые, обычно свободны от субиндинидов, часто испещрены в направлении, перпендикулярном ребрам {110} : {100}.

На кристаллах октаэдрического габитуса грани {100} блестящие, обычно свободные от положительных скульптур роста. Грани {111} блестящие в мелких кристаллах и матовые в крупных. Редко можно встретить грани, имеющие слоистую скульптуру. Слагающие грани слои бывают различной тол-

щины и чаще всего концентричны и имеют правильную треугольную форму (рис. 1, *д*). Образование таких ступенчатых кристаллов, по данным И. И. Шафрановского (1961), указывает на уменьшение концентрации растворов при кристаллизации. Толстые слои роста на этих кристаллах приобретают округлую форму, особенно в том случае, когда на ступеньках антискелетных кристаллов возникают новые центры роста (Вовк, Мельников, 1966). Границы {110} блестящие, редко со ступенчатым строением.

Границы {110} на кристаллах ромбододекаэдрического габитуса в основном гладкие, блестящие, редко слегка закруглены и матовы.

Границы тетрагонтриоктаэдра и гексоктаэдра блестящие, без каких-либо заметных граневых сколов.

Фигуры естественного травления проявляются на гранях отдельных кристаллов в виде углублений и каналов, причем последние развиты обычно вдоль трещин в кристаллах. Более сильно корродированными чаще всего бывают плоские, не покрытые субиндивидами, грани куба. Иногда на гранях наблюдаются довольно крупные фигуры растворения, контуры пересечения которых с плоскостью граней представляет ломанную зазубренную линию. В крупных кристаллах из месторождений Кули-Калон, Могов и Красные Холмы глубина таких каверн достигает 0,5 см. В. И. Соболевским описаны своеобразные типы фигур травления для кристаллов из Кули-Калона в виде слегка изогнутых червеобразных углублений 0,1—0,2 мм длиной и игольчатые углубления, равномерно рассеянные по всей поверхности грани. Последние в противоположность червеобразным фигурам наблюдаются и внутри кристаллов, образуя мохообразные скопления. Для мелких кубических кристаллов процесс растворения выражен в матовости некоторых граней.

Природное растворение октаэдрических и ромбододекаэдрических кристаллов проявлено очень слабо и выражено в образовании на гранях каналов и лунок небольших размеров, имеющих иногда ограниченную (трех- и четырехугольную) форму, а также в некотором закруглении ребер и вершин.<sup>1</sup>

Температура гомогенизации газово-жидких включений (без поправки на давление) колеблется в широких пределах (см. таблицу): самую низкую — 88—48° С имеют кристаллы из ртутно-сурьмяных месторождений, более высокую — 168—70° — кристаллы из месторождений оптического флюорита; диапазон температур гомогенизации включений в кристаллах плавиковошпатовых месторождений очень широк — 340—60°.

Для включений во флюорите из пегматитов нефелиновых сиенитов (Дараин-Пиэз) и из гранитных пегматитов (Тро) температура гомогенизации соответственно 240—220 и 180—120°.

Для флюоритов месторождений Южного Гиссара и Каратегина выявляется общая эволюция габитусных форм от куба через октаэдр к ромбододекаэдру. Такая смена форм наблюдалась нами в кристаллическом сростке из месторождения Диамалик, имеющем зональное строение (рис. 2, *в*).

Между тем для некоторых месторождений (Красные Холмы, Могов, Анкуч) морфологических различий между разновременными кристаллами флюорита не наблюдается.

Указанная последовательность эволюции габитусных форм для флюоритов различных генераций соблюдается не всегда (например, на месторождении Верхний Бигар самая ранняя и самая поздняя генерации флюорита образуют кубические формы, а промежуточная — октаэдрические). Она выдерживается в пределах одной генерации. Так, на Диамаликском месторождении более ранние октаэдрические кристаллы флюорита III в процессе роста сменяются ромбододекаэдрическими. Это согласуется с существующими гипотезами, связывающими причину эволюции габитусных форм кристаллов

<sup>1</sup> Приведенные морфологические описания недостаточны для окончательной диагностики процессов роста или растворения и тем более для реконструкции условий и скорости роста (прим. ред.).

как с падением пересыщения раствора (Барабанов, 1959), так и с изменением соотношения между ионами  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{F}^-$  в растворе (Шафрановский, 1960), и с тенденцией кристаллов со временем покрываться гранями с наименьшими плотностями сеток (Евзикова, 1958). Такая смена одного габитусного типа на другой, по-видимому, совершается при значительном изменении пересыщения по мере удаления раствора от источника рудоносных гидротерм. На это указывает изменение формы кристаллов флюорита I от октаэдра в нижних горизонтах месторождения Верхний Бигар к кубу в верхних. При этом изменение температуры, на наш взгляд, не играет определяющей роли, что ранее было нами показано на конкретных примерах (Файзиев, 1965а, 1972). Действительно, формирование кристаллов определенной габитусной формы не ограничено жесткими температурными рамками. Так, температуры гомогенизации включений в кубических кристаллах флюорита I из Диамаликского месторождения лежат в интервале 340—325°, а флюорита II — в интервале 165—145°.

Кроме пересыщения на изменение габитусных форм кристаллов флюорита могли повлиять и другие факторы, в частности химизм среды, опреде-

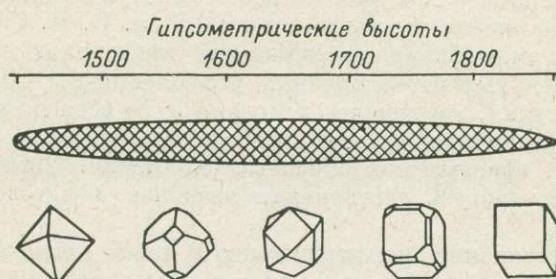


Рис. 5. Смена габитусных форм кристаллов флюорита по восстанию жил на месторождении Верхний Бигар.

ляемый в какой-то степени составом вмещающих пород. Последнее можно предположить на том основании, что в рудопроявлениях, локализованных среди известняков (месторождения оптического флюорита Зеравшанского хребта и ртутно-сурьмяные месторождения северного склона Гиссарского хребта), кристаллы флюорита имеют исключительно кубический габитус, в гранитоидах (месторождения плавикового шпата Южного Гиссара и Карагина) — кубический и октаэдрический, а в андезитовых порфириях (Диамалик) наряду с кубическими и октаэдрическими появляются кристаллы ромбододекаэдрического габитуса. Одновременное нахождение в породах одного и того же минерального и химического состава кристаллов нескольких габитусных типов нужно отнести прежде всего за счет изменения кислотности—щелочности растворов, а их присутствие на одном гипсометрическом уровне — результат стадийности формирования флюоритовых рудопроявлений.

Роль химизма среды в эволюции кристаллов флюорита доказана экспериментально (Гликин, Петров, 1966; Василькова и др., 1972, 1973, и др.). В частности, по данным Н. Н. Васильковой с соавт. (1972), избыток фтора в растворе обеспечивает кубический габитус кристаллов флюорита, напротив, октаэдрический облик кристаллов связан с высокой активностью кальция. Таким образом, во вмещающих породах карбонатного состава, где активность кальция высокая, мы вправе ожидать наличие кристаллов флюорита только октаэдрического габитуса, что противоречит наблюдениям: в месторождениях и рудопроявлениях оптического флюорита, локализованных в известняках, как уже было отмечено, встречаются кристаллы исключительно кубического облика.

По данным Ф. Я. Корытова (1972), октаэдрические кристаллы флюорита из месторождений Забайкалья характеризуются большим разнообразием и довольно высокой концентрацией примесей, прежде всего редких земель и натрия, а кубические — бедны этими примесями. Изучение химического состава флюоритов Центрального Таджикистана подтверждает эти данные.

В заключение охарактеризуем изменение формы кристаллов флюорита ранней генерации с глубиной, выявленное на месторождении Верхний Бигар. В верхних горизонтах кристаллы имеют кубический габитус с гранями {110} и {111}. В средних горизонтах преобладают кубооктаэдрические кристаллы с примерно одинаковым развитием обеих форм, а в нижних — преимущественно октаэдрические кристаллы в комбинации с {110}. Несколько идеализированная схема смены габитусных форм по восстанию жил на этом месторождении изображена на рис. 5 (для случая, когда флюоритовая жила еще не затронута процессами эрозии). Эту закономерность можно использовать для оценки уровня эрозионного среза, а также прогноза флюоритового оруденения на глубину, на что было указано раньше (Архипчук, Локерман, 1966).

## ЛИТЕРАТУРА

- Арбузов С. К. К минералогии свинцово-флюоритовых месторождений Кондара и Диамалик. — Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минер. об-ва, 1959, т. CIV, вып. I.
- Архипчук Р. З., Локерман А. А. Новые данные о зависимости формы кристаллов флюорита от условий образования. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1959, № 20, вып. 4.
- Барабанов В. Ф. Флюорит из Букубинскоговольфрамитового месторождения. — ЗВМО, 1959, ч. 88, вып. 2.
- Василькова Н. Н., Кукушкина О. А., Сидоренко Г. А., Шушканов А. Д. Экспериментальное исследование типоформных особенностей флюорита. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.
- Василькова Н. Н., Кукушкина О. А. Состав, свойства и условия образования флюорита из месторождений, связанных с гранитоидами. — Геохимия, 1973, № 5.
- Вовк П. К., Мельников В. С. Кристалломорфология флюорита из некоторых флюоритовых месторождений Хурайской группы, Зап. Забайкалье. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
- Гликин А. Э., Петров Т. Г. Экспериментальное изучение форм роста кристаллов флюорита в гидротермальных условиях. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1966, № 20, вып. 3.
- Евзикова Н. З. К вопросу об изменении форм кристаллов в процессе их роста. — ЗВМО, 1958, ч. 87, вып. 6.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
- Корытов Ф. Я. Форма и окраска кристаллов флюорита из флюоритовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.
- Соболевский В. И., Сарычева А. В., Смолянский Е. Н. Кули-Калонское месторождение и его оптический флюорит. М., 1936.
- Файзиев А. Р. Минералогия и температура образования минералов рудопроявления Красные Холмы (Южный Гиссар). Изд. Отд. физ.-техн. и хим. наук АН Тадж. ССР, 1965а, вып. 1.
- Файзиев А. Р. Минералого-петрографическая характеристика Тунхарвского флюоритового рудопроявления. — В кн.: Вопросы геологии Таджикистана. Вып. 2. Душанбе, 1965б.
- Файзиев А. Р. Минералогия и особенности генезиса флюоритовых месторождений юго-западного Карагина (Южный Тянь-Шань). Душанбе, 1972.
- Фекличев В. Г. Микрокристалломорфологические исследования. М., 1970.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Львов, 1960.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. М., 1961.
- Шифрин С. В., Гецева Р. Б. и др. Такоб — месторождение плавикового шпата. М.—Л., 1937.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ,  
НАЗЫВАЕМЫХ ФОСФУРАНИЛИТОМ,  
ФОСФУРАНКАЛЬЦИЛИТОМ И ФОСФАТНЫМ  
АНАЛОГОМ ТРЁГЕРИТА**

Название «фосфуриллит» впервые дал Ф. Гент (Genth, 1879) минералу, встреченному в виде микроскопических прямоугольных чешуек лимонно-желтого цвета в пегматитах Флат-Рок Северной Каролины (США). На основании химического анализа Ф. Гент вывел формулу  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , полагая, что 4.4% PbO, обнаруженные в анализированной пробе, обязаны механической примеси церуссита. Позже Е. Ларсен (Larsen, 1921) привел для фосфуриллита диагностические оптические свойства.

В 1950 г. К. Фрондель (Frondel, 1950) высказал мнение, что предложенная Ф. Гентом формула фосфуриллита была выведена на основании неточного химического анализа. К. Фрондель качественно не обнаружил свинца в образцах из коллекций Ф. Гента и Е. Ларсена, но определил в них кальций. Ввиду ограниченности материала Ф. Гента и Е. Ларсена количественный частичный химический анализ К. Фрондель произвел на образцах минерала из других месторождений, в которых также определил кальций. На основании изоструктурности изученного минерала с девиндитом он предложил идеальную формулу для фосфуриллита —  $\text{Ca}_3(\text{UO}_2)_5(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , в то же время результаты приведенных частичных химических анализов не подтверждали ее. Позже, изучая ренардит  $\text{Pb}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , девиндит и фосфуриллит, несколько авторов (Bignand e. a., 1954; Frondel, Cuttita, 1954; Hogarth, Nuffield, 1954) почти одновременно пришли к выводу об идентичности структур этих минералов. Была предложена общая формула  $\text{A}^{2+}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , хотя большинство химических анализов, приведенных в работах этих авторов, не соответствовали ей. Наблюдаемые отклонения в результатах химических анализов от предлагаемой формулы объяснялись неточностью анализа или загрязненностью анализированного материала.

Некоторое время в трудах зарубежных минералогов наблюдалось единство мнений в вопросе о химической сущности фосфуриллита. В то же время в работах советских исследователей этого единства не существовало. Так, Р. В. Гецева и К. Т. Савельева (1956) привели формулу фосфуриллита, предложенную Ф. Гентом, указав, что литературные данные о нем настолько противоречивы, что по существу не дают возможности составить определенного представления об этом минерале. М. В. Соболева и И. А. Пудовкина (1957) привели две следующие формулы:  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Ca}_3(\text{UO}_2)_5(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Л. Н. Белова (Белова, 1958; Белова и др., 1963), отметив, что под названием «фосфуриллит» оказались объединенными два минерала, вслед за зарубежными исследователями предложила для фосфуриллита формулу  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , а минерал состава  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  называть фосфатным аналогом трёгерита. И. И. Липшица (1959), наоборот, слюдку состава  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  называет фосфуриллитом, а минерал состава  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  — фосфуранкальцилитом. Такого же мнения придерживаются С. Г. Батулин и др., (1965). Е. З. Бурьянова (1972) предлагает для фосфуриллита формулу  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , приписывая ему свойства собственно фосфуриллита (фосфатного аналога трёгерита) и фосфуранкальцилита. Сохранение названия фосфуриллит за фосфатным аналогом трёгерита имеет не только историческое значение, но и то преимущество, что оно отражает состав минерала. Фосфуриллит (фосфатный аналог трёгерита) значительно отличается от фосфуранкальцилита по условиям образования, морфологии зерен и агрегатов, физическим свойствам и химическому составу. Фосфуриллит имеет желтый и бледно-желтый цвет, выделяется в виде пластинчатых, часто квадратных табличек, типичных для большинства урано-

вых слюдок. Минерал обычно образуется на настуране и урановых чернях, часто замещается отенитом, торбернитом и другими урановыми слюдками типа отенита. Реже его реликты отмечаются на лимоните, каолините или по трещинам вмещающих пород в ассоциации с другими урановыми минералами. Синтезированный фосфуранилит ромбический, параметры элементарной ячейки:  $a=13.11$ ;  $b=6.98$ ,  $c=16.93$ ;  $Z=3$ ,  $\rho=3.53$ . Удельный вес фосфуранилита колеблется от 3.6 до 3.9. Под микроскопом минерал имеет вид прямоугольных, часто квадратных пластинок;  $Ng=1.535-1.605$ ,  $Np=5.515-1.580$ ,  $Ng-Np=0.020-0.025$ . Характерная особенность минерала — отсутствие люминесценции в ультрафиолетовом свете при комнатной температуре.

Фосфуранкальцилит встречается в виде порошковатых и землистых налетов в верхах зоны окисления, где он замещает отенит, торбернит и другие слюдки типа отенита. Реже отмечаются игольчатые выделения минерала, размер иголок по удлинению обычно 1—2 мм, реже достигает 3—4 мм. Толщина иголок — десятые доли миллиметра. Цвет минерала оранжево-желтый или буровато-желтый. В ультрафиолетовом свете фосфуранкальцилит слабо люминесцирует грязновато-желтым цветом при комнатной температуре, сильная люминесценция — при температуре жидкого азота. Минерал ромбический,  $Ng=1.698-1.730$ ,  $Nm=1.696-1.720$ ,  $Np=1.658-1.695$ ,  $Ng-Np=-0.035-0.040$ . Удельный вес колеблется от 4.0 до 4.18.

Сложность вопроса о минералах, называемых фосфуранилитом и фосфуранкальцилитом, заключается не только в смешении двух минеральных видов, но главным образом в том, что имеется, очевидно, несколько минеральных разновидностей фосфуранкальцилита. Химический состав фосфуранкальцилита до настоящего времени достоверно не установлен, так как в литературе отсутствуют достаточно полные химические анализы этого минерала. Несмотря на довольно широкое распространение фосфуранкальцилита, в большинстве случаев при химическом анализе его определялось лишь несколько элементов, а дефицит суммы окислов приписывался воде (Frondel, 1958). Ограниченнное количество химических анализов и их неполнота объясняется трудностью отбора для анализа мономинеральной фракции фосфуранкальцилита (землистые присыпки, состоящие из микроскопических кристаллов в тесных срастаниях с другими минералами). Среди минералов-примесей в исследуемых агрегатах часто присутствуют урановые слюдки (отенит, торбернит, салеит и некоторые другие), а также почти всегда — кварц, полевой шпат, окислы марганца и железа, глинистые минералы. Поэтому диагностические данные, приводимые в литературе, часто характеризуют не один минеральный вид, а смеси нескольких минералов. К. Фрондель (Frondel, 1958) отмечает, что вариации в оптических свойствах фосфуранилитов указывают на непостоянство их химического состава. Он предполагал в природе наличие изоморфного ряда между фосфуранкальцилитом и ренардитом, а также возможность замещения в этих минералах кальция на натрий. Мы неоднократно обнаруживали в фосфуранкальцилите спектральным анализом натрий, стронций, свинец, магний, медь и калий. При этом иногда в преобладающих количествах присутствовал или только натрий, или только кальций, или примерно в равных количествах несколько из названных элементов. Однако в большинстве случаев полные химические анализы мы не могли проводить из-за малых навесок минерала. В табл. 1 приведены результаты химического анализа двух проб фосфуранкальцилита.

Первая проба (обр. 5а) — фосфуранкальцилит, развивающийся в виде корочек или землистых налетов по трещинам в туфах кварцевых порфиров.

Вторая проба (обр. 26/58) — землистые налеты фосфуранкальцилита в сильно каолинизированных туфобрекчиях и туфоловах кварцевых порфиров. Минерал находится здесь в тесном прорастании с альбитом, кварцем, лимонитом и каолинитом.

Под микроскопом изученный минерал имеет вид тонких мелких неправильной формы чешуек с явным плеохроизмом: по  $Np$  — бесцветный или бледно-желтый, по  $Nm$  — буровато-желтый, по  $Ng$  — желтый;  $Np=1.670-$

Таблица 1

## Химические анализы (в вес.%) фосфуранкальцилита

Компоненты	Обр. 5а	Обр. 26/58	Обр. 2 (Frondel, 1958)	(Bignand e. a., 1954)
UO <sub>3</sub>	68.30	58.95	76.40	65.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	11.20	10.72	11.10	9.10
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	Не обн.	—	—
SiO <sub>2</sub>	2.20	9.97	—	8.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	1.17	—	0.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	»	1.00	—	1.8
CaO	3.54	2.42	2.3	2.9
SrO	1.56	1.30	—	—
PbO	0.53	0.48	Сл.	—
K <sub>2</sub> O	1.10	2.80	—	—
Na <sub>2</sub> O	1.70	2.64	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9.30	8.40	8.4	5.5
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				2.9
Сумма	99.43	99.55	100.0	99.7
Формула	(Ca, Na <sub>2</sub> , K <sub>2</sub> , Sr) <sub>3</sub> ·(UO <sub>2</sub> ) <sub>6</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> (OH) <sub>6</sub> ·10H <sub>2</sub> O	(Ca, Na <sub>2</sub> , K <sub>2</sub> , Sr) <sub>3</sub> ·(UO <sub>2</sub> ) <sub>5.5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> (OH) <sub>5</sub> ·9H <sub>2</sub> O	Ca(UO <sub>2</sub> ) <sub>7</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> ·(OH) <sub>4</sub> ·11H <sub>2</sub> O	Ca <sub>1.5</sub> (UO <sub>2</sub> ) <sub>7</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> ·(OH) <sub>5</sub> ·12H <sub>2</sub> O

Приложение. Состав обр. 5а пересчитан на формулу за вычетом кварца; обр. 26/58 — за вычетом альбита, кварца и лимонита. Аналитик Н. Н. Кузнецова.

1.674,  $Nm=1.696-1.698$ ,  $Ng=1.701-1.706$ ,  $Ng-Np=0.031-0.032$ . Оптически двусочный, отрицательный,  $2V$  малый.

Данные табл. 1 показывают следующее: наличие в составе минерала помимо кальция других межслоевых катионов — стронция, натрия, калия и свинца; атомные отношения U : P значительно отличаются от 4 : 2, принятых для фосфуранкальцилита (Frondel, Cuttita, 1954; Bignand e. a., 1954; Белова, 1958, и др.); коэффициент для межслоевого катиона (в нашем случае Ca+Sr+Na<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>) в изученных минералах выше 1, который был принят для фосфуранкальцилита как аналога ренардита.

Принимая за основу расчета отношение окислов к P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, для обр. 5а, где в виде механической примеси отмечалось только небольшое количество кварца (контроль микроскопический), выводится следующая кристаллохимическая формула фосфуранкальцилита: A<sub>3</sub>(UO<sub>2</sub>)<sub>6</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>(OH)<sub>6</sub>·10H<sub>2</sub>O. Для обр. 26/58, за вычетом механических примесей, рассчитывается формула: A<sub>3</sub>(UO<sub>2</sub>)<sub>5.5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>(OH)<sub>5</sub>·9H<sub>2</sub>O.

В обеих формулах A=Ca+Sr+Pb+Na<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>. Учитывая наличие значительного количества примесей, можно допустить, что некоторое понижение содержания урана в пробе обр. 26/58 связано с трудностью точного пересчета анализа. Первая формула, видимо, наиболее полно соответствует составу минерала.

Следует отметить, что расчет наиболее полных химических анализов фосфуранкальцилита, приведенных К. Фронделем, а также К. Бигнандом и др. (Bignand e. a., 1954), показал (табл. 1), что атомное отношение U : P в них значительно отличается от 4 : 2, которое было принято для фосфуранкальцилита как для аналога ренардита, и равно 7 : 4, а коэффициент для кальция колеблется от 1 до 1.5. Г. Вапплер и Г. Шуберт (Wappler, Schubert, 1969) к тому же установили, что формула Ca(UO<sub>2</sub>)<sub>7</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>(OH)<sub>4</sub>·nH<sub>2</sub>O, т. е. с атомным отношением U : P=7 : 4, лучше соответствует плотности и пространственной группе, определенной для минерала.

Таким образом, по имеющимся химическим анализам, среди фосфуранкальциллитов можно выделить две разновидности: Sr, Na, K-фосфуранкальциллит — аналог девиндита с атомным отношением U : P=6 : 4 и коэффициентом межслоевого катиона, равным 3 (обр. 5а и 26/58), а также фосфуран-

Таблица 2

Результаты расчета дебаеграмм фосфуранилита, Na, K, Sr-фосфуранкальцилита и фосфуранкальцилита

Na, K, Sr-фосфуранкальцилит, обр. 26/58			Фосфуранилит, синтетическая фаза $(\text{UO}_2)_3 \cdot (\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$			Фосфуранкальцилит (Hogarth, Nuffield, 1954)		
I	d/n	hkl	I	d/n	hkl	I	d/n	hkl
			7	10.33	101	30	10.33	101
			41	8.45	002			
4	7.69	200	4	6.111	201, 110	100	7.91	200
5	5.77	030	48	5.109	202	50	5.83	220
2	4.913	301	3	4.987	112	5	4.92	301
2	4.759	311				20	4.72	311
2	4.416	103, 013				30	4.42	103, 032
			100	4.229	004, 301	10	4.30	321
			13	4.152	202, 113	60	3.96	400
9	3.861	410, 232				30	3.88	232
						30	3.81	240
8	3.405	313, 150	2	3.719	310, 204	20	3.44	004, 402
3	3.326	242	4	3.497	020			
9	3.116	510, 052	51	3.279	400	10	3.97	014, 412
			4	3.181	402	60	3.45	204
			9	3.086	220	60	3.40	052, 214
			15	3.046	221, 402	10	2.93	440
			31	2.965	410, 115	60	2.88	060
7	2.875	502	4	2.910	411, 222			
7	2.840	601, 512	15	2.798	006, 412			
1	2.627	025	8	2.709	223, 024			
4	2.565	540, 414	23	2.597	404, 206			
1	2.454	353, 135	16	2.504	224, 502			
4	2.405	630	26	2.433	414, 025			
			23	2.385	420			
			26	2.261	602			
4	2.156	0.55, 180	4	2.206	423			
			13	2.180	600			
			11	2.135	406			
			23	2.123	008			
5	2.076	505, 082	5	2.085	610			
4	2.060	515	7	2.048	416			
			9	2.027	012			
5	1.985	800	2	1.992	332			
2	1.960	535	5	1.959	613			
			20	1.944	604			
3	1.922	027						
4	1.880	662	41	1.870	614, 700			
6	1.853	506	5	1.813	662			
			11	1.783	525			
2	1.770	536	4	1.741	040			
			23	1.726	606			
1	1.708	108	6	1.701	624			
1	1.682	208	30	1.684	0.0.40			
			4	1.667	533			
2	1.653	228	11	1.653	242			
1	1.635	466	11	1.641	800			
1	1.611	646	9	1.612	802			
3	1.580	086	4	1.591	810			
3	1.566	248	6	1.569	812			
			4	1.555	343			
			15	1.536	440			

Примечание. Условия съемки: РКУ-114 мм,  $\text{FeK}_{\alpha\beta}$ , 35 кВ, 10 мА.

кальциллит с отношением  $U : P = 7 : 4$  и коэффициентом для кальция, колеблющимся от 1 до 1.5 (Bignand e. a., 1954; Frondel, 1958).

Возможно, что существует также фосфуранкальциллит с атомным отношением  $U : P = 4 : 2$ , т. е. аналог ренардита, но химическими анализами такой минерал пока не подтвержден.

Единственным средством уточнения кристаллохимической формулы минералов является решение их кристаллических структур. Однако до последнего времени не удавалось обнаружить или синтезировать монокристаллических образований минералов группы фосфуранкальцилита, пригодных для выполнения такого исследования, и диагностика их проводилась по данным порошковым. Но уже этого было достаточно, чтобы говорить о структурной индивидуальности фазы  $(UO_2)_3(PO_4)_2 \cdot nH_2O$  — фосфатного аналога трёгерита, которую впервые синтезировал Х. В. Дан (Dunn, 1957) и позже детально исследовал Г. А. Сидоренко с соавторами (1975). Синтез осуществлялся путем взаимодействия фосфорной кислоты и азотнокислого уранила: приливали 0.36 M раствора фосфорной кислоты, нагретой до 60° С, к 0.5 M раствору азотнокислого уранила. При  $pH=0.87-1.1$  образуется фосфураниллит. При синтезах образование этой фазы предшествует формированию урановой слюдки отенитового типа. Фосфураниллит ромбический,  $N=1.581$ ,  $a=13.11$ ,  $b=6.98$ ,  $c=16.93$ ,  $Z=3$ ,  $\rho=3.53$ . Набор межплоскостных расстояний фазы (табл. 2) доказывает ее принципиальное отличие от минералов кристаллохимической группы ренардита (ренардита, бергенита, дюмонтита, девиндита и фосфуранкальциллов), которые принято считать изоструктурными. Решение двух кристаллических структур этой группы минералов показывает, что в действительности имеет место гемеотишия (подобие структур) в большей мере, чем полная изоструктурность. Расшифровка кристаллической структуры дюмонтита (Piret-Meunier e. a., 1962), а затем фосфуранкальцилита (Шашкин, Сидоренко, 1975) показали, что основой структуры является уранилофосфатный слой с соотношением  $U : P = 3 : 2$ , группы  $(PO_4)$  изолированы (ортофосфаты), в слое содержатся  $(OH^-)$ -ионы, которые связывают три координационных полиэдра уранила и не входят в  $(PO_4)$ -тетраэдр (см. рисунок). Вполне допустимое замещение этого  $(OH^-)$ -иона на  $O^{2-}$  создает возможность изменения заряда слоя, а следовательно, количества межслоевых катионов и их валентности, что наблюдалось ранее на примере девиндита. При этом допущении состав уранилфосфатного слоя будет отражать формула  $(UO_2)_3(PO_4)_2(OH_{2-x}O_x)^{2+x}$ . Однако соотношение  $U : P$  в слое должно оставаться стабильным, отражающим состав основной строительной единицы кристаллической структуры минералов. Вариации этого соотношения могут быть обусловлены только примесями других минералов в исследуемых пробах. Как правило, наблюдается некоторый избыток  $(UO_2)^{2+}$  для соотношения 3 : 2, например 7 : 4, что может быть связано с присутствием в анализируемой пробе гидроокислов уранила.

Сопоставление решенных кристаллических структур рассматриваемой группы минералов позволяет заметить среди этих слоистых структур развитие политипии, т. е. различной укладки однотипных слоев, что имеет своим следствием образование ромбического фосфуранкальцилита и моноклинного дюмонтита. Порошковограммы этих двух минералов несколько различны.

Сопоставление дебаеграмм выявляет определенные различия и среди фосфуранкальциллов (табл. 2), которые находят свое объяснение в одновременном присутствии ромбического и моноклинного политипа фосфуранкальцилловой структуры. Однотипность структур минералов группы фосфуранкальциллов и индивидуальность фосфуранилита (фосфатного аналога трёгерита) подчеркивается сопоставлением параметров их элементарных ячеек (табл. 3).

Новые анализы (табл. 1) подтверждают сохранение соотношения  $U : P = 3 : 2$  при некоторой вариации катионного состава. Последнее может являться причиной присутствия в образце двух структурных политипов.

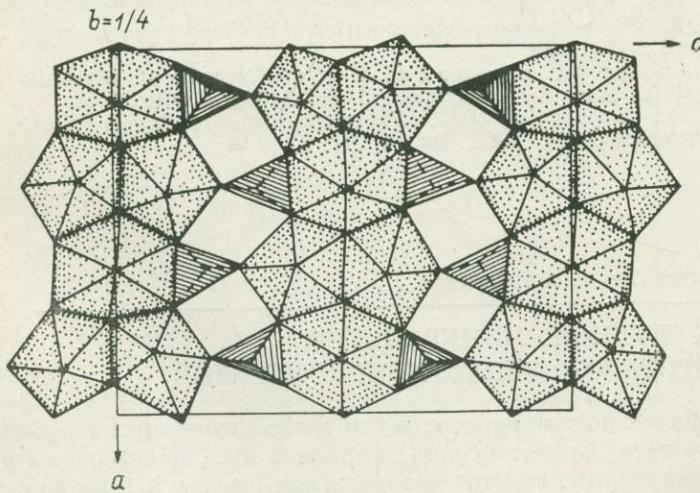
Таким образом, проведенное исследование показывает, что под названием фосфураниллит до последнего времени описываются различные мине-

Таблица 3

Параметры элементарной ячейки минералов ренардитовой группы

Минерал	Сингония	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	$\beta$ (в град)	<i>Z</i>	Источники
Фосфуранилит (фосфатный аналог трёгерита)	Ромбическая	13.11	6.98	16.93	—	3	Сидоренко и др. (1975)
Фосфуранкальциллит	»	15.85	17.42	13.76	—	8	(Hogarth, Nuffield, 1954)
Ренардит	»	16.01	17.50	13.76	—	4	(Frondel, Cuttita, 1954)
Девиндтит	»	16.00	17.62	13.66	—	4	(Hogarth, Nuffield, 1954)
Бергенит	»	16.20	17.70	13.90	—	4	(Bultman, Moh, 1959)
Дюмонтит	Моноклинная	8.16	16.73	7.02	110	2	(Piret-Meunier e. a., 1962)
Na, K, Sr-фосфуранкальциллит	Ромбическая	15.89	17.66	13.64	—	8	Данные авторов
Na, K, Sr-фосфуранкальциллит	»	15.87	17.43	13.75	—	8	

ральные виды. В первую очередь, это собственно фосфуранилит (фосфатный аналог трёгерита)  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и фосфуранкальциллы. Среди фосфуранкальциллов химическими анализами выделяются две разновидности: Na, K, Sr-фосфуранкальциллит ( $\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Sr}_3(\text{UO}_2)_6 \cdot (\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  — аналог девиндтита с формулой  $\text{Pb}_3(\text{UO}_2)_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , а также фосфуранкальциллит с формулой  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  или  $\text{Ca}_{1.5}(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Наличие в природе кальциевого аналога ре-



Фрагмент кристаллической структуры фосфуранкальцилита: строение уранилфосфатного слоя; в слое выделяются цепочки координационных полизидров урана, три полиздра имеют одну общую вершину (O, OH), не связанную с  $(\text{PO}_4)$ -тетраэдрами слоя.

нардита —  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4 \cdot (\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  — химическими анализами пока не подтверждено. В природе, видимо, встречается натриевый аналог фосфуранкальцилита, в катионной части которого, по данным спектральных анализов, резко преобладает натрий. Однако химический анализ его произвести не удалось ввиду ограниченного количества мономинеральной фракции.

Рентгеноструктурный анализ позволяет утверждать структурную индивидуальность фазы  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и стабильность основной строительной единицы фосфуранкальциллов группы девиндтита — нардита — слоя состава  $[(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_x]^{z-}$  при переменном количестве межслоевого катиона.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицин А. К., Переельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., 1965.
- Белова Л. Н. Арсенуранилит — мышьяковый аналог трёгерита. — ЗВМО, 1958, ч. 87, вып. 6.
- Белова Л. Н., Литенкова В. И., Новоросова Л. Е. О фосфатном аналоге трёгерита. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., 1963.
- Бурьянова Е. З. Определитель минералов урана. М., 1975.
- Гецеева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. М., 1956.
- Липилина И. И. Уран и его соединения. М., 1959.
- Сидоренко Г. А., Жильцова И. Г., Мороз И. Х., Валуева А. А. Синтез и кристаллохимическое изучение фосфатного аналога трёгерита. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2.
- Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. М., 1957.
- Шашкин Д. П., Сидоренко Г. А. Исследование кристаллической структуры фосфуранилита. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 5.
- Bignard C., Gonzi J., Guillemin C. La phosphuranylite, ses relations avec la dewindtite et la renardite. — Bull. soc. franç. min et cristallogr., 1954, t. 77, N 10.
- Bültmann W. H., Moh G. H. Berginit, ein neues Mineral der Phosphuraniilit-Gruppe. — Neues Jahrb. Miner. Monats., 1959, Hf. 10.
- Dunn H. W. X-ray Diffraction Date for some Uranium Compounds. — Oak Ridge National Lab. ORNL, 2092, 1957.
- Fronde C. Phosphuraniilit. — Amer. Miner., 1950, v. 35, N 9—10.
- Fronde C., Cuttita F. Renardite. — Amer. Miner., 1954, v. 39, N 5.
- Fronde C. Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, v. 1064.
- Genth F. A. Examination of the North Carolina uranium minerals. — Amer. Chem. Soc. J., 1879, v. 1, N1.
- Hogarth D. D., Nuffield E. W. Phosphuranilite and dewindtite. — Amer. Miner., 1954, v. 39, N 5.
- Larsen E. S. The microscopic determination of the nonopaque minerals. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, Bd 79.
- Piret-Meunier J., Leonard A., Van Meersche M. Structure de la dumontite. — Bull. Acad. Roy. Belgique. Cl. Sci., 1962, 5 serie, t. 48.
- Wappeler G., Schubert G. Phosphuraniilit von Bergen (Wogtland). — Miner. Lagerstättenforschung, 1969, Bd 14, Hf. 3.

М. С. КОНОВАЛОВА, В. С. ВОЙТОВИЧ

## К РУДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОНГЛЮМЕРАТОВ

В протерозойских конгломератах, в том числе в известных зарубежных месторождениях золота (Витватерсrand, Тарква и др.), обнаружены разнообразные рудные минералы, генезис которых, так же как и генезис самих месторождений, вызывает дискуссии (Крендлев, 1974, и др.). Изучение протерозойских конгломератов Карелии позволило выявить в них разнобразные рудные минералы первично россыпного генезиса, частично испытавшие метаморфические преобразования. Результаты исследований оказались интересными для понимания генезиса рудных минералов древних конгломератов.

В Карелии широко распространены разнообразные конгломераты, в основном среднепротерозойского возраста: полимиктовые и кварцевые, в том числе магнетито-гематитовые, обогащенные гематитом, марцитом и магнетитом, а также сульфидные, содержащие значительное количество пирита. Накопление конгломератов происходило преимущественно в аллювиальных, дельтовых, прибрежно-бассейновых и делювиально-пролювиальных условиях (Негрунца, Негрунца, 1965; Соколов и др., 1970; Войтович и др.,

1974 и др.). Конгломераты большей частью слабо метаморфизованы и характеризуются изменениями зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

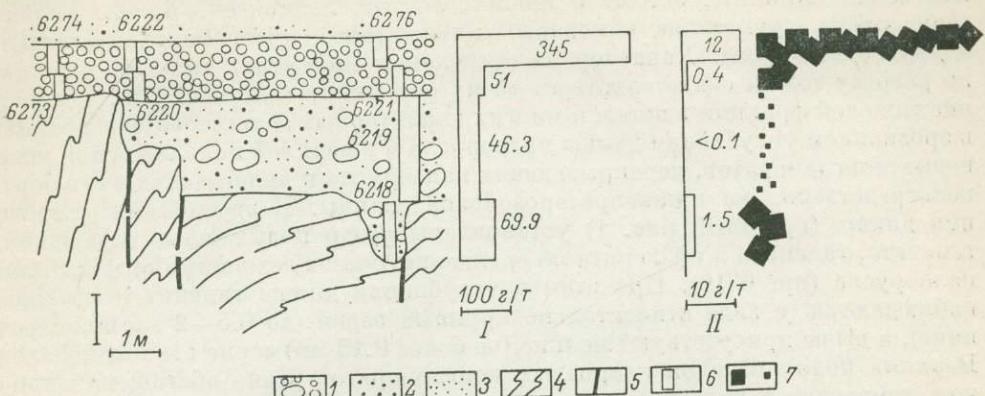


Рис. 1. Палеорусло, выполненное среднепротерозойскими, ятулийскими аллювиальными отложениями, и содержания в нем россыпных минералов (у оз. Куокиламбы близ с. Койкар Заонежья).

1—3 — ятулий: 1 — кварцевые конгломераты, отдельные гальки и валуны кварца, 2 — гравийные обломки кварца, 3 — песчаники; 4 — нижний протерозой, бергаульская серия, филлитовидные сланцы; 5 — разрывные нарушения; 6 — шлихко-минералогические пробы; 7 — зерна галенита размером до 1—2 мм (а) и мелкие, не более 0.15 мм (б). На гистограммах показаны содержания всех минералов тяжелой фракции (I) и галенита (II); цифрами обозначены средние содержания в граммах на 1 т породы.

Минеральный состав конгломератов изучался по шлихам протолочек проб весом от нескольких килограммов до 60 кг.

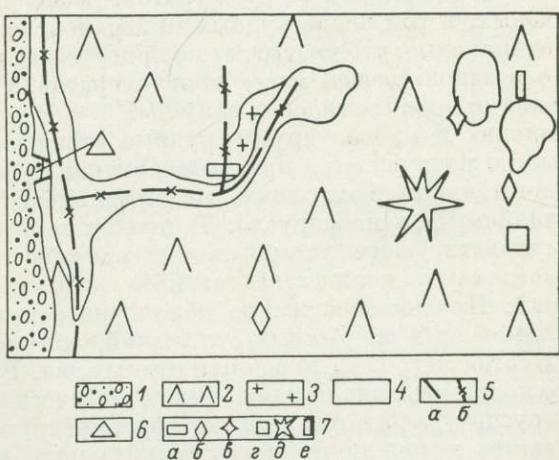


Рис. 2. Схема расположения ятулийского палеорусла и досреднепротерозойских коренных проявленияй полезных ископаемых.

1 — ятулий, аллювиальные существенно конгломератовые терригенные отложения; 2 — нижний протерозой, вулканогенно-осадочные отложения; 3 — малые интрузии платигранит-порфиров; 4 — четвертичные отложения; 5 — разрывные нарушения (а), в том числе прослеживающиеся линейными формами рельефа (б); 6 — палеорусло со россыпными рудными минералами; 7 — коренные проявления полезных ископаемых; вторичные кварциты с ширитом (а), содержащие металлы окварцованные графитистые сланцы (б) и сульфидные пиритовые руды (в), окварцованные мраморизованные известники с галенитом, сфalerитом и другими рудными минералами (г), вулканический аппарат с кварцево-карбонатными и другими жилами (д) и кварцево-гематитовые жилы (е).

На изученном участке в скальном обнажении хорошо видно небольшое палеорусло (рис. 1, 2), выполненное и перекрытое аллювиальными терригенными отложениями ятулийского отдела среднего протерозоя с кварцевыми конгломератами.

В тяжелой фракции этих отложений в общем преобладает циркон, в подчиненном количестве присутствуют гематит и галенит, а также пирит, сфалерит, спорадически встречаются магнетит, гидроокислы железа (преимущественно лимонит), эпидот и цоизит, апатит, лейкоксен, рутил, гранат, зерна сфена, турмалина, киновари, халькопирита, арсенопирита, малахита и другие минералы. Характер распределения минералов тяжелой фракции по разрезу толщи свидетельствует об их россыпном генезисе. Так, содержание тяжелой фракции в целом и многих характерных ее минералов возрастает в эрозионном углублении днища палеорусла и в верхней половине слоя кварцевых конгломератов, перекрывающих палеорусло и налегающих в его борту непосредственно на нижнепротерозойские сланцы. В эрозионном углублении днища (пр. 6218, рис. 1) установлены резко повышенные содержания гематита, галенита и сфалерита по сравнению с вышележащими отложениями палеорусла (пр. 6219). При этом в углублении днища галенит и сфалерит наблюдаются в виде относительно крупных зерен (до 0.5—2 мм в поперечнике), а выше присутствуют мелкие (не более 0.15 мм) зерна этих минералов. Верхняя половина слоя кварцевых конгломератов резко обогащена цирконом, гематитом и галенитом, что установлено сравнением средних их содержаний и сопоставлением пар проб, отобранных из нижней и верхней частей слоя (например, содержание галенита в пр. 6274 — 20 г/т, а в пр. 6273 — 1 г/т; в пр. 6276 — 4.5 г/т, а в пр. 6221 — единичные знаки). Таким образом, характер распределения галенита в конгломератах такой же, как и у циркона, что свидетельствует о россыпном генезисе галенита. Он наблюдается в виде обломков кристаллов со ступенчатыми краями вследствие весьма совершенной спайности. Некоторые его зерна покрыты тонкой рубашкой церуссита и в этом случае часто слегка округлены.

Вследствие того что в изученных конгломератах гальки и цемент спаяны в крепкую литифицированную массу, их раздельное изучение затруднено. Однако в частях слоя кварцевых конгломератов, резко различающихся содержанием шлиховых, в том числе рудных минералов, количество и состав галек примерно одинаковые, что указывает на присутствие рудных минералов преимущественно в заполняющей массе конгломератов. Об этом же свидетельствует изучение отдельных галек и валунов.

Поскольку галенит и многие другие рудные минералы, обнаруженные в палеорусле, быстро разрушаются при выветривании, а их обломки не переносятся на значительные расстояния, мы предположили, что коренные источники находились близ палеорусла. В пользу такого предположения могут свидетельствовать также установленные на некоторых месторождениях свинца значительные количества галенита в шлихах четвертичных рыхлых отложений. Причем содержание обломочного галенита, достигающее десятков граммов на 1 м<sup>3</sup> рыхлых отложений, обычно наблюдается не далее нескольких сотен метров от коренных рудных тел. Высказанное предположение нашло подтверждение при полевых геологических исследованиях, когда близ палеорусла удалось обнаружить коренные рудопроявления, которые могли служить источниками россыпных рудных минералов. Здесь выявлены окварцованные мраморизованные известняки с сульфидами и вторичные кварциты (рис. 2). В развитых на этом участке досреднепротерозойских малых интрузиях плагиогранит-порфиры наблюдаются характерные тонкие длиннопризматические кристаллы буровато-серого циркона, причем аналогичные цирконы, очень плохо окатанные, наблюдаются и в ятулийских отложениях палеорусла. В окварцовых мраморизованных известняках содержатся галенит, сфалерит, пирит и значительно реже другие рудные минералы. Размеры зерен галенита, сфалерита и пирита преимущественно не более 1—2 мм, они близки или несколько превышают размеры зерен этих минералов в ятулийских аллювиальных отложениях; сфалерит в окварцовых карбонатных породах и его обломочные зерна в палеорусле представлены буровато-желтым клейофаном. По данным спектральных анализов, тяжелая фракция окварцовых карбонатных пород и кварцевых конгло-

мератов, обогащенных рудными минералами, характеризуются близкими содержаниями ряда элементов (см. таблицу).

В изученных ятулийских отложениях с той или иной степенью обоснованности выделяются терригенные парагенезисы минералов, связанные с различными питающими образованиями, в том числе удаленными и близлежащими. При этом выделяются отдельные минералы и парагенезисы минералов, связанные с определенными породами области сноса: например, длиннопризматический циркон (за счет размыва малых интрузий пластиграпитпорфиров), галенит, сфалерит и некоторые другие минералы (за счет окварцованных карбонатных пород).

Они в совокупности образуют парагенетическую ассоциацию, вероятно, включающую большую часть других рудных минералов, а также эпидот и цоизит и формированную за счет размыва различных близлежащих, в том числе и перечисленных пород, развитых близ палеорусла. Вместе с тем основная масса циркона в рассматриваемых ятулийских отложениях представлена отчетливо окатанными округленными короткопризматическими зернами, которые связаны с удаленными питающими образованиями, вероятно, преимущественно гранитоидами. Возможно, что перенос основной массы окатанного циркона происходил по главной палеореке, а парагенетической ассоциации с длиннопризматическим цирконом и рудными минералами — по ее боковому притоку, от которого и сохранилось изученное палеорусло.

В сульфидных и магнетитогематитовых конгломератах пирит, иногда вместе с пирротином и другими сульфидами, а также магнетит, гематит и мартит преимущественно первично россыпные, образующие струи рудного шлиха, подчеркивающие слоистость (Войтович и др., 1974, и др.) Об этом же свидетельствует распределение этих минералов по разрезам терригенных отложений. Так, в районе гряды Железные Ворота северо-восточной Карелии на левом обрывистом берегу Василий-ручья в базальных сульфидных полимиктовых валунно-галечных конгломератах ятулия содержание пирита резко различается в отдельных выделяющихся здесь осадочных циклах (рис. 3). Внутри циклов максимальные концентрации пирита и наибольшие размеры его зерен, достигающие 1—2 мм в поперечнике, наблюдаются в конгломератах, в то время как в песчаниках, развитых в кровле отдельных циклов, ко-

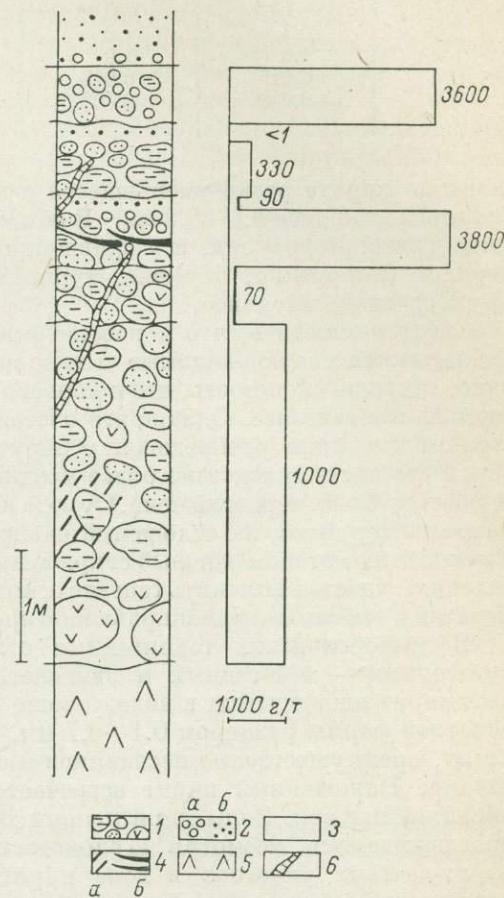


Рис. 3. Схема распределения пирита по разрезу сульфидных базальных полимиктовых конгломератов ятулия на левом берегу Василий-ручья у гряды Железные Ворота северо-восточной Карелии.

1—4 — ятулий: 1 — валунно-галечные конгломераты с преобладанием обломков сланцев ( $\alpha$ ), кварцитов и кварцито-песчаников ( $\beta$ ), кварцево-эпидотовых пород и амфиболитов ( $\beta$ ); 2 — гальки ( $\alpha$ ) и гравийные обломки ( $\beta$ ) кварца; 3 — песчаники; 4 — скопления углеродистого вещества в заполняющей массе конгломератов ( $\alpha$ ), линзы и струи пирита ( $\beta$ ). 5 — нижний протерозойский амфиболит; 6 — секущие прожилки и просечки пирита. На гистограмме показано содержание пирита в граммах на 1 т породы.

1—4 — ятулий: 1 — валунно-галечные конгломераты с преобладанием обломков сланцев ( $\alpha$ ), кварцитов и кварцито-песчаников ( $\beta$ ), кварцево-эпидотовых пород и амфиболитов ( $\beta$ ); 2 — гальки ( $\alpha$ ) и гравийные обломки ( $\beta$ ) кварца; 3 — песчаники; 4 — скопления углеродистого вещества в заполняющей массе конгломератов ( $\alpha$ ), линзы и струи пирита ( $\beta$ ). 5 — нижний протерозойский амфиболит; 6 — секущие прожилки и просечки пирита. На гистограмме показано содержание пирита в граммах на 1 т породы.

Содержания некоторых элементов в тяжелой фракции окварцованных карбонатных пород нижнего протерозоя и ятулийских кварцевых конгломератов, обогащенных рудными минералами

Элементы	Окварпованные карбонатные породы	Кварцевые конгломераты	Элементы	Окварпованные карбонатные породы	Кварцевые конгломераты
Ag	$7 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	Sn	0.001	0.001
Pb	0.7	1.0	Mo	0.001	0.001
Zn	1.0	1.0	Ba	1.0	1.0
Cd	0.015	0.015	As	0.1	0.1
Ge	0.003	0.003			

личество пирита резко уменьшается и присутствуют исключительно мелкие его зерна, не более 0.1—0.3 мм. В общем пирит здесь резко преобладает в составе тяжелой фракции, и в сравнении с ним содержание остальных ее минералов (пирротина, циркона, турмалина, лимонита, гематита, граната и других) незначительное.

Следует заметить, что в рассматриваемых конгломератах в обнажениях наблюдаются хорошо видимые и явно наложенные просечки и прожилки пирита, секущие слоистость, что с первого взгляда создает мнение об его гидротермальном генезисе. Однако это обстоятельство не отразилось на явно россыпном характере распределения пирита по разрезу отложений, хотя некоторая его часть вследствие более поздних метаморфогенно-гидротермальных процессов была переотложена. Отсюда видна важность изучения под детальным разрезом терригенных отложений распределения в них рудных минералов. Именно этим методом (который сокращенно можно именовать «методом распределения») удается выяснить генезис основной массы рудных минералов конгломератов и тем самым целенаправленно проводить поиски полезных ископаемых.

В протерозойских терригенных отложениях встречается также пирит аутигенный — хемогенный и эпигенетический гидротермальный. Аутигенный пирит наблюдается в виде хорошо выраженных кристаллов, обычно кубической формы размером 0.1—0.7 мм, равномерно рассеянных в отдельных слоях, преимущественно песчаников и сланцев, и отсутствующих за их пределами. Наложенный пирит встречается в виде секущих прожилков или вкрашенных зон. Зоны пиритизации тяготеют к разрывным нарушениям и прослеживаются, несмотря на слоистость терригенных отложений. На одном из изученных участков в зоне пиритизации наблюдается вкрашенность хорошо выраженных кристаллов пирита, преимущественно пентагондодекаэдрической формы от 1 до 3—5 мм в поперечнике, содержания и размеры которых одинаковые в разных слоях конгломератов и песчаников.

Магнетито-гематитовые кварцевые конгломераты в Карелии наиболее широко распространены. В них слабо магнитный марцит обычно резко преобладает над магнетитом. Можно предполагать, что марцитизация магнетита происходила в процессе перемыва обломочного материала конгломератов. Не исключено также, что некоторая часть марцита является первичной, поскольку местами он обнаружен в досреднепротерозойских вулканогенных образованиях. В конгломератах встречается также аутигенный хемогенный гематит, обволакивающий отдельные обломочные зерна или образующий цемент базального типа.

Первично россыпные рудные минералы конгломератов передко вследствие метаморфических преобразований наблюдаются в виде выделений неправильной формы или монокристаллов (см., например, Войтович и др., 1974). Метаморфогенные выделения обычно присутствуют в цементе конгломератов и частично «приспособливаются» к контурам обломков, не пересекая их. Повидимому, в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма происходило в основном перераспределение или стяжение вещества зерен рудных минералов, иногда с образованием более крупных метаморфогенных

выделений. В отличие от них рудные минералы наложенного оруденения образуют более крупные зерна и кристаллы, часто пересекающие гальки.

В полимиктовых и кварцевых конгломератах Карелии и других регионов обнаружены разнообразные рудные минералы: халькоцирцит, галенит, сфalerит и многие другие, которые выявлены на участках, где отсутствуют какие-либо признаки наложенной минерализации. Все рудные минералы, обнаруженные в конгломератах, встречаются в кайнозойских аллювиальных и прибрежно-морских россыпях. Присутствие в конгломератах кластических рудных минералов, неустойчивых к процессам выветривания, например галенита, свидетельствует о близости их источников, что следует учитывать при поисках россыпей и коренных руд полезных ископаемых.

При изучении шлиховых, кластических минералов конгломератов среди них целесообразно различать: главные, фоновые (широкого и локального распространения), а также второстепенные и редкие.

В конгломератах Карелии типичным главным фоновым минералом широкого распространения является циркон. Фоновые минералы локального распространения представлены в основном магнетитом, марцитом и гематитом или пиритом. Их накопление обусловлено размывом питающих образований, обогащенных этими минералами и, по-видимому, располагавшихся на небольшом удалении от участков седиментации. Другие рудные минералы обычно относятся к второстепенным и редким.

Наши и другие исследования показывают, что в конгломератах нередко устанавливаются различные терригенные парагенезисы минералов, связанных с разными питающими образованиями, в том числе удаленными и близлежащими. При этом целесообразно различать парагенезисы минералов или отдельные минералы, формировавшиеся за счет размыва определенных питающих пород области сноса, и парагенезисы, связанные с различными, но близлежащими размывавшимися породами.

Изучение генезиса рудных минералов конгломератов, выделение терригенных парагенезисов минералов важно для поисков метаморфогенно-осадочных первично россыпных месторождений полезных ископаемых, а также их коренных источников.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Войтovich B. S., Егорова И. К., Коновалова М. С., Стороженко И. К. Протерозойские магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты северо-восточной Карелии и их металлогения. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Крендлев Ф. П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск. 1974.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Соколов В. А., Галдобына Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, 1970.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 549.65 : 552.3 (575.3)

Плагиоклаз гранитоидов Памира и Гиссаро-Алая как источник петрологической информации. Баратов Р. Б., Лутков В. С. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 3—14.

Многообразие взаимосвязанных и соподчиненных причин, влияющих на оптику плагиоклазов, в ряде случаев затрудняет выделения среди них доминирующих и универсальных. Поэтому использование плагиоклаза в качестве индикатора геологической и термодинамической обстановки консолидации гранитоидных тел допустимо лишь в сочетании с более строгими геолого-петрологическими критериями и при статистическом подходе к изучению его оптических свойств. Лит. — 25 назв., ил. — 6.

УДК 553.614

Калиевые полевые шпаты из гранитоидов Буреинского массива. Кангур М. А., Соседко Т. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 14—21.

Рассматриваются структурно-оптические свойства калиевых полевых шпатов, образовавшихся в условиях геосинклинальной стадии развития и стадии тектономагматической активизации. Установлено, что свойства калиевых полевых шпатов, изученные оптическими, рентгеновскими, химическими и ИК спектроскопическими методами анализа, определяются двумя основными факторами: степенью глубинности становления интрузивов и тектонической обстановкой при их кристаллизации. Лит. — 21 назв., ил. — 3.

УДК 553.2

Минеральные микроявления в породообразующих минералах пегматитов. Капустин Ю. Л. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 22—38.

Показано постоянное присутствие мельчайших включений породообразующих и акцессорных редкотемальных минералов в полевых шпатах, слюдах, турмалине и кварце. В плагиоклазе преимущественно концентрируются апатит, циркон и берилл; в слюдах — циркон, апатит, гранат, магнетит и ниобиаты; в микроклине — слюды, сподумены, берилл и в кварце — тончайшие рудные непрозрачные включения. Установлено увеличение в породообразующих минералах ряда редких элементов при наличии минеральных включений собственно редкотемальных минералов. Делается вывод о преимущественном нахождении Та, Nb, Zr, TR, Th, U и Sc в породообразующих минералах в виде минеральных микроявлений. И Sr, Ba, Cs и Rb — в виде изоморфной примеси. Лит. — 1 назв., ил. — 3, табл. — 3.

УДК 550.42+549.74+543.53

К минералогии и геохимии tantalita в камафоритах и карбонатитах Турьего полуострова (Мурманская область). Анастасенко Г. Ф., Булах А. Г., Ваганов П. А., Бунаев А. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 38—46.

Камафориты и карбонатиты на Турьем полуострове обнаружены в виде штока в ядерной части и в виде жильных тел в других частях и сателитах Центрального массива щелочных ультраосновных пород. Главная доля tantalita сосредоточена в акцессорных гатчеттолите и пирохлоре, в качестве изоморфной примеси tantalit рассеян в циркелиите, бадделеите, кальциприте, дизандрите и ильмените. Отложение гатчеттолита связано с процессами вторичного преобразования камафоритов и карбонатитов. Приводятся результаты определений содержания tantalita в минералах нейтронно-активационным и другими методами. Лит. — 11 назв., ил. — 1, табл. — 5.

УДК 553.22+553.641

Мелилитовые породы и аромелилитовые метасоматиты Большетагнинского массива (Восточный Саян) и некоторые вопросы их генезиса. Багдасаров Ю. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 46—55.

В Большетагнинском массиве впервые описываются мелилитовые и аромелилитовые породы, которые являются наряду с ийолитами и микроклинитами исходным субстратом для образования апатитовых метасоматитов — пород, представляющих основную практическую ценность этого комплекса. Указывается, что по породам ряда ийолит — турьят наряду с апатитовыми развиваются также слюдиты, канкринисто-слюдистые, цеболлито-хуанитовые, пирито-гематитовые породы и карбонатиты, причем роль карбонатитов относительно невелика. Приводятся соображения о механизме образования карбонатитов основного штока этих пород и маломощных жильных тел, его окружающих. Массив, по-видимому, сформировался на небольшой глубине и относительно слабо вскрыт эрозией. Лит. — 14 назв., ил. — 5.

УДК 549.642.21.25

Оливин и клинопироксен Пильгуяринского габбро-верлитового интрузива (Печенга). Смолькин В. Ф. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 55—71.

Оливин определен как хризолит с содержанием фаялита от 17 до 29 %. Более железистые разновидности приурочены к центральной части зоны ультраосновных пород, более магнезиальные — к краевым. Количество никеля в оливине 0.23—0.27 вес. % в оруденелых и 0.12—0.23 вес. % в безрудных ультраосновных породах. Никель присутствует в оливине в виде изоморфной примеси и в меньшей мере в составе микроявлений. Температура кристаллизации оливина 1145°. Клинопироксен определен по составу как титанистый собственно аугит и богатый кальцием аугит. Для него характерно закономерное увеличение общей железистости от 0.18 до 0.41 снизу вверх по разрезу, а также резкое увеличение известковистости на границе ультраосновных и основных пород. Клинопироксен зоны закалки характеризуется средней железистостью и минимальной степенью окисленности железа. Температура кристаллизации клинопироксена, судя по отношению Ca/(Mg+Ca), 940—920° в перidotитах и до 800° и менее в габброидах. Температура образования зоны закалки 760°. Лит. — 22 назв., ил. — 6, табл. — 9.

УДК 549.643/3 + 552.321.5/6 (573.6)

Роговые обманки гипербазит-базитовых комплексов Дальнего Востока. Старков Г. Н., Зимин С. С., Октябрьский Р. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, 71—93.

Изучены роговые обманки из гипербазит-базитовых комплексов Камчатки, Приморья и Буреинского кристаллического массива. Для сравнения привлечены материалы по составу роговых обманок из габброидов и ультраосновных пород Японии, а также из ксенолитов этих пород в эффузивах различных регионов. Кратко характеризуются геолого-петрографические особенности изученных комплексов и их минеральные ассоциации. Рассмотрены изменения в составе минералов в каждом комплексе и установлены связи между кристаллооптическими свойствами роговых обманок и их составом. Роговые обманки гипербазит-базитовых комплексов образовались в условиях низкой и умеренной щелочности. Лит. — 28 назв., ил. — 7, табл. — 5.

УДК 549.731.13 : 552.313.8

Состав магнетитов из пород разнотипных вулканических серий как критерий оценки условий происхождения андезитов. Розинов М. И., Колесников Д. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 93—106.

Вулканические серии четко индивидуализированы по особенностям состава магнетитов в порфировой фракции пород. Составлены риолитоидные ассоциации, отличаются от конечных членов базальтоидных серий предельно низким содержанием ульвошпинелевого компонента в магнетитах как результат их более низкотемпературной природы. Реактивные различия в составе магнетитов существуют и внутри базальтоидных серий. Породы, которые принадлежат к базальтоидным сериям с тенденцией накопления железа, содержат магнетит, значительно обогащенный ульвошпинелю по сравнению с однотипными породами, образующими серии с тенденцией накопления глиноzemия. Эти различия связаны с более высоким уровнем окисления магмы в процессе формирования последних. И, хотя начальные члены этих серий не несут свидетельства прогрессивного окисления в ходе их кристаллизации, такие признаки устанавливаются при изучении плутонических включений в породах, представляющих конечные члены серий. Подобные факты служат аргументами в поддержку представления о возникновении пород кислого состава в рамках базальтоидных серий за счет фракционной кристаллизации исходных базальтовых магм в тех или иных условиях. Лит. — 27 назв., ил. — 4, табл. — 1.

УДК 553.85+553.677

Структурно-вещественные критерии отличия архейских и постархейских гранатов и биотитов парагнейсов. Хорева Б. Я., Соседков А., Багдасаров Э. А., Сантинаев В. С., Иппатова Э. А., Мищенко К. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 106—131.

Приводятся результаты впервые проведенного комплексного изучения гранатов и биотитов метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фации близкого минералогического и химического состава, но различного генезиса. Сопоставление дается исключительно для изофацальных и изохимических групп пород, которые в соответствии с геолого-генетической типализацией процессов регионального метаморфизма имеют различную природу. К таким относятся архейские монофактальные постархейские полифактальные или зональные комплексы. Весь комплекс исследований подтверждает наличие существенных различий изофацальных гранатов и биотитов парагнейсов архейского и постархейского возраста. Эти данные ставят под сомнение общепринятый супракрустальный механизм образования субстрата архейских пород и их последующего наложенного прогрессивного метаморфизма. Лит. — 7 назв., ил. — 9, табл. — 2.

УДК 549.618 : 552.16

Минералы группы эпидота в глубокометаморфизованных породах становового комплекса. Козырева И. В., Романенко И. М. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 131—140.

Приводятся результаты изучения минералов группы эпидота, которые широко распространены в породах становового комплекса, прогрессивно метаморфизованных в условиях верхних ступеней амфиболитовой фации. Освещены особенности их химического состава и взаимоотношения с существующими минералами. Приведен анализ зональных зерен эпидота, выполненный с помощью микрорентгеноанализатора. Появление эпидота или циозита связывается с химической характеристикой породы. Показано, что устойчивость минералов группы эпидота в условиях высоких температур объясняется повышенным давлением при метаморфизме. Лит. — 28 назв., ил. — 5, табл. — 3.

УДК 549.623.52 (234.853)

Хромовый фенгит в метаморфических породах максютовского комплекса (Южный Урал). Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Евдокимова З. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 141—144.

Хромовый фенгит обнаружен в графито-кварцевых сланцах.  $Ng=1.607-1.611$ .  $-2V=26-36^\circ$ . Изучен химический состав минерала. Хромовый фенгит замещает лавсонит, гранат, омфацит и щелочные амфиболы. Развитие его связано с региональным диафторезом метаморфических пород комплекса в нижнем палеозое. Калий-argonовым методом для хромового фенгита определен радиологический возраст (400 млн. лет). Лит. — 8 назв., табл. — 2.

УДК 549.623.72 (470.53)

Хромсодержащий корундофиллит из Сарановского хромитового месторождения (Урал). И в а н о в О. К., Ш и л о в а Т. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 144—147. Хромсодержащий корундофиллит из кальцитовых жил ассоциирует с амезитом и хромсодержащим сферон. Цвет минерала от темно-зеленого до светло-фиолетового. Обладает дихроизмом. Изучен химический состав двух образцов хромсодержащего корундофиллита. Плотность 2.69—2.72,  $N_g=1.603$ — $1.616$ ,  $N_m=1.592$ — $1.598$ ,  $N_p=1.584$ — $1.594$ . Минерал образовался при воздействии бинарбонатных гидротерм, связанных с диабазовыми дайками, на хромититы. Лит. — 7 назв., ил. — 1, табл. — 2.

УДК 549.322.1

Серебросодержащий пентландит из медно-никелевых руд месторождения «Спутник» (Печенгское рудное поле). С п и р и д о н о в Г. В., В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 148—149.

Серебросодержащий пентландит установлен в медно-никелевых рудах месторождения «Спутник». В отраженном свете буровато-коричневый, изотропный,  $H=165$  кГ/мм<sup>2</sup>. Химический состав (по данным микрозондового анализа) хорошо рассчитывается на теоретическую формулу серебросодержащего пентландита  $\text{Ag}(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_8$ . Лит. — 6 назв., табл. — 1.

УДК 549.1

Окенит и сепиолит в известняках Алепинского скарново-железорудного месторождения (Тургай). К а й-мак о в А. К., К и р и ч е н к о И. В., С а в у ш к и н а М. А., Е с и п о в а Г. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 149—152.

Окенит и сепиолит обнаружены в скарново-магнетитовых месторождениях Тургая на плоскостях трещин и в виде прожилков в мраморизованных известняках в ассоциации с кальцитом и пиритом. Приведены оптическая, рентгенометрическая, ИК спектроскопия, электронно-микроскопическая и химическая (для окенита) характеристики минералов. Лит. — 9 назв., ил. — 3, табл. 1.

УДК 549.643.11 (571.6)

Об антифиллит-асбесте Дальнего Востока. Л у ц и н и а И. В., К а с а т о в Б. К., К у ш и н ы р ь Г. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 153—160.

Приводятся результаты изучения антифиллит-асбеста Дальнего Востока различными методами исследования, среди которых широко применялся скоростной высокотемпературный термический анализ. Показано, что при изучении химического состава антифиллит-асбеста и расчете его кристаллохимической формулы необходимо параллельно использовать данные количественного термического анализа, позволяющие выявить механические примеси — тальк, хлорит, магнезит и др. Лит. — 12 назв., ил. — 3, табл. — 3.

УДК 548.54

Кристалломорфология флюорита из месторождений и рудопоявлений Центрального Таджикистана. Ф а й з и е в А. Р. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 160—167.

Наиболее разнообразием габитусных форм (куб, октаэдр, ромбододекаэдр) характеризуются флюориты из плавиковшпатовых месторождений Южного Гиссара и Карагетина. Флюориты из месторождений оптического флюорита в Зеравшанском хребте, ртутно-сурьмянных месторождений северного склона Гиссарского хребта, а также из пегматитов образуют только кубические кристаллы. Для кристаллов флюорита из месторождений Южного Гиссара и Карагетина установлена последовательная эволюция габитусных форм от куба через октаэдр к ромбододекаэдру, что связано с изменением термодинамических условий минералообразования и состава гидротермальных растворов. Установлена также смена габитусных форм кристаллов флюорита от куба к октаэдру с увеличением глубины. Этот фактор может быть использован для оценки уровня эрозионного среза и прогноза оруденения на глубину. Лит. — 18 назв., ил. — 5.

УДК 546.79

Новые данные о минералах, называемых фосфоранилитом, фосфоранкальцитом и фосфатным аналогом трёгерита. Ч е р н и к о в А. А., С и д о р е н к о Г. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 168—174.

Фосфоранилит развивается по настурану или урановым черням в виде бледно-желтых или бледных зелено-желтых, квадратных, не люминесцирующих в ультрафиолетовых лучах таблицек.  $a=13.11$ ,  $b=6.98$ ,  $c=16.93$ ,  $Z=3$ . Плотность 3.6—3.9.  $N_o=1.535$ — $1.609$ ,  $N_e=1.515$ — $1.580$ . Химический состав минерала соответствует формуле  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Фосфоранкальцит встречен в виде оранжево-желтых буровато-желтых порошковатых, реже игольчатых налетов в верхах зоны окисления, замещающих слюдки типа отенита. В ультрафиолетовом свете минерал люминесцирует слабо при комнатной температуре и сильно при температуре жидкого азота.  $a=15.85$ — $15.89$ ,  $b=17.42$ — $17.66$ ,  $c=13.64$ — $13.76$ ,  $Z=8$ . Плотность 4.0—4.18.  $N_g=1.698$ — $1.730$ ,  $N_m=1.696$ — $1.720$ ,  $N_p=1.658$ — $1.695$ . Выделены две разновидности фосфоранкальциита: фосфоранатрикальциит ( $\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Na}_2, \text{K}_2\text{O}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — $\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Na}, \text{K}$ -аналог девиндитта  $\text{Pb}_3(\text{UO}_2)_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и фосфоранкальциит  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  или  $\text{Ca}_{1.5}(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Лит. — 18 назв., ил. — 5.

УДК 552.51

К рудной минералогии протерозойских конгломератов. В о й т о в и ч В. С., К о н о в а л о в а М. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., «Наука», 1978, с. 174—179.

Доказывается первично россыпной генезис многих рудных минералов протерозойских конгломератов Карелии, что важно учитывать при поисках полезных ископаемых в кластогенных кварците-конгломератовых комплексах и в подстилающих их образованиях области сноса. Лит. — 5 назв., ил. — 3.

## СОДЕРЖАНИЕ

---

Стр.

Баратов Р. Б., Лутков В. С. Плагиоклаз гранитоидов Памира и Гисаро-Алая как источник петрологической информации . . . . .	3
Кангуру М. А., Т. А. Соседко. Калиевые полевые шпаты из гранитоидов Буреинского массива . . . . .	14
Капустин Ю. Л. Минеральные микровключения в породообразующих минералах пегматитов . . . . .	22
Анастасенко Г. Ф., Булах А. Г., Ваганов П. А., Булаев А. И. К минералогии и геохимии тантала в камафоритах и карбонатитах Тульего полуострова (Мурманская область) . . . . .	38
Багдасаров Ю. А. Мелилитовые породы и апомелитовые метасоматиты Большетагинского массива (Восточный Саян) и некоторые вопросы их генезиса	46
Смолькин В. Ф. Оливин и клинопироксен Пильгуйярвинского габбро-верлитового интрузива (Печенга) . . . . .	55
<b>[Старков Г. Н., Зимин С. С., Р. А. Октябрьский Роговые обманки гипербазит-базитовых комплексов Дальнего Востока . . . . .]</b>	<b>71</b>
Розинов М. И., Колесников Д. И. Состав магнетитов из пород разнотипных вулканических серий как критерий оценки условий происхождения андезитов . . . . .	93
Хорева Б. Я., Соседко Т. А., Багдасаров Э. А., Сантинаев В. С., Липатова Э. А., Мищенко К. С. Структурно-вещественные критерии отличия архейских и постархейских гранатов и биотитов парагнейсов . . . . .	106
Козырева И. В., Романенко И. М. Минералы группы эпидота в глубокометаморфизованных породах станового комплекса . . . . .	131
Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Евдокимова З. В. Хромомагнетит в метаморфических породах максютовского комплекса (Южный Урал)	141
Иванов О. К., Шилова Т. А. Хромсодержащий корундофиллит из Сарановского хромитового месторождения (Урал) . . . . .	144
Спиридов Г. В. Серебросодержащий центландит из медно-никелевых руд месторождения «Спутник» (Печенгское рудное поле) . . . . .	148
Каймаков А. К., Кириченко И. В., Савушкина М. А., Есинова Г. А. Окенит и сениолит в известняках Алешинского скарново-железорудного месторождения (Тургай) . . . . .	149
Луцкина Н. В., Касатов Б. К., Кушнырь Г. И. Об антифиллит-асбесте Дальнего Востока . . . . .	153
Файзиеев А. Р. Кристалломорфология флюорита из месторождений и рудоуказаний Центрального Таджикистана . . . . .	160
Черников А. А., Сидоренко Г. А. Новые данные о минералах, называемых фосфуранилитом, фосфуранкальцилитом и фосфатным аналогом трёгерита . . . . .	168
Коновалова М. С., Войтович В. С. К рудной минералогии протерозойских конгломератов . . . . .	174
Рефераты . . . . .	180

**МИНЕРАЛЫ  
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ  
МИНЕРАЛОВ**

*Утверждено к печати  
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства Т. Н. Токарева  
Технический редактор М. Э. Карлайтис  
Корректоры Ж. Д. Андронова и Н. П. Кизим

ИБ № 8256

Сдано в набор 26.03.77. Подписано к печати 22.02.78.  
М-18047. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типограф-  
ская № 2. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.  
Печ. л. 11<sup>1</sup>/<sub>2</sub>=16.10 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 18.01. Тираж  
1350. Изд. № 6488. Тип. зак. № 678. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука», Ленинградское отделение  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

1-я типография издательства «Наука»  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

1 р. 80 к.

2360



«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ