

Л. И. ШАБЫНИН

ФОРМАЦИЯ
МАГНЕЗИАЛЬНЫХ
СКАРНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Л. И. ШАБЫНИН

553.0657 553 22

ФОРМАЦИЯ
МАГНЕЗИАЛЬНЫХ
СКАРНОВ

838



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



Шабьнин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.,
"Наука", 1973.

В работе рассмотрены условия образования магнезиальных скарнов как продуктов гранитизации магнезиальных карбонатных пород, их метасоматическая зональность. Описаны процессы преобразования этих скарнов в послемагматическом этапе в различных условиях состава исходных карбонатных пород, характера гранитизации, глубинности, структурно-тектонической обстановки и др. Детально охарактеризованы минералы и их ассоциации в магнезиальных скарнах и возникших на их месте образований для различных этапов и стадий. Выделены характерные особенности, отличающие месторождения в магнезиальных скарнах от месторождений в скарнах иного происхождения.

Работа рассчитана на специалистов, работающих в области изучения эндогенных рудных месторождений.

Таблиц 17. Иллюстраций 49. Фототаблиц 18. Библ. 414 назв.

Ответственный редактор
В. А. Жариков

0293 - 0272

Ш 042 (02) 73

663 - 73

© Издательство "Наука", 1973

В настоящее время известно очень большое число контактово-метасоматических скарновых месторождений, в которых исходные карбонатные породы представлены магнезиальными разностями (преимущественно доломитами). Минеральный состав вмещающих, оруденение скарнов этой группы и связанных с ними пород, их положение во времени и в пространстве по отношению к магматическим породам и процессам, закономерности их размещения по структурно-фациальным зонам в той или иной мере сильно отличаются от этих особенностей рудоносных скарнов, возникающих в контактах гранитоидов с известняками. Совокупность этих отличий, выявленных в последние годы, оказалась столь значительной, что отчетливо обозначилась необходимость выделения особого семейства рудных месторождений в формации магнезиальных скарнов.

Предложение об этом в общем виде было нами высказано еще в 1966 г. Вместе с тем анализ конкретного материала по отдельным месторождениям и обсуждение деталей наметившихся теоретических положений осложнялись отсутствием в то время обобщенных систематических характеристик геологических и иных условий образования, минерального и химического составов, метасоматической зональности и других особенностей самих магнезиальных скарнов и продуктов их изменений. Опубликованные в отечественной и зарубежной литературе результаты довольно многочисленных исследований магнезиальных скарнов и заключенных в них месторождений в большинстве носили региональный характер и затрагивали в основном лишь отдельные стороны проблемы. Наиболее слабо освещенными оказались вопросы, связанные с послемагматическими изменениями и оруденением магнезиальных скарнов.

Как известно, в связи с выделением магнезиальных скарнов Д.С. Коржинский (1955) подчеркнул два следующих важных обстоятельства: 1) замещение доломитов магнезиальными скарнами при процессах гранитизации происходит уже в магматическом этапе и 2) наблюдается развитие известковых скарнов среди скарнов магнезиальных (с их замещением). По ряду причин внимание исследователей в последующее время сосредоточилось в основном именно на первом положении. Лишь значительно позднее было установлено, что в доломитовых контактах послемагматическое промышленное оруденение различного состава часто располагается именно в своеобразных известковых скарнах, возникающих в качестве продукта высокотемпературного послемагматического преобразования магнезиальных скарнов. Одновременно выяснилось, что общее сходство минерального состава таких известковых скарнов с составом скарнов, образовавшихся на месте известняков, служило причиной того, что характерные особенности определенной части магнезиально-скарновых месторождений ошибочно вносились в число особенностей, свойственных месторождениям в скарнах по известнякам. В свою очередь последнее обстоятельство сильно затрудняло различение этих двух групп месторождений, геологическая история и поисковые критерии которых различны.

Из сказанного ясно, что в нашем представлении назревшая необходимость сжатой характеристики главнейших особенностей формации магнезиальных скарнов вытекает из необходимости значительного повышения эффективности поисков рудных месторождений определенного генетического типа (связанных с данной формацией скарнов). Соответственно этому поставленная перед нами задача распадается на две. Первая из них сводится к характеристике геологических и других условий образования скар-

нов, их минерального и химического состава, строения и зональности их тел, положения в пространстве и во времени заключенного в них оруденения и т.д. Вторая задача состоит в рассмотрении общих характерных особенностей месторождений с различным составом оруденения, закономерностей их размещения и поисковых признаков на основе анализа фактического материала конкретных месторождений в формации магнезиальных скарнов.

В определении содержания термина "метасоматическая формация" автор придерживается формулировки, предложенной В.А. Жариковым (1968 а, стр. 512), который понимает под этим термином "совокупность метасоматических пород, образованных в различных (по температуре, глубинности, составу исходных пород, концентрации вполне подвижных компонентов) фашиальных условиях в одном петрогенетическом процессе". В приложении этого понятия к магнезиальным скарнам нужно лишь иметь в виду, что смена условий глубинности при скарнировании доломитов не влечет смены формации возникающих скарнов (Шабынин, 1970 б).

Разделение скарнов по глубинности производится на основе минеральных фаций глубинности Д.С. Коржинского (1940). При этом выделяются месторождения абиссальной фации (безволластонитовая фация Д.С. Коржинского) и гипабиссальной. Ко второй группе относятся месторождения, в которых ассоциация кальцит+кварц является неустойчивой и заменена волластонитом или одним из абиссофобных высокотемпературных силикатов кальция и магния. В границах второй группы условия глубинности для образования того или иного месторождения характеризуются минеральными ассоциациями скарнов в составе периклазовой, монтичеллит-геленитовой и ларнит-мервинитовой фаций Д.С. Коржинского (1940). Ларнит-мервинитовая фация принимается соответствующей наименьшим глубинам скарнообразования. По составу активных интрузивных пород работа ограничивается рассмотрением месторождений в контактах гранитоидов, не затрагивая контактов ультраосновных и щелочных пород.

Некоторые авторы при описании скарнов относят к последним метасоматические породы, в составе которых кроме скарновых минералов (обычно одного какого-либо из них) присутствуют в значительных количествах полевые шпаты, скаполит, минералы группы эпидота (последние как продукт замещения первых двух минералов). Такие породы вслед за Д.С. Коржинским (1955, стр. 390) мы обозначаем как околоскарновые. Однако при скарновом замещении алюмосиликатных пород (гнейсов, кристаллических сланцев, роговинов), контактирующих с карбонатными, процесс преобразования нередко происходит в различной степени неполно. В результате возникают породы, в составе которых в качестве остаточных еще значительны, а порой и преобладают минералы исходной ассоциации (главным образом полевые шпаты, а иногда и кварц). Такие породы, внешне похожие на околоскарновые, мы называем скарнированными. Для них характерно четко выраженное более позднее развитие метасоматических скарновых минералов по отношению к минералам исходной ассоциации (метаморфической или магматической по происхождению).

Значительная часть скарнов различного состава образуется не на месте карбонатных или граничащих с ними активных интрузивных пород алюмосиликатного состава. Применение к ним существующего термина "эндоскарны" в условиях магнезиально-скарновых месторождений мы считаем нерациональным (поскольку в эндоконтактах активных интрузий магнезиальные скарны не образуются). В данной работе эти скарны обозначаются как "апоалюмосиликатные" ("апогнейсовые" и т.п.).

Развитие известковых скарнов с замещением магнезиальных и появление рудной минерализации (также грейзенизации) часто обозначается терминами "наложенные известковые скарны", "наложенное оруденение" (Жариков, 1960 б, 1968 б). Автор считает возможным и целесообразным использовать данные термины только в тех случаях, когда возраст известковых скарнов (грейзенизации, оруденения) значительно отличается от возраста исходных магнезиальных скарнов. Соответствующая аргументация этой точки зрения изложена в отдельной статье (Шабынин, 1969 в) и здесь не повторяется. Дополнительно можно лишь заметить, что если пользоваться термином "наложенные известковые скарны" в том смысле, как его понимает В.А. Жариков, то необходимо было бы ввести термин "наложенные магнезиальные скарны". Последний обозначал бы флогопитовые, клиногумитовые и другие послемагматические (и разновозрастные с обсуждаемыми известковыми!) скарны, замещающие магнезиальные скарны магматического этапа. Однако гистерогенный характер таких образований создает уже слишком явные неудобства в применении к ним обсуждаемого термина.

Задачей книги является систематическая геологическая и минералого-петрологическая характеристика формации магнезиальных скарнов, на основе которой явилась бы возможность различать особенности соответствующих конкретных месторождений и условия их образования. В связи с этим в книге уделено определенное внимание некоторым практическим вопросам, возникающим при изучении скарновых месторождений (причины отклонений в метасоматической зональности и ориентировка в направлении просачивания растворов, типоморфные признаки апомагнезиальных известковых скарнов, пространственное по зонам метасоматической колонки и во времени положение оруденения различного состава и т.д.). Наряду с этим не рассматриваются некоторые теоретические вопросы (о закономерностях распределения ряда элементов между сосуществующими минералами скарнов и экстремальных составах последних и т.д.), а также анализ обзорных диаграмм парагенезисов скарнов в зависимости от химических потенциалов различных вполне подвижных компонентов, в том числе H_2O и CO_2 в растворах и т.п. Читатели, которые интересуются этими вопросами, могут ознакомиться с соответствующими опубликованными работами (на них в тексте даются ссылки).

Использованный в работе фактический материал складывается из данных изучения автором различных магнезиально-скарновых месторождений и контактов, а также из обширных литературных источников.

Сбор литературных данных был сильно осложнен тем, что в большей части опубликованных работ по скарновым месторождениям степень магнезиальности карбонатных пород, подвергшихся скарновому замещению, не характеризуется (и не находит отражения в названиях работ) даже в тех случаях, когда в составе скарнов присутствуют минералы группы гумита, флогопит и др. (характерные для магнезиальных скарнов). Кроме того, многоязычие использованной литературы (на 14 языках) и разбросанность материала в большом числе различных изданий, в том числе труднодоступных, еще больше осложняло работу.

В связи с этим не удалось избежать неравномерности в освещении отдельных разделов книги. В одних случаях число приводимых в ней химических анализов минералов и пород составляет лишь часть от имеющихся, в других же анализы единичны или полностью отсутствуют.

При рассмотрении общих вопросов существенно магнезиальные карбонатные породы, на месте которых образуются магнезиальные скарны, условно обозначаются как доломиты, хотя среди этих пород могут быть и магнезиты, и доломитовые известняки с переходными между ними разностями. При обсуждении же конкретных разрезов (месторождений) указанные породы именуется в соответствии с их составом.

Обширный фактический материал, относящийся к характеристикам рудных концентраций, заключенных в скарнах обсуждаемой формации, составит содержание другой нашей книги. Автор выражает искреннюю признательность Д.С. Коржинскому, В.А. Жарикову, А.А. Маракушеву, Н.Н. Перцеву за ценные советы и конструктивные предложения по написанию книги. Автор благодарит также всех лиц, материалы которых вошли в данную монографию.

Символы минералов, употребляемые в работе

Актинолит	Акт	Кварц	Кв
Альмандин	Альм	Клиногумит	Кгт
Айдрацит	Андр	Клиноцоизит	Кит
Амезит (также клинохлор)	Ат	Кордиерит	Корд
Анортит Пл 90-100	Ан	Корунд	Кор
Биотит	Би	Котоит	Кот
Брусит	Бр	Ксантифиллит	Кс
Везувиан	Вез	Людвигит	Лдв
Волластонит	Вол	Магнезит	Мгзт
Гиперстен	Гип	Магнетит	Мгт
Гранат	Гр	Мервинит	Мерв
Гроссуляр	Грос	Монтичеллит	Монт
Диопсид	Ди	Ортоклаз	Орт
Доломит	Дол	Паргасит	Парг
Кальцит	Ка	Периклаз	Пер

Пироксен	Пи	Тремолит	Тр
Пироп	Пир	Турмалин	Ту
Плагиоклазы	Пл	Фассаит	Фас
Полевые шпаты	Пш	Флогопит	Фл
Роговая обманка	Ро	Флюорит	Фт
Серпентин	Сп	Форстерит	Фор
Скаполит	Ск	Шпинель	Шп
Спессартин	Спес	Энстатит	Эн
Сфен	Сф	Эпидот	Эп

Цифры около символов минералов вверху (Пл²¹) указывают на количество минерала в породе (в объемн. %). В тех случаях, когда речь идет о типе пород, приводятся две цифры (Пл²¹⁻⁴⁰), что обозначает предел колебаний в содержании минерала.

Цифры внизу символа (Пл²⁰) означают железистость (fm) феррических минералов, основность плагиоклаза (или скаполита) в процентах от анортитовой (или мейонитовой) составляющей. Черточка между цифрами показывает пределы изменения характеристики минерала. Косая черточка между цифрами внизу у символа (Пл^{45/70}) показывает различия в основности минерала в центральной и краевой частях зональных зерен.

Стрелка между двумя символами минералов обозначает последовательное развитие и замещение одного или нескольких минералов другим (другими), например: (Пи+Шп) → Фл (пироксен и шпинель замещаются флогопитом).

В схемах строения метасоматических колонок зоны различных пород разделены между собой вертикальными линиями, из которых двойные соответствуют положению исходных контактов между карбонатными и интрузивными (или иными алюмосиликатными) породами.

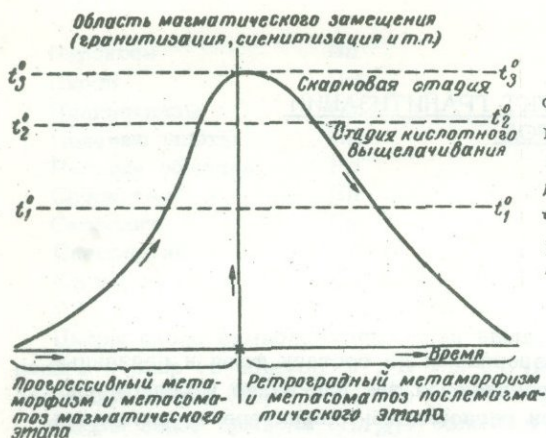
МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ КАК ПРОДУКТ ГРАНИТИЗАЦИИ
МАГНЕЗИАЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Как известно, процессы гранитизации разнородных по составу толщ и связанные с этим метаморфические изменения пород проявляются так или иначе неравномерно, особенно на значительных площадях, т.е. при региональном характере гранитизации. Данное обстоятельство облегчает выделение среди метаморфических продуктов и явлений тех из них, которые принадлежат к различным этапам метаморфизма — к прогрессивному (или магматическому) и к регрессивному (или послемагматическому).

Если попытаться представить метаморфический процесс в координатах времени (абсцисса) и температуры (ордината), то общий его ход может быть изображен в виде графика (фиг. 1). В определенной точке ординаты имеет место образование магматического расплава на месте той или иной сильно измененной породы, т.е. происходит магматическое замещение последней (гранитизация, диоритизация и т.д.). Очевидно, что расплавлению подвергается порода, химический состав которой лишь в частном случае может сохраниться неизменным по сравнению с исходной породой, занимавшей данный объем. При гранитизации такой породой может быть, например, гнейс близкого к граниту состава или известняк, поскольку температура диссоциации кальцита, по-видимому, выше температуры растворов гранитной магмы. В общем же случае состав породы к моменту ее расплавления оказывается уже сильно измененным. Существенные изменения в химическом составе породы, естественно, предполагают участие в этом процессе растворов, продвигающихся через массу породы. Поскольку такого рода изменения пород широко распространены, устанавливается и существование метасоматоза прогрессивного, или магматического, этапа. Характер растворов, участвующих в данных метасоматических процессах, рассмотрен в работах Д.С. Коржинского, который предложил для них термин "сквозьмагматические", заменив его потом термином "трансмагматические растворы" (Коржинский, 1952 а, 1955, 1967). В этом же понимании нами употребляется ниже и термин "гранитизирующие растворы".

Если на схеме (см. фиг. 1) провести линии, параллельные абсциссе, то заключенные между ними области будут, очевидно, приблизительно соответствовать одинаковым температурным условиям как в левой, так и в правой стороне диаграммы. Различия для левой и правой ветвей кривой будут состоять в том, что в прогрессивном этапе метаморфизма последовательность смены минеральных ассоциаций исходной породы произойдет в направлении устойчивости все более высокотемпературных минералов, а реакции минералообразования будут протекать с выделением воды и углекислоты. В правой части диаграммы смена ассоциаций минералов будет носить ретроградный характер. Высокотемпературные минералы здесь последовательно заместятся все более низкотемпературными, и реакции минералообразования начнут проходить с присоединением воды и углекислоты в возрастающих количествах. Другими словами, на левой ветви кривой процессы соответствуют условиям подъема геоизотерм, а на правой — условиям их опускания.

Реакции минералообразования при гранитизации протекают с участием компонентов, привносимых трансмагматическими растворами, прошедшими через гранитоидную магму и насыщенными в отношении ее компонентов. Одновременно осуществляется вынос из породы компонентов, избыточных против котектического состава гранитоидной магмы. Соответственно состав породы постепенно меняется в направлении приближения его к составу гранитоида. При некоторых температуре и степени преобразования породы последняя подвергается уже магматическому (с расплавлением) замещению гранитоидной магмой, продвигающейся следом за потоком растворов.



Фиг. 1. Схема, иллюстрирующая положение во времени магнезиальных скарнов магматического этапа (в левой части диаграммы) и обычных послемагматических скарнов (в правой части диаграммы)

С началом консолидации возникшего расплава и опускания геоизотерм характер растворов меняется и начинается послемагматический этап метаморфического процесса. В делении этого этапа соответственно главным особенностям минералообразования в тот или иной отрезок времени мы придерживаемся схемы, предложенной Д. С. Коржинским (1955). Согласно этой схеме послемагматический этап делится на три стадии: раннюю, или высокотемпературную щелочную (она же скарновая), кислотного выщелачивания и позднюю, или низкотемпературную щелочную. Обстоятельная характеристика этих стадий приведена в указанной работе Д. С. Коржинского. Первая из них соответствует условиям и времени образования скарнов по известнякам. Этой стадии в левой части схемы (см. фиг. 1) соответствует отрезок времени, примерно аналогичный по температуре, но более ранний, предшествующий расплавлению породы. В нашем представлении эта часть прогрессивного этапа метаморфического процесса и соответствует времени образования магнезиальных скарнов на месте доломитов. Процесс скарнообразования завершается здесь одновременно происходящим магматическим замещением скарнов тыловой зоны с образованием гранита (диорита, сиенита и т. д.).

Вряд ли нужно доказывать, что при отсутствии инфильтрирующих через доломиты трансмагматических растворов, привносящих компоненты продвигающейся следом гранитоидной магмы, преобразование доломитов в скарны и в околоскарновые породы было бы невозможно. Наблюдения в кристаллических комплексах докембрия подтверждают, что в тех местах, где сильно метаморфизованные породы, представленные различными гнейсами, не подвергались значительной гранитизации, заключенные в этих породах тела доломитов лишь мраморизованы, магнезиальные же скарны отсутствуют. Изменения пород в таких контактах выражены очень слабо и нередко устанавливаются лишь под микроскопом. В качестве примера можно указать многочисленные контакты архейских гнейсов (и пегматитов) с доломитами в Прибайкалье и в других местах Восточной Сибири (Коржинский, 1947, 1955, стр. 400), в различных частях Сино-Корейского щита. Соответственно, обратная картина наблюдается там, где гранитизация гнейсов проявлена очень интенсивно. Здесь контактирующие с гнейсо-гранитами доломиты частично или полностью преобразованы в магнезиальные скарны и в околоскарновые породы, а частью в граниты. Вблизи доломитовых тел гнейсо-граниты (мигматитовые граниты) часто представлены сиенитовыми и субщелочными (пироксеновыми) разновидностями, а гнейсы метасоматически изменены. Характер изменений гнейсов в этих случаях указывает на принадлежность их к прогрессивному этапу метаморфического процесса и на сопряженность их во времени и пространстве с образованием магнезиальных скарнов на месте доломитов. Эти изменения рассматриваются детально ниже, на конкретном материале южноякутских железорудных месторождений.

О неразрывной связи между процессами гранитизации доломитов и образованием на их месте магнезиальных скарнов говорят также следующие факты. При формировании интрузивных тел гранитоидов в тектонически сильно ослабленных зонах магматическое замещение вмещающих пород, как известно, нередко практически не имеет места. Соответственно, в пределах таких зон магнезиальные скарны на контактах интрузивов с доломитами развиты слабо.

Представления, которых мы придерживаемся в отношении существа процесса магматического замещения пород, в целом изложены в работах Д.С. Коржинского (1952а, 1955), в применении же к карбонатным породам — в статьях В.А. Жарикова (1960а, б) и автора (Шабынин, 1961а). Не останавливаясь здесь на ряде деталей, которые можно найти в указанных работах, рассмотрим лишь принципиальную схему процесса гранитизации доломита и с этой целью обратим внимание на некоторые стороны метасоматических явлений.

Как известно, перенос вещества просачивающимися растворами происходит быстрее, чем его перемещение путем диффузии в поровых растворах. Перемещение вещества при диффузии обусловлено наличием градиента величин активностей (химических потенциалов¹) того или иного компонента в поровых растворах химически неравно-весных пород, слагающих смежные зоны области контакта. При этом компонент перемещается из среды с большим его химическим потенциалом в сторону среды, где его химический потенциал меньше. Важно заметить, что согласно выдвинутой Д.С. Коржинским (1955, стр. 373; 1956 и др.) гипотезе взаимодействия катионов (и анионов) в растворах изменение величины активности того или иного компонента может происходить и при неизменности его концентрации в растворе. Так, при вступлении в карбонатные породы растворов гранитоидной магмы активность щелочных металлов (и других оснований) в этих растворах сильно возрастает, хотя концентрации их не меняются.

Диффузионное (биметасоматическое) скарнообразование нередко отмечается в тектонически ослабленных зонах, в которых облегчено просачивание растворов. По отношению к направлению потока последних диффузионное перемещение компонентов в них может быть ориентировано различным образом. Кроме боковой диффузии могут иметь место диффузия в направлении продвижения растворов и встречная диффузия. В последнем случае одновременно с переносом ряда компонентов инфильтрирующимися растворами осуществляется диффузионное перемещение той или иной части тех же или иных компонентов в противоположном направлении (навстречу движению потока растворов). Значительное проявление боковой и особенно встречной диффузии компонентов в растворах возможно лишь при определенных условиях. При скарнообразовании такими условиями являются: достаточно замедленное продвижение потока растворов, наличие значительной разности активностей данных компонентов в поровых растворах карбонатной и алюмосиликатных сред, граничащих между собой, а также относительно высокая подвижность рассматриваемых компонентов. В процессе образования магнезиальных скарнов на месте доломитов алюмосиликатная среда представлена гранитоидной магмой, в которой также возможны явления инфильтрации и диффузии вещества.

В зависимости от преобладания инфильтрации или диффузии в процессах магматического замещения (гранитизации, сиенитизации и др.) в настоящее время выделяют-ся два крайних типа и переходные между ними (Жариков, 1960 а, б). Один тип магматического замещения характеризуется почти исключительно диффузионным перемещением компонентов. Результаты этого процесса сказываются главным образом в области эндоконтакта интрузива и выражены в появлении здесь разностей гранитоидов, более основных, чем гранитоиды ядра массива. Магнезиальные скарны в таких контактах развиты очень слабо. При магматическом замещении второго типа, когда абсолютно преобладает инфильтрационное перемещение компонентов, вызываемое наличием потока растворов, прошедших через магму и затем вступающих во вмещающие породы, последние интенсивно метасоматически изменяются. Возникающие на месте доломитов магнезиальные скарны обладают хорошо развитой инфильтрационной метасоматической зональностью. Состав гранитоидов в эндоконтакте интрузива при таком ходе магматического замещения не претерпевает изменений и не отличается от состава их во внутренних частях интрузива. В природе, естественно, осуществляются и условия, промежуточные между указанными двумя крайними случаями, когда скорость инфи-

¹ Активность, или "эффективная концентрация", компонента равна произведению реальной концентрации этого компонента на коэффициент активности. Значение последнего зависит от физико-химических особенностей среды и может меняться при постоянстве реальной концентрации компонента. При этом соответственно меняется и активность компонента, или его химический потенциал, выражающийся через логарифм активности.

рации из магмы растворов несколько замедлена, и в потоке просачивающихся через доломит растворов становится возможной встречная диффузия щелочных металлов из области экзоконтакта в магму.

Детали явлений, происходящих при этом в доломите и в магматическом расплаве, в литературе достаточно освещены (Жариков, 1960 а, б; Шабынин, 1961 а) и здесь не рассматриваются. Заметим лишь, что при подчиненном значении диффузии подобный процесс приводит к появлению в эндоконтакте интрузивной породы с более высоким содержанием щелочей, чем в породах главной части интрузива. Мощность возникающих при этом магнезиальных скарнов может быть значительной. Случай обратного соотношения между инфильтрацией и диффузией при гранитизации доломитов был изучен нами на примере одного из скарновых месторождений юго-восточной Болгарии (Шабынин, 1961 а). Магнезиальные скарны в этом месторождении имеют небольшую мощность. Среди интрузивных пород представлены контактирующие со скарнами контаминационные основные и ультраосновные породы эндоконтакта (габбро, оливиновые габбро, габбро-пироксениты и биотитовые пироксениты). Эти породы относятся к образованиям первой фазы интрузии, в последующих фазах которой выступают (в порядке появления) сиениты, гранодиориты и граниты.

Уже из сказанного можно заключить, что состав активных интрузивных магматических пород (условно включая сюда и мигматитовые граниты), сопровождающихся в контактах магнезиальными скарнами, достаточно разнообразен. Действительно, наряду с собственно гранитами, представленными здесь наиболее широко и разнообразно, распространены гранодиориты и диориты, известны сиениты, монзониты, а также габбро и пироксениты. Одной из причин такого разнообразия интрузивных пород магнезиально-скарновых месторождений является различие условий процесса магматического замещения исходных доломитов. Наряду с этим данные по большому числу магнезиально-скарновых контактов позволяют отметить следующее важное обстоятельство. Минеральный состав магнезиальных скарнов и все главные особенности строения магнезиально-скарновой метасоматической колонки, возникающей на прогрессивном этапе, во всех рассмотренных случаях магматического замещения остаются в принципе неизменными. Другими словами, они почти не зависят от минерального и химического составов находящейся в эндоконтакте и непосредственно граничащей с магнезиальными скарнами интрузивной магматической породы, возникшей здесь (из гранитоидной магмы) в процессе формирования магнезиальных скарнов при магматическом замещении доломитов.

Масштабы и интенсивность процессов гранитизации магнезиальных карбонатных пород являются наибольшими в докембрийских кристаллических комплексах щитов и древних платформ. Вместе с тем геологические взаимоотношения продуктов метасоматического преобразования этих карбонатных пород с неизменной частью последних, с одной стороны, и с активными гранитоидами — с другой, во многих случаях значительно более наглядны в контактах интрузивных тел молодых геосинклинальных областей. Это обусловлено рядом причин.

1. В отличие от гнейсо-гранитов древних платформ тела гранитоидов в геосинклинальных областях часто занимают секущее положение по отношению к простиранию вмещающих пород.

2. Среди магнезиальных скарнов в контактах этих интрузивных тел отсутствуют постмагматические магнезиальные скарны, которые могут возникать в фации наибольших глубин, и присутствуют известковые скарны, развивающиеся по магнезиальным.

3. Значительно меньшая мощность скарновых зон метасоматической колонки в контактах гипабиссальных интрузивных тел предоставляет больше возможностей для детального изучения строения контактов и отношений во времени и в пространстве пород обеих частей контакта.

Не имея возможности излагать здесь основные положения теории образования метасоматической зональности, разработанной Д.С. Коржинским (1951 а, б, 1952 б, 1953 а, б, в, 1957, 1968), ограничимся приведением лишь самых кратких общих сведений в этой области применительно к рассматриваемым нами вопросам.

При вступлении в доломиты химически неравновесных с ними растворов, прошедших через гранитоидный расплав, неизбежно возникают реакции с участием компонентов породы и раствора, приводящие к образованию минералов магнезиальных скарнов. В силу дифференциальной подвижности компонентов на границе расплава с доломитами

сразу же образуется колонка метасоматических зон, располагающихся в направлении просачивания потока трансмагматических растворов. По мере инфильтрации последних происходит одновременное разрастание всех зон колонки. При этом тыловые ее зоны развиваются путем замещения смежных с ними более внешних (передних) зон, и качественных изменений в колонке не происходит. Магматическому замещению (гранитизации) подвергается порода крайней тыловой зоны колонки, в которой доломит наиболее изменен растворами. Как в контактах доломитов с активными интрузивными породами гранитоидной формации, возникшими с замещением вмещающих пород в гиабиссальных условиях, так и в контактах с гнейсо-гранитами и мигматитами в кристаллических комплексах глубинных фаций наблюдается однотипная инфильтрационная метасоматическая зональность.

Число зон в метасоматической колонке, их минеральный состав и порядок расположения от гранитоида к доломиту, т.е. в направлении просачивания трансмагматических растворов, меняются в зависимости от концентрации в растворе инертных компонентов и величин активностей вполне подвижных компонентов, от условий глубинности и температуры скарнообразования. Наиболее распространенные типы колонок могут быть объединены следующей схемой:

Гранитоид	Фасс + ПлСа	Фасс + Шп [±] Ка, Мгт	Фор+Шп [±] Фасс, Ка, Мгт	Ка+Фор+Шп [±] ± Дол, Мгт	Дол мрамор
γ	а	б	в	г	д

В соответствии с возможностями вхождения в состав скарнов перечисленных зон отдельных минералов из числа показанных за знаком [±] приведенная метасоматическая колонка магнезиальных скарнов может несколько меняться, сохраняя, однако, как это видно, свои главные особенности.

Дополнительно следует заметить, что в отдельных гиабиссальных месторождениях, активные гранитоиды в которых представлены бескварцевыми породами, зона а приведенной колонки, по-видимому, может отсутствовать. В периклазовой фации глубинности между зонами г и д появляется зона кальцит-периклазового мрамора. В безволастонитовой фации глубинности клинопироксен в составе зон а - б - в нередко уступает место ортопироксену, и кальцит в таких скарнах не встречается (в соответствии с возможностью реакции $3Эн + СаО \rightarrow Фор + Пи$). Судя по магнезитовому составу мраморов в месторождениях, где энстатитовые скарны распространены, образование этих скарнов следует связывать с магматическим замещением указанного состава карбонатных пород и с малой активностью СаО в растворах. Другой возможной причиной образования энстатитовых (гиперстенных) пород в составе магнезиальных скарнов является глубинность. Произведенные И.А. Зотовым расчеты указанной выше реакции в параметрах $\mu_{СаО}$ и Р показали, что с увеличением Р поле устойчивости ортопироксена расширяется в область более высоких значений $\mu_{СаО}$ и становится возможным появление энстатита в контактах с карбонатными породами, содержащими все большее количество СаО (возможно, вплоть до доломитов). Возрастание железистости растворов действует в том же направлении (Маракушев, 1965, стр. 35), и гиперстен становится устойчивым при все более высоком $\mu_{СаО}$. Резким отклонением в строении колонки является описанный В.И. Синяковым (1967) случай, когда зоны а, в и г в колонке отсутствуют, и она имеет вид:

Сиенит	Шп+Ка+Пи	Монт+Шп+Ка	(Пер)+Ка+Фор (≈ 70 м)	Дол
--------	----------	------------	--------------------------	-----

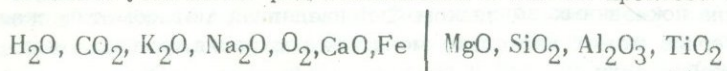
Большая мощность монтichelлитового скарна и развитие в нем (как более поздних) граната и везувиана указывают на образование этого скарна в магматическом этапе. Вместе с тем в большинстве остальных находок в скарнах доломитовых контактов монтichelлит является типичным послемагматическим минералом, развивающимся с замещением фассаитового и форстеритового скарнов. Естественно, что появление этого вида колонки возможно лишь в определенных условиях давления CO₂ (геленит-монтichelлитовая фация глубинности Д.С. Коржинского). Мощные мервинитовые скарны, описанные В.Ивановой-Панайотовой (1962) и наблюдавшиеся нами в месторождении Иглика (Болгария), ассоциируют с форстеритовыми и монтichelлитовыми разнос-

тиями. Однако метасоматическая зональность в данном месторождении не изучена, и принадлежность его известково-магнезиальных скарнов к образованиям магматического этапа неясна. К числу последних несомненно относятся шпинельсодержащие мервинитовые и монтичеллитовые скарны месторождения Гавасай в контакте габброидов, инъекции которых проникают в скарны (Дженчураев, 1970). К сожалению, метасоматическая зональность в этом контакте специальному исследованию не подвергалась, и полное строение колонки неизвестно.

Из характера изменения минерального и химического составов пород по зонам колонки видно, что процесс метасоматического преобразования доломита впереди фронта гранитизации соответствует последовательному приближению составов пород смежных зон от доломита к граниту. Возрастание в скарнах и в околоскарновых породах содержания кремнезема и глинозема, отсутствующих в исходном доломите, убеждает нас также в привносе этих компонентов растворами из магматического очага.

Исследование характера относительной подвижности компонентов в процессе образования инфильтрационных магнезиальных скарнов (Коржинский, 1955; Жариков, 1959; Шабьнин и др., 1961) показывает, что кальций в данном процессе вполне подвижен во всех зонах метасоматической колонки. Наименее подвижными являются магний (вполне подвижен в зонах а, б, в), кремнезем (подвижен в зонах а и б), глинозем и титан (инертны во всех зонах). Железо в большинстве случаев обнаруживает подвижность большую, чем магний, временами проявляет инертность во внешних зонах колонки и более редко — в зоне фассаитового скарна. Результатом значительно привноса железа в этих случаях является образование в скарнах промышленного магнетитового оруденения магматического этапа.

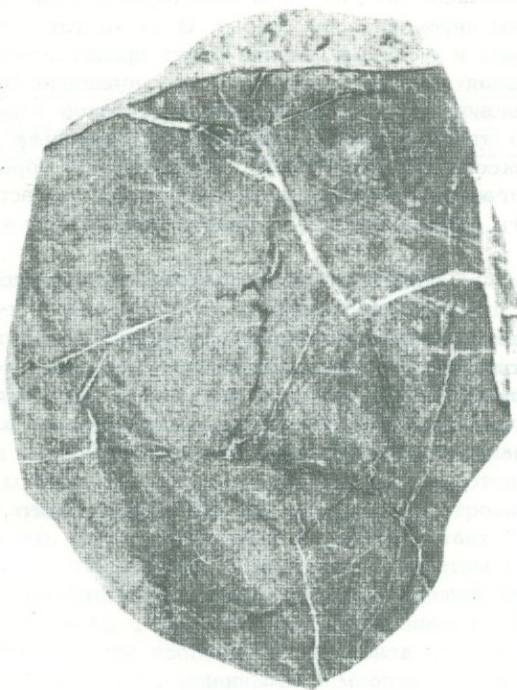
В целом убывающий ряд подвижности в данном процессе выглядит так:



В свете инертного поведения глинозема обращает на себя внимание факт привноса послемагматическими растворами больших количеств этого компонента. Содержание глинозема в шпинель-фассаитовых скарнах редко снижается ниже 10%, часто превышает 20% и в отдельных случаях доходит до 50%. Это обстоятельство существенно, поскольку в процессе скарнообразования послемагматического этапа глинозем также проявляет инертность, но обнаруживает нетранспортабельность в растворах, вследствие чего в составе послемагматических экзоскарнов на месте чистых известняков и доломита глиноземистые минералы нехарактерны. Поскольку породы тыловых зон приведенной выше метасоматической колонки подвергаются воздействию магматического расплава, очевидно, должны встречаться жильные внедрения гранитного материала в породы этих зон, а гранитоиды в эндоконтакте должны содержать ксенолиты данных пород. В гиабиссальной фации в непосредственных контактах гранитоидов со шпинель-пироксеновыми скарнами такие явления действительно распространены. На фиг. 2 представлен полированный штупф шпинель-фассаитового скарна с мелкими трещинными инъекциями, отходящими от гранита. В микрообласти около этих инъекций шпинель скарна уступила место битовниту (т.е. возникла околоскарновая порода), метасоматическая же колонка, неизбежно возникающая около внедрений гранита в доломит, здесь (и во всех остальных случаях таких инъекций) отсутствует. Это позволяет заключить, что обсуждаемые инъекции происходили в уже сформировавшиеся магнезиальноскарновые тела.

Только что сказанное полностью относится и к ксенолитам шпинель-фассаитовых скарнов в гранитоидах области эндоконтакта. Лишь редко встречаются ксенолиты сложного состава с нормально развитой метасоматической зональностью. На фиг. 3 приведен один из таких ксенолитов. Наблюдения показывают, что во всех случаях зональных ксенолитов число и состав зон в них определяются составом скарна в их ядерной части. Прилегающая к ней зона и следующие за этой в сторону гранита другие зоны являются более тыловыми по отношению к скарну ядерной части. Грубая конформность границ зон, сменяющих одна другую на фиг. 3, свидетельствует о формировании их уже в период пребывания ксенолита в магматическом расплаве.

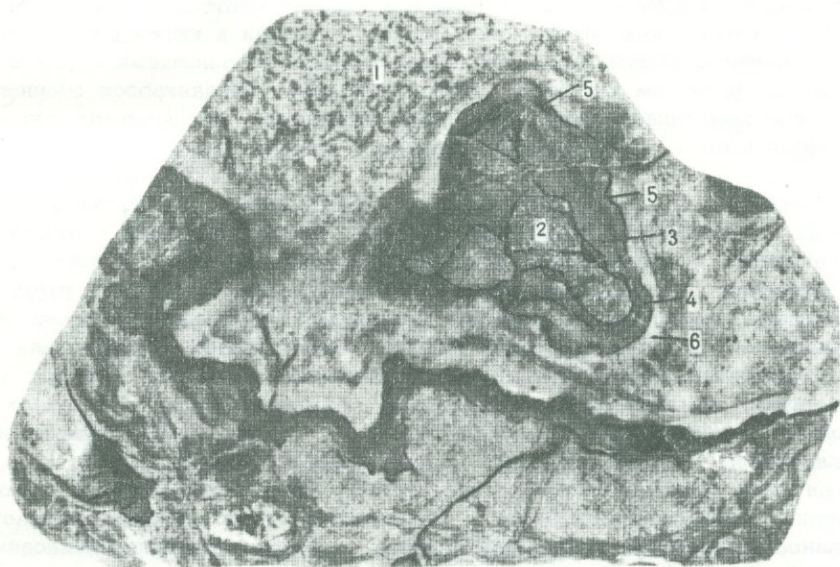
Таким образом, устанавливается неразрывная связь во времени и пространстве между образованием пород рассмотренной скарновой колонки, с одной стороны, и процессом гранитизации доломита — с другой. Расплавление породы тыловой зоны колонки как бы завершает здесь процесс гранитизации. В



← Фиг. 2. Инъекции гранита в шпинель-фассаитовом скарне. Месторождение Кедабек, 1/2 нат. вел.

Фиг. 3. Зональный ксенолит магнезиального скарна в граните

1 - пироксеновый гранит; 2 - шпинель-форстеритовый скарн; 3 - шпинель-фассаитовый скарн; 4 - плагиоклаз-фассаитовая околоскарновая порода; 5 - волластонит-гранатовый скарн; 6 - плагиоклаз-волластонитовая околоскарновая порода эндоконтакта. Полярная Якутия, обр. 214д, полированный штуф, нат. вел.



силу этого метасоматические породы этой и остальных зон колонки могут рассматриваться не только как следствие, но и как промежуточные продукты гранитизации доломита. В этом смысле можно, например, говорить о породах зоны кальцифиров как о результате менее интенсивной гранитизации доломита, чем в случае шпинель-пироксенового скарна или околоскарновой породы. Такое представление имеет и вполне конкретное геологическое содержание, поскольку имеются в виду определенные тела доломитов.

Из строения приведенной выше магнезиальноскарновой колонки видно, что после полного замещения доломитовой части исходного пласта продолжающееся просачивание через него трансмагматических растворов приведет к тому, что колонка будет

разрастаться с последовательным замещением сначала зоны кальцифиров (или зоны форстеритовых скарнов), а затем и зоны пироксенового скарна. В результате сначала из колонки исчезнет зона кальцифиров, и в объеме пласта будут представлены лишь пироксеновый скарн и околоскарновая порода, а затем, после замещения пироксенового скарна наступающей более тыловой зоны пироксен-полевошпатовой породы, весь пласт окажется сложенным только этой последней. Разумеется, поскольку одновременно происходит и замещение пироксен-полевошпатовой околоскарновой породы массой расплава, которая также продвигается в направлении разрастания метасоматической колонки, все возрастающая часть объема исходного пласта доломита окажется замещенной гранитом.

Таким образом, если мы сопоставим два равных по объему тела исходных доломитов, из которых одно целиком сложено шпинель-пироксеновым скарном или околоскарновой породой, а другое — со значительной частью доломитов, то можно говорить о более интенсивной гранитизации (или большей степени гранитизации) первого тела по сравнению со вторым. Если значительная часть того или другого из этих тел доломитов оказалась бы сложенной уже гранитом и частью пород тыловой зоны колонки, то в этом случае степень гранитизации доломитов была бы еще большей.

ЗАВИСИМОСТЬ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ
МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ
ОТ СТРОЕНИЯ ПАЧЕК КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

ВЛИЯНИЕ ЗЕРНИСТОСТИ СЛОЕВ

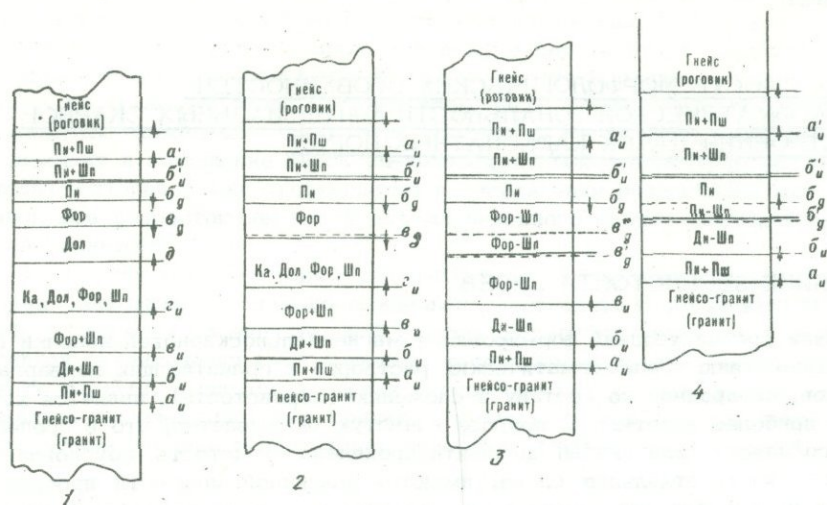
С точки зрения условий формирования магнезиальноскарновой колонки случай, когда воздействию трансмагматических растворов и гранитизации подвергается тело доломитов, однородное по составу и сложению (зернистости), является хотя и типичным, но наиболее простым. В природе зачастую оказывается, что в пределах того или иного пласта (или линзы) доломита проявлена слоистость, обусловленная различием зернистости отдельных слоев; имеются различной мощности прослои алюмосиликатных пород; все эти сложные по строению и составу пласты интенсивно дислоцированы. Естественно, что в таких случаях возможны осложнения в строении метасоматической колонки. Остановимся на этом вопросе немного подробнее.

Трансмагматические растворы, прошедшие через пласт доломита и действовавшие на него с образованием магнезиальных скарнов в какой-то части пласта, в остальной части последнего не производят метасоматических изменений и выходят из этого пласта насыщенными компонентами доломита. При вступлении данного потока растворов в алюмосиликатную породу в последней происходят изменения, также сопровождающиеся образованием метасоматических зон. Если скорость просачивания потока растворов достаточно велика и значительная диффузия компонентов невозможна, то в прилежащих к контакту частях доломита метасоматическая зональность не возникает, а имеющиеся в нем изменения выражены микроскопически. В случае замедленного просачивания растворов в таких контактах может проявиться и встречная диффузия компонентов, вследствие чего кроме инфильтрационных зон, возникших на месте алюмосиликатной породы, в контакте появятся еще и зоны диффузионных скарнов со стороны доломита.

Оба процесса метасоматических изменений доломита — в контакте с расплавом и в контакте с алюмосиликатной породой — происходят одновременно, однако зоны инфильтрационной колонки и диффузионные зоны разрастаются в доломите навстречу друг другу. В этих условиях может случиться, что доломит, слагавший незамещенную часть пласта впереди инфильтрационной колонки, и даже породы внешних зон последней (кальцифиры и форстеритовые скарны) будут со временем замещены породами более тыловых зон инфильтрационной колонки, и последние окажутся в непосредственном контакте с разрастающимися навстречу им диффузионными скарнами. Такого рода метасоматическая колонка в схеме (т.е. без учета истинных мощностей отдельных зон) обычно имеет довольно сложное строение (фиг. 4). Представление об особенностях формирования такой колонки может быть составлено лишь на основе весьма тщательного изучения состава минералов скарнов и знания общих закономерностей формирования инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности.

Процесс формирования колонки, изображенной на фиг. 4, может быть прослежен путем последовательного рассмотрения ее различных стадий (1-4), из которых каждая как бы восстанавливает положение колонки в контакте, существовавшее в какой-то период ее формирования. Скарны инфильтрационной части зон на стадии 1, соответствующей некоторому начальному положению колонки в контакте, четко отличаются от аналогичных по составу скарнов диффузионных зон отсутствием в последних шпинели и переменностью состава минералов диффузионных скарнов в поперечных сечениях соответствующих зон¹ (сложенных этими минералами). Разрастание колонки

¹ О различиях минералов инфильтрационных и диффузионных скарнов см. у Д.С. Коржинского (1952 б, 1955), а также у В.А. Жарикова и К.В. Подлесского (1955).



Фиг. 4. Схема развития метасоматической зональности в условиях пересечения потоком трансмагматических растворов контакта доломитов с алюмосиликатными породами и проявления в данном контакте встречной диффузии компонентов. Стрелками показано направление разрастания отдельных зон.

Колонки 1, 2, 3 и 4 отражают последовательные изменения (стадии) в строении контакта. Двойные линии в колонках обозначают первоначальное положение контакта, пунктирная — границы исчезающей зоны (дна стадии 2, $\Gamma_{и}$ на стадии 3, $\mathbb{B}'_{д}$ и $\mathbb{B}''_{д}$ на стадии 4). $\underline{а}_{и}$ и $\underline{а}'_{и}$, Пн+Пш — инфильтрационная пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода: $\underline{а}_{и}$ — по доломиту, $\underline{а}'_{и}$ — по гнейсу; $\underline{б}_{и}$, Пн+Шп — инфильтрационный шпинель-пироксеновый скарн (по гнейсу); $\underline{б}_{и}$, Ди+Шп — инфильтрационный шпинель-диопсидовый скарн (по доломиту); $\underline{б}'_{д}$, Пн+Пш — шпинель-пироксеновый скарн диффузионный (со шпинелью, перешедшей из замещенного форстеритового скарна зон $\mathbb{B}_{и}$ и $\mathbb{B}'_{д}$); $\underline{б}_{д}$, Пн — пироксеновый скарн диффузионный; $\underline{в}_{и}$, Фор+Шп — инфильтрационный шпинель-форстеритовый скарн; $\mathbb{B}_{д}$, Фор — диффузионный форстеритовый скарн; $\mathbb{B}''_{д}$, Фор+Шп — форстеритовый скарн (диффузионный, но со шпинелью, глинозем для которой доставлен просочившимися через эту зону растворами); $\mathbb{B}'_{д}$, Фор+Шп — шпинель-форстеритовый скарн (диффузионный со шпинелью, перешедшей сюда из замещенного кальцифира зоны $\Gamma_{и}$); $\Gamma_{и}$, Ка+Фор+Шп — кальцифир; $\underline{д}$, Дол — доломитовый мрамор

будет происходить в дальнейшем с последовательным замещением сначала доломита, затем шпинель-форстеритового доломитсодержащего кальцифира. В этом замещении участвуют как инфильтрационные ($\underline{и}$), так и диффузионные ($\underline{д}$) зоны, однако наступление первых происходит быстрее. После замещения доломита разрастание инфильтрационной части колонки продолжится с замещением пород зоны кальцифира $\underline{г}$. Зона диффузионного форстеритового скарна ($\mathbb{B}_{д}$) одновременно также будет наступать на кальцифир (со стороны гнейса), и заключенная в кальцифире шпинель перейдет в состав форстеритового скарна, занимающего объем этой породы ($\mathbb{B}'_{д}$). Одновременно остальная (более тыловая, верхняя на рисунке) часть зоны форстеритового скарна ($\mathbb{B}''_{д}$) получит глинозем, привносимый потоком инфильтрирующихся через нее растворов и сократится в мощности под влиянием наступающей на нее зоны $\underline{б}_{д}$. В резуль-

Продолжение сноски (стр. 15)

В рассматриваемом случае, кроме таких различий в составе минералов, могут иметь место и другие различия, связанные с тем, что концентрации железа в трансмагматических растворах, с одной стороны, и в поровых растворах алюмосиликатной породы — с другой, могут оказаться различными. В этих случаях железистость пироксенов будет различаться не только в пределах зон $\underline{а}_{и}$ и $\underline{а}'_{и}$, но и между пироксенами в зонах $\underline{б}_{и}$ и $\underline{б}_{д}$ (для форстерита в зонах $\mathbb{B}_{и}$ и $\mathbb{B}_{д}$).

тате качественный минеральный состав зоны диффузионного форстеритового скарна в целом после замещения кальцифиров окажется полностью аналогичным¹ составу зоны инфильтрационного форстеритового скарна (зона \underline{B}_H), которая займет уже смежное с ней положение (стадия 3).

Продолжающееся продвижение потока растворов через контакт доломита и алюмосиликатной породы и разрастание зон как инфильтрационных, так и диффузионных пироксеновых скарнов за счет форстеритового скарна после его полного замещения приведет уже к стадии 4. Но в результате обрисованного выше процесса может оказаться, что пироксеновый скарн диффузионной зоны будет содержать некоторое количество шпинели вследствие привноса глинозема трансмагматическими растворами, просачивающимися через эту зону. Важным представляется следующее обстоятельство.

В стадии 3 замещения доломитового пласта (фиг. 4) диффузия кремнезема из алюмосиликатной породы будет обеспечивать развитие зоны пироксенового скарна (\underline{B}_D) лишь до момента замещения форстеритовых скарнов в целом. После этого встречная диффузия в потоке инфильтрующихся растворов прекратится в силу исчезновения разности в химических потенциалах кремнезема в зонах \underline{B}_H , \underline{B}_D и \underline{B}_H (стадия 4).

Естественно, что этот процесс может остановиться на любой стадии (1-3) в связи с прекращением подъема геоизотерм и консолидацией гранита, что вызовет коренные изменения в характере метаморфизма. Соответственно, при иных условиях этот процесс может пройти значительно дальше, вплоть до полной гранитизации исходного доломитового пласта. Одновременно с этим изменения в алюмосиликатных породах, вмещающих доломиты (или заключенных в них), могут оказаться очень значительными.

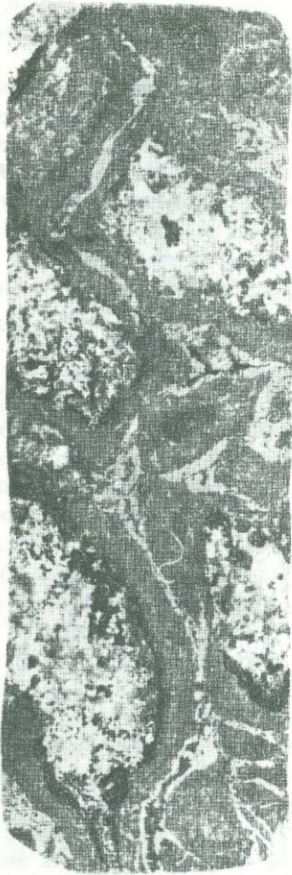
В процессе скарнирования и магматического замещения доломита в раствор поступают освобождающиеся при этих процессах магний и кальций, количества которых зависят от степени гранитизации доломитового пласта. При просачивании через алюмосиликатные породы такие растворы воздействуют на них с образованием инфильтрационных зон скарнов в непосредственном контакте с нижележащими доломитами, а подчас и в отдалении от последних, что определяется наличием трещиноватости в алюмосиликатных породах, покрывающих доломиты (фиг. 5). В архейских кристаллических комплексах ширина блоков в той или иной мере скарнированных гнейсов в кровле доломитовых тел нередко измеряется десятками метров. Степень скарнового замещения при этом бывает иногда столь высокой, что кварц и полевые шпаты исходной породы сохраняются в массе скарна лишь в остатках редких зерен среди салит-авгита, слагающего скарн. В тех случаях, когда мощность пластов гнейсов (или роговиков) относительно невелика, они полностью преобразовываются в околоскарновые породы или нацело скарнируются. В послемагматическом этапе массы такого рода апоалюмосиликатных скарнов часто подвергаются интенсивному рудному замещению.

Воздействие растворов, обогащенных магнием и кальцием (освобождающимися при гранитизации доломитов), на алюмосиликатную породу за пределами заместивших последнюю инфильтрационных зон скарна и околоскарновой породы вызывает уже лишь частичные изменения. Поскольку зона этих изменений оказывается прилегающей к зоне околоскарновых пород, то слагающие ее частично измененные алюмосиликатные породы получили название близскарновых или близскарново-измененных. Для них характерны многоминеральность и сохранность ряда структурных и текстурных особенностей исходной породы при наличии метасоматических минеральных и структурных преобразований, отчетливо связанных с воздействием на породу растворов, участвовавших в скарнообразовании. Ярким примером близскарновых пород в магнезиально-скарновых месторождениях являются своеобразные чарнокитоподобные породы, наблюдавшиеся автором в гнейсовых комплексах архея (Шабынин, 1967). Образование этих пород во времени и пространстве тесно связано с процессом гранитизации доломитов.

Особенности и результаты послемагматического скарнообразования в условиях просачивания растворов вдоль контакта карбонатных и алюмосиликатных пород рассмотрены Д. С. Коржинским (1955). Он показывал, что при этом развиваются биметасоматические скарны, состав которых меняется по зонам (поясам) в направлении

¹ В ведущей своей части, не считая аксессуарных минералов.





Фиг. 5. Замещение мигматитового гнейса пироксеновым скарном. Видны жилки послемагматического магнетита (светло-серое) в скарне и каймы роговой обманки (черное). Месторождение Таежное, обр. 6165, 1/2 nat. вел.

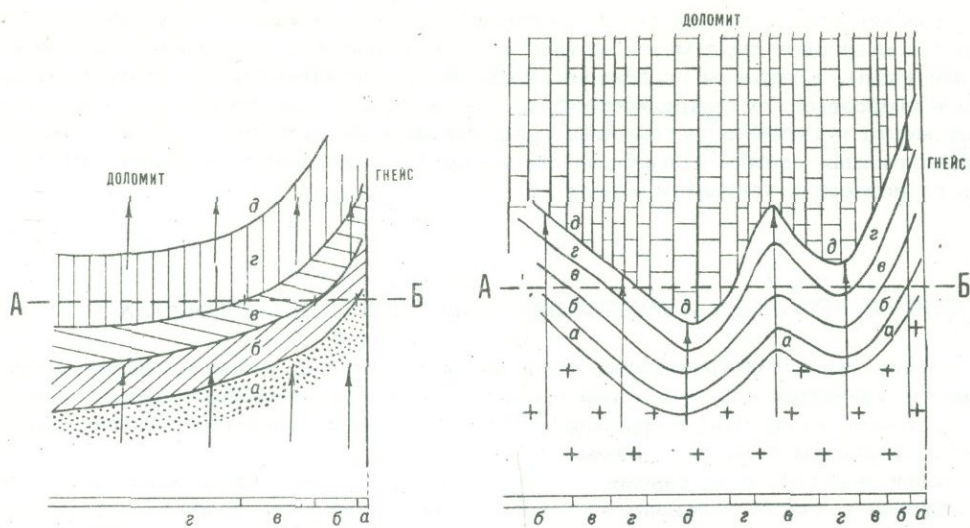
просачивания потока растворов. При гранитизации доломитов, когда мы имеем дело с трансмагматическими растворами, просачивающимися вдоль контактов и слоистости доломитов и алюмосиликатных пород, ход процесса и его результаты оказываются существенно иными.

При воздействии гранитизирующих растворов доломиты во всей их массе подвергаются преобразованию в магнезиальные скарны с формированием инфильтрационной колонки, разрастающейся в направлении продвижения потока растворов. Оставив пока в стороне явления, связанные с химической неравновесностью пород, находящихся в контакте, рассмотрим физическую (механическую) роль слоистости и контактов в данном процессе (Шабынин, 1961 а; Кляровский, 1959).

При просачивании растворов вдоль контакта границы зон возникающей метасоматической колонки располагаются в направлении, поперечном контакту. В силу облегченного продвижения растворов в непосредственных контактах степень изменения доломитов на этих участках будет большей, поэтому на одном и том же уровне, кроме вертикальной зональности, может обнаружиться и латеральная зональность (фиг. 6). Аналогично может влиять и зернистость карбонатной породы. Так, В. Холсер (Holser, 1950) указывает, что зернистость доломитов осевой зоны антиклинали в районе г. Филипсберга (США) в среднем на один порядок меньше зернистости тех же пород в восточном крыле складки. Таким образом, в однородном по составу пласте доломита просачивание трансмагматических растворов с различной скоростью вдоль различающихся по зернистости слоев породы может обусловить появление ложной латеральной метасоматической зональности в сечениях, поперечных к контактам и слоистости (т.е. к направлению просачивания растворов). Эта латеральная псевдозональность вызвана неравномерностью разрастания фронта вертикальной зональности. При этом строение колонки может оказаться "не соответствующим" приведенной выше общей схеме метасоматической колонки, возникающей при гранитизации доломита. Так, например, для случая, представленного на фиг. 7, латеральная зональность такого рода в сечении А-Б выглядит следующим образом:

Пи+Шп скарн (б)	Фор+Шп скарн (в)	Кальцифир (г)	Доломит (д)	Кальцифир (г)
Фор+Шп скарн (в)	Кальцифир (г)	Фор+Шп скарн (в)	Пи+Шп скарн (б)	Пи+Пл около- скарновая поро- да (а)

В сложных складчатых структурах, когда пласты доломита и вмещающих его (или заключенных в нем) алюмосиликатных пород наклонены и испытывают различные перегибы, буровая скважина может пройти как в сечении А-Б, так и во многих других



Фиг. 6. Схема возникновения боковой зональности в поперечном сечении (А-Б) контакта доломита с алюмосиликатной породой в условиях просачивания потока трансмагматических растворов (обозначен стрелками) вдоль контакта.

а, б, в, г - зоны метасоматической колонки магниезальных скарнов магматического этапа; д - доломит (влияние химической неравновесности контактирующих пород в построении не учтено)

Фиг. 7. Схема возникновения "сложного" чередования зон колонки магниезальных скарнов в виде боковой зональности в сечении (А-Б) контакта доломита с алюмосиликатной породой в условиях просачивания потока трансмагматических растворов (обозначен стрелками) вдоль контакта и слоистости доломитового пласта неоднородного строения

а, б, в, г, д - зоны метасоматической колонки магниезальных скарнов магматического этапа (влияние химической неравновесности контактирующих пород не учтено)

местах, отличных от сечения, параллельного слоистости доломита и его контакту с алюмосиликатной породой. При таком положении скважины керн покажет чередование пород, "не соответствующее" метасоматической зональной колонке, возникающей при гранитизации доломита. Однако, как это нетрудно заметить, любая пара смежных зон и здесь будет соответствовать основной схеме строения упомянутой колонки. Не исключено, по-видимому, и просачивание растворов вдоль слоистости и контактов пород не только в плоскости падения последних, но и по их простиранию (вдоль простирания). В этом случае сложный характер поверхностей контактов отдельных зон метасоматической колонки будет выглядеть как на фиг. 7, с той лишь разницей, что плоскость фиг. 7 необходимо уже представлять как горизонтальное сечение скарново-го тела, а сечение А-Б вертикальным. Направления и углы падения поверхностей контактов совокупности зон (а - г) между А и Б могут быть различными, причем в других сечениях скарнового тела, параллельных плоскости чертежа, эти элементы могут меняться.

Скважина, пройденная через такое скарновое тело в любом направлении, отличном от направления простирания пород, покажет сложную картину чередования отдельных зон метасоматической колонки с тем, однако, что положение каждой пары смежных зон и здесь будет соответствовать расположению такой же пары зон в основной схеме строения магниезальноскарновой колонки.

Отмеченные характерные особенности латеральной инфильтрационной метасоматической псевдозональности в магниезальных скарнах, возникающих при гранитизации однородных и чистых по составу доломитов, заслуживают внимания. При наличии

этих особенностей есть основания предполагать существование в изучаемом с поверхности скарновом теле метасоматической зональности в направлении (вертикальном или ином), в котором происходил поток сквозьмагматических растворов. Наблюдения в гнейсовых комплексах докембрия, заключающих доломиты и образовавшиеся на их месте магнезиальноскарновые тела, показывают, что просачивание потока гранитизирующих растворов в общем случае происходило преимущественно именно вдоль слоистости и контактов пород.

ВЛИЯНИЕ ПРОСЛОЕВ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД В ДОЛОМИТАХ

Строение тел инфильтрационных магнезиальных скарнов, возникающих на месте контактов доломитов с алюмосиликатными породами при движении трансмагматических растворов вдоль этих контактов¹, часто осложнено явлениями биметасоматоза. Коротко остановимся на этих явлениях.

С целью некоторого упрощения примем сначала, что скорость продвижения потока растворов в пласте доломита одинакова в любой точке его сечения, поперечного к контакту с алюмосиликатной породой (допустим, гнейсом). Инфильтрационная колонка скарнов расположится, как обычно, в направлении движения потока растворов (фиг. 8, зоны *а*, *б*, *в*, *г*).

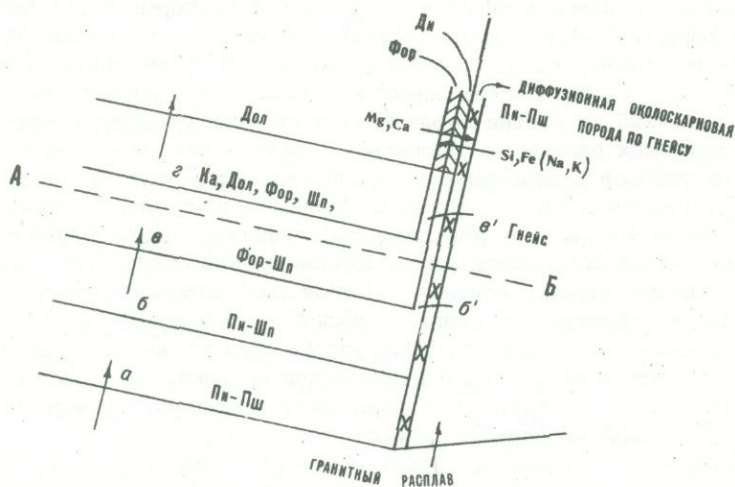
В момент вступления трансмагматических растворов в область контакта на месте доломитов возникнет обычная колонка магнезиальных скарнов. Одновременно в силу химической неравновесности последних с гнейсом в узкой зоне контакта проявится двусторонняя диффузия ряда компонентов, и возникнут зоны биметасоматических скарнов. Соответственно произойдут изменения в составе прилежащих к контакту инфильтрационных скарнов и гнейсов с образованием зоны апогнейсовой околоскарновой породы. Особенность процесса состоит в том, что диффузионные магнезиальные скарны и апогнейсовая околоскарновая порода возникают не после образования инфильтрационных скарнов, а одновременно с ними и при участии одних и тех же гранитизирующих растворов². Последние привносят в зону реакций ряд компонентов, которые участвуют в обменных реакциях между двумя другими химически неравновесными средами.

В каждом отрезке рассматриваемого контакта, соответствующем той или иной зоне колонки (фиг. 8, зоны *а*, *б*, *в*, *г*), которая должна возникнуть в данном месте, одновременно имеют место привнос вещества просачивающимися растворами и диффузионное перемещение компонентов (одних со стороны доломита в гнейсы, других — в обратном направлении). Просачивающиеся растворы в данном случае обладают рядом особенностей, отличающих их от послемагматических растворов. Для процесса скарнообразования наиболее существенна способность этих растворов переносить не только вполне подвижные компоненты (щелочи и железо), но и выносимые из магматического очага кремнезем и глинозем, которые в процессе образования скарнов ведут себя как инертные компоненты.

Влияние отдельных компонентов на качественный минеральный состав скарнов, возникающих вдоль контакта в пределах зоны диффузионного обмена, будет различным. Железо отсутствует в доломитах, и в отрезке контакта выше колонки инфильтрационных скарнов различие величин активностей железа в поровых растворах гнейсов и в просачивающихся растворах может оказаться значительным. В этих случаях железистость (f_m) пироксена и форстерита в биметасоматических диффузионных скар-

¹ Контакт принимается согласным со слоистостью пород.

² Возможны и иные соотношения во времени, например, когда диффузионные скарны в контактах рассматриваемого типа развиваются вдоль всего контакта раньше инфильтрационных, как это имеет место и в данном случае на отрезке контакта, расположенном впереди зоны кальцифиров (см. фиг. 7), где гнейс оказывается в контакте с доломитами. Такие диффузионные скарны преобразовываются при разрастании наступающих на них зон инфильтрационной колонки.



Фиг. 8. Схема диффузионной (биметасоматической) зональности в контакте доломита с алюмосиликатной породой в условиях просачивания трансмагматических растворов вдоль контакта (большая скорость просачивания растворов в области контакта в построении не учтена)

а, б, в, г — зоны метасоматической колонки инфильтрационных магнезиальных скарнов

б' — диффузионный шпинель-диопсидовый скарн, заместивший часть инфильтрационной зоны шпинель-форстеритового скарна в; в' — диффузионный шпинель-форстеритовый скарн, заместивший часть инфильтрационной зоны г. Ди — диффузионный диопсидовый скарн или кальцифир (без шпинели), Фор — форстеритовый скарн или кальцифир без шпинели. Зоны "Ди" и "Фор" образовались впереди соответствующих инфильтрационных зон колонки

нах впереди зоны кальцифира будет целиком определяться указанной разностью активностей железа. В зонах же, соответствующих кальцифиру, а также в более тыловых растворах уже обладают определенной концентрацией железа (вынесенного из магматического расплава), и диффузия этого компонента из гнейса в сторону доломита в данном отрезке контакта будет менее значительной. Кроме того, в силу подвижности железа в скарновом процессе его активность окажется в значительной мере выравненной на отрезке контакта, соответствующем зонам а — г на фиг. 8. Таким образом, диффузионный привнос железа со стороны гнейса в этой части контакта слабо отразится на качественном минеральном составе скарнов.

Что касается кремнезема, в больших количествах привносимого в зону реакции гранитизирующими растворами, то его диффузионное перемещение из гнейсов будет осуществляться лишь на тех отрезках контакта, где различие его концентраций в просачиваемом растворе и в поровых растворах гнейсов окажется достаточным для того, чтобы при существующей скорости просачивания растворов диффузия могла проявляться. На отрезке контакта, где должна возникнуть инфильтрационная пироксен-плагиоклазовая порода, с которой со стороны гнейсов граничит околоскарновая порода аналогичного состава, диффузия кремнезема не будет иметь места. В зоне, соответствующей шпинель-пироксеновому скарну, эта диффузия окажется слабой, но будет возрастать от зоны к зоне выше по течению растворов. Это возрастание обусловлено реакционным понижением концентрации кремнезема по зонам инфильтрационной колонки (на границах зон) в том же направлении¹. Соответственно количествам кремнезема, перемещенного диффузией из гнейса в экзокontakt, на месте по-

¹ Напомним, что изменение концентраций инертных компонентов в инфильтрационных колонках происходит на границах зон, в пределах же каждой зоны концентрации этих компонентов сохраняются постоянными.

род инфильтрационной колонки в зонах в и г фиг. 8 (которые возникли бы здесь при отсутствии диффузии) образуются диффузионные скарны. Минеральный состав последних уже сильно отличается от состава примыкающих к ним пород инфильтрационных зон, и различия эти обусловлены диффузией кремнезема из гнейса.

Еще большее влияние на состав диффузионных скарнов оказывает наличие глинозема в гранитизирующих растворах. Поскольку диффузия существенных количеств этого компонента из гнейсов в доломиты не осуществляется, форстеритовые и пироксеновые скарны, возникающие на отрезке контакта выше зоны кальцифиров, лишены шпинели. В нижней части контакта, в зоне реакций, глинозем присутствует в количествах, которые зависят от содержания его в породах инфильтрационных зон, соответствующих тому или иному отрезку контакта. Данное обстоятельство влечет за собой появление шпинели в диффузионных скарнах каждой зоны и повышенное содержание глинозема в пироксенах этих скарнов. Если учесть, что те же минералогические особенности характеризуют и скарны инфильтрационной колонки, то единственным различием тех и других может служить лишь переменность состава пироксенов и форстерита в пределах зон диффузионного происхождения.

Таким образом, в рассмотренном случае в сечениях, поперечных к контакту, будет наблюдаться колонка зон. Строение этой колонки и минеральный состав слагающих ее скарнов в полевых условиях представляются вполне аналогичными таковым нормальной инфильтрационной колонки магнезиальных скарнов. При наблюдении лишь узкой зоны контакта такая сложная по существу колонка может быть ошибочно принята за обычную инфильтрационную. В подобных случаях наличие в контакте сопряжения двух колонок можно заподозрить лишь по несоразмерности мощностей отдельных зон и по присутствию зоны апогнейсовой околоскарновой породы. Так, в сечении А - Б (см. фиг. 8) должна обратить на себя внимание непомерно большая "мощность" зоны шпинель-форстеритового скарна (зона в) по сравнению с очень малой "мощностью" зоны шпинель-пироксенового скарна (зона б), примыкающей к околоскарновой породе по гнейсу, мощность которой также чрезвычайно мала. Здесь необходимо заметить, что мощность более внешних зон нормально развитой инфильтрационной магнезиальноскарновой колонки обычно больше, чем мощность более тыловых зон. При этом различия в мощностях отдельных (особенно смежных) зон таких колонок соразмерны. Как ясно из фиг. 8, ширина зоны форстеритового скарна (в) в сечении А-Б в действительности не является мощностью этой зоны, поскольку сечение А-Б проходит вдоль фронта зоны, а истинная мощность последней измеряется в перпендикулярном к нему направлении. Однако и истинная мощность не будет связана какой-либо простой зависимостью с мощностью зоны диффузионной колонки, "вписавшейся" в соответствующее поперечное сечение контакта.

Разумеется, при возможности проследить контакт гнейса и скарнов по простиранию (или восстанию), наличие в контакте бесшпинелевых диффузионных скарнов поможет правильно понять сложный характер "стандартной", на первый взгляд, зональности, наблюдающейся в сечении А-Б. Естественно также, что установление переменности состава в характеристиках минералов в поперечных сечениях зон б и в (фиг. 8) явится доказательством их диффузионного происхождения и вызовет вопрос о существовании в данном скарновом теле инфильтрационной колонки, смена зон в которой имеет место в направлении, параллельном контакту (перпендикулярном к сечению А-Б).

На различия между особенностями зональности, когда гранитизирующие растворы просачиваются вдоль контакта доломита и алюмосиликатной породы, и особенностями зональности для ранее рассмотренного случая просачивания тех же растворов с пересечением аналогичного контакта (см. фиг. 4) останавливаться, по-видимому, нет необходимости. Эти различия и их причины устанавливаются из сопоставления соответствующих процессов и схем, иллюстрирующих результаты этих процессов.

Равным образом, очевидно, излишне рассматривать здесь детали некоторых различий в минеральном составе зон и в строении контакта, которые могут возникнуть, если контактирующая с доломитом алюмосиликатная порода будет представлена не гнейсом, а какой-либо иной породой, например бескварцевым пироксен-плагноклазовым роговиком. Соответствующие каждому возможному случаю особенности обстановки формирования диффузионных скарнов в таком контакте в ходе гранитизации доломита и результаты процесса легко могут быть выведены из общих закономерностей биметасоматического скарнообразования.

ВЛИЯНИЕ ГРАДИЕНТА СКОРОСТЕЙ ПРОСАЧИВАНИЯ РАСТВОРОВ

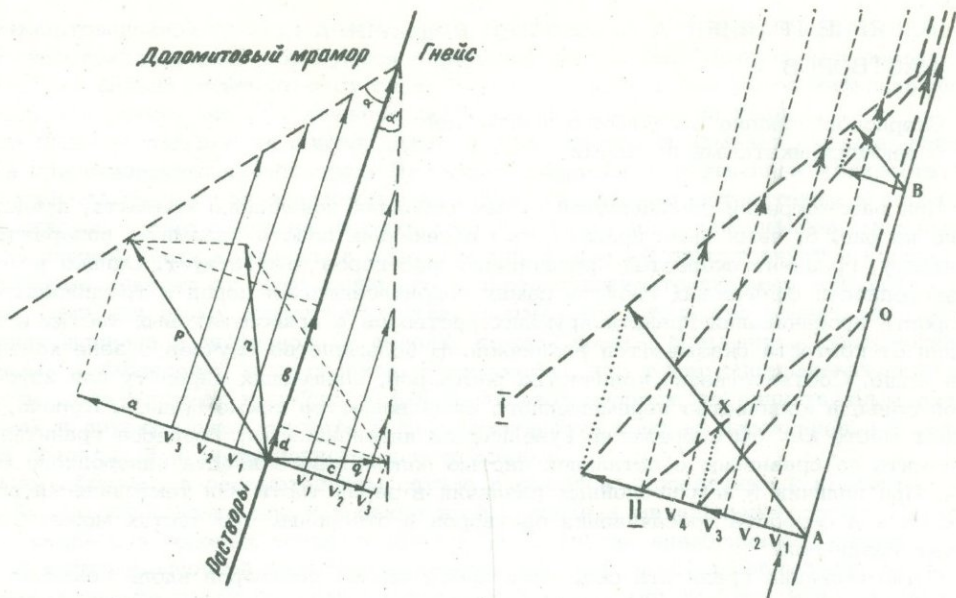
Скарнообразование в контактах доломитов с алюмосиликатными породами

При рассмотрении особенностей схемы строения зонального контакта, представленного на фиг. 8, нами было принято, что в сечениях пласта доломита, поперечных к контакту, градиент скоростей просачивания растворов отсутствует. Однако в силу разнородности физических свойств самих соприкасающихся пород и трещиноватости скорость просачивания гранитизирующих растворов в приконтактных частях и в удалении от контакта оказывается различной. В большинстве случаев в зоне контакта она выше. Соответственно, количество растворов, прошедших через ту или иную точку этой зоны, и количество перемещенного сюда вещества также больше. Короче, здесь имеет место как бы опережение (увеличение интенсивности) процесса гранитизации доломита по сравнению с остальной частью доломитового пласта однородного строения. При наличии в нем послойных различий в зернистости или тектонически ослабленных зон скорость просачивания растворов в отдельных его частях может быть также различной.

Существование градиента скоростей просачивания растворов вдоль контакта приводит прежде всего к тому, что границы отдельных зон метасоматической колонки располагаются не перпендикулярно к поверхности контакта, а под некоторым углом к ней. Если считать, что слоистость доломита и полосчатость гнейса параллельны поверхности контакта, а инфильтрирующиеся растворы будут продвигаться вдоль последнего, то графически направление возникающего фронта замещения породы можно представить в виде такой схемы (фиг. 9).

Скорости движения растворов (и перемещения вещества) будут, естественно, различными по обе стороны контакта, кроме того, по принятому условию они меняются с удалением от контакта. Обозначим скорости движения инфильтрирующегося потока в слоях, различно удаленных от поверхности контакта, через $V_1 - V_2 - V_3 \dots$ в доломите, а в гнейсе соответственно через $V'_1 - V'_2 - V'_3 \dots$. Эти скорости изобразим векторами. Линия, соединяющая концы этих векторов, представит сечение плоскости чертежа той поверхностью, до которой дошло замещение (фронт замещения). Наклон этой линии к линии поверхности контакта зависит от различия скоростей потока. Возьмем некоторую точку на поверхности контакта и восстановим из нее перпендикуляры к обеим изображенным линиям фронта замещения. Получим векторы p и q , направление которых указывает направление общего перемещения вещества в данной породе, а их величина отражает количество перемещенного вещества. Перемещение вещества в данных условиях, очевидно, происходит при одновременном совместном действии сил инфильтрации и диффузии.

Разложим векторы p и q по правилу параллелограмма на направления инфильтрационного и диффузионного перемещения вещества. Получим векторы a, b и c, d . Соотношение величин векторов a и b для доломита и c и d для гнейса покажет относительную роль диффузионного и инфильтрационного перемещений вещества при рассматриваемых явлениях замещения. Из диаграммы легко видеть, что чем быстрее падает градиент скоростей инфильтрационного потока по мере удаления от поверхности контакта, тем больше углы α и α' и тем относительно меньшую роль в общем перемещении вещества играет диффузия. При отсутствии градиента скоростей фронт замещения расположится перпендикулярно потоку растворов, как это условно принято для ранее рассмотренной схемы (см. фиг. 8). Здесь же проявление диффузии ограничено лишь очень узкой околосконтактной зоной. Диаграмма также показывает, что величины векторов p и q различны. В данном случае вектор $p > q$. Это означает, что мощности метасоматических зон в доломитах, а следовательно, и скорость их развития больше, чем в гнейсах. В других случаях соотношения, разумеется, могут быть иными. Если построить равнодействующую векторов p и q , то получим вектор r . Его нахождение по ту или иную сторону от контакта непосредственно указывает, в какой стороне разрастание зон, обусловленное совместным действием инфильтрации и диффузии, происходит интенсивнее. Однако строение контакта, представленного на фиг. 8, в действительности выглядит



Фиг. 9. Схема неравномерного развития метасоматических зон вследствие градиента скоростей инфильтрации растворов в контактах химически неравновесных пород (объяснения см. в тексте)

Фиг. 10. Схема, иллюстрирующая расположение границ инфильтрационных и диффузионных зон, возникающих в контакте доломита с гнейсом при наличии градиента скоростей в потоке сквозьмагматических растворов, продвигающемся параллельно этому контакту (объяснения см. в тексте)

несколько сложнее, что обусловлено диффузионной (биметасоматической) зональностью.

Воспользовавшись построением, примененным на фиг. 9, можно выяснить положение указанной диффузионной зональности (фиг. 10) и исходя из этого уже расшифровать строение реального контакта типа, представленного на фиг. 11.

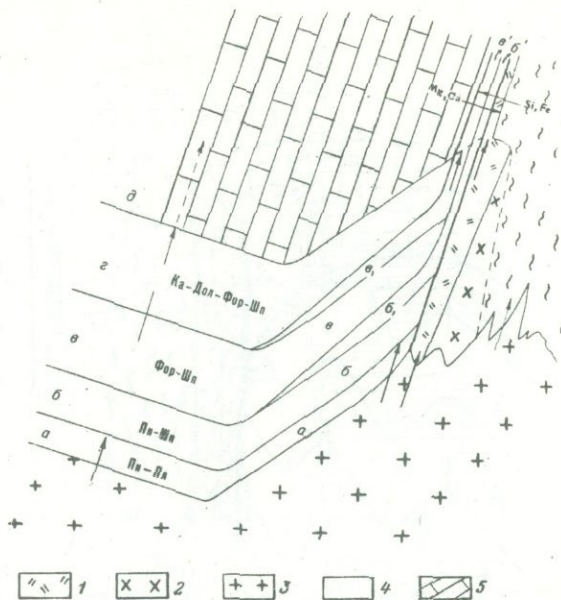
Обратимся к фиг. 10, на которой точка А выбрана произвольно. Взяв дополнительную точку В и построив в ней те же векторы диффузии и суммарного перемещения вещества, проведем линию, соединяющую концы обоих векторов диффузии. Эта линия соответствует границе зоны диффузионного скарна (допустим, форстеритового скарна). Зададимся какой-либо мощностью данной зоны, ограничив эту мощность, скажем, точкой Х и проведем через эту точку линию фронта замещения для зоны II, смежной с зоной I, но более тыловой по отношению к ней. Эта линия явится, таким образом, внешней границей диффузионного пироксенового скарна, мощность которого определится векторным построением, аналогичным примененному выше. Биметасоматические реакции между доломитом и гнейсом в отрезке контакта, соответствующем зоне форстеритового скарна (выше точки О по течению раствора), обусловят появление диффузионного пироксенового скарна в этой части контакта. Отстроив аналогично более внешнюю и более тыловую зоны инфильтрационной колонки, мы придем к построению фиг. 11, отражающей строение реального контакта.

Диффузионный форстеритовый скарн зоны \underline{v}_1 отличается от инфильтрационного форстеритового скарна зоны \underline{v} меньшим содержанием в нем шпинели. Соответственно форстеритовый скарн зоны \underline{v}' полностью лишен шпинели. Равным образом диффузионный пироксеновый скарн зоны \underline{b}_1 содержит шпинели меньше¹, чем инфильтрационный скарн зоны \underline{b} , а в пироксеновом скарне зоны \underline{b}' шпинель отсутствует.

¹ Содержание шпинели в скарне зоны \underline{v}_1 соответствует содержанию в кальцифире зоны \underline{r} , на месте которой возникла зона \underline{v} . В зоне \underline{b} количество шпинели находится на уровне ее содержания в скарне зоны \underline{v} .

Фиг. 11. Обобщенная схема строения зонального контакта доломита с алюмосиликатной породой, сформировавшегося в условиях проявления диффузии в контакте, вдоль которого просачивались сквозьмагматические растворы (направление просачивания обозначено стрелками)

1 - пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода по гнейсу; 2 - близскарновая порода по гнейсу; 3 - гранитоидный расплав; 4 - гнейс; 5 - доломитовый мрамор; а, б, в, г, д - зоны инфильтрационной метасоматической колонки; б₁ и в₁ - зоны диффузионных скарнов, образовавшихся с замещением пород зон в и г соответственно; б' и в' - зоны диффузионных (биметасоматических) диопсидового скарна и кальцифира, возникшие впереди фронта инфильтрационного замещения доломита



Когда в доломитовом пласте одновременно с биметасоматозом на контакте проявлен и градиент скоростей инфилирующих растворов, обусловленный послойно неоднородной зернистостью породы (см. фиг. 7), строение части поперечных к контакту сечений метасоматической колонки будет соответственно более сложным. В их числе окажутся сечения, проходящие через отрезки контакта, в которых возникли биметасоматические скарны (в соответствии с фиг. 11).

В геологических разрезах дислоцированных пачек, сложенных чередующимися между собой доломитами и алюмосиликатными породами, различные типы магнезиально-скарновых колонок магматической стадии могут по-разному сочетаться и создавать внешнее впечатление отсутствия определенных закономерностей в строении, присущих метасоматической зональности.

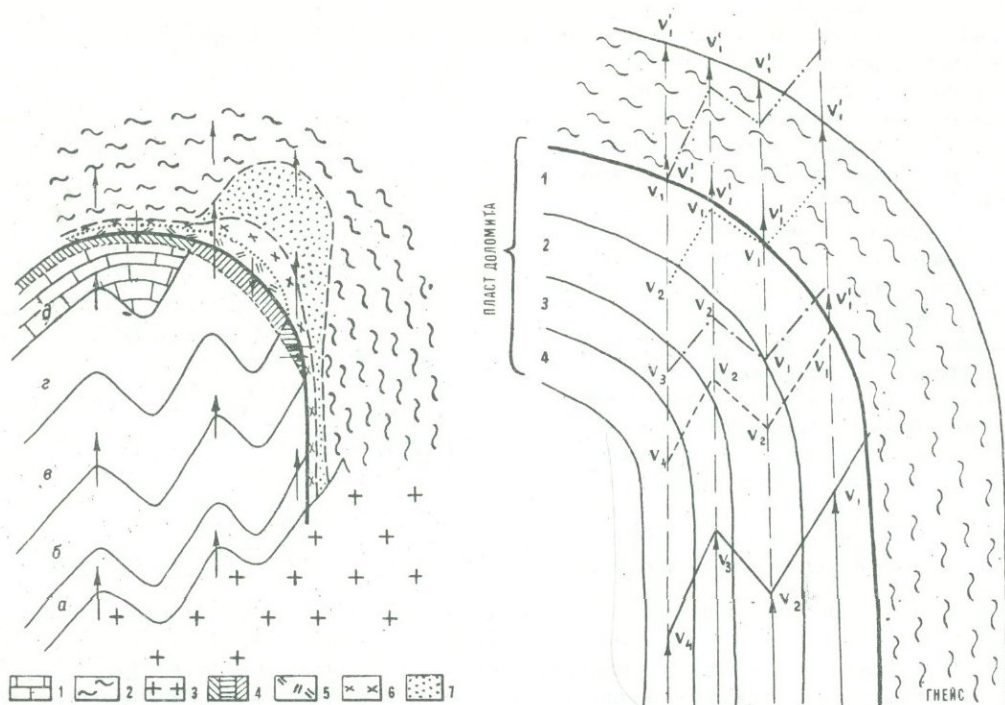
Один из возможных случаев сочетания инфильтрационной, диффузионной (за счет встречной диффузии) и биметасоматической зональности схематически представлен на фиг. 12.

Здесь зоны а, б, в, г соответствуют зонам инфильтрационной магнезиально-скарновой колонки, возникшим в условиях послойно неравномерной скорости просачивания потока растворов в доломите. Участки размещения в контакте различных типов скарнов, околоскарновых и близскарновых пород показаны контурами вне масштаба. Схема построена для случая, когда поток гранитизирующих растворов, просачиваясь сначала вдоль прямолинейного участка контакта и слоистости пород, попадает затем в сводовую часть антиклинальной складки (или в место выклинивания линзы доломита). Происходящие при этом явления удобнее рассмотреть на фиг. 13, воспроизводящей тот же контакт.

Обозначив скорости просачивания потока растворов в отдельных слоях пласта через $V_1 - V_2 - V_3 - V_4$ и изобразив их условные величины векторами, соединим концы последних прямыми и получим линию поверхности фронта замещения доломита. Представим теперь, что этот фронт замещения (т.е. верхняя граница крайней внешней зоны инфильтрационной магнезиально-скарновой колонки) из положения, показанного сплошной линией $V_1 - V_2 - V_3 - V_4$, в процессе гранитизации доломита перемещается в направлении просачивания потока растворов.

В местах перегиба слоев различной зернистости (фиг. 13, 1-4) "элементарные струи" потока¹ на своем пути будут вступать в слои с иной зернистостью, скорость

¹ Условно - части потока, обладающие одной какой-либо скоростью в пределах ширины отдельных слоев.

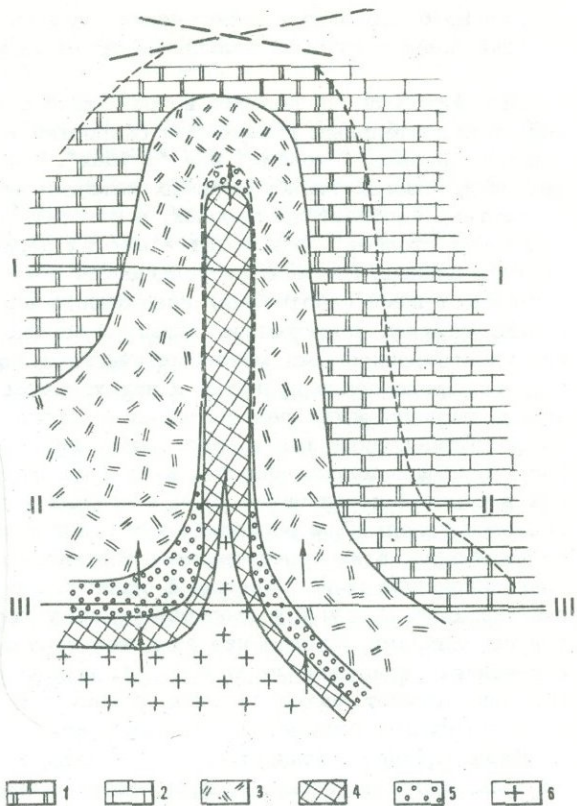
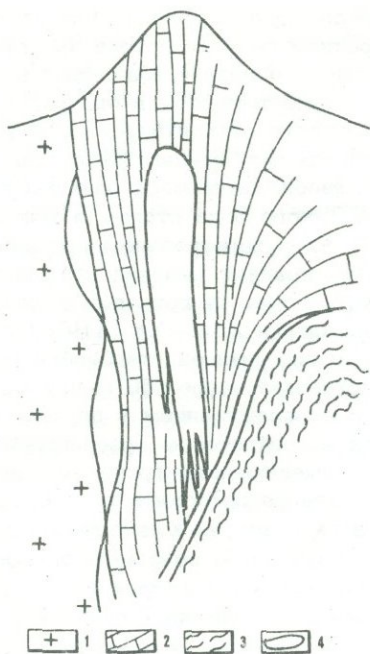


Фиг. 12. Схематическое изображение области контакта выклинивающегося тела доломита в гнейсах (распространенный случай, в котором обобщены условия, относящиеся к фиг. 4, 7 и 11)

1 - доломитовый мрамор; 2 - мигматитовый гнейс; 3 - гнейсо-гранит; 4 - диффузионные скарны на месте доломита; 5 - диффузионные скарны по гнейсу; 6 - околоскарновые породы на месте гнейса; 7 - близскарново-измененные гнейсы; а, б, в, г, д - зоны метасоматической колонки магматического этапа. Стрелками показаны направления разрастания метасоматических зон. В целях упрощения детали строения диффузионной части скарнов на фигуре не показаны.

Фиг. 13. Схема, поясняющая распространение фронта инфильтрационного замещения (сплошная линия $V_1-V_2-V_3-V_4$) в сводовой части складки послойно неоднородного пласта доломитового мрамора (слои 1-4), область контакта которого с гнейсом изображена на фиг. 12. Различным пунктиром показано положение фронта замещения в различное время по мере просачивания потока трансмагматических растворов в направлении, указанном стрелками

инфильтрации в которых будет соответственно меняться. Если пренебречь различиями в плотности породы в разных точках каждого отдельного слоя и возможными изменениями его мощности в разных частях складки, то необходимо принять, что у границы с гнейсом элементарные струи потока будут обладать одинаковой скоростью V_1 , которая соответствует скорости просачивания в 1-м слое, непосредственно примыкающем к гнейсу. Поскольку расстояния, проходимые отдельными струями до пересечения ими нижней границы 1-го слоя (после чего уже начинается выравнивание их скоростей), не только различны, но и характеризуются различными скоростями просачивания растворов на отдельных слагающих эти расстояния отрезках, фронт замещения доломита в сводовой части контакта подойдет к гнейсу в разных точках контакта в



Фиг. 14. Схематический геологический разрез магнезиальскоскарнового золото-медного месторождения Холь-Гол (КНДР)

1 - суанский гранит; 2 - доломитовые мраморы и кальцифиты; 3 - слюдяные сланцы; 4 - рудоносные скарны

Фиг. 15. Обобщенная схема строения магнезиальскоскарнового столба типа Нового рудного тела месторождения Холь-Гол

1 - алопериклазовый бруситовый мрамор; 2 - доломит; 3 - доломитсодержащий кальцифит; 4 - шпинель-диопсидовый скарн; 5 - шпинель-форстеритовый скарн; 6 - гранитный расплав. Стрелками показано направление, в котором просачивались трансмагматические растворы

разное время. Вследствие этого в ходе гранитизации доломита и замещения пород внешних зон породами тыловых зон колонки будет происходить и последовательное преобразование, и замещение одних экзоскарнов другими (см. фиг. 12, по дуге контакта справа налево). Порядок замещения при этом в общем случае будет таким же, как на фиг. 7.

Формирование биметасоматических скарнов, возможное лишь в тех местах контакта, где инфильтрационный поток не пересекает контакта с гнейсом, прекратится, а возникшие скарны этого типа будут замещены инфильтрационными после того, как зона б (см. фиг. 12) продвинется вперед и займет положение зоны в.

Опережение в скорости части потока растворов, вышедшей из 1-го слоя (см. фиг. 13), приведет к тому, что в тот или иной момент времени в соответствующей части контакта количество вещества, которое выносятся из доломита при его гранитизации и перемещается в гнейс, окажется наибольшим. Наибольшими окажутся здесь и мощности апогнейсовых скарнов, окоскарновых и близскарновых пород (см. фиг. 12).

Скарнообразование в пересечениях трещин в доломитах
(скарновые столбы и зональные трубчатые тела)

Своеобразный, но нередко встречающийся в природе случай просачивания растворов со значительным градиентом скоростей в поперечном сечении потока представлен в скарновых "столбах", или "трубах". Как известно, последние возникают в контактовых ореолах гипабиссальных интрузивных тел и располагаются в однородных по составу карбонатных породах, в относительной близости от контакта. Формирование таких "столбов" происходит в местах пересечений трещин, причем чаще всего крутонаклонных, которые располагаются обычно над необнажающимися резкими крутыми выступами (апофизами) поверхности плутонов. Такого рода столбы в магнетитовых скарнах являются по существу мощно развитыми в вертикальном направлении инфильтрационными метасоматическими колонками, крайняя тыловая зона которых непосредственно граничит с интрузивным телом. На фиг. 14 приведен схематический геологический разрез золото-медного месторождения Холь-Гол (КНДР), одно из скарново-рудных тел которого обладает характерно выраженной столбообразной формой. Общая протяженность скарнового столба составляет около 450 м при мощности в средней части около 40 м и крутом падении с выполаживанием в верхах. Тело является "слепым" и располагается среди доломитов в контактовом ореоле гранитного интрузива, в непосредственном контакте которого имеются еще другие магнетитово-скарновые тела. Скарновый столб книзу расходится на несколько корней, которые подходят к другому скарново-рудному телу, залегающему на контакте доломитов со сланцами. Сочленение этих тел недостаточно изучено. В сечениях, смежных с сечением, приведенным на фиг. 14, но уже за пределами мощного скарнового столба, присутствует апофиз гранита, располагающейся между скарнами и ороговикованными сланцами, показанными на чертеже.

Характерной особенностью зональности, проявленной в поперечном сечении данного тела, является крайне резкая несоразмерность мощностей пироксеновых и форстеритовых скарнов. Масса тела сложена практически нацело диопсидовым скарном, мощность же форстеритовой зоны колеблется в основном в пределах от долей сантиметра до 1,5 м.

В обобщенной схеме строение такого типа скарновых столбов в продольном разрезе представлено на фиг. 15. Быстрое продвижение потока растворов в узком пространстве вдоль осевой линии пересечения трещин обычно существует наряду со сравнительно медленным просачиванием тех же растворов в породах, заключающих это узкое пространство. Соответственно в каждом из горизонтальных сечений (I - III), показанных на фиг. 15, в области облегченной инфильтрации растворов процесс гранитизации протекает интенсивней, и здесь формируются породы зон, более тыловых, чем в доломитах, прилежащих к такой области, но за ее пределами. Строение поперечных сечений верхней части скарнового столба в месторождении Холь-Гол позволяет предположить, что большая мощность кальцифиров, представленных в этих сечениях, обусловлена в основном не латеральным просачиванием растворов и не перемещением вещества из осевой области потока. В некотором удалении от этой области плоскости поперечных сечений столба оказываются параллельными контактам зон инфильтрационных скарнов и кальцифиров. При одинаковой скорости просачивания растворов в доломитах в каждой точке сечений степень гранитизации доломита в этих сечениях определялась бы именно кальцифирами. Крайне слабое развитие зоны форстеритового скарна в данном конкретном случае весьма характерно, и на этом явлении целесообразно остановиться несколько подробнее.

Существует определенная аналогия между условиями формирования столбообразного скарнового тела, с одной стороны, и инфильтрационных скарнов в контакте доломитов с алюмосиликатной породой при значительном градиенте скоростей просачивания потока растворов в зоне контакта - с другой. Биметасоматическая часть процесса, происходящего в упомянутом контакте, как бы заменяется диффузией вещества в доломиты из гранитизирующих растворов, просачивающихся в осевой части пересечения трещин. Если принять физико-механическое влияние контакта примерно равноценным влиянию трещины, то каждая половина столба вдоль нее (и, следовательно, все тело) будет формироваться в условиях, аналогичных тем, которые имели место в контакте с гнейсом. Из принципа построения фиг. 9 и из положения различ-

ных скарнов на фиг. 11 следует, что чем уже область, в которой проявляется градиент скоростей "элементарных струй" потока просачивающихся растворов, и чем больше этот градиент (т.е. чем меньше угол α на фиг. 9), тем меньшую латеральную (в поперечных сечениях контакта) мощность должны иметь инфильтрационные скарны области градиента по сравнению с истинной мощностью тех же скарнов за пределами этой области, в удаленных от контакта участках¹. Наибольший градиент скоростей просачивания растворов при формировании скарнового столба Холь-Гола приходился на зону, ширина которой вряд ли превосходила четвертую часть мощности столба. Используя фактические величины мощности и протяженности данного скарнового столба и построение, аналогичное фиг. 9, можно убедиться в том, что величина угла α не превысит 10° ($\operatorname{tg} \alpha = \frac{10}{400}$). В этих условиях мощности диффузионных форстеритовых и диопсидовых скарнов должны быть совершенно незначительными, как это и есть в действительности.

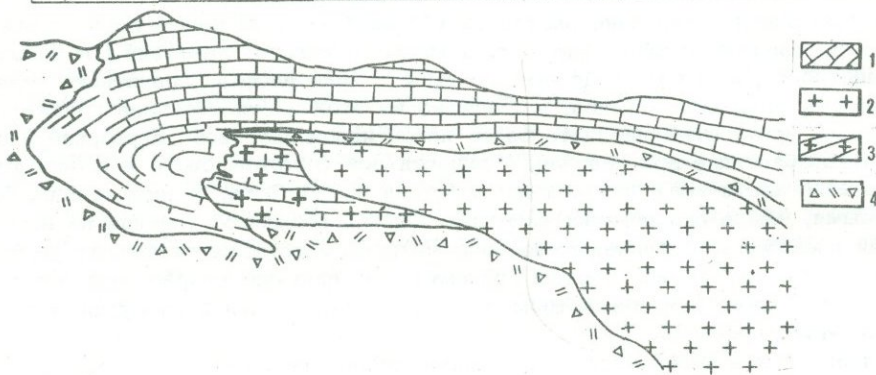
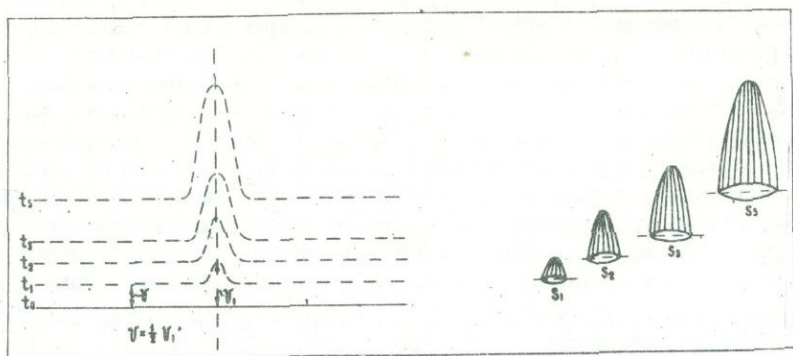
Более быстрое просачивание растворов в осевой области пересечения трещин обусловит существенное продвижение фронта магматического замещения и появление здесь гранитного расплава, представляющего ныне в виде апофиза гранитного тела в нижних частях скарнового столба. Выходящие из этой части расплава гранитизирующие растворы могут стимулировать более интенсивное круговое (в разрезе — билатеральное) разрастание зон скарнов. Мощности зон форстеритового и диопсидового скарнов в этой части тела при наличии диффузии могут быть, следовательно, более соразмерными, чем в его верхних сечениях. Однако решающее влияние на величину мощностей внешних зон скарновых тел рассматриваемого типа оказывает увеличение поверхности замещаемой породы (доломита) в процессе разрастания зон метасоматической колонки при совместном действии инфильтрации и диффузии. Рассмотрим схему этого процесса.

Если представить поверхность скарнового столба, изображенного на фиг. 15, в какой-то момент его формирования, когда высота столба достигла лишь уровня сечения II- II, а поперечник его был соответственно меньшим, то очевидно, что с ростом (вытягиванием) столба в вертикальном направлении и увеличением его поперечника за счет диффузионного перемещения вещества поверхность скарнового тела должна непрерывно увеличиваться. Поскольку формирование тела происходило путем замещения доломитов, поверхность фронта замещения последних, т.е. поверхность, на которую воздействовали растворы, также непрерывно возрастала. В этих условиях неизбежно должно было бы иметь место прогрессивное уменьшение мощности внешних зон метасоматической колонки.

Явление, о котором идет речь, было рассмотрено Д.С. Коржинским (1948, 1955), а затем более обстоятельно В.А. Жариковым и Д.К. Власовой (1961) в связи с обсуждением вопроса о влиянии кривизны поверхности контакта интрузива на мощность возникающих в контакте известковых (послемагматических) скарнов. Напомним, что при контакте, выпуклом в сторону карбонатной породы, мощность экзоскарнов, особенно во внешних зонах, уменьшается. Это происходит в результате того, что по мере разрастания зон метасоматической колонки и непрерывного увеличения поверхности (и массы) породы, подвергающейся замещению, а также в силу неизменности общего количества растворов количество их, просочившееся через единицу поверхности, уменьшается, и скорость продвижения фронта замещения замедляется². При этом, естественно, уменьшение скорости разрастания внешней зоны будет большим, чем для тыловой (поскольку поверхности последней меньше), вследствие чего тыловая зона будет прогрессивно надвигаться на внешнюю с ее замещением, которое может дойти до полного. Конечно, в случае, изображенном на фиг. 15, имеется определенное отличие от условий скарнообразования в послемагматической стадии. Это отличие заключается в первую очередь в том, что формирование поверх-

¹ Можно сравнить, например, мощности зон б и в в поперечном сечении контакта на фиг. 11 с истинной мощностью тех же зон (по течению раствора) в удалении от контакта.

² Для вогнутых контактов отмечаются обратные соотношения, и скорость разрастания внешних зон больше, чем у тыловых.



Фиг. 16. Схема, иллюстрирующая влияние боковой диффузии вещества в потоке сквозьмагматических растворов, инфильтрирующихся в пересечении трещин с замещением доломита и образованием скарнового столба (объяснения см. в тексте)

Фиг. 17. Обнажение контакта гранита с доломитом

1 - доломитовый мрамор; 2 - биотитовый гранит; 3 - кальцифир, заключающий трубчатые тела гранита, сопровождаемые зональными магнезиальными скарнами; 4 - делювий. Полярная Якутия (зарисовка с фотографии); масштаб 1:500

ности интрузива (как фронта магматического замещения) происходит здесь одновременно с образованием и развитием магнезиальных скарнов. Само возникновение апофиза гранитоида здесь связано с просачиванием трансмагматических растворов в локальной, тектонически ослабленной зоне, где скорость перемещения фронта гранитизации была выше, чем в смежных участках.

Более пристальное рассмотрение вопроса показывает, однако, что в ряде случаев (когда заметной величины апофиз гранитоида не возникает) механизм процесса разрастания зон скарнового столба может сохраниться аналогичным тому, который охарактеризован Д.С. Коржинским и В.А. Жариковым для выпуклых контактов интрузивов.

Обратимся к фиг. 16, на которой изображен некоторый начальный этап формирования скарнового столба. Примем, что в этом процессе участвует как инфильтрация, так и диффузия. Пусть $t_0, t_1, t_2 \dots$ —отрезки времени, для которых может быть отстроена величина столба, исходя из принятой условно величины разности скоростей просачивания растворов в осевой области нарушения (V_1) и в прилегающих к ней тектонически ненарушенных участках доломита (V). На фиг. 16 соотношение векторов $V:V_1$ принято равным 1:2. Последовательное перемещение границы метасоматической зоны колонки показано пунктирными линиями $t_1, t_2, t_3 \dots$. Соответствующие этим отрезкам времени величины поверхности скарнового столба приведены на фиг. 16 справа ($S_1, S_2, S_3 \dots$)

Вполне очевидно, что по мере разрастания колонки величина поверхности фронта замещения вне области нарушения будет сохраняться неизменной. В области же на-

рушения величина указанной поверхности будет с течением времени так или иначе сильно увеличиваться. Скорость возрастания этой величины зависит от скорости диффузии и от величины градиента скоростей: $l = V_1 - V_2$.

Если задаться той или иной мощностью зоны, внешняя граница которой показана в виде поверхности скарного столба (допустим, S_5) то, очевидно, тыловая граница этой зоны (являющаяся одновременно внешней границей следующей за этой, более тыловой зоны) образует конформную, но меньшую по величине поверхность внутри поверхности, изображенной на чертеже. В силу такого соотношения величин этих двух поверхностей скорость продвижения второй (меньшей по размеру) в процессе разрастания столба будет сохраняться большей.

Изложенное позволяет заключить, что прогрессивное замещение внешних зон метасоматической колонки более тыловыми зонами может иметь место не только в выпуклых контактах гранитоидов с карбонатными породами, но также и при формировании столбообразных скарных тел. Условием его проявления здесь служит боковая диффузия вещества в инфильтрирующихся растворах, что при значительном градиенте скоростей в зоне просачивания будет иметь место в большинстве случаев.

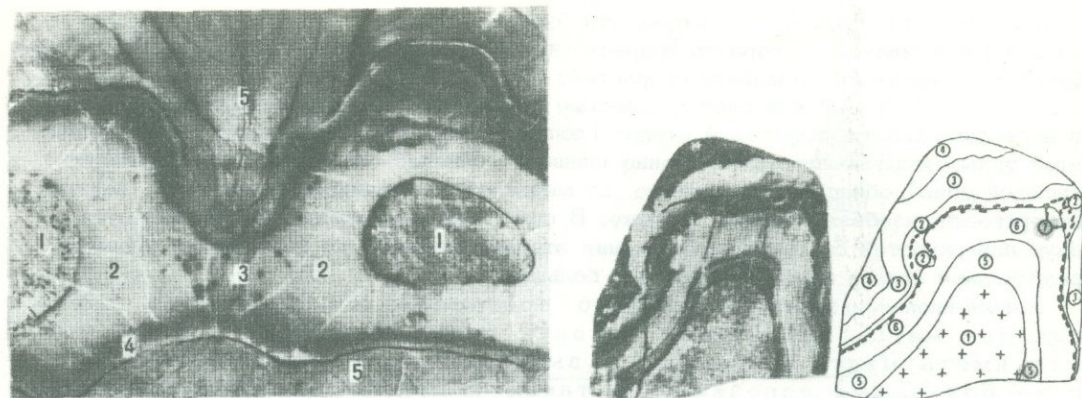
Из рассмотрения фиг. 15 и 16 следует, что в основании скарного столба (между сечениями II и III на фиг. 15) с началом разрастания последнего создается обстановка, обратная существующей в остальной его части. Эта обстановка соответствует таковой в вогнутых контактах интрузивов. Вследствие этого в данной части скарного столба внешние зоны метасоматической колонки разрастаются более интенсивно, чем тыловые. Поскольку с ростом (вытягиванием) столба в более верхних его частях отношения в скоростях развития указанных зон меняются на обратные, породы внешних зон оказываются в большей их части замещенными породами тыловых зон колонки. В ряде случаев, по-видимому, этим можно объяснить и расширяющуюся кверху форму тела пироксенового скарна.

Для скарного тела, разделяющегося книзу на "корни" (см. фиг. 14), можно допустить, что его формирование происходило одновременно вдоль нескольких сближенных пересечений трещин. В таких условиях небольшой мощности зоны форстеритового скарна каждого вначале отдельного столба окажутся замещенными пироксеновым скарном в процессе слияния этих отдельных столбов в одно тело. Известны не только вертикальные магнезиально-скарные столбообразные тела, но и наклонные (до горизонтальных), в зависимости от расположения трещин и ориентировки участка фронта магматического замещения.

Прослеживание взаимоотношений скарной части столба с гранитоидом осуществимо лишь при хорошей изученности строения таких тел, в ряде поперечных сечений, параллельных между собой, что в отношении крупных скарных тел подобного рода далеко не всегда имеет место. В природе, однако, встречаются и очень мелкие апофизы гранитных тел в доломитах, сопровождаемые скарнами. Геологическая позиция последних аналогична рассмотренной выше для столбообразных тел, но расположение трещин, вдоль которых происходило замещение доломитов, значительно разнообразнее. Один из наиболее ярких примеров такого рода образований, наблюдавшихся автором, приведен на фиг. 17.

Выклинивающийся конец крупного апофиза гранитного массива, кровля которого сложена доломитами с прослоями роговиков, разместился в сводовой части узкой опрокинутой складки. В доломитовом мраморе здесь многочисленны трещины отслаивания и пересекающие их трещины, радиальные в отношении свода складки.

Гранитное тело в этой сильно нарушенной присводовой части складки расходуется в "конский хвост" с образованием множества трубообразных тел. В большинстве мест обнажения и в глыбах можно видеть, как отдельные трубообразные тела разветвляются, расходясь на два и больше еще более мелких пальцеобразных тел, каждое из которых находится как бы в скарном чехле, отделяющем гранит от доломитового мрамора. Отдельные такие гранитные трубки имеют поперечные сечения величиной примерно 0,5 - 1,0 см, однако в этих случаях метасоматическая зональность с обычным расположением зон магнезиальных скарнов от гранита к доломиту вполне отчетлива. На фотографиях штуфов, представляющих некоторые из этих трубок (фиг. 18, 19), кроме магнезиальных скарнов выделяются зоны послемагматических биметасоматических известковых скарнов, развивающихся по обе стороны контакта. Не оста-



Фиг. 18. Срез разветвленного трубчатого тела гранита в доломитовом мраморе

1 - пироксеновый гранит; 2 - гроссуляр-волластонитовый скарн по граниту; 3 - волластонит-гроссуляровый скарн; 4 - пироксеновый скарн с везувианом; 5 - форстеритовый скарн. Полярная Якутия, обр. В-358 из коллекции Н. Н. Перцева, нат. вел.

Фиг. 19. Продольное сечение трубчатого тела гранита в доломите

1 - пироксеновый гранит; 2 - шпинель-пироксеновый скарн; 3 - шпинель-форстеритовый скарн; 4 - кальцифир с людвигитом; 8 - волластонит-гранатовый эндоскарн (с реликтами плагиоклаза у границы с гранитом); 6 - гранат-волластонитовый апомagneзиальный скарн; 7 - везувиан. Полярная Якутия, обр. 86 д, 1/2 нат. вел.

навливаясь здесь на этих деталях, к которым мы вернемся несколько ниже, обратим внимание на следующие обстоятельства.

1. В сечениях скарновых трубок, представленных на фиг. 18 и 19, присутствует гранитная часть, и мощность зон шпинель-пироксенового и форстеритового скарнов сравнительно соразмерна с мощностью, наблюдающейся иногда и в магнезиальноскарновых телах другой формы. Первоначальная мощность пироксеновой зоны на фиг. 19 с внутренней границей на месте раздела зон 5 и 6 незначительно превышает мощность форстеритовой. Такое соотношение мощностей этих двух зон (и зоны кальцифиров) близко к соотношению для корневых частей скарнового столба (см. фиг. 15). Следует, однако, заметить, что в верхних частях скарновых столбов степень несоразмерности пироксеновой и форстеритовой зон¹ может быть различной. В ряде случаев, по-видимому, мощность форстеритовой зоны в телах такого рода может потенциально обеспечить возможность нахождения в ней промышленного оруденения того или иного состава, селективно осаждающегося в скарнах этой зоны.

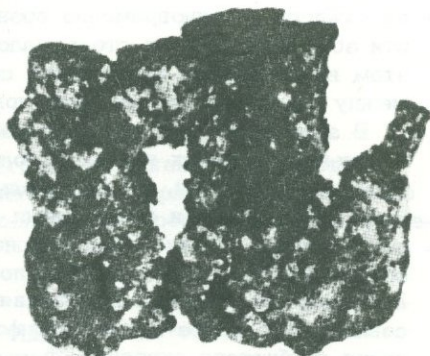
Представляется, что появление относительно значительной мощности зоны форстеритового скарна в магнезиальноскарновых столбах может быть обусловлено рядом причин.

а) Если боковая диффузия в потоке инфильтрирующихся растворов незначительна, то очевидно, что в процессе разрастания столба мощность этой зоны² определяется величиной градиента концентрации кремнезема на границах зон шпинель-пироксенового скарна с форстеритовым и шпинель-форстеритового скарна с кальцифиром.

б) Абсолютная скорость продвижения потока растворов вдоль трещины может колебаться, по-видимому, в значительных пределах. Скорость в осевой зоне трещины может быть как относительно большой, так и умеренной. Поскольку боковая диф-

¹ Имеется в виду мощность в поперечном сечении столба, хотя очевидно, что она не соответствует наибольшей, истинной мощности, которая на фиг. 15 должна измеряться от контакта с гранитом до верхней границы пироксеновой зоны в апикальной части скарнового столба.

² На фиг. 15 она соответствует мощности, наблюдающейся в апикальной части столба.



Фиг. 20. Линейно ритмически-полосчатые жилообразные рудные тела (a, b, c, d) в мраморе, частично связанные концентрически-полосчатыми рудными трубками (e, f, g). Питкяранта, Хопунвара; 1/2 нат. вел. (Trüstedt, 1907)

Фиг. 21. Ветвящееся трубчатое тело концентрически-полосчатых пород, освобожденное от кальцифира. Светлая масса на поверхности тела — кристаллики везувиана. Питкяранта, увел. 2

фузия кремнезема зависит лишь от разности его концентраций в гранитизирующем растворе, с одной стороны, и в доломите — с другой, а скорость диффузии с расстоянием уменьшается, изменение скорости просачивания потока растворов не может повлечь увеличения мощности диффузионной части зоны форстеритового скарна. Мощность же инфильтрационного шпинель-форстеритового скарна, зависящая от количества принесенного вещества, т.е. в конечном счете от скорости просачивания растворов, уменьшится с уменьшением этой последней. В силу тех же причин при этом уменьшится и мощность инфильтрационного пироксенового скарна, поэтому мощности зон форстеритового и пироксенового скарнов окажутся более соразмерными, чем при большей скорости инфильтрации растворов.

2. Даже в продольных сечениях гранитная часть трубок (см. фиг. 19) не может быть отождествлена с магматическими инъекциями в породы тыловых зон магнезиаль-носкарновой колонки. Четкое различие заключается в наличии около гранита хорошо выраженной метасоматической зональности "стандартного" строения. Из сравнения фиг. 2 и 19 это различие выступает достаточно наглядно.

3. Смыкание соседних скарновых трубок в процессе их разрастания происходит с объединением однородных по составу зон, окружающих каждую отдельную трубку, причем первоначальные границы объединявшихся зон в местах смыканий исчезают. Породы более внешних зон колонки вдоль этих границ оказываются полностью замещенными.

4. Образование части скарновых трубок явно связано с просачиванием растворов не только в осевых частях пересечений трещин, но и по самим этим трещинам, в их отрезках между пересечениями.

Внешний облик такого рода образований сильно меняется, когда тонкие мелкие трещины сильно сближены между собой и, пересекаясь (по простиранию или падению), соединяются в единую "дренажную сеть". В силу относительно равномерной ослабленности значительной массы породы просачивание растворов по такой сети может происходить более или менее равномерно как в пересечениях трещин, так и вдоль них (между пересечениями). Сочетания нескольких трещин, очевидно, могут образовывать

ломанные замкнутые фигуры. Развитие магнезиальных скарнов по такой замкнутой "трещине" (т.е. по совокупности трещин) приведет к образованию уже не скарново-го столбика, а некоего субцилиндрического тела.

В гипабиссальных условиях при очень густой сети трещин такого рода "трещинная гранитизация доломитов" приводит к образованию тел магнезиальных скарнов, форма и внутреннее строение которых весьма своеобразны.

В сечениях, поперечных к направлению, в котором просачивались растворы, ширина каждого из одновременно возникающих вдоль трещин скарновых тел (в совокупности зон) оказывается столь малой, что текстура породы становится полосчатой. При этом в результате чередования скарновых полос с карбонатными (сохраняющимися между исходными трещинами) полосчатость имеет ритмический характер.

В зависимости от преобладания трещиноватости того или иного направления в отдельных участках контакта полосчатость представляется то линейно-параллельной, то концентрической, то неправильно сетчатой. Отдельные виды полосчатости сочетаются по-разному, и между ними существуют переходы. Линейные разности такого рода полосчатых магнезиальных скарнов обычно слагают жилообразные или неправильной формы массы. Концентрически полосчатые породы образуют в мраморах (или в полосчатых породах иного строения) трубчатые тела, сечения которых округлы, эллипсовидны или менее правильной формы. Эти тела имеют ответвления также концентрически трубчатого строения. Форма тел и характер полосчатости некоторых из таких разностей скарнов показаны на фиг. 20 и 21.

Послемагматические изменения этой части магнезиальных скарнов, как правило, весьма интенсивны и часто сопровождаются промышленным оруденением грейзенового характера.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Среди этой группы необходимо различать скарны: а) возникающие в качестве контактовых новообразований и б) развивающиеся на месте скарнов магматического этапа в процессе гистерогенного преобразования последних ("преобразованные магнезиальные скарны"; Шабынин, 1966).

НОВООБРАЗОВАННЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Магнезиальные скарны в качестве новообразований послемагматического этапа достоверно известны лишь в гнейсовых комплексах докембрия. Они широко распространены в флогопитовых месторождениях ряда регионов и многократно описаны в литературе (Коржинский, 1947, 1955; Лицарев, 1961; Шабынин и др., 1961; Шмакин, 1961; и др.).

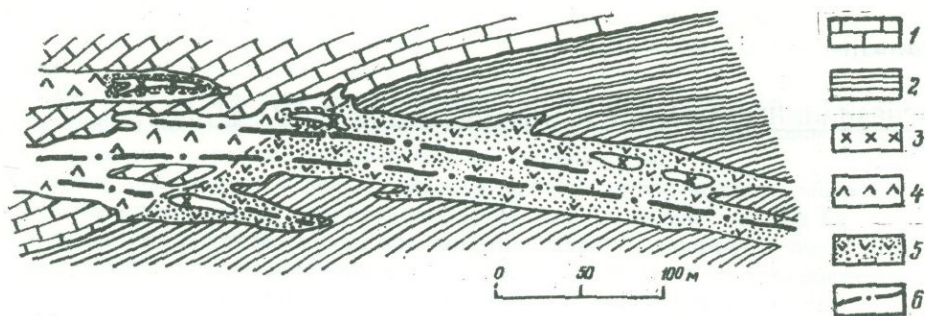
В большинстве это биметасоматические образования, для которых характерно отсутствие шпинели в скарнах экзоконтакта и нахождение промышленного флогопита в скарнах, заместивших исходно полевошпатовые породы эндоконтакта (пегматиты, гнейсы и др.).

Кроме таких биметасоматических скарнов, в тех же условиях глубинности могут встречаться контактово-инфильтрационные разновидности. Последние возможны, поскольку, с одной стороны, остатки доломитовых мраморов, кальцифиров и форстеритовые скарны магматического этапа способны реагировать с послемагматическими растворами при вступлении последних в эти породы, а с другой — те же растворы, обогатившись магнием и кальцием, при вступлении в гнейсы (или роговики) способны изменять эти породы.

Такие скарны могут отличаться от одноименных по минеральному составу скарнов магматического этапа лишь меньшим количеством входящей в них шпинели и большим — кальцита, а также различной железистостью форстеритов и пироксенов, слагающих те и другие скарны (в границах одного и того же скарнового тела). Следует, однако, подчеркнуть, что даже в условиях весьма интенсивно и широко проявленных процессов послемагматического этапа (как, например, в железорудных месторождениях Алдана) остатки доломитовых мраморов и кальцифиров в магнезиальных скарнах, а также крупные массы форстеритовых и клиногумитовых разновидностей последних обычны. Это позволяет утверждать, что инфильтрационные послемагматические магнезиальные экоскарны если и существуют, то распространены весьма ограниченно. Значительно более распространены флогопитовые и роговообманковые скарны и турмалиновые породы, образующиеся на месте околоскарновых пород и роговиков магматического этапа, а также кристаллических сланцев под воздействием послемагматических растворов, просачивающихся через доломиты и магнезиальные скарны. В сходных с этими условиях (фиг. 22) образуется и часть послемагматических шпинель-пироксеновых скарнов.

Не останавливаясь подробно на рассмотрении возможных причин малой распространенности послемагматических инфильтрационных магнезиальных экоскарнов, можно заметить следующее.

Как известно, и инфильтрационные скарны по известнякам (в гипабиссальной фации) в значительных массах также редки, а появление их связано с наличием зон брекчирования и интенсивной трещиноватости в контактовых ореолах, т.е. с условиями, в которых существенно снижается значение фильтрационного эф-



Фиг. 22. Схема геологического положения магнизиальных скарнов в зонах разрывных нарушений, пересекающих контакты доломитовых мраморов и алюмосиликатных пород на флогопитовом месторождении Куранах, Алдан (по Шабьину и др., 1961)

1 - доломитовые мраморы и кальцифилы; 2 - пироксен-амфиболовые гнейсы; 3 - пегматиты; 4 - диопсидовые скарны по доломитам; 5 - шпинель-пироксеновые скарны; 6 - линии тектонических нарушений (имеющаяся вдоль контакта шпинель-пироксеновых скарнов и гнейсов, а также пегматитов зона пироксен-скаполитовых пород в масштабе чертежа не выражается)

фекта. По-видимому, инертность кремнезема и его плохая транспортабельность растворами в границах скарнового этапа послемагматической стадии выражены резче, чем при скарнообразовании, связанном с Гранитизацией доломитов.

ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Аподоломитовые скарны. В ходе понижения температуры послемагматических растворов, просачивающихся через скарны магматической стадии, между минералами породы и растворами происходят интенсивные обменные реакции, в результате которых скарны изменяют свой первоначальный состав. Эти процессы начинаются еще при высоких температурах и отчетливой щелочности растворов. Они осуществляются во всех фациях глубинности и приводят в основном к одним и тем же результатам.

Шпинель-форстеритовые скарны при этом, как правило, преобразовываются в клиногумитовые или хондритовые породы с некоторым количеством флогопита¹, а шпинель-фассаитовые скарны - в флогопитовые, реже в паргаситовые скарны. Околоскарновые пироксен-плаггиоклазовые породы изменяются в роговообманковые, флогопитовые - иногда в турмалиновые породы. Местами плаггиоклаз замещается скаполитом. Легко заметить, что все эти преобразования скарнов происходят без изменений в ряду относительной подвижности компонентов. Содержание инертных компонентов (Al_2O_3 , SiO_2 , MgO) в породах существенно не изменяется, и процессы являются по существу гистерогенными. Реакции минералообразования протекают со связыванием из растворов H_2O , K_2O , Na_2O , F , Cl , B , SO_3 и CO_2 .

Во времени эти преобразования магнизиальных скарнов предшествуют отложению главной массы магнетита во вновь возникающих породах. Структурные взаимоотношения клиногумита, флогопита и магнетита в слабооруденелых участках в ряде случаев обнаруживают признаки почти одновременного образования всех этих минералов. Однако с нарастанием интенсивности оруденения во взаимоотношениях последних уже резко проявляется развитие магнетита с замещением силикатов.

Характер исходных минеральных ассоциаций пород, подвергающихся изменению, предполагает возможность развития преобразованных скарнов как на месте магнизиальных скарнов магматической стадии, так и на месте соответствующих послемагма-

¹ Наблюдалась также своеобразная перекристаллизация форстерита с изменением его свойств (Перцев, 1965).

тических инфильтрационных скарнов абиссальной фации. Из существа происходящих при этом изменений следует, что в их результате какой-либо новой метасоматической колонки не возникает, хотя минеральный состав зон исходной колонки меняется.

В преобразованных скарнах реакционные отношения между вновь образующимися и исходными минералами структурно отчетливы преимущественно лишь в начальных стадиях изменения пород. Например, при флогопитовом замещении массивнозернистого шпинель-фассаитового скарна реликты зерен пироксена оказываются рассеянными в массе слюды, листочки которой в соответствии с условиями давления линейно ориентированы.

Апоалюмосиликатные скарны. В зонах контактов с доломитами алюмосиликатные породы еще в магматическом этапе, как уже говорилось, не только преобразовываются в околоскарновые и близскарновые породы, но и частично (локально) замещаются пироксеновыми скарнами. Воздействие высокотемпературных послемагматических растворов на эти скарны приводит к появлению роговообманковых и флогопитовых преобразованных скарнов. Эта часть флогопитовых скарнов отличается от скарнов, заместивших породы экзоконтакта величиной железистости слюды (Шабынин, 1958 а). Из сказанного следует, что процессы высокотемпературного преобразования магнезиальных скарнов могут сильно затушевывать первоначально отчетливо выраженную метасоматическую зональность.

Рассмотренные выше клиногумитовые (хондритовые), флогопитовые и роговообманковые породы являются реакционными, контактово-метасоматическими образованиями, возникающими в зонах высокотемпературного прогрева около тел магматических пород (включая мигматиты). Процесс их образования начинается в магматическом этапе формирования магнезиальных скарнов и околоскарновых пород на месте исходных доломитов¹ и завершается в ранней щелочной (скарновой) стадии послемагматического этапа. Ряд относительной подвижности компонентов на всех стадиях процесса сохраняется неизменным, а содержания инертных компонентов в преобразованных породах не отличаются существенно от содержаний их в исходных. Кроме компонентов последних, в составе рассматриваемых пород участвуют компоненты растворов.

Такого рода фактическая характеристика рассматриваемых клиногумитовых (хондритовых), флогопитовых и роговообманковых пород позволяет отнести их к группе скарновых образований. Необходимость выделять их среди других послемагматических метасоматитов магнезиальноскарновых месторождений побудила нас предложить закрепить за ними термин "преобразованные магнезиальные скарны" (Шабынин, 1966).

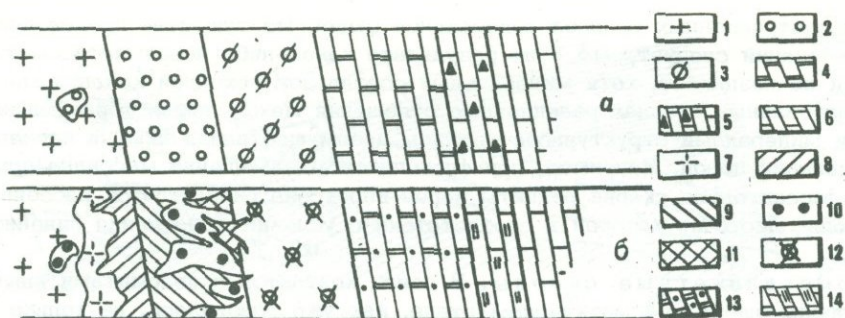
ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Состав известковых скарнов в магнезиальноскарновых контактах зависит от условий глубинности. Среди них можно выделить две подгруппы: скарны абиссальной (безволластонитовой) фации и скарны гипабиссальной фации (от волластонитовой до ларнит-мервинитовой фации глубинности включительно).

Скарны первой подгруппы сложены железистыми салит-авгитами и ферриавгитами с андрадитом или без него (Свешникова, Шабынин, 1961). Они представлены в железорудных месторождениях Алдана, развиваясь в зонах нарушений среди алюмосиликатных пород (гнейсов, мигматитов и околоскарновых пород), в некотором удалении от контактов с магнезиальными скарнами, а также в месторождениях Адирондака, где они, согласно Б. Леонарду и А. Баддингтону (Leonard, Buddington, 1964), замещают и флогопит-диопсидовые скарны. Поскольку распространение данных известковых скарнов полностью контролируется участками развития магнезиальных скарнов и устанавливается их тесная генетическая связь с последними, они отнесены к образованиям формации магнезиальных скарнов.

В алданских месторождениях контакты известковых скарнов с алюмосиликатными породами метаморфического комплекса характеризуются наличием в последних зоны околоскарновых изменений. Породы этой зоны сложены пироксеном и полевыми шпатами (основной плагиоклаз, иногда калиевый полевой шпат), которые нередко заме-

¹ Отчасти и на месте алюмосиликатных пород.



Фиг. 23. Обобщенная схема строения контакта в начале известковоскарнового замещения магнезиальных скарнов магматического этапа в монтичеллитовой фации глубинности

а - строение контакта магматической стадии; б - тот же контакт с частично развитыми послемагматическими скарнами

1 - гранит; 2 - шпинель-пироксеновый скарн; 3 - шпинель-форстеритовый скарн; 4 - шпинель-форстеритовый доломитсодержащий кальцифир; 5 - периклазовый мрамор; 6 - доломитовый мрамор; 7 - пироксен-полевошпатовая со сфеном околоскарновая порода; 8 - салит-гранатовый эндоскарн; 9 - салит-авгит-гранатовый (с ксантофиллитом и везувианом) экзоскарн; 10 - флогопит-пироксеновый скарн; 11 - шпинель-монтичеллитовый скарн; 12 - флогопит-клиногумитовый с остатками форстерита скарн; 13 - флогопит-клиногумитовый кальцифир; 14 - бруситовый мрамор

шаются скаполитом. Распространенная среди минеральных ассоциаций этих пород и связанных с ними скарнов ассоциация андрадита с ортоклазом указывает на условия высокой щелочности растворов при их образовании (Коржинский, 1955, стр. 397). Рассмотрение условий относительной подвижности компонентов на основе правила фаз при формировании известковых скарнов этой группы в алюмосиликатных породах привела А.А. Маракушева (1958, стр. 101) к выводу, что подвижность магния превосходила таковую кальция.

Известковые скарны гипабиссальной фации в магнезиальных контактах значительно более распространены и разнообразны. В отличие от самих магнезиальных скарнов и скарнов по известнякам, минеральный состав которых проявляет значительную устойчивость независимо от глубин их образования, в минеральном составе главной части обсуждаемых известковых скарнов имеются принципиальные различия в зависимости от условий глубинности. Состав новых минералов и последовательность их появления в скарнах по мере уменьшения глубинности соответствует "граничным" минералам и порядку их появления в минеральных фациях глубинности, выделенных Д.С. Коржинским (1940). Нижней границей появления волластонитсодержащей части скарнов можно считать условия давления углекислоты в растворах, соответствующие развитию волластонитовых скарнов по известнякам. С дальнейшим уменьшением глубинности последовательно появляются периклаз, монтичеллит и геленит (также карбонат-бораты), затем мервинит и спуррит. Развитие двух последних минералов, по-видимому, отвечает уже условиям наименьших глубин скарнообразования¹.

Из общих особенностей известковых скарнов в гипабиссальной фации нужно подчеркнуть следующие. Эти скарны пространственно совмещены с телами магнезиальных скарнов и развиваются с замещением последних, захватывая одновременно прилежащие к ним части активных интрузивов и роговиковых прослоев. В начальной стадии процесса наиболее измененными оказываются породы тыловых зон магнезиально-скарновой колонки, непосредственно контактирующие с гранитоидами. Развивающиеся здесь известковые скарны обнаруживают признаки диффузионных (биметасоматических)

¹ Так как скарнообразование проходит в довольно узком интервале температур, влияние температуры на появление волластонита и периклаза условно исключается, и главная роль отводится давлению углекислоты.

лишь в сравнительно узкой области по обе стороны исходного контакта. С удалением от последнего в стороны известковоскарновое замещение распространяется в основном вдоль трещин, и скарны здесь являются инфильтрационными. Обобщенная схема строения магнезиальноскарнового контакта в начальном периоде известковоскарнового замещения в монтчеллитовой фации глубинности показана на фиг. 23.

Условия образования рассматриваемых известковых скарнов сильно отличаются от условий образования скарнов по известнякам. Основное различие заключается в том, что вместо карбонатной породы в контакте с гранитоидом оказываются силикатные, существенно глиноземистые породы основного состава (битовнит- и шпинель-фассаитовые). О химическом составе этих пород дают представление следующие величины приблизительных средних содержаний компонентов (в вес. %):

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	CaO
Плагноклаз-пироксеновые околоскарновые породы (по 12 химическим анализам)	50	12	6	9	16
Шпинель-пироксеновые скарны (по 28 химическим анализам)	34	19	6	15	18

В соответствии с этими особенностями биметасоматический процесс образования послемагматических известковых скарнов в контактах активных гранитоидов с магнезиальными скарнами магматического этапа оказывается значительно слабее, чем в контактах с известняками.

Второе существенное различие определяется необходимостью привноса послемагматическими растворами кальция в зону реакций, протекающих в области контакта, чтобы могли сформироваться минералы известковых скарнов. Вместе с тем в благоприятных условиях трещинной тектоники и привноса кальция и кремнезема инфильтрационная часть известковых скарнов вытесняет магнезиальные и во внешних зонах колонки. Естественно, что указанные различия сказываются на минеральном и химическом составах известковых скарнов сопоставляемых групп (точнее, формаций).

Минеральный состав известковоскарновых образований в магнезиальноскарновых контактах характеризуется следующим образом. Околоскарновые породы чаще всего сложены пироксеном и одним из полевых шпатов — основным плагноклазом или калишпатов, к которым иногда добавляются остатки кварца и примесь сфена. Изредка место полевых шпатов занимает скаполит. Другими словами, минеральный состав пород этой зоны эндоконтакта близок к составу околоскарновых пород известняковых контактов. Скарны эндоконтакта практически также не отличаются от эндоскарнов известняковых контактов. В их составе распространены волластонит, существенно гроссуляровый гранат и пироксены ряда диопсид — геденбергит.

В противоположность этому скарны экзоконтакта имеют ряд принципиальных отличий от скарнов по известнякам. Для них характерны клинопироксены типа салит-авгита (обычно повышенной железистости против фассаитового пироксена магнезиального скарна), существенно магнезиальный везувиан (Шабынин, 1968), гроссуляровый гранат, а также ксантофиллит и реже геленит. Последние четыре минерала высокоглиноземистые, развиваются с замещением шпинели магнезиальных скарнов и основного плагноклаза; они резко отличают известковые скарны магнезиальноскарновой формации от обычно безглиноземистых скарнов по известнякам. Указанные различия дополнительно подчеркиваются появлением среди перечисленных минералов (в соответствующих условиях глубинности) известково-магнезиальных силикатов — монтчеллита и мервинита, а также присутствием остатков минералов магнезиальных скарнов. В массе скарна, сложенного салит-авгитом или железистым пироксеном ряда диопсид — геденбергит, часто наблюдаются остатки фассаита, а в везувиане, гранате и ксантофиллите, — кроме того, и реликты магнезиальной шпинели. В гранатовых массах нередко встречаются и неполностью замещенные зерна гумитовых минералов, листочки флогопита. Появляющийся в составе некоторых из этих известковых скарнов волластонит располагается преимущественно в тыловых зонах колонки (см. фиг. 18, 19), обычно имеет подчиненное значение и развивается с замещением пироксена и гроссуляра. Напомним, что при замещении известняков волластонит образует крайнюю внешнюю (примыкающую к мрамору) зону скарнов.

Главным известковоскарновым минералом при интенсивном инфильтрационном замещении магнезиальных скарнов внешних зон колонки выступает иногда пироксен с гроссуляром, чаще же — андрадит, сопровождаемый переменными количествами кальцита. Подобный состав граната указывает на его относительно более позднее развитие. Содержание гроссулярового минала в более раннем гранате апомагнезиальных известковых скарнов, почти, как правило, больше, чем в гранатах эндоскарнов.

Таким образом, в магнезиальноскарновых контактах гипабиссальной фации пространственно сосуществует несколько групп высокотемпературных минеральных ассоциаций: 1) магнезиальные скарны магматической стадии (фассаит, форстерит, шпинель, битовнит-анортит, периклаз); 2) послемагматические преобразованные магнезиальные скарны (флогопит, паргасит, антофиллит, гумитовые минералы, тремолит); 3) известковые скарны (салит-авгит или ферросалит до геденбергита, монтичеллит, мервинит, геленит, ксантофиллит, везувиан, гроссуляр, андрадит, воластонит). При этом в последней группе преобладают минералы существенно магнезиальные и глиноземистые, не свойственные скарнам по чистым известнякам.

Взаимоотношения между минералами указанных групп, наблюдаемые в обнажениях и в шлифах, свидетельствуют о том, что процессы послемагматического преобразования магнезиальных скарнов магматической стадии и формирование известковых скарнов во времени близки или совпадают. В начальной стадии продукты этих процессов развиваются несколько обособленно. В тыловой зоне магнезиальноскарновой колонки, в непосредственном контакте с гранитоидом, формируется биметасоматическая часть известковых скарнов, а во внешних зонах развиваются преобразованные магнезиальные скарны. С нарастанием интенсивности инфильтрационных явлений и в зоне преобразованных магнезиальных скарнов возникают и возрастают количественно минералы известковых скарнов. Во всех случаях последние замещают остатки минералов первой группы, взаимоотношения же их с минералами второй группы могут быть несколько различными.

Флогопит, как правило, замещает хрупкую слюду (фиг. 24), а образование клиногумита (хондродита) всегда, по-видимому, предшествует появлению в зоне форстеритового скарна монтичеллита, везувиана и граната. При этом монтичеллит как минерал промежуточного состава между диопсидом и форстеритом в главной своей части развивается обычно вдоль контакта шпинель-фассаитовой и форстеритовой зон, распространяясь от него в обе стороны. Лишь в единичных случаях положение монтичеллита во времени и в пространстве может быть интерпретировано иным образом (стр. 11). Начало отложения магнетита во времени в большинстве случаев предшествует интенсивному известковоскарновому замещению преобразованных магнезиальных скарнов внешних зон колонки.

Исследования последних лет показали, что случаи полного замещения известковыми скарнами хорошо развитых магнезиальных скарнов внешних зон метасоматической колонки магматического этапа, по-видимому, нередки, однако такие месторождения изучены еще очень слабо. Более распространены контакты с интенсивным (проявленным неравномерно в границах зон) замещением шпинель-пироксеновых скарнов при частичном развитии известковоскарновых минералов по трещинам и в массе пород форстеритовой зоны колонки. Такие минералы известковых скарнов, как пироксены, гранаты, хрупкие слюды, монтичеллит и другие, развиваются в форстеритовой и пироксеновой зонах, различаясь в основном лишь железистостью и глиноземистостью. Изредка встречаются, правда, скарновые тела, в составе которых сохранились остатки фассаита, флогопита или магнезиальной шпинели, замещаемые минералами известковых скарнов, и отсутствуют форстеритовые скарны и кальцифиры. Однако такого рода случаи далеко не всегда могут служить примером известковоскарнового замещения внешних зон магнезиальноскарновой колонки и требуют тщательного доказательства первоначального присутствия последних в данном контакте. Это очевидно, поскольку указанные зоны могли здесь отсутствовать вследствие интенсивной (до степени пироксенового скарна) гранитизации исходного тела доломита в полном его объеме.

Решение вопроса о формационной принадлежности известковых скарнов и продуктов их изменения особенно осложняется при наличии в месторождении или в рудном поле известковых скарнов различных формаций. Большое значение здесь приобретают приведенные выше особенности минеральных ассоциаций скарнов и апоскарновых пород, а также распределения тех и других в сечениях сложенных ими тел. Количества



Фиг. 24. Замещение флогопитом ксантифиллита (с грубой спайностью с высоким рельефом). Черное — людвицит. Полярная Якутия; обр. 22 д, увел. 70

минералов различных групп, естественно, могут меняться в очень широких пределах, и часто остатки минералов магнезиальных скарнов уже не превышают значения прироста.

Приведем типоморфные ассоциации обсуждаемых минералов известковых скарнов (табл. 1). В левой части таблицы указаны минералы известковых скарнов, в правой — минералы магнезиальных скарнов по зонам метасоматической колонки (стр. 11, а, б, в) и минералы, замещающие их в последующем. Железистость, глиноземистость и другие свойства некоторых минералов показаны приблизительно (наиболее распространенные). Минералы, приведенные в обеих частях таблицы, встречаются в ассоциации друг с другом в различных сочетаниях и, разумеется, не все вместе. Нередко в каком-либо одном образце скарна или руды могут быть обнаружены те или иные из них. В образцах, отобранных из различных мест поперечного сечения скарново-рудного тела данного типа месторождений, обычно всегда находятся те или другие из указанных в таблице малых минералов. Однако в отдельных случаях они могут быть обнаружены не сразу, и тогда характерные сочетания большей части минералов, приведенных в левой половине таблицы, должны вызвать предположение о принадлежно-

Таблица 1

Типоморфные ассоциации минералов известковых скарнов магнезиальноскарновой формации

Главные минералы скарна (в экзоконтакте)	Малые и реликтовые минералы
Пироксен (fm = 25-90) Гранат (с 50-100% гроссулярового минала) Везувиан (с 2,5% MgO и больше) Ксантифиллит Андрацит Вонсенит Волластонит Монтичеллит ^x Мервинит ^x Мелилит ^x Роговая обманка Актинолит Эпидот	Зона а. Фассаит (fm = 5-20%), плагиоклаз (An70-100), шпинель, паргасит, флогопит. Зона б. Фассаит (fm = 1-15%), шпинель, форстерит, клиногумит (или хондродит), паргасит, флогопит, людвицит (fm = 50-75%), антофиллит, тремолит, амезит, серпентин, тальк. Зона в. Форстерит, шпинель, клиногумит (или хондродит), флогопит, людвицит, (fm = 25-50%) амезит, гидроталькит, серпентин

^x В соответствующих условиях глубинности.

сти известковых скарнов месторождения к апомагнезиальным. Аналогичным образом должно восприниматься и обнаружение кальцит-бруситовых мраморов во внешнем контакте тела известковых скарнов.

Из различий в продуктах изменения известковых скарнов обеих формаций обращает на себя внимание преимущественная уралитизация пироксена в собственно известковых скарнах, в то время как пироксены пород магнезиальноскарновой формации подвергаются чаще замещению тремолитом, тальком, серпентином, иногда антофиллитом, а встречающаяся в ассоциации с фассаитом роговая обманка представлена паргаситовой разностью.

Метасоматическая зональность в крупных скарново-рудных телах, сложенных целиком минералами, приведенными в левой половине табл. 1, описана в небольшом числе месторождений.

Примерами могут служить месторождения шеелита Раунд Вэлли (Калифорния) и Каняз (Таджикистан), также рудопроявления полиметаллов Кошмансай (Узбекистан), в которых апомагнезиальные известковые скарны граничат уже непосредственно с мраморами. Проявленная в экзоскарнах этих месторождений метасоматическая зональность резко отличается от таковой в скарнах по известнякам и выглядит следующим образом:

Гранитоид || пироксеновый скарн средней железистости (нередко с реликтами магнезиального пироксена) | пироксен-гроссуляровый скарн | везувиановый скарн | мрамор

Характерно положение волластонита среди известковоскарновых минералов табл. 1. Этот минерал всегда подчинен гранату и пироксену, развивается с их замещением во внутренних зонах и часто полностью отсутствует в скарнах, прилежащих к мраморам независимо от их состава, в том числе и кальцитовым.

Чтобы закончить с характеристикой рассматриваемых известковых скарнов, следует сказать, что, хотя их метасоматическая зональность в различных условиях глубинности изучена слабо, неразрывная генетическая связь их с магнезиальными скарнами вполне очевидна. Последнее обстоятельство и позволяет относить эти известковые скарны к образованиям магнезиальноскарновой формации. Для обозначения их удобен также примененный болгарскими геологами (Василев и др., 1964) термин "апомагнезиальные известковые скарны".

Условия относительной подвижности магния и кальция и некоторые другие вопросы образования данной группы известковых скарнов рассмотрены в отдельной статье автора (Шабьнин, 1970 б). Не касаясь здесь ряда деталей этих вопросов, отметим лишь, что при послемагматическом скарнообразовании в тыловых зонах метасоматической колонки магнезиальных скарнов (стр. 11, зоны а, б) как магний, так и кальций ведут себя как вполне подвижные компоненты. В зоне же форстеритового (клиногумитового) скарна в начале процесса магний более инертен, и в данном отношении процесс образования здесь известковых скарнов в этот отрезок времени сходен с таковым для родингитов. Однако усиливающееся во времени значение инфильтрации и привнос кальция растворами приводят к более или менее полному выносу магния и из форстеритовой зоны.

В заключение данного раздела следует сказать, что отдельные исследователи (Граменицкий, 1966 б) пытались рассматривать совмещенные в пространстве известковые и магнезиальные скарны как одновременно возникающие образования. Несостоятельность такого рода представлений была показана нами ранее (Шабьнин, 1970 в). Представление о том, что известковые скарны формируются в контактах с любыми карбонатными породами, недостаточно обоснованно. Указываемые случаи такого рода образований не только крайне редки, но и очень слабо изучены. Непосредственное по доломитам развитие известковых скарнов не доказано (Шабьнин, 1970 а). Вместе с тем известковые скарны в доломитовых контактах широко распространены в качестве апомагнезиальных или принадлежат к образованиям эндоконтакта. Яркий пример таких инфильтрационных известковых скарнов пироксен-гранатового состава по диоритам, в контакте последних с доломитами, не затронутыми скарнированием, был показан нам В. Ивановой-Панайотовой и Л. Василевым на железорудном месторождении Дряново (Болгария).

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СКАРНОВ

Существенной чертой, отличающей образования магнезиальноскарновой формации от собственно известковых скарнов, является значительно большая их подверженность изменениям, происходящим в минеральном составе скарнов с понижением температуры за пределами скарновой стадии. Эти изменения не только более интенсивно выражены, но и гораздо разнообразнее по минеральному составу новообразований. Одна часть этих изменений — в основном серпентинизация и формирование хлоритов — проявляется однообразно в различных условиях глубинности и независимо от наличия или отсутствия того или иного оруденения в скарнах. Другие изменения более тесно связаны с процессами послемагматического рудообразования, при которых масса скарна выступает в роли своего рода вмещающей породы. В силу указанных изменений в большинстве гипабиссальных рудных месторождений рассматриваемой формации главная масса минералов исходных скарнов магматической стадии практически уже исчезает, сохраняясь лишь в реликтах. Очень часто и минералы преобразованных магнезиальных скарнов разделяют эту участь, и относительно более сохранившейся остается лишь часть минералов известковоскарновой ассоциации. В ряде случаев одновременно с рудоотложением появляются большие количества жильных минералов, сопровождающих оруденение.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ
В МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

К явлениям кислотного выщелачивания в скарновых месторождениях относятся процессы, приводящие к развитию ряда новых минеральных ассоциаций. Эти ассоциации образуются в скарнах экзо- и эндоконтакта, а также в околоскарновых породах и в прилежащих к ним частях активных гранитоидов. Возникая в условиях сначала возрастающей, а затем понижающейся кислотности непрерывно охлаждающихся послемагматических растворов, новые минеральные ассоциации последовательно сменяют друг друга.

Поскольку некоторые изменения минерального состава скарнов и оруденение в них могут быть связаны с воздействием растворов гранитоидов более поздних, чем материнские по отношению к скарнам, необходимо сразу оговориться, что в данном разделе такого рода наложения на скарны не рассматриваются. Другими словами, здесь обсуждаются лишь процессы изменения скарнов и оруденения в них, обусловленные необратимой эволюцией тех же растворов, воздействию которых на доломиты обязаны появлением сами скарны. Степень проявления кислотного выщелачивания в скарновых месторождениях колеблется в весьма широких пределах. Наряду с месторождениями, в которых эти явления отсутствуют полностью, имеются такие, первоначальная скарновая природа которых устанавливается с большим трудом.

Процессы эволюции послемагматических растворов уже в течение ряда лет служат предметом дискуссий и не могут обсуждаться в данной работе в сколько-нибудь развернутом виде. Но так как именно с этапом кислотного выщелачивания во времени совпадает формирование в скарнах главной части редкометалльного и полиметаллического оруденения, некоторые краткие сопоставления существующих точек зрения на последовательность и условия формирования оруденения в скарнах с фактическими геологическими данными представляются целесообразными. Здесь необходимо отметить, что в своих представлениях об общих особенностях процесса послемагматического минералообразования автор придерживается взглядов Д.С.Коржинского.

Согласно этим представлениям, смена минеральных ассоциаций на протяжении постмагматической стадии отражает закономерную эволюцию постмагматических растворов, уже вышедших из магматического очага и вступивших в боковые породы, которая заключается в закономерной смене кислотности-щелочности последних по мере их охлаждения. С учетом исходных особенностей растворов, состава боковых пород и тектонической обстановки в контакте все разнообразие оруденения и сопровождающих его ("жильных") минералов в скарнах обусловлено, как нам представляется, в основном именно этой эволюцией. Однако не исключается и влияние на состав постмагматических растворов тех изменений, которые происходят в магматическом очаге в силу его раскристаллизации.

Данная точка зрения противостоит представлениям многих исследователей, согласно которым эволюция растворов осуществляется в основном в самом магматическом очаге. Соответственно смена состава оруденения и сопровождающих его жильных минералов обусловлена поступлением новых (иного состава) порций растворов, берущих начало из одного магматического очага, но из различных его частей. Поступление каждой такой порции растворов связывается с пароксизмами трещинной тектоники. Критические замечания в адрес крайних сторонников второй точки зрения, получившей название "пульсационной" гипотезы, содержатся в ряде работ Д.С. Коржинского (1965 и др.). В них показано, что в большинстве случаев нет никаких оснований привлекать "пульсацию" растворов для объяснения последовательности рудной минерализации, обычно наблюдающейся в том или ином виде. Детально останавливаться на этой группе вопросов мы не можем. Некоторые факты, противостоящие представлениям сторонников пульсационной гипотезы применительно к скарнам, в частности к магнезиально-скарновым месторождениям, будут приведены ниже. Нужно, однако, подчеркнуть, что оценка степени соответствия заключений, связанных с этими фактами, характеристикам остальной части эндогенных месторождений требует, несомненно, привлечения и анализа уже иного огромного фактического материала, совершенно в данной работе не затрагиваемого.

Изменения в кислотности-щелочности растворов к концу скарновой стадии устанавливаются по явлениям растворения и осаждения компонентов при последовательной смене во времени минеральных ассоциаций (Коржинский, 1955, стр. 370-376). Основные причины возрастания кислотности постмагматических растворов к концу этой стадии усматриваются в непосредственном влиянии температуры (охлаждение растворов), в реакциях между растворами и боковыми породами, в явлениях конденсации кислотных радикалов из газовой фазы, во внутренней перегруппировке отдельных компонентов в растворах с изменением степени их окисления, а также в образовании и распаде комплексных катионов и др.

Действие тех или иных факторов во времени и пространстве может быть совместным или преимущественным со стороны одного из них. Однако в силу постоянства направленности процесса в сторону понижения температуры различия в результатах этого процесса выражаются главным образом в степени интенсивности тех или иных явлений, принципиальные же черты последних и их последовательность, как показывают наблюдения, остаются относительно неизменными. При этом следует считать вероятным, что хотя в границах скарновой стадии растворы имеют слабощелочной характер, однако вследствие ряда причин относительный уровень их щелочности к концу скарновой стадии может, по-видимому, не только заметно понижаться, но и несколько повышаться; в последующем растворы неизбежно приобретают устойчиво кислотный характер, что и соответствует наступлению стадии кислотного выщелачивания.

Такого рода колебания щелочности просачивающихся растворов в границах скарнового этапа, по-видимому, необходимо допускать, поскольку при реакциях минералообразования с участием компонентов этих растворов и боковых пород в растворы переходят (или из них освобождаются) существенно различные по силе и способности фильтроваться основания и кислотные компоненты.

Что касается сравнительной интенсивности процессов кислотного выщелачивания, то в качестве весьма важных факторов выступают еще и другие, на которые Д.С. Коржинский также обращал внимание. В частности, относительная щелочность постмагматических растворов непосредственно зависит от состава активной гранитоидной породы, так как растворы вступают в боковые породы насыщенными по отношению к компонентам породы эндоконтакта.

Пространственное положение скарнового тела по отношению к контактам гипабиссальных интрузивов (степень удаленности его от магматического очага) непосредственно сказывается на температуре, а при равных тектонических условиях — и на интенсивности процессов кислотного выщелачивания в скарнах. Как правило, в непосредственных контактах эти явления выражены более интенсивно и проходят при более высоких температурах, чем в удалении, где они также наблюдаются. Несомненно, особую роль в интенсивности кислотного выщелачивания в скарнах при прочих равных условиях играет трещинная тектоника в контактовом ореоле интрузива. Непосредственная связь между этими двумя явлениями отчетливо выражена и хорошо известна исследователям скарновых месторождений, выражаясь, в частности, в структурно-тектоническом контроле оруденения. Следует лишь подчеркнуть, что в магнезиально-скарновых контактах наиболее интенсивным кислотное выщелачивание оказывается в тех случаях, когда трещинная тектоника в области контакта сильно выражена уже к моменту внедрения гранитов и энергично подновляется в течение скарновой стадии послемагматического этапа и за его пределами. Эти случаи соответствуют условиям развития грейзенowego оруденения в скарнах.

Роль трещинной тектоники здесь, естественно, не ограничивается усилением притока растворов в зону реакций. Уменьшение давления на растворы в трещинах должно облегчать отделение газовой фазы, заключающей большие количества кислотных радикалов, и её концентрацию, усиливая тем самым эффект кислотного выщелачивания боковых пород.

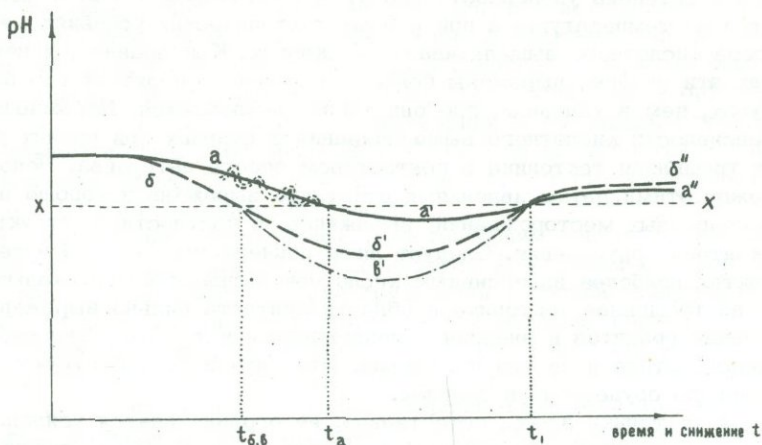
Устанавливаемая последовательность растворения и осаждения компонентов, отражающаяся в реакциях минералообразования и в последовательности смены минеральных ассоциаций, позволяет заметить, что по мере нарастания кислотности растворов выщелачивание с переводом в раствор компонентов боковых пород происходит в определенном порядке. Как показано Д.С. Коржинским (1965 и др.) и В.А. Жариковым (1960, 1967), в общем виде этот порядок приблизительно соответствует ряду возрастающей электроотрицательности элементов, или понижения основности катионов. Реакции минералообразования на этапе кислотного выщелачивания характеризуются последовательным вытеснением из соединений сильных оснований более слабыми и слабыми кислот более сильными. Однако в магнезиально-скарновой среде эти процессы почти никогда не доходят до полного окварцевания значительных масс породы.

Как справедливо отмечалось Д.С. Коржинским (1955, стр. 375) появление более основных или щелочных разностей гранитоидов в краевых частях интрузивов, в контактах которых с доломитами располагаются магнезиально-скарновые месторождения, снижает кислотность послемагматических растворов, прошедших через породы краевой части массива и вступивших в скарны.

С этого момента щелочность растворов существенно возрастает: они становятся насыщенными основаниями и недосыщенными кремнеземом. Если же учесть, что сами скарны часто подвергаются интенсивному магнетитовому оруденению, при котором происходит растворение солей сравнительно сильных оснований и слабых кислот (орто- и метасиликаты и карбонаты магния и кальция), то следует признать, что повышение кислотности таких щелочных растворов по мере их охлаждения в общем случае будет так или иначе замедленным. Явления кислотного выщелачивания при этом могут оказаться выраженными слабо, особенно в их низкотемпературной части.

Если представить в виде графика характер последовательной смены кислотности-щелочности послемагматических растворов с течением времени, т. е. по мере их охлаждения, то картина получится приблизительно такой, как это показано на фиг. 25. При этом, естественно, необходимо иметь в виду, что значения величин рН, соответствующие нейтральности природных растворов для условий температур и давлений, отвечающих рассматриваемым процессам, неизвестны. В силу этого положение по высоте линии нейтральности раствора (хх) на чертеже является условным, а изменения в ходе процесса угла наклона этой линии к оси t не учтены, и она условно показана горизонтальной так, что значения рН выше этой линии соответствуют щелочным условиям, а ниже — кислым. Начальная щелочность растворов соответствует ее уровню, установившемуся в среде скарнов.

Сообразно с рассмотренными выше различиями в геологической обстановке послемагматический процесс может протекать по-разному, что схематически отражено на фиг. 25 линиями аа'а" и бб'б". Наиболее распространен случай, когда кислотное



Фиг. 25. Схема последовательности смены характера кислотности-щелочности послемагматических растворов по мере снижения температуры в контакте

Выше линии xx растворы имеют щелочной характер, а ниже — кислотный. Точка t_a и кривая $aa'a''$ соответствуют позднему (при пониженной температуре) началу стадии и слабому до умеренного процессу кислотного выщелачивания — случай наиболее распространенный в магнезиально-скарновых месторождениях. Точка $t_{б,б}$ и кривая $bb'b''$ соответствуют раннему (при высокой температуре) началу стадии и интенсивному процессу кислотного выщелачивания. Кривая $bb'b''$ отражает различия в максимуме кислотности, достигаемой в алюмосиликатных породах, по сравнению с кислотностью в скарнах при процессе, одновременно протекающем в граничащих между собой породах; t_1 — нижняя граница стадии кислотного выщелачивания

выщелачивание в экскарнах выражено лишь развитием сульфидов железа, меди и цинка и замещением пироксенов лучистыми амфиболами ряда тремолит — актинолит, а гранатов и везувияна — минералами группы эпидота и хлоритом.

Такой ход процесса соответствует слабому до умеренного кислотному выщелачиванию (фиг. 25, кривая $aa'a''$). Однако и в этом случае в алюмосиликатных породах, граничащих с магнезиальными скарнами, кислотное выщелачивание выражено более интенсивно¹. В частности, довольно сильно проявлены эпидотизация и коизитизация а также пренизация плаггиоклазов и амфиболлизация пироксенов; калиевые полевые шпаты могут замещаться шахматным альбитом, субграфическими сростаниями кварца с турмалином; наблюдается появление небольших количеств флюорита. Среди развивающихся здесь сульфидов характерен молибденит. С понижением температуры в пределах данной стадии в магнезиальных скарнах происходит образование талька и развивается серпентинизация магнезиальных силикатов.

Следует заметить, что в определенных геологических условиях серпентинизация весьма интенсивна при полном отсутствии сульфидов. Поскольку при этом в граничащих со скарнами полевошпатовых породах явления кислотного выщелачивания крайне слабы и представлены лишь в их более низкотемпературной части, следует, по-видимому, заключить, что возможно еще некоторое смещение во времени (т.е. вправо на чертеже) точки t_a — условного начала кислотного выщелачивания.

В абиссальной фации случаи интенсивного кислотного выщелачивания в рассматриваемых магнезиально-скарновых месторождениях немногочисленны (рудные кварциты по лептитам в скарново-сульфидных месторождениях Центральной Швеции), однако в гипабиссальных условиях они наблюдаются не столь уж редко. При более раннем начале стадии кислотного выщелачивания, соответствующем более высоким температу-

¹ Соответственно кислотности растворов, более высокой здесь, чем в скарнах.

рам (на фиг. 25, кривая бб'б"), распространение получают шеелит, кварц, флюорит, касситерит, литиевые слюдки и турмалин, топаз, бериллиевые минералы (хризоберилл, берилл, фенакит, гельвин и др.). Появляются щелочные полевые шпаты в ассоциации с кварцем. В комплексе сульфидных минералов кроме упоминавшихся выше развиваются сульфиды мышьяка и висмута. Соответственно интенсивней проявлены и процессы хлоритизации. Все эти минералы развиваются с замещением скарновых минералов и встречаются в различных сочетаниях и количественных соотношениях.

Более высокая кислотность поровых растворов в алюмосиликатных породах и обусловленное этим более сильное, чем в прилежащих к ним скарнах, выщелачивание выделены на фиг. 25 кривой бв'б". Положение последней не отличается по времени начала и температурности процесса от кривой бб'б". Однако максимум кислотности растворов, характеризующий процесс в алюмосиликатных породах, оказывается несколько большим, чем для одновременно протекающего процесса в скарнах, что отражается в минеральных ассоциациях.

В гранитных породах эндоконтакта в рассматриваемых случаях интенсивного кислотного выщелачивания развивается альбитизация и образуются кварц-слюдяные и кварц-топазовые грейзены, появляются обильные кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом и другими минералами. Поскольку в гипабиссальной фации кислотное выщелачивание имеет место уже после известковоскарнового замещения магнезиальных скарнов, результаты этого процесса в значительном числе случаев сходны с результатами такого же процесса в собственно известковых скарнах. Однако это сходство обычно не простирается дальше развития шеелитового и касситеритового оруденения, сопровождаемого теми или иными количествами кварца и сульфидами в массивных пироксеновых и гранатовых скарнах. С появлением же слюд, топаза, бериллиевых и других силикатов и алюмосиликатов количество кварца в массе минералов, образующихся на месте скарнов, резко уменьшается, и в типичных случаях кварц среди них полностью отсутствует. В зонах преобразованных магнезиальных скарнов, лишь частично подвергшихся известковоскарновому замещению, в составе оруденения и сопровождающего его комплекса минералов стадии кислотного выщелачивания высокотемпературный кварц не появляется.

Иногда характерным оказывается появление на месте минералов исходных скарнов других, более кислых минералов, в частности с большим содержанием кремнезема (тремолита по диопсиду, серпентина по форстериту и др.).

Приведенные выше характеристики отвечают крайним случаям в интенсивности кислотного выщелачивания в магнезиальноскарновых месторождениях. Однако наблюдаются и промежуточные случаи, в силу чего фиг. 25 следовало бы представить в виде серии кривых с выделением некоторых средних, "нормальных" условий. Это не сделано потому, что более или менее точная характеристика минеральных ассоциаций, возникающих в скарнах и алюмосиликатных породах в таких средних, "нормальных" условиях, и физико-химические характеристики этих условий пока неясны.

Нижняя температурная граница этапа кислотного выщелачивания на графике проведена также условно, и положение точки t_1 может несколько меняться (однако в значительно более узких пределах) по сравнению с верхней температурной границей стадии в целом. В качестве процесса, характерного для перехода от этой (второй) стадии к третьей, Д. С. Коржинский (1955, стр. 377) указывает разложение эпидота и амфибола на карбонаты (доломит, анкерит) и кварц. Для магнезиальноскарновых месторождений сюда следует добавить образование гидроталькита (по шпинели или при освобождении глинозема из некоторых других минералов, например людовгита, при их гистерогенном разложении). В месторождениях с боратовой минерализацией весьма характерен процесс гистерогенного разложения первичных низкотемпературных боратов с развитием на их месте ссайбелиита, сопровождаемого тем или иным количеством пылевидного магнетита¹. Поскольку при этом нередко ссайбелиит в свою очередь подвергается карбонатизации, следует заключить, что образование данного минерала имеет место у нижней границы стадии кислотного выщелачивания. Вблизи этой границы образуется также часть брусита и датолит.

¹ Если в составе первичных боратов заключалось железо.

Большинство геологов, как об этом говорилось выше, часть окисного оруденения и сульфидное оруденение в скарнах не связывают непосредственно с процессом образования самих скарнов. Последние расцениваются при этом лишь как некая среда, благоприятная для рудоотложения. Само же оруденение не связывается с теми растворами, которые обусловили скарновое замещение пород. Принимается, что оруденение локализуется в скарнах в виде ассоциаций рудных и сопровождающих их жильных минералов, последовательно отложенных с замещением этих скарнов. Процесс связывается с появлением отдельных, последовательно с перерывом во времени поступающих порций растворов, специализированных по набору ведущих рудных компонентов. Концентрации последних в этих растворах были повышены в силу эволюции магматического очага, в различных частях которого эти растворы локализовались до их появления в среде скарнов. Возможности рудоотложения из этих растворов регулируются уже тектонической обстановкой в контакте в период после образования скарнов. При этом жильная форма той или иной части последовательно формирующихся рудных обособлений выдвигается в качестве одного из ведущих доводов за изменение состава прерывисто поступающих в скарны растворов.

С такого рода представлениями о характере и причинах смены состава оруденения в скарнах нельзя согласиться в силу ряда обстоятельств. При распределении рудных компонентов в составе минералов магнезиальноскарновых месторождений и активных гранитоидов, в контактовых ореолах которых образовались месторождения, заключающие концентрации этих рудных компонентов, наблюдается следующее.

Ряд рудных компонентов (Be, Sn, W, Mo, В и др.) в процессе кристаллизации магмы не образует самостоятельных минералов, а распределяется в кристаллических решетках породообразующих минералов. Такое же положение сохраняется и в процессе формирования магнезиальных скарнов (магматического этапа), если не считать встречающегося в них магнетитового оруденения. При этом количества рудных компонентов, заключенные в виде примесей в породообразующих минералах указанных пород, зачастую оказываются в той или иной мере повышенными против средних, кларковых величин.

В минералах скарнов послемагматического этапа (преобразованных магнезиальных и известковых) те же рудные компоненты отмечаются уже в принципиально других количествах, нередко на несколько порядков превышающих кларковые величины. Поскольку в силу кристаллохимических особенностей не все скарновые минералы способны заключать в себе столь значительные количества примесей тех или иных элементов, содержание отдельных из них в различных минералах скарнов, естественно, различно.

Везувианы бериллиевых месторождений, например, не столь уж редко содержат более 1% BeO. Количество олова в гранатах и в тех же везувианах оловорудных месторождений часто составляет 0,1% и т. д. Принимая во внимание, что в ряде случаев такого рода увеличение количеств рудных элементов в виде примесей при прослеживании их в одноименных минералах (например, в пироксенах) устанавливается именно в послемагматической их части, представляется возможным заключить, что в растворах этой стадии концентрация данных рудных элементов была уже значительно выше, чем в сквозьмагматических растворах. Вместе с тем одни рудные компоненты (Be, Sn, W и др.) не образуют собственных (рудных) минералов и в скарновой стадии послемагматического этапа. Рудные концентрации их возникают уже в стадию кислотного выщелачивания. Однако именно в скарновой стадии в магнезиальных скарнах формируется магнетитовое и высокотемпературное боратовое оруденение.

Столь различное поведение рудных компонентов общеизвестно. По-видимому, можно принять без доказательств, что в общем случае для магнезиальноскарнового бериллиевого, касситеритового или шеелитового месторождения, возникшего в контакте с гранитом, послемагматические растворы, просочившиеся через интрузивную породу при вступлении их в среду скарнов, имеют относительно более кислотный характер, чем поровые растворы скарнов¹.

¹ О сравнительной кислотности-щелочности тех или других растворов можно судить на основании хотя бы следующих фактов. Просачивающиеся растворы в скарновой стадии приносят в скарны большие количества плохо транспортабельного в щелоч-

Не может, очевидно, вызвать возражений и представление о том, что образование того или иного минерала или парагенезиса минералов при взаимодействии просачивающихся растворов с породой определенного состава происходит лишь при некоторых оптимальных значениях рН среды и температуры, а также концентрации элемента. Данные об изменениях рН осаждения ряда элементов и соединений в зависимости от концентраций этих элементов в растворах (Шербина, 1956; Шербак, 1963, и др.) показывают, что действие фактора концентрации также связано и с температурой в контакте. Иными словами, при прочих равных условиях наличие существенных несоответствий значений рН среды или температуры значениям их, оптимальным для образования того или иного минерала, может исключить возможность появления обсуждаемого минерала (или минералов), несмотря на наличие в растворе достаточной концентрации соответствующих рудных (или иных) компонентов.

В ряде случаев в ходе дальнейшей эволюции такого раствора вновь могут возникнуть условия кислотности-щелочности и температуры, благоприятные для осаждения этих компонентов, однако уже в минералах иного состава. На фиг. 25 можно видеть, что при всех различиях в ходе процесса нейтральными или слабощелочными и слабокислыми растворы оказываются по крайней мере дважды: в районах точек $t_{б,в}$ (или t_a) и t_1 . Если принять условно, что сочетание t° и рН в точке $t_{б,в}$ (пересечения кривой $bb'b''$ с линией нейтральности раствора xx) соответствует оптимальным условиям для образования, скажем, флюоборита, то, очевидно, более высокая щелочность раствора в момент, соответствующий точке $t_{б,в}$ (при развитии процесса по кривой $aa'd'$), будет препятствовать образованию данного минерала. В точке же t_a , где щелочность раствора удовлетворяет условиям его образования, препятствием окажется понизившаяся температура. С течением времени в точке t_1 значение рН раствора снова окажется близким к нейтральному, и присутствующий в растворе бор может начать связываться в датолите или ссайбелиите.

Поскольку, однако, для одних минералов оптимальные условия осуществляются в области слабой (или сильной) щелочности, а для других — слабой (или сильной) кислотности или нейтральности растворов еще при температурах, более высоких, чем в районе t_1 , значительная часть рудных компонентов оказывается связанной в минералах соответствующего состава.

Изучение явлений растворения и осаждения компонентов при реакциях минералообразования в послемагматическом этапе показывает, что изменения кислотности-щелочности раствора по мере понижения температуры в контакте обладают значительно более сложным характером. Можно заметить, например, что при весьма распространенном замещении форстеритового скарна магнетитом раствор, просачивающийся через зону рудоотложения, "разгрузившийся" от железа и принявший значительные количества магния и кремнезема, оказывается в равновесии с поровыми растворами незамещенной части форстеритового скарна. Однако в результате более быстрой фильтраемости ионов кремния концентрация магния в просачивающемся растворе в некоторой области впереди зоны рудоотложения может возрасти, и щелочность растворов повысится. Естественно, что одновременно при этом впереди по течению растворов будет иметь место небольшое повышение кислотности.

Аналогично этому вытеснение людовигита пироксеном, происходящее со связыванием кремнезема и кальция и переводом в раствор борной кислоты при развитии пироксена известковых скарнов с замещением минералов форстеритовой зоны, должно повышать кислотность "отработавшего" раствора. Подобного рода небольшие колебания кислотности-щелочности раствора в ходе общего постепенного нарастания кислотности последнего к концу скарнового этапа условно изображены на фиг. 25. Если такие колебания будут иметь место вблизи точки t_a , то они могут, по-видимому, приво-

Продолжение сноски (стр. 49)

ной среде железа, которое осаждается в скарнах в виде магнетита с одновременным переводом в раствор кальция, магния и кремнезема замещаемых скарновых минералов. Однако указанные растворы не привносят в скарны и не перемещают значительного в последних глинозема, наименее растворимого в растворах, близких к нейтральным.

дуть к временному достижению раствором нейтральности или даже слабой кислотности в области температур выше точки t_a . В это же время могут иметь место некоторые повышения и понижения температуры растворов, вызванные, как это показал Ф.А. Летников (1965), изменениями концентрации в них кислорода, фтора, хлора и других компонентов, реакции с которыми происходят со значительным экзотермическим эффектом.

Подобные небольшие изменения состояния растворов могут обусловить отклонения в типичной последовательности развития минералов и в их ассоциациях. Постепенная смена минералообразования скарновой стадии формированием рудных и сопутствующих им минералов в магнезиальных скарнах устанавливается, в частности, по переходу некоторых ведущих и характерных компонентов из состава минералов скарновой стадии в состав замещающих их вновь образующихся минералов, порядок развития которых соответствует нарастанию кислотности растворов. При этом ведущими выступают главные компоненты скарнового этапа минералообразования, а характерными — рудообразующие, концентрация которых в растворах была значительной уже в скарновой стадии.

Сказанное можно иллюстрировать на примере бериллиевых и оловорудных месторождений, в отношении которых не возникает сомнений в том, что заключенное в магнезиальных скарнах оруденение принадлежит к высокотемпературному отрезку кислотной стадии¹. Для этой части месторождений хорошо выражена преемственность в отношении глинозема как ведущего компонента, бериллия и олова — как характерных. Наблюдается такая последовательность развития минералов в данных месторождениях.

С началом замещения магнезиальных скарнов известковыми на месте шпинели как исходного глиноземистого минерала развивается с использованием ее глинозема следующий ряд минералов: ксантофиллит — гроссуляровый гранат — везувиан. Эти минералы появляются, или непосредственно замещая шпинель, или друг друга. Отдельные из них могут иметь преимущественное развитие или оказаться в положении полностью подчиненных. При этом в гроссуляре связываются уже значительные количества олова, а в везувиане — бериллия, олова и фтора (иногда даже бора²). Далее остатки полностью замещенной шпинели подвергаются замещению хризобериллом и другими глиноземсодержащими бериллиевыми и другими минералами (слодами, турмалином и др.), причем последние используют и глинозем граната и везувиана, замещая эти минералы. В то же время осаждается уже в виде собственного минерала (касситерита) присутствующее в растворе олово, активность которого с дальнейшим ростом кислотности растворов существенно снижается. Имеющийся в составе скарнов кальцит постепенно замещается флюоритом со связыванием из растворов фтора, те или иные заметные количества которого в процессе скарнообразования входили в состав везувиана и флогопита.

Именно это интенсивное проявление внутрискарновой и постскарновой трещинной тектоники в обсуждаемых месторождениях содействовало не только быстрому росту кислотности растворов, протекавших через массу скарнов (и тем самым росту активности слабых оснований³). Одновременно в трещинных зонах, где давление на растворы было пониженным, а фильтрация компонентов облегченной, должна была осуществляться и ускоренная концентрация летучих кислотных и вместе с ними рудных компонентов. Однако, и это необходимо подчеркнуть, появление в растворах повышенных и высоких концентраций рудных компонентов по времени четко устанавливается еще задолго до формирования соответствующего оруденения, а в кларковых порядках прослеживается от сквозьмагматических растворов. Исследованиями в ряде случаев устанавливается вхождение в различные скарновые минералы практически всей совокупности рудных и других компонентов, представленных в минералах рудного и сопровождающего комплексов, сформировавшихся позднее в этих скарнах.

¹ Когда еще не проявлены интенсивное растворение и вынос главной части относительно более слабых оснований — кальция, магния и железа.

² Для ксантофиллита соответствующие данные анализов отсутствуют.

³ На фоне одновременного большего снижения активности сильных оснований.

Приведенные факты противостоят представлениям о том, что в обсуждаемых скарновых месторождениях имел место последовательный (с разрывами во времени) принос растворами отдельных групп рудных компонентов.

В зависимости от особенностей распределения в массе скарна минералов, подвергшихся преимущественному замещению (в данном случае шпинели, кальцита, скарновых ортосиликатов), непосредственно зависит характер распределения в породе рудных и сопровождающих их минералов. В не меньшей мере, однако, особенности распределения этих вновь образующихся минералов зависят от степени равномерности зернистости и пористости породы. Для рассматриваемых скарнов характерна неравномерность в их зернистости и в распределении в них минералов различного состава. Вследствие этого оруденение в массе скарна носит обычно гнездовой характер, причем в прилегающих к рудным обособлениям частях скарна отчетливы явления кислотного выщелачивания. Довольно часто также наблюдается и фронтальное замещение массы скарна с отходящими от внешнего края (фронта) замещения "языками" и "усами". Все эти формы рудных концентраций в обсуждаемых скарнах часто встречаются совместно с прожилковой, и в различных частях месторождения могут преобладать те или иные из них. В силу таких особенностей распределения рудных и жильных минералов кислотной стадии в массе скарна прожилковая форма обособления части этих минералов в условиях магнезиальноскарновых месторождений не может (без специального обоснования в каждом случае) рассматриваться как свидетельство того, что состав растворов, поступавших по трещинам, где отложились указанные минералы, отличался от состава растворов, которые просачивались через поры и микротрещины пород и непрерывно эволюционировали¹.

Это представляется тем более справедливым, что хотя в месторождениях олова, бериллия, вольфрама в магнезиальноскарновых контактах трещинная тектоника интенсивно проявлялась на протяжении времени от становления интрузива до затухания гидротермального процесса, однако появление и смена различных минеральных ассоциаций происходили в хорошо прослеживаемой однообразной последовательности растворения и осаждения компонентов, характерной и для месторождений со слабо выраженной трещинной тектоникой. Различия в оруденении месторождений (или их частях) с интенсивно или со слабо выраженной трещинной тектоникой существенны, как правило, лишь с количественной стороны.

Итак, характерной чертой магнезиальноскарновых месторождений является большое постоянство исходной среды — скарнов магматического этапа, — в которой протекают процессы рудообразования. Порядок отложения рудных и сопровождающих их минералов в этих месторождениях также устойчив, что проявляется независимо от масштаба рудной минерализации и формы локализации той или иной ее части. Разные формы рудных обособлений определенного состава в скарновых телах хотя и могут быть проявлены исключительно², но могут и сосуществовать. Последнее обстоятельство подчеркивает, что различия в распределении той или иной части данного рудного вещества не обусловлены качественными отличиями раствора, при взаимодействии которого со скарном в тот или иной момент времени это вещество откладывалось.

Отчетливо выражена устойчивая от месторождения к месторождению последовательность перехода того или иного компонента из состава минералов, подвергающихся замещению, в минералы, возникающие на их месте. Эта последовательность, как и порядок отложения самих минералов, в основном соответствует необходимому в конкретной среде скарнов (обусловленному физико-химическими особенностями) поведению компонентов в процессе изменения кислотности-щелочности растворов, просачивающихся через эти скарны и охлаждающихся. И одно практическое замечание. Как уже говорилось, при прочих равных условиях снижение относительной кислотности послемагматических растворов при просачивании их через форстеритовые скарны отодвигает во времени начало кислотной стадии. Поэтому наличие хорошо развитой

¹ Нельзя, конечно, не вспомнить и показанные экспериментальными работами Г. Л. Поспелова и др. (1961; Поспелов, Каушанская, 1962; 1964) возможности бестрещинного образования жил.

² Главным образом в отдельных частях месторождений, в других частях которых преобладают другие формы рудных концентраций.

форстеритовой зоны в составе магнезиально-скарнового месторождения существенно влияет на общий уровень интенсивности кислотного выщелачивания в данном месторождении. Соответственно для случаев полного замещения пласта доломита шпинель-диопсидовым скарном (с вытеснением зон кальцифира и форстеритового скарна) в магматическом этапе в послемагматических условиях известкоскарновое преобразование и кислотное выщелачивание чаще проявляются более интенсивно. Это обстоятельство должно приниматься во внимание при поисках магнезиально-скарновых месторождений с оруденением, возникающим в скарнах в связи с процессами высокотемпературного выщелачивания, в том числе и проявленного в связи с магматизмом, более молодым по отношению к скарнам.

Чтобы закончить общую характеристику этапа кислотного выщелачивания в рассматриваемых скарновых месторождениях, необходимо было бы остановиться на возможных абсолютных значениях температур в точках $t_{б.в}$, t_a и t_l на фиг. 25.

Поскольку, однако, этот вопрос был рассмотрен В. А. Жариковым (1966 б) с использованием соответствующих данных физико-химического эксперимента, входить в его обсуждение здесь нет необходимости. Укажем лишь, что преобразование магнезиальных скарнов магматического этапа и замещение их минералами известковых скарнов происходит в границах температур 400–600°C, и начало стадии кислотного выщелачивания относится приблизительно к 400 ± 50°C.

Переход к условиям нейтральности растворов (в точке t_l) менее изучен. Для гипабиссальных месторождений боратов в магнезиальных скарнах он приходится на 180–220°C (Шабьин и др., 1964; Лисицин, Малинко, 1969).

Характеристика низкотемпературного преобразования магнезиальных скарнов после смены кислотного этапа щелочным вкратце дана уже выше. Минеральные ассоциации, возникающие на этом отрезке послемагматического процесса, довольно однообразны, и в конечных продуктах абсолютно преобладают уже карбонаты и отчасти низкотемпературные разности кремнезема.

Таким образом, в результате последовательных изменений под воздействием послемагматических растворов колонка магнезиальных скарнов магматического этапа утрачивает большую часть (а нередко почти целиком) присущих ей характерных черт. Границы отдельных зон теряют свою резкость или даже перестают существовать, а минеральный состав исходных скарнов изменяется подчас до неузнаваемости. Состав пород, возникающих на их месте, в соседних зонах сильно сближается, и резкими по существу остаются лишь границы скарнового тела с интрузивной породой и мрамором. Естественно, что неравномерность распределения оруденения в сложном скарновом теле, обусловленная гетерогенностью химических и физических свойств среды рудоотложения, также энергично содействует затушевыванию первоначальной зональности магнезиальных скарнов. Однако не только все эти процессы осложняют распознавание указанной метасоматической зональности. Существуют и иные причины ее нарушения, например отклонения в числе и составе наблюдаемых зон, а также в их расположении.

ПРИЧИНЫ ОТКЛОНЕНИЙ В СТРОЕНИИ И В СОСТАВЕ
МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВЫХ ТЕЛ

Чтобы рассмотреть причины тех или иных отклонений в строении метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматического этапа, необходимо прежде всего определить тот "эталон", по отношению к которому можно было бы установить наличие или отсутствие отличий в строении конкретной рассматриваемой колонки скарнов, иными словами, знать тип последней. Выше были указаны физико-химические факторы, изменения которых обуславливают существующее разнообразие колонок магнезиальных скарнов, и охарактеризован наиболее часто встречающийся тип колонки. Здесь следует подчеркнуть, что понятие о метасоматической колонке как о закономерной совокупности зон, одновременно возникающих при том или другом метасоматическом процессе, не может быть отождествляемо в общем случае с представлением о геологическом разрезе зонального скарнового тела.

Как уже было частично показано ранее (гл. II), существует ряд обстоятельств, в силу которых число и порядок расположения зон в их совокупности, представленной в разрезе скарнового тела, может так или иначе отличаться от их числа и последовательности в метасоматической колонке, характеризующей тот же разрез. В частности, в абиссальной фации¹ геологические разрезы крупных, сложного строения тел магнезиальных скарнов, возникших при гранитизации доломитов, которые заключали прослой магнетитов и алюмосиликатных пород, обычно являются сериями различным образом закономерно сочетающихся между собой метасоматических колонок, подчас даже различных по типу. Другими словами, необходимо отличать действительные отклонения в строении и составе обсуждаемых метасоматических колонок от кажущихся, когда простое сопоставление геологического разреза и "стандартной" метасоматической колонки магнезиальных скарнов метасоматической стадии не показывает тождества в расположении зон, с одной стороны, наблюдаемых в разрезе, с другой — присущих метасоматической колонке. К сожалению, еще нередки случаи, когда отдельные исследователи пытаются использовать подобного рода "несоответствия" как основной довод в пользу "отсутствия" в месторождении метасоматической зональности.

Из числа кажущихся нарушений в зональности, связанных с послемагматическими изменениями скарновых пород, отметим как наиболее распространенный случай "отсутствие" зоны а колонки (плагноклаз-пироксеновой околоскарновой породы). Причина этого явления обусловлена большими колебаниями мощности данной зоны. При очень малых мощностях (0,5–1 мм; см. фиг. 2) даже слабое проявление известковоскарнового замещения в контакте полностью уничтожает всякие следы первоначального присутствия породы данной зоны.

Что касается истинных отклонений в строении и составе колонки магнезиальных скарнов, то все известные автору случаи такого рода укладываются в две группы. К первой относится последовательное выпадение из состава колонки одной или нескольких метасоматических зон, начиная с крайней внешней (реже это касается тыловой зоны), ко второй — появление в той или другой части (или частях) разреза скарнового тела дополнительно одной или нескольких зон из числа присущих колонке, представленной в месторождении.

Исследования геологических особенностей и минеральных ассоциаций пород каж-

¹ Где магнезиальные скарны не подвергаются замещению известковыми и границы зон метасоматической колонки магматического этапа в общем более сохранны.

дой зоны соответствующих месторождений показывают, что причинами отклонений первого рода, как правило, выступают: 1) региональные различия в интенсивности магматического замещения магнезиальных карбонатных пород, а также локально проявленная неравномерность этого процесса в пределах месторождения или рудного поля; 2) мощность тел карбонатных пород; 3) тектоническая обстановка, в которой осуществлялась магматическое замещение; 4) ориентировка направления просачивания потока сквозьмагматических растворов по отношению к элементам слоистости пласта магнезиальных карбонатных пород; 5) геометрические особенности (форма) поверхности фронта магматического замещения в тех случаях, когда в этом замещении существенную роль играла диффузия компонентов между доломитами и просачивавшимися через них сквозьмагматическими растворами; 6) состав активного гранитоида; 7) температурные условия контакта и давление углекислоты в трансмагматических растворах.

С явлениями уменьшения числа внешних зон колонки магнезиальных скарнов магматического этапа вследствие интенсивной гранитизации исходных доломитов мы уже встречались (стр. 13-14). Они нередки в различных условиях глубинности. В абиссальной фации тела доломитов малой мощности часто нацело сложены или одними пироксеновыми скарнами, или одними пироксен-полевошпатовыми породами, или даже полностью гранитизированы. При прочих равных условиях более интенсивная гранитизация доломитов с преимущественным развитием пород крайних тыловых зон колонки здесь осуществляется во флексурных перегибах и в зонах раздавливания, где просачивание растворов значительно облегчено. В контактовых ореолах гипабиссальных интрузивов метасоматическая зональность магнезиальноскарновых тел, формирующихся вдоль локальных трещинных нарушений или зон брекчирования в мощных пачках доломитов, не отличается от метасоматической зональности, проявленной в других местах контакта. Обычно имеются те или другие отклонения в относительной мощности отдельных зон колонки.

Разумеется, во всех обсуждаемых случаях, когда отсутствие внешних зон колонки связывается с тем, что массы подвергающегося замещению доломитового пласта и внешних зон возникающей при этом метасоматической колонки¹ оказываются исчерпанными, особое значение имеет ориентировка направления просачивающегося потока сквозьмагматических растворов по отношению к элементам залегания доломитового тела.

Очевидно, контакт последнего с вмещающей его породой иного состава служит естественной границей предельного развития любой из зон аподоломитовой части магнезиальноскарновой колонки магматической стадии. Наблюдения на крупных магнезиальноскарновых рудных месторождениях показывают, что остатки тел доломитов, сохранившиеся от скарнового замещения, встречаются главным образом по простиранию и по падению скарново-рудных тел. Это, несомненно, связано с тем, что протяженность доломитовых линз и пластов по простиранию и падению обычно значительно превосходит размеры последних по мощности. Поэтому необходимо заключить, что направление просачивания растворов вдоль простирания или в плоскости падения доломитовых пачек потенциально более благоприятно для сохранения внешних зон колонки, чем при просачивании тех же растворов в направлении, поперечном к контактам и слоистости доломитов.

Последнее обстоятельство особенно важно, так как оно имеет определенное практическое значение при поисках оруденения, формирующегося преимущественно в тех или иных зонах колонки — относительно более внешних или более внутренних. Соответственно этому должны быть выделены, очевидно, те особенности в строении скарновых тел и их контактов, которые могут быть использованы для ориентировки направления просачивания растворов в ходе формирования тела магнезиальных скарнов.

Сказанное выше о возможном влиянии ориентировки потока растворов на строение скарново-рудных тел для условий гипабиссальной фации может быть полностью отнесено лишь к внешней части контактового ореола интрузива. В отношении же ксенолитов или изолированных остатков кровли в плутоне должны быть сделаны оговорки,

¹ В результате их замещения наступающими на них породами более тыловых зон в процессе разрастания колонки.

поскольку в таких телах доломитов протяженность их по простиранию может оказаться меньше их размерности от висячего до лежащего бока бывшего пласта. Аналогично и размеры ксенолита по падению слоистости могут находиться в самых различных соотношениях с его размерами по мощности и простиранию. Кроме того, при наличии серии ксенолитов в одном и том же крупном плутоне отдельные ксенолиты или обрывки исходной доломитовой кровли могли различаться по форме (размеры в трех измерениях). Эти обстоятельства обычно в значительной мере сказываются на размерах, на положении по отношению к карбонатным породам и на строении скарновых тел, залегающих на внутренних частях интрузивов.

Что же касается влияния геометрических особенностей поверхности фронта магматического замещения¹ на строение магнезиальноскарновых тел, то оно было рассмотрено выше (гл. II.).

Для рудных тел и погруженных ксенолитов, имеющих изометрические очертания, действие данного фактора, естественно, может проявляться в наибольшей степени, когда прогрессивное замещение соответствующих зон колонки (крайней внешней — для первой группы и крайней внутренней — для второй) может достичь предельного выражения и обусловить исчезновение той или иной из указанных зон. Такие предельные случаи в практике, по-видимому, редки, так как наблюдения в соответствующих контактах, как правило, позволяют отметить лишь большее или меньшее уменьшение мощности, но не исчезновение зоны, подвергающейся прогрессивному замещению. Вероятно, нет нужды доказывать здесь, что иногда небольшой мощности зона скарнов может исчезнуть из разреза скарнового тела и под воздействием более поздних проявлений тектоники. Следует, быть может, заметить, что в известных автору довольно многочисленных случаях такого рода, относящихся к абиссальной фации, "пострадавшими" оказывались тыловые зоны, граничившие с гнейсами, вдоль контакта с которыми имели место подвижки.

Состав активного гранитоида, температура растворов и давление CO_2 в них имеют по меньшей мере следующее значение.

1. В контактах с бескварцевыми разностями (сиениты, габбро) может выпадать зона пироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породы (зона a) из состава метасоматической колонки магнезиальных скарнов.

2. В различных условиях температур скарнообразования и давления CO_2 в трансмагматических растворах в составе колонки происходят существенные изменения. В некоторых более высокотемпературных контактах основных гранитоидов наблюдалось появление монтчеллитовых скарнов (в том числе вместо форстеритовых). В условиях пониженной температуры и высоких давлений CO_2 отмечается развитие только одной зоны магнезиальных скарнов, сложенной диопсидом в ассоциации с доломитом. Именно такой контакт гранитов с доломитом был изучен нами по р. Салбартуу в хр. Хамардабан.

Наряду с выпадением из разрезов магнезиальноскарновых тел тех или иных зон в подобных разрезах наблюдается появление тех или других дополнительных зон из числа свойственных метасоматической колонке магматического этапа. Принципиальная возможность таких явлений была выше рассмотрена на примере анализа строения метасоматической колонки, представленной на фиг. 4.

При пересечении потоком сквозьмагматических растворов контактов доломитов и алюмосиликатных пород без проявления диффузии компонентов в этих контактах алюмосиликатные породы в верхнем по течению растворов контакте доломита окажутся измененными так же, как и в случае, рассмотренном на фиг. 4. Однако дополнительных зон магнезиальных скарнов со стороны доломитов в таких контактах, очевидно, наблюдаться не будет. Следует, впрочем, иметь в виду, что тонкий прослой алюмосиликатной породы в пределах, скажем, форстеритовой зоны может оказаться нацело переведенным в шпинель-пироксеновый скарн и ошибочно быть принят за соответствующую зону аподоломитовой колонки.

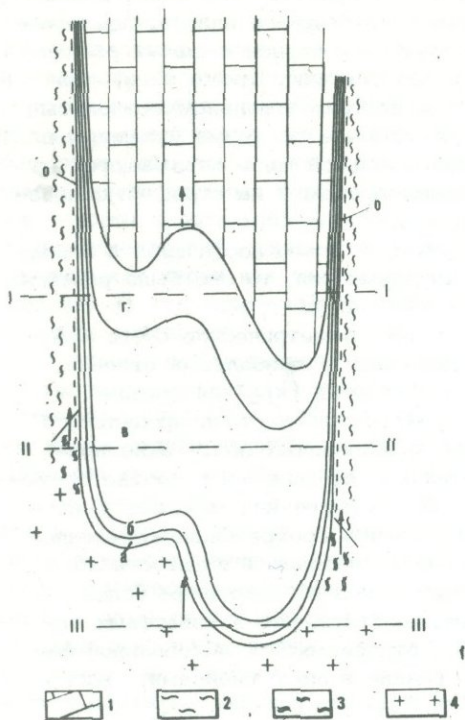
Выше были охарактеризованы особенности скарнообразования и в тех случаях, когда гранитизирующие растворы просачиваются не поперек, а вдоль контактов доломитов и алюмосиликатных пород и на контакте проявляется боковая диффузия компонентов

¹ В гипабиссальной фации эта поверхность соответствует поверхности интрузивного тела.

Фиг. 26. Схема строения магнезиальноскарнового тела, возникающего в условиях просачивания сквозь магматических растворов вдоль слоистости и контактов доломитов и алюмосиликатных пород (гнейсов и др.)

1 - доломиты; 2 - мигматизированные гнейсы; 3 - гнейсо-граниты; 4 - гранитоидный расплав

а, б, в, г - зоны инфильтрационной метасоматической колонки магматического этапа, о - диффузионная зона оклоскарновой породы по гнейсу



(стр. 20 и фиг. 8-13). Отсюда вытекает, что хотя здесь также возникают тела диффузионных магнезиальных скарнов, выделение их в массе инфильтрационных скарнов сопряжено с большими трудностями, поэтому в практических целях достаточно ограничиться лишь констатацией их наличия в контакте¹. Правильное представление о направлении, в котором просачивались трансмагматические растворы в толще пород, геолог должен иметь на возможно ранней стадии изучения магнезиальноскарнового месторождения. Чтобы выяснить, продвигались ли растворы вдоль слоистости (по

ее простиранию или по падению) или поперек к ней и к контактам доломитовых тел, можно использовать следующие общие свойства метасоматической зональности.

Границы зон инфильтрационных магнезиальных скарнов магматического этапа в компактных телах последних, располагающихся в непосредственных контактах с гранитоидами, всегда примерно согласуются с линией контакта, которая, как известно, располагается здесь поперек к интересующему нас направлению просачивания потока растворов. Не возникает вопроса о направленности этого потока и для столбообразных скарновых тел, располагающихся в пересечениях тектонических трещин среди доломитов, в некотором удалении от интрузива. Возможные ошибки в суждении об ориентировке потока растворов по отношению к элементам залегания скарнированного доломитового пласта, заключенного в алюмосиликатных породах, были рассмотрены выше (см. фиг. 6-8). Здесь необходимо добавить следующее.

Наличие одинаково построенной метасоматической зональности одновременно в высечке и лежачем боках тела доломита, залегающего среди алюмосиликатных пород, указывает на просачивание растворов вдоль слоистости и контактов доломитов. В этих случаях участки доломитов, избежавшие замещения, занимают центральную часть пластообразного тела. Решение вопроса о том, просачивались ли растворы по простиранию или по падению слоистости, связано уже с наличием данных о существовании последовательной смены зон по простиранию пласта доломита, а также об изменениях мощности тыловых зон скарнов в поперечном сечении тела. Поясним сказанное графически.

На фиг. 26 в наиболее простом выражении показано строение магнезиальноскарнового тела, возникающего в условиях просачивания растворов вдоль слоистости и контактов доломитов и гнейсов. Ограничительными условиями при построении схемы приняты: взаимная параллельность слоистости доломитов и его контактов с гнейсами; значительная мощность и однородность состава пласта доломитов; отсутствие трещинной тектоники; интенсивный характер метасоматического процесса и равномерность просачивания потока раствора со скоростью, допускающей проявление боковой диффузии в контактах.

¹ Об этом наличии можно судить на основании присутствия развитой зоны апоалюмосиликатных околоскарновых пород, непосредственно прилегающей к скарнам экзоконтакта, не затронутым существенно известковоскарновым замещением.

В результате облегченного продвижения растворов в контактах разнородных пород замещение доломитов в данном случае происходит в условиях действия градиента скоростей в потоке растворов в области контакта. (см. стр. 23). Соответственно этому границы возникающих метасоматических зон займут положение, приблизительно такое, как показано на фиг. 26. В каждой точке контакта, где происходили реакции с участием просачивающихся растворов, развивались одновременно все зоны инфильтрационной колонки, но мощность их в различных поперечных сечениях пласта будет разной. Диффузия компонентов на контакте доломитов и гнейсов вызывает появление зоны околоскарновых пород на месте гнейсов, а в минеральном составе аподолмитовых зон произойдут изменения, связанные с диффузией кремнезема.

Вследствие таких условий процесса в поперечном разрезе пласта центральная часть последнего окажется сложенной или кальцифиром, или другой породой, представляющей в том или ином наблюдаемом сечении (фиг. 26, I, II, III) наиболее внешнюю зону из числа присутствующих в составе колонки. В обоих же контактах с гнейсами степень изменения доломитов будет наибольшей, а мощность зон более или менее соразмерной. При наличии в доломитах прослоя гнейса последний также окажется наименее измененным в его центральной части, а зоны околоскарновых пород в его краях будут иметь небольшую мощность (как диффузионные).

Изображенная на фиг. 26 картина, очевидно, может соответствовать условиям прохождение потока растворов вдоль слоистости и контактов доломитов и гнейсов как по простирацию, так и по падению слоистости. Существующие различия в строении скарнового тела для этих двух случаев могут быть прослежены на примере некоторых изучавшихся автором месторождений в Сино-Корейском щите.

В скарновых телах этих месторождений отмечается такая последовательность метасоматических зон: биотитовый мигматитовый гнейс | салит-плагиоклазовая околоскарновая порода, местами переведенная в актинолит-альбитовую; мощность 0,2-1,5 м | флогопитовый (+ Ди, Шп, Сп) скарн; 0,2-0,3 м | форстеритовый скарн, замещенный клиногумитом или серпентином (с флогопитом по шпинели); 35-150 м | флогопитовый (+Ди, Шп, Сп) скарн; 0,2-3,0 м | салит-плагиоклазовая околоскарновая порода; 0,2-1,5 м | биотитовый, амфиболовый или другой мигматитовый гнейс.

В поперечных сечениях рассматриваемых месторождений мощность зон флогопитового скарна и околоскарновой породы по всему протяжению контакта скарнового тела в этих сечениях, включая область выклинивания в глубину, почти не меняется. Наряду с этим мощность зоны форстеритового скарна несопоставимо больше мощности двух названных выше. По простирацию скарновые тела нередко сменяются доломитовыми мраморами, не измененными по всей мощности пласта. Лишь в контакте этих мраморов с гнейсами со стороны мрамора имеются слабо развитые серпентиновая и флогопитовая зоны, а со стороны гнейсов - узкая полоска околоскарновой породы. При движении вдоль пласта доломитов со стороны мраморов наблюдается последовательная смена мраморов кальцифирами, форстеритовым и флогопитовым скарнами. В отдельных месторождениях удавалось наблюдать смену последних околоскарновой породой, за которой располагались или массивные метасоматического происхождения амфиболиты, уступавшие далее место гнейсо-гранитам, или сразу гнейсо-граниты. Мощность зон флогопитового скарна и околоскарновой породы в таких местах была значительной. Совокупность этих данных привела нас к выводу (Шабьнин, 1961а), что обсуждаемые тела магнезиальных скарнов образовались в условиях просачивания сквозь магматических растворов именно по простирацию, а не по падению слоистости доломитов.

При просачивании растворов по падению (точнее восстанию) слоистости пласта значительно большая мощность тыловой флогопитовой (исходно шпинель-пироксеновой) зоны должна была бы иметь место именно в той части контакта с гнейсами, откуда начиналось разрастание этой и других зон колонки, т.е. в местах выклинивания тела по его падению. Соответственно незначительная мощность данной зоны, почти не испытывающая изменений по всему контуру сечения, перпендикулярного к направлению простираания, свидетельствует, по-видимому, о просачивании гранитизирующих растворов именно вдоль простираания слоистости. На это же указывают и остальные особенности строения месторождений.

Распознавание направления, в котором просачивались растворы, когда они пересекали контакты доломитов с алюмосиликатными породами; может быть осуществлено на основе анализа зональности магнезиальных скарнов (см. фиг. 4).

Естественно, что для условий гиабиссальной фации должна быть принята во внимание возможность появления в контактах и апомагнезиальных известковых скарнов. В качестве примера просто построенного и хорошо сохранившегося контакта, лишь слегка осложненного апомагнезиальными известковыми скарнами, можно указать на контакт, представленный на фиг. 3. Контакты этого типа распространены на некоторых месторождениях Полярной Якутии. Зональность в них выглядит следующим образом: Би-Ро гранит | Пи гранит | Пл-Вол околоскарновая порода | Вол-Гр скарн | Пл-Пи околоскарновая порода | Ши-Пи скарн | Шп-Фор скарн | Кальцифир (на фиг. 3 отсутствует).

В данном случае колонка явно объединяет зоны скарнов и околоскарновых пород магматического и послемагматического этапов. Разделение таких зон удобно осуществлять по зоне известкового скарна, располагающейся между экзоконтактной (Пи-Пл) и эндоконтактной (Пл-Вол) зонами околоскарновых пород. По отношению к последней волластонит-гранатовый скарн представляет собой зону, наступающую (и вместе с ней разрастающуюся) в сторону гранита. Однако при достаточной мощности волластонит-гранатовой зоны удаётся видеть, что часть скарна, прилегающая к плагиоклаз-пироксеновой породе, агрессивна и по отношению к последней. Этим подтверждается разрастание известкового скарна в обе стороны от первоначального контакта гранита с аподоломитовой околоскарновой породой, который проходил где-то внутри теперешней зоны волластонит-гранатового скарна.

Несколько общих замечаний о мощности отдельных зон в метасоматических колонках магнезиальных скарнов магматического этапа. Определенной постоянной зависимости в соотношении мощностей отдельных зон не наблюдается. Исследование теоретической стороны вопроса, проведенное В. А. Жариковым (1966 б), привело его к выводу, что мощность той или иной зоны в составе данной колонки зависит от величины градиента концентраций инертных компонентов (кремнезема и др.) на границах этой зоны.

Статистически вырисовывается, что в абсолютном большинстве магнезиально-скарновых тел, залегающих в прямолинейных отрезках контактов с гранитоидами, мощность внешних зон колонки существенно превосходит мощность тыловых зон. Однако в зависимости от ряда факторов может иметь место и резко выраженная несоразмерность мощностей тех или других зон с преимущественным развитием в одних случаях тыловых зон, а в других — внешних.

Пределы колебаний мощностей отдельных инфильтрационных зон колонки в абиссальной и гиабиссальной фациях различны, и наибольшие, а также чаще встречающиеся мощности зон¹ для известных автору месторождений могут быть приблизительно оценены в следующих величинах:

Месторождения абиссальной фации		Месторождения гиабиссальной фации	
Зона	Мощность, м	Зона	Мощность, м
Кальцифира	250-(70) ^x	Периклазового мрамора	150-(50)
Форстеритового скарна	180-(50)	Кальцифира	60-(30)
Диопсидового скарна	40-(15)	Форстеритового скарна	40-(20)
Энстатитового скарна	15-(5)	Диопсидового скарна	15-(5) ^{xx}
Пироксен-плагиоклазовой породы	5-(1,5)	Пироксен-плагиоклазовой породы	1,0-(0,1)

^x Цифры в скобках — чаще встречающиеся мощности зон.

^{xx} Для скарновых столбов достигает 450 м.

Разумеется, не следует думать, что отдельные зоны с наибольшими мощностями всякий раз сочетаются в разрезах с остальными зонами, где мощность также наибольшая. Как явствует из изложенного, мощное тело, например пироксенового скарна, может оказаться единственной в разрезе зоной, занимающей всю мощность исходного пласта доломита.

¹ Наименьшие абсолютные значения соответствуют отсутствию зоны в колонке.

МИНЕРАЛЫ ПОРОД МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Количество минералов, установленных в породах (и рудах) магнезиально-скарновой формации, составляет около 230, в том числе свыше 80 имеют экономическую ценность. Общий список этих минералов приводится в табл. 2. Принцип построения этой таблицы следующий.

Как было показано выше, метасоматическая зональность, наблюдающаяся в скарново-рудных телах обсуждаемой формации, представляет колонку магматического этапа или сформировалась на ее основе и в различной мере ясно отражает ее особенности. В силу этого обстоятельства минералого-петрографическая характеристика всех пород формации приводится ниже по зонам колонки магнезиальных скарнов магматического этапа с добавлением лишь зон эндоконтакта. Для удобства изложения и пространственной привязки минералов и пород в поперечном сечении скарново-рудных тел построена условная колонка-ключ (фиг. 27), в которой совмещены три главных типа колонок магнезиальных скарнов магматического этапа различных фаций глубинности (Γ , A и A') и две послемагматические зоны эндоконтакта для гипабиссальной фации (Γ_a , a_1). После того как на линейке (K) указаны буквенный литер зоны (a , b , v ...) и условия глубинности, положение минерала или породы в разрезе реального скарново-рудного тела оказывается уже достаточно определенным.

Значительная часть общего числа минералов в таблице относится к мало-распространенным, однако одни появляются в составе породы в качестве главных, другие же всегда подчинены. В свою очередь, и среди распространенных минералов имеются такие, которые не выходят за пределы значения примеси. Многие минералы изменяются как по распространению, так и по количественному значению в составе пород и руд.

В соответствии со сказанным все минералы в табл. 2 разделены на главные (Γ), подчиненные (Π) и примеси (Π_r). Малая распространенность минерала обозначена горизонтальной черточкой у символов: Γ^- , Π^- и Π_r^- . Минералы, известные только в абиссальной фации глубинности, отмечены буквой "а" у символов их количественной характеристики, например Γ_a , Π_a . Соответственно минералы, известные только в гипабиссальной фации, обозначены буквой "г", например, Π_g , Γ_g . Главные минералы внезональных известковых скарнов приведены в табл. 2 в графе Γ' в сопровождении буквы В.

Минералы, встречающиеся в породах той или иной зоны, при характеристике последней удобно рассматривать в разбивке на три группы и несколько подгрупп.

Первая из этих групп объединяет минералы самих магнезиальных скарнов. В подгруппу Ia входят минералы магматического этапа, подгруппа Ib охватывает минералы преобразованных магнезиальных скарнов (гистерогенные и вновь образованные минералы скарновой стадии послемагматического этапа), подгруппа Iv объединяет продукты низкотемпературного гистерогенного изменения минералов двух предыдущих подгрупп.

Во второй группе подгруппа IIa состоит из минералов известковоскарнового комплекса, не имеющих экономического значения, а подгруппа IIб заключает минералы рудного комплекса скарновой стадии и гистерогенные по ним.

Третья группа объединяет большое число минералов стадии кислотного выщелачивания и поздней щелочной. В подгруппу IIIa входят минералы, лишенные экономической ценности, а в подгруппу IIIб — минералы рудного комплекса.

Зоны эндоконтакта											
Г	Интрузивные породы δ	Околоскарновые породы а'	Скарны а ₁	Пи-Пл околоскарновая порода а	Пи скарн б	Фор скарн в	Кальцифир г	Пер мрамор г'	Дол мрамор д		
А	Гнейс, гнейсогранит δ	Пи-Пл околоскарновая порода по гнейсу а'	Пи-Пл околоскарновая порода а	Пи скарн б	Фор скарн в	Кальцифир г	Дол мрамор д				
А'	Гнейс, гнейсогранит δ	Гип-Пл околоскарновая порода по гнейсу а'	Зист скарн б'	Фор скарн в	Кальцифир г	Маг мрамор д'					
Н	δ	а'	а ₁	а	б	б'	в	г	г'	д	д'

Ф и г. 27. Сводная схема расположения зон в основных типах метасоматических колонок магнезиальных скарнов (объяснения см. в тексте)

В табл. 2 в пределах каждой подгруппы минералы приводятся в алфавитном порядке.

Т а б л и ц а 2

Минералы пород и руд формации магнезиальных скарнов (по зонам метасоматической колонки, этапам и стадиям образования, фациям глубинности и распространенности)

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг.27)							
	а'	а ₁	а	б	б'	в	г	г'
Группа I								
Подгруппа Ia								
Апатит, 68	Пр		Пр	П ⁻ , Пр		Пр	Пр	
Биотит, 106	П _а		Пр					
Гейкилит, 69							Пр ⁻	
Гиперстен, 83	Г _а		Г _а					
Графит, 69				П ⁻		П _а ⁻	Пр	
Диопсид, 74			Г	Г	П _а ⁻	П _г	П ⁻	
Доломит, 69							П	
Ильменит, 69			Пр ⁻	Пр ⁻	Пр _а ⁻	Пр	Пр ⁻	
Кальцит, 70	Пр ⁻			Пр ⁻		П	Г	
Магнезит, 71						П _а ⁻	П _а ⁻	
Магнетит, 88	П _а ⁻ , Пр _а			Г	Г _а	Г	Пр	
Монтчеллит, 84						Г _г ⁻		
Ортоклаз, 86	П _а							
Периклаз, 71								Г _г

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг. 27)							
	<u>а'</u>	<u>а₁</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г₂</u>
Плагиоклаз, 86	Г _а		Г	Пр				
Рутил, 69	Пр _а						Пр ⁻	
Сфен, 69	Пр _а		Пр				Пр ⁻	
Фассаит, 75	Г _а ⁻		Г	Г			П _а ⁻ , П _г ⁻	
Форстерит, 72				Пр ⁻	Пр _а	Г	П	Пр _г ⁻
Циркон, 90	Пр _а ⁻		Пр ⁻					
Шпинель, 84	Пр _а ⁻		Пр	Г	П _а	П	Пр	Пр _г ⁻
Энстатит, 83					Г _а	Пр _а ⁻		
П о д г р у п п а 16								
Алюмолюдовигит, 92							П _г ⁻	
Антофиллит, 102				Г ⁻	Г			
Боркарит, 91							П _г ⁻	
Варвикит, 91							Пр ⁻	Пр ⁻
Вонсенит, 92				П ⁻ , Г _г ⁻	П _а ⁻			
Гумит, 72							П ⁻	П ⁻
Диаспор, 85				Пр ⁻			Пр ⁻	
Диопсид-авгит, 76								ВГ
Дистен, 85					Г _а ⁻			
Ибонит, 85				Пр _а ⁻				
Кальцит, 70				Пр ⁻		Пр	Пр ⁻	
Клиногумит, 72						Г	П	Пр ⁻
Кордиерит, 85					П _а ⁻			
Корунд, 85			Пр _а ⁻	Пр ⁻			Пр ⁻	
Котоит, 92							Пр _г ⁻ , Г _г ⁻	
Куммингтонит, 102				Г ⁻		П ⁻		
Людовигит, 92				П ⁻		Г	П	Пр _г ⁻
Норбергит, 72						П ⁻	Пр ⁻	
Ортоклаз, 86	П ⁻		П ⁻					ВГ _а ⁻
Паргасит, 100	Пр _а ⁻		Пр ⁻	Г		П ⁻	П ⁻	
Роговая обманка, 98	П _а		П	Пр				
Сапфирин, 85				П _а ⁻	П _а ⁻			
Серендибит, 95			Пр _а ⁻	Г _а ⁻				
Сингалит, 93							Пр _а ⁻	

Т а б л и ц а 2. (продолжение)

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг. 27)							
	<u>а'</u>	<u>а₁</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Скаполит, 87	Г _а		П					
Суанит, 93				П _г		Г	Г	
Сфен, 69	Пр _а , П _а ⁻							
Тремолит, 103			Пр	Г		П ⁻	Пр	
Турмалин, 85, 95	Г _а		Г _а	П ⁻		Пр ⁻	Пр ⁻	
Флогопит, 104	П _а		П	Г _а , Г _г ⁻		П _а , Г _г ⁻	П	
Флюоборит, 94						П _а , Г _г ⁻	П	
Хондродит, 72				Пр		Г	П	
П о д г р у п п а I в								
Анкерит, 70						Пр ⁻	Пр ⁻	
Амезит, 85				П		П ⁻	Пр	
Брейнерит, 70						Пр ⁻	Пр ⁻	
Брусит, 71						Г _а ⁻ , Пр _г ⁻	П	Г _г
Гидроталькит, 85				Пр ⁻		П ⁻	Пр	
Доломит, 69						Пр ⁻	Пр	
Индерит, 93							Пр _г ⁻	
Иньоит, 93							Пр _г ⁻	
Кальцит, 70	Пр _а		Пр ⁻	Пр		П	Пр	
Керолит, 74				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Магнезит, 71						Г _а	Пр ⁻	
Магнетит, 88	Пр _а		Пр	Пр		П	Пр	Пр _г
Серпентин, 73				П _а , Пр _г		Г	П	Пр _г ⁻
Ссайбелиит, 93				Г _а ⁻ , Г _г ⁻	Пр _а ⁻	Г	Г _г ⁻ , Пр _г ⁻	Пр _г ⁻
Тальк, 83				П	Г _а ⁻	П	Пр ⁻	
П о д г р у п п а II а								
Аксинит, 95	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻					
Актинолит, 103		П _г ⁻	П _г ⁻	Г _а , П _г		Пр ⁻		
Андрадит, 109			П _г ⁻	Г _а ⁻ , П _г ⁻		П ⁻	П ⁻	ВГ _а
Апатит, 68	Пр	Пр _г	Пр	Пр		Пр	Пр	
Везувиан, 106		П _г ⁻	П _г ⁻	Г _г		Г _г	П _г ⁻	
Волластонит, 110	П _г ⁻	Г _г ⁻	Г _г ⁻	П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Геденбергит, 77		П _г ⁻	Г _г ⁻	Г _г ⁻		Г _г ⁻		
Геленит, 111				Г _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг.27)							
	<u>а'</u>	<u>а₁</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Гидрогранаты, 110		Γ_{Γ}^{-}	Γ_{Γ}^{-}			Π_{Γ}^{-}		
Гранаты (Анд ₅₀ , Грос ₅₀), 108		Γ_{Γ}	Γ_{Γ}	Π_{Γ}		Π_{Γ}^{-}	Π_{Γ}^{-}	
Гроссуляр, 109		Γ_{Γ}	Γ_{Γ}	Γ_{Γ}		Γ_{Γ}	Γ_{Γ}	
Данбурит, 95	Pr_{Γ}^{-}	Pr_{Γ}^{-}						
Датолит, 95	Pr_{Γ}^{-}	Pr_{Γ}^{-}		Pr_{Γ}^{-}				
Дидимолит, 111						Π_{Γ}^{-}		
Диопсид-авгит, 76			Π_{Γ}^{-}	Γ_{Γ}^{-}	Π_a	Π_a		
Ильваит, 111		Pr_{Γ}^{-}		Pr_{Γ}^{-}		Pr_{Γ}^{-}		
Кальцит, 70		Pr_{Γ}^{-}	Pr_{Γ}^{-}	Γ_{Γ}^{-}				$\text{B}\Gamma_a$
Канит, 92							Π_{Γ}^{-}	
Ксантофиллит, 110				Γ_{Γ}		Π_{Γ}	Π_{Γ}^{-}	
Мелилит, 112				Π_{Γ}		Π_{Γ}^{-}	Π_{Γ}^{-}	
Мервинит, 84, 111						Γ_{Γ}		
Монтчеллит, 111				Γ_{Γ}		Γ_{Γ}		
Перовскит, 69				Pr_{Γ}^{-}				Pr_{Γ}^{-}
Плагиоклазы, 86	Γ_{Γ}	Π_{Γ}						
Роговая обманка, 98	Π_{Γ}		Π_{Γ}	Π_{Γ}				
Салит-авгит, 76	Γ_{Γ}	Γ_{Γ}	Γ_{Γ}	Γ_{Γ}		Π_{Γ}	Π_{Γ}^{-}	
Свабит, 111							Π_{Γ}^{-}	
Скаполит, 87	Γ	Π_{Γ}^{-}	Π_{Γ}^{-}					$\text{B}\Gamma_a$
Спуррит, 111							Π_{Γ}^{-}	
Тиллеит, 111							Π_{Γ}^{-}	
Ферриавгит, 110				Γ_a^{-}				$\text{B}\Gamma^{-}$
Подгруппа Пб								
Вимсит, 92							Π_{Γ}^{-}	
Вонсенит, 92				Π			Π_{Γ}^{-}	
Гулсит, 91				Pr_{Γ}^{-}		Pr_{Γ}^{-}	Pr_{Γ}^{-}	
Курчатовит, 92							Γ_{Γ}^{-}	
Магнетит, 88		Pr_{Γ}		Γ_{Γ}		Γ_{Γ}	Π_{Γ}^{-}	$\text{B}\Gamma_a^{-}$
Ольшанскит, 93							Pr_{Γ}^{-}	
Пентагидроборит, 92							Π_{Γ}^{-}	
Сахаит, 93							Γ_{Γ}^{-}	
Ссайбелиит, 93				Pr_{Γ}^{-}			Π_{Γ}^{-}	

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг.27)							
	<u>а'</u>	<u>а_f</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Фроловит, 92							Pr_g^-	
Харкерит, 95						Pr_g^-	Pr_g^-	
Шеелит, 115		Pr_g^-		Pr^-		Pr_g^-		
<u>Группа III</u>								
<u>Подгруппа IIIa</u>								
Адуляр, 86		Pr_g^-		Pr_g^-		Pr_g^-		
Альбит, 86		Pr_g^-		Pr_g^-		Pr_g^-		
Амфиболы волокн., 112	Pr_g^-	Pr_g^-	Pr_g^-	Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Ангидрит, 112				$\text{Pr}_a^-, \text{Pr}_g^-$		Pr_g^-	Pr_g^-	
Анкерит, 70						Pr_g^-	Pr_g^-	
Апофиллит, 112				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Арагонит, 70							Pr_g^-	
Барит, 112				Pr^-			Pr_g^-	
Брейнерит, 70, 112						Pr_g^-	Pr_g^-	
Вагнерит, 112						Pr_g^-	Pr_g^-	
Галлуазит, 113				Pr_g^-			Pr_g^-	
Гидромагнезит, 11						Pr_a^-		Pr_g^-
Гизингерит, 113				Pr_g^-		Pr_g^-		
Гипс, 112				$\text{Pr}_a^-, \text{Pr}_g^-$		Pr_g^-	Pr_g^-	
Дафнит, 113				Pr_g^-		Pr_g^-		
Каолинит, 113				Pr_g^-			Pr_g^-	
Кварц, 113	Pr	Pr_g^-	Pr	Pr_g^-				$\text{Pr}_a^-, \text{Pr}_g^-$
Клиноцоизит, 113	Pr	Pr_g^-	Pr	Pr_g^-				
Криолит, 113				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Криофиллит, 113				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Куспидин, 114				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Кюстерит, 114				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Мезитит, 70						Pr_g^-	Pr_g^-	
Монтмориллонит, 113				Pr_g^-			Pr_g^-	
Мусковит, 114				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Нонтронит, 113				Pr_g^-			Pr_g^-	
Опал, 113				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Ортоклаз, 86		Pr_g^-		Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	
Пеннин, 113				Pr_g^-		Pr_g^-	Pr_g^-	

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг. 27)							
	<u>a'</u>	<u>a₁</u>	<u>a</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Пектолит, 111						П _г ⁻		
Пренит, 114	П _г	П _г	П _г	П _г				
Протолитионит, 112	П _г			П _г		П _г	П _г	
Пумпеллиит, 113	П _г	П _г ⁻		П _г ⁻				
Пьомонтит, 113				П _г ⁻				
Селлаит, 114						П _г	П _г	
Серицит, 86	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻					
Спадаит, 114					Г _г ⁻			
Таумасит, 114			П _г ⁻	П _г ⁻			П _г	
Топаз, 114	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻			П _г ⁻	
Тулит, 113			П _г ⁻	П _г ⁻				
Тюрингит, 113				П _г ⁻				
Флюорит, 114	П _г ⁻	П _г ⁻		П _г ⁻		П _г ⁻		
Цеолиты, 114			П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	
Циннвальдит, 113	П _г ⁻			П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Цоизит, 113	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻				
Эпидот, 113	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻				
Ярозит, 115				П _г ⁻				
Подгруппа IIIб								
Англезит, 118							П _г ⁻	
Антимонит, 119						П _г ⁻	П _г ⁻	
Аргентит, 119				П _г ⁻		П _г ⁻		
Арсенопирит, 117				Г _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Бавенит, 115				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Бастнезит, 119				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Берилл, 115	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻	П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Бертрандит, 115				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
β-уранотил, 119				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Брейтгауптит, 118				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Борнит, 117				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Бромеллит, 115				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Брошантит, 117				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Буданжерит, 118				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Бурнонит, 118				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	
Валлериит, 117				П _г ⁻		П _г ⁻	П _г ⁻	

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг. 27)							
	<u>а'</u>	<u>а₁</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Виллемит, 120				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Висмут самор. 115				Pr		Pr	Pr	
Висмутин, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Виттихенит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Галенит, 118				P ⁻		P ⁻	P ⁻	
Галенобисмутит, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Гельвин, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Гематит, 116				P ⁻		P ⁻	P ⁻	
Гентгельвин, 115				Pr _г ⁻				
Геокронит, 118				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Гессит, 119				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Даналит, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Джемсонит, 118						Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Дискразит, 119				Pr _г ⁻				
Золото самор. 116				Pr		Pr	Pr	
Касситерит, 118				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Калаверит, 116				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Клапротит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Кобальтин, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Ковеллин, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Козалит, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Креннерит, 116				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Кубанит, 117				Pr		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Куприт, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Лёллингит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Лепидолит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Либерит, 115, 117						Pr _г ⁻		
Линнеит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Маггемит, 116				Pr _г ⁻				
Mg-ортит, 119				Pr _а ⁻		Pr _а ⁻	Pr _а ⁻	
Макинавит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Малахит, 117				Pr		Pr	Pr	
Манганит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻		
Марказит, 116				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Медь самор., 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг. 27)							
	<u>а'</u>	<u>а₁</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Менегинит, 118				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		
Миллерит, 118				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Молибденит, 117		П _г ⁻	Пр	Пр _г ⁻				
Мушкетовит, 116				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		
Мышьяк самор. 117				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		
Неодигенит, 117				Пр _г ⁻				
Никкелин, 118						Пр _г ⁻		
Ортит, 119	П _а ⁻ , Пр _г	Пр	Пр	П _а ⁻ , Пр _г		Пр _а ⁻		
Пентландит, 118				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Пираргирит, 119				Пр _а ⁻		Пр _а ⁻		
Пирит, 116	П ⁻	П ⁻	П _а ⁻ , Пр _г	П		П ⁻	Пр	
Пирротин, 116	П ⁻	П ⁻	П _а ⁻ , Пр _г	П		П ⁻	Пр	
Повеллит, 117				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		
Прустит, 119				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		
Саффорит, 117						Пр _г ⁻		
Серебро самор. 119				Пр ⁻		Пр ⁻	Пр ⁻	
Скородит, 117							Пр _г ⁻	
Смитсонит, 120						Пр _г ⁻		
Станнин, 118				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Сурьма самор. 119				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		
Сфалерит, 120	Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	П		П	Пр _г	
Сянхуалит, 115						Пр _г ⁻		
Тааффеит, 115				Пр _г ⁻	Пр _а ⁻	Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Теннантит, 117				Пр _г ⁻		Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Тёрнебомит, 119				Пр _а ⁻		Пр _а ⁻		
Тетрадимит, 115				Пр _г		Пр _г	Пр _г	
Тетраэдрит, 117				Пр _г		Пр _г	Пр _г	
Тиллит, 118							Пр _г ⁻	
Торианит, 119			Пр _а ⁻	Пр _а ⁻		Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Торогуммит, 119			Пр _а ⁻	Пр _а ⁻		Пр _а ⁻	Пр _а ⁻	
Уранинит, 119			Пр _а ⁻	Пр _а ⁻		Пр _а ⁻	Пр _а ⁻	
Ураноторианит, 119			Пр _а ⁻	Пр ⁻		Пр _а ⁻	Пр _а ⁻	
Уранофан, 119						Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	
Фенакит, 115	Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	Пр _г ⁻	Пр _г ⁻		Пр _г ⁻		

Минералы, стр.	Зоны метасоматической колонки (по схеме фиг. 27)							
	<u>а'</u>	<u>а₁</u>	<u>а</u>	<u>б</u>	<u>б'</u>	<u>в</u>	<u>г</u>	<u>г'</u>
Франкеит, 118							Pr _г ⁻	
Халькозин, 117				Pr		Pr	Pr	
Халькопирит, 117	Pr	Pr	Pr	П		Pr	Pr	
Хризоберилл, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻		
Церит, 119				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻		
Церуссит, 118				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Шеелит, 115				Г ⁻		Г _г ⁻		
Эвидимит, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Эвклаз, 115				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Электрум, 116				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Энаргит, 117				Pr _г ⁻		Pr _г ⁻	Pr _г ⁻	
Якобсит, 116				П _г ⁻		П _г ⁻		

Таким образом, табл. 2 позволяет составить первое впечатление об общих особенностях минерального состава пород каждой зоны и о положении того или другого минерала во времени. Однако стремление избежать повторных описаний одного и того же минерала (в процессе характеристики пород по зонам метасоматической колонки) неизбежно влекло нарушение в описании принятого в табл. 2 порядка расположения минералов. Именно поэтому лишь общий порядок приводимых ниже характеристик минералов приблизительно соответствует группам, выделенным в табл. 2, алфавитность же в расположении минералов нарушается.

Минералы, образующие естественные серии (ряды) - пироксены, слюды, гранаты и другие, рассматриваются в одном месте независимо от вхождения их отдельных видов в различные группы и подгруппы табл. 2. Минералы, которые могут быть объединены по общему для них главному в их составе компоненту, а также рудные минералы (минералы бора, титана, меди и т.д.) группируются в описании и рассматриваются в алфавитном порядке названий главных компонентов (бериллий, бор, висмут и т.д.). Продукты гистерогенного изменения того или иного минерала характеризуются вместе с ним. Внимание, уделяемое тем или иным минералам, определяется их количественным и специфическим значением в составе пород и руд. Второстепенные минералы и большинство распространенных примесей описываются очень кратко. Вместе с тем главные минералы, химический состав, физические свойства и парагенезисы которых освещены в специальных работах, заключающих и библиографические сведения, характеризуются также кратко, со ссылками на эти работы.

МИНЕРАЛЫ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ И ПРОДУКТЫ ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Апатит - обычная аксессуарная примесь, однако приобретает значение породообразующего минерала в скарнах некоторых месторождений в докембрии Алданского и Сино-Корейского щитов, а также на островах Шри-Ланка и Мадагаскар. В большинстве случаев метаморфогенная часть апатита отличается от метасоматической (размерами кристаллов и их структурным положением).

Химические анализы метасоматического апатита довольно многочисленны (Васильева, 1957; Сердюченко, 1960; Лицарев, 1961; Маракушев и др., 1966; Coomaraswamy, 1902; Eckerthann, 1922; Bennet, 1922; и др.). В основном минерал представлен фтористой разностью с подчиненными Cl- и OH- компонентами. Единично отмечен сульфатапатит. (Васильева и др., 1958). Содержание редкоземельной группы в минерале сильно колеблется. Для апатитов Шерегешевского месторождения указываются, например, 0,20% TR (Сумин, 1957). Встречается апатит в различных сочетаниях со всеми минералами кальцифиров, экзокскаринов и околоскарновых пород, а также в жильных скарнах и скарнах эндоконтакта; в последних только как акцессорный. Иногда его зерна включены в сфен и шеелит (Гитар, Лаффитт, 1961).

Гейкилит, ильменит, перовскит, рутил, сфен не превосходят значения примеси, за исключением сфена. Ильменит отмечался в виде микровостков в зернах магнетита (см. ниже) в породах различных зон, гейкилит же и рутил - только в кальцифирах. При этом гейкилит появляется в доломитовых с форстеритом разностях пород, рутил или перовскит - в форстеритовых без доломита, сфен - в кальцит-диопсидовых (без форстерита и доломита) разностях. Для кальцифиров - пород, насыщенных кальцием, различие парагенезисов указанных титановых минералов определяется, по-видимому, в основном соотношением концентраций магния и кремнезема в сквозьмагматических растворах. Отдельные разности кальцифиров могут присутствовать совместно в одном и том же месторождении.

Относительно более редким из минералов титана является гейкилит, известный в месторождениях Холь-Гол (Watanabe, 1943), в Калифорнии (Murdoch, Fahey, 1949) и др. Однако есть основания думать, что оптические свойства этого минерала могли в ряде случаев способствовать тому, что его ошибочно принимали за рутил. Наиболее распространенным является сфен, встречающийся в породах всех зон метасоматической колонки обеих частей контакта и во внезональных (жильных) скарнах в качестве акцессорного минерала. Его небольшая часть представлена каемками у зерен магнетита (в жильных скарнах). Лишь в околоскарновых породах с интенсивной скаполитизацией сфен становится подчиненным породообразующим минералом (табл. I,1). На это явление обращают также внимание и другие исследователи (Eckerthann, 1922, стр. 8). Привнос титана в этих случаях несомненен, и обогащенность породы сфеном уже не может служить надежным признаком принадлежности ее к образованиям эндоконтакта.

Графит - довольно редкий метаморфогенный минерал кальцифиров. В повышенных количествах отмечается в форстеритовых и энстатитовых скарнах по магнезитам в Юго-Западном Памире, где он перетложен с перекристаллизацией, и его метакристаллы до 0,5 см в поперечнике составляют иногда до 10% объема породы.

Доломит в форстеритовых кальцифирах с невысокой интенсивностью рудного замещения и не подвергшихся позднему раздоломитиванию обычен. В более низкотемпературной фации в ассоциации с пироксеном сравнительно редок (Коржинский, 1936; Жеру, 1961; Маракушев и др., 1966, стр. 23).

Среди кальцифиров, не содержащих доломита, встречаются и кальцит-диопсидовые разности без форстерита и с подчиненным форстеритом.

В качестве остаточного минерала доломит обычно обнаруживает признаки его замещения кальцитом, заключающим зерна магнезиальных силикатов и шпинели (табл. I,2). Характерно появление доломита в структурах распада твердого раствора (табл. I,3), а также в реакционных каемках около отдельных минералов (Жеру, 1961). В ассоциации с кварцем доломит появляется при низкотемпературном гистерогенном разложении магнезиальных силикатов в условиях больших глубин. М.И. Жеру описал такие изменения в мраморах месторождения Перевал, где форстерит и диопсид замещаются доломитом и кварцем, а форстерит - еще и магнезитом (+ кварц)

Кроме замещения скарновыми минералами доломит в кальцифирах подвергается иногда непосредственной серпентинизации и оталькованию с выделением при этом некоторых количеств кальцита. Однако такие явления в качестве низкотемпературных околотрецинных в кальцифирах, как правило, слабы и прост-

ранственно ограниченны. На выветрелых поверхностях кальцифиров или после обработки последних слабой кислотой зерна доломита отчетливо выступают над понизившейся поверхностью кальцитовых масс (табл. I,4).

В форстеритовых скарнах небольшие количества доломита с кальцитом и иными мало изученными карбонатами появляются уже лишь в качестве вторичных продуктов разложения скарновых силикатов. Из других карбонатов изредка встречаются а р а г о н и т, б р е й н е р и т (Trüstedt, 1907; Kissling, 1967), а также а н к е р и т и м е з и т и т (Kennedy, 1931), положение которых (зона кальцифиров или форстеритовых скарнов), однако, неясно. Своеобразный, сложного состава (Fe, Mn, Mg, Ca) карбонат отмечен на одном из месторождений Питкьяранты (Saksela, 1951).

В мраморах, вмещающих трещинную скарново-грейзеновую минерализацию (ритмически-полосчатые породы), доломит чаще всего замещается селлаитом, флюоритом и флюоборитом. В качестве низкотемпературного гидротермального минерала он встречается в зонах тектонических нарушений среди кальцитовых мраморов, и в отдельных месторождениях эта его часть весьма значительна (Sainsbury, 1963).

К а л ь ц и т в периклазовых мраморах, кальцифирах и в магнезиальных скарнах по доломитам в целом является избыточным, вполне подвижным минералом и в своей главной части образуется одновременно с замещением доломита периклазом, магнезиальными силикатами и шпинелью. Возможность присутствия в части кальцифиров небольших количеств кальцита как остаточного минерала исходного мрамора не исключается. Однако указать какие-либо различия между тем и другим кальцитом пока не представляется возможным.

Изучение структур распада твердого раствора в кальцитах некоторых магнезиальных мраморов Алдана (Иоффе, 1966) и более ранние исследования карбонатных пород Западной Гренландии (Goldsmith a.o., 1955) и мраморов Адирондака (A. Engel, C. Engel, 1958) свидетельствуют о том, что содержание магнетита в кальците гранулитовой фации ряда регионов составляет 3,5–8,0% (Алдан), 5–5,6% (Адирондак) и 5,8–6% (Западная Гренландия). Температура образования указанных кальцитов (Graf, Goldsmith, 1955), соответствующая этим содержаниям, определяется в 475–625, 475–530 и 530–630°. Насколько полно приведенные характеристики могут повториться на кальцитах кальцифиров из высокотемпературных контактовых ореолов интрузивов магнезиально-скарновых месторождений, неясно. Имевшиеся данные пока весьма ограничены. Л.И.Иоффе и Н.Н.Перцев (1972) приводят следующие цифры. В месторождении Кондер кальцит с 11% $MgCO_3$ соответствует температуре 700° при давлении CO_2 , равном 200 атм, в месторождении Саргардон кальцит с 9,8% $MgCO_3$ – температуре 660° при 130 атм и в Полярной Якутии кальцит с 8,8% $MgCO_3$ – температуре 650° при 100 атм. Во всех этих месторождениях образцы брались у границ скарновых тел. Можно указать также на характеристики кальцита, приводимые Ж. Гитаром и П. Лаффиттом (1961, стр. 426), согласно которым кальцит, образовавшийся одновременно со шпинелью, содержит 5,0 мол.% $MgCO_3$. В кальцифирах устанавливается иногда присутствие кальцита, проявляющегося при карбонатизации боратов и других минералов.

В качестве остаточного минерала в форстеритовых скарнах кальцит присутствует часто, но не всегда. Наиболее распространенные содержания его здесь 1–3% (но достигают 20–30% и более). В форстеритовых скарнах месторождений, образовавшихся по магнетитам, кальцит отсутствует. Как показывают наблюдения в Сино-Корейском шите и на Юго-Западном Памире, отсутствие кальцита в скарне по этой причине характерно сразу для целых групп месторождений или рудных полей. В таких месторождениях остаточный карбонат представлен перекристаллизованным магнетитом. При рудном замещении форстеритовых скарнов карбонаты исчезают быстрее, чем главная масса скарна окажется нацело замещенной рудными минералами или флюоритом.

В шпинель-фассаитовых скарнах остаточный кальцит более редок и более обычны небольшие количества позднего кальцита, образующегося при гистерогенных изменениях пироксена. Примесь кальцита аналогичного происхождения встречается и в околоскарновых породах.

Значительные количества этого минерала появляются в породах экзоконтакта при интенсивном замещении их известковыми скарнами.

Магнезит в составе мраморов, содержание силикатов в которых соответствует кальцифирам, известен в докембрийских комплексах Сино-Корейского щита и Юго-Западного Памира. Состав данных "кальцифиров" специфичен прежде всего отсутствием в них кальцита и диопсида. Магнезитовая масса этих пород частично замещена форстеритом, шпинелью, а также энстатитом и антофиллитом, которые подвергаются гистерогенному преобразованию с появлением флогопита, амезита, серпентина и талька. Сам магнезит в это же время замещается магнезиальными боратами, бруситом и отчасти серпентином. В форстеритовых скарнах указанных регионов остаточный магнезит нередко в виде перекристаллизованных реликтовых обособлений, которые также подвергаются замещению послемагматическими минералами (табл. I,5).

Как новообразование (в связи с процессами низкотемпературных изменений форстеритовых скарнов) магнезит довольно редок. Значительно развит (30-70% массы породы) он в качестве продукта замещения клиногумита в ассоциации с серпентином, бруситом и магнетитом (Синяков, 1967). Необходимо заметить, что различной величины тела магнезитовых мраморов в составе карбонатных пород, подвергающихся замещению магнезиальными скарнами, по-видимому, не очень редки, в том числе и в гипабиссальной фации. На последнее обстоятельство указывают, в частности, находки почти мономинеральных котоитовых масс среди кальцифиров Северо-Востока СССР.

Гидромагнезит относительно редок и незначителен. Известен в периклазовых мраморах, образующих "корки" на бруситовых нодулях, и в серпентинизированных форстеритовых скарнах Железного Кряжа, в месторождениях боратов КНП (Wang Shu-chang, Hsu Hsien-yen, 1965) и в других местах.

Периклаз встречается лишь в крайней внешней зоне в ассоциации с кальцитом, реже - с небольшим количеством зерен форстерита и шпинели. Его распространение ограничено условиями глубинности. Обычно он представлен изъеденными бруситом остатками октаэдрических кристаллов, напоминающих бесцветную шпинель. На выветрелых поверхностях породы выступают мелкие, нередко меловидные клубки или нодулы брусита, землистый облик которых обусловлен тонкой рубашкой гидромагнезита.

Брусит в качестве продукта разложения периклаза в соответствующих мраморах описан в большом числе работ (Синяков, Синякова, 1959; Смолин 1960а,б; Гитар, Лаффитт, 1961; Некрасов, 1966; Rogers, 1929; Hunt, Faust, 1937; и др.). Характеристики псевдоморфоз брусита по периклазу в этих работах позволяют утверждать, что аналогичного строения и состава псевдоморфозы в мраморе (табл. I,6) следует принимать за доказательство первоначального присутствия периклаза в породе. В ряде месторождений (Темиртау, Бэйца-Бихор и др.) псевдоморфозы брусита содержат значительное количество микросталлов магнетита, выделившихся при разложении периклаза. Наряду с бруситом в псевдоморфозах в мраморах появляется некоторое количество пластинчатого или лейстовидного брусита, возникающего в основном в результате перекристаллизации волокнистой массы нодулей. Ни одного случая развития последних за счет форстерита или шпинели, что считают возможным Ж. Гитар и П. Лаффитт (1961, стр. 403), мы не наблюдали, и бруситовидный минерал в нодулях со шпинелевыми центрами всегда оказывается амезитом или гидротальцитом, но не бруситом.

Периклаз в кальцифирах (у границ с периклазовыми мраморами) редок, в диопсидовых же разностях он не встречается. Соответственно брусит в кальцифирах значительно распространен в качестве продукта замещения магнезита и первичных боратов (суанита и людвигита). В этих случаях он не связан с наличием периклаза и наблюдался в широком диапазоне условий глубинности от безволастонитовой фации (в Сино-Корейском щите) до монтичеллитовой. На табл. I,7 видны агрегаты брусита и магнетита на месте кристаллов людвигита. Среди псевдоморфоз брусита по суаниту автором во многих случаях наблюдались гомоосевые разности, сохранившие различия в угасании индивидов двойников кристаллов замещенного бората.

Ф о р с т е р и т справедливо рассматривается как наиболее типичный минерал магнезиальных скарнов. В зонах периклазового мрамора и пироксенового скарна форстерит встречается лишь как примесь и часто нацело замещен тем или другим гумитовым минералом либо серпентином (табл. I,9). Железистость его в магнезиальной области составов всегда ниже железистости сосуществующих с ним шпинели и пироксенов (Шабынин, 1958а; Маракушев, 1965); в зонах кальцифира и форстеритового скарна она колеблется от 0 до 20% ($N_g = 1,669 - 1,712$; $2V^\circ$ от $+86$ до -86°).

В инфильтрационных скарновых телах зонального строения и в ассоциации со шпинелью форстерит относится к образованиям магматического этапа, хотя распространен и в послемагматических (биметасоматических) магнезиальных скарнах флогопитовых месторождений слюдянского типа (в контактах пегматитов с доломитами). Месторождения такого типа известны только в абиссальной (безволастонитовой) фации глубинности. В силу этого большой интерес представляет находка скарна, обнаруженная Н.Н.Перцевым (1965) в гипабиссальном месторождении. Скарн сложен тройниками форстерита, образование которых предположительно связывается с перекристаллизацией форстерита исходного скарна (магматического этапа) в послемагматических условиях.

Метасоматическая природа форстерита нередко подчеркнута в кальцифирах развитием его зерен как бы по сетке из стыков зерен карбоната (табл. I,9). Послемагматические изменения минерала выражаются двояко. В качестве гистерогенных по нему развиваются гумитовые минералы, флогопит, реже антофиллит (табл. I,10) и тремолит, а с понижением температуры обычный серпентин. В связи с известковоскарновым замещением в массе форстерита иногда появляются гнезда и жилки пироксена (табл. II,1), около зерен шпинели развиваются ксантофиллит, монтичеллит, гранат и везувиан. В ассоциации с последним (и с флюоритом) форстерит не сохраняется, замещаясь хондродитом.

М и н е р а л ы г р у п п ы г у м и т а. Статистически намечается преимущественное развитие клиногумита (в месторождениях магнетитовых и собственно сульфидных) и хондродита (в месторождениях с грейзеновой минерализацией). Г у м и т значительно более редок и в широком распространении в рассматриваемых месторождениях не известен. Что касается н о р б е р г и т а, то он (в ассоциации с ортитом) значителен лишь в кальцифирах небольшого железорудного месторождения в районе Норберга (Geijer, 1927). Отмечен в кальцифирах месторождения Франклин (Palache, 1935), в месторождениях Питкьяранта и Лянгар (Сахоненко, 1967), Сянхуалин (Хуан Нань-вэй, Ду Шао-хуа, 1958), Арандиз (Ramdohr, 1935) и Варвик (Offield, 1967). В ряде случаев наблюдалось совместное появление в скарнах и в кальцифирах гумита и клиногумита и последнего с хондродитом.

Замещение форстерита минералами группы гумита в шлифах, как правило, отчетливо. Оно выражается в появлении каемок и жилообразных вростков этих минералов в зернах форстерита. В.Холсер (Holser, 1950, стр. 1076) упоминает о находке в месторождении Ридемпшпюн развитого кристалла форстерита, половина которого сложена хондродитом. В ряде случаев при следовании от мраморов к интрузиву наблюдается смена форстерита клиногумитом (Tilley, 1951). Нередко наблюдаются две генерации клиногумита. Иногда, например в Таежном месторождении, появляются клиногумитовые агрегаты, слагающие червеобразной формы языки, которые вторгаются в массы крупных зерен клиногумита с их замещением (табл. II,2), чаще же клиногумит второй генерации образует жилки в массе более раннего. Такие жилки отмечены в гидроксильном клиногумите (с 2,2% H_2O при 1,60% F) Жолдыбайского месторождения (Лисицин, 1970) и наблюдались нами в ряде других.

Нужно заметить, что в литературе имели место попытки отнести участвующие в метасоматической зональности клиногумитовые скарны (или часть их) к кристаллическим сланцам. В качестве довода выдвигался факт появления в единичных образцах подчеркнута удлиненных призматических кристаллов клиногумита (Сердюченко, 1960б, стр. 84). Неубедительность этого довода явствует уже из того, что длиннопризматические кристаллы форстерита в скарнах встречаются, во всяком случае, не реже, чем в полностью или частично их замещающих гумитовых минералах. В доломитовых карьерах у дер. Чхеян (КНДР)

например в участках скарнирования, обильны кристаллы форстерита, отношение длины к поперечнику в которых составляет 3-7:1 (табл. II,3).

Принадлежность гумитовых минералов к продуктам послемагматического преобразования форстерита в скарновой стадии определяется замещением их зерен монтчеллитом (Tilley, 1951) и магнетитом.

В отношении элементов-примесей в гумитовых минералах интересно вхождение в клиногумиты бериллия до 1,7% BeO (Wamer a.o., 1959).

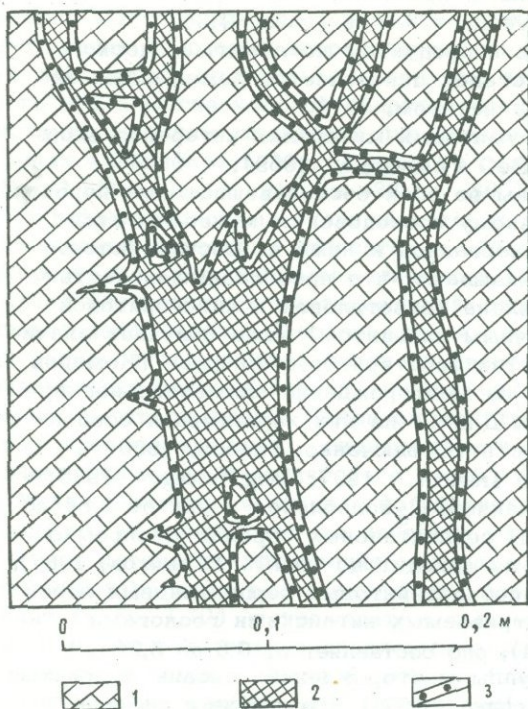
С е р п е н т и н ы распространены во всех бесполовошпатовых породах аподоломитовой части колонки. Специальному исследованию минералы этой группы в магнезиальных скарнах не подвергались и ниже не расчленяются.

Оптические свойства серпентинов показывают, что преобладающая часть минерала в породе может быть представлена хризотиловой и антигоритовой разновидностями. Антигорит (вместе с вторичным кальцитом) чаще получает значительное развитие в пироксеновых разновидностях форстеритовых скарнов (Комаров, 1961). Химические анализы серпентинов из месторождений магнезиальноскарновой формации не очень многочисленны. Для 11 из них характерной особенностью является заметная глиноземистость (Сердюченко, Глебов, 1960; Бадалов, 1964; материалы И.П.Заревич; Trüstedt, 1907; Wang, Hsiung, 1935; Neuhaus, 1960; Kissling, 1967). Содержание Al_2O_3 колеблется в них от 0,64 до 4,86%, в среднем оно составляет 3,0%. В серпентиновых породах Леспромхозного месторождения содержание глинозема доходит до 10,79% (Синяков, 1967), а по нескольким химическим анализам апофорстеритовых серпентиновых пород из ряда месторождений боратов, рассматриваемых китайскими геологами (Wang Shu-chang, Hsu Hsueh-yien, 1964), оно составляет от 0,3 до 5,24%, в среднем же около 2%. Из этой же группы месторождений описаны фтористые разновидности серпентинов (Wang Pu, Lu Wan-chuen, 1965). Вхождение в серпентин части глинозема, заключенного в шпинели исходных форстеритовых скарнов, подтверждается, например, химическими анализами трех образцов форстерита и двух - серпентина, приводимыми А.Кумарасвами (Coomaraswam, 1902, стр.415). При отсутствии глинозема в форстерите в возникшем на месте последнего серпентине содержится 1,78-3,18% Al_2O_3 .

Появление глинозема в форстеритовых скарнах именно в связи с процессами гранитизации и скарнирования доломитов отчетливо выступает при сопоставлении химического анализа образца серпентиновой породы с реликтами форстерита и двух химических анализов доломитов одного из месторождений, изучавшегося А.А.Маракушевым (устное сообщение). В первой из этих пород содержание глинозема составляет 2,1%, а в двух других, серпентинизированных без скарнирования, - 0,00-0,38%. Это обстоятельство доказывает и принадлежность участвующих в зональности серпентиновых пород магнезиальноскарновых месторождений именно к апоскарновым образованиям, а не к гидротермальным (офикальцитовым). Серпентинизация форстерита обычно проявлена очень неравномерно, и в различных участках в пределах зоны кальцифиров или форстеритового скарна количество серпентина может колебаться от единичных листочков до почти мономинеральных масс. Степень серпентинизации указанных пород при прочих равных условиях зависит и от степени замещенности форстерита гумитовыми минералами. При совместном присутствии этих минералов серпентинизации подвергается раньше форстерит, участки которого, замещенные гумитовыми минералами, обычно сохраняются в серпентиновой массе и исчезают уже лишь при наиболее интенсивных проявлениях процесса.

В пироксеновых скарнах серпентин в значительном развитии редок. Лишь в отдельных месторождениях (Кванчен, КНДР) серпентинизация охватывает почти всю пироксеновую зону, так же как и форстеритовую. Особо должны быть упомянуты серпентиновые образования, связанные с трещинными шпинельпироксеновыми скарнами в кальцифирах. В СССР они известны в ряде мест.

Образования этого типа в Питкяранте были описаны П.А.Пузыревским (Pusyrewski, 1865) в соответствии с существовавшими в то время представлениями как органические остатки, за которыми к тому времени закрепилось название структур "эозоон". Объектом указанных описаний П.А.Пузыревского явились трубчатые тела диопсидовых скарнов участка Хопунвары, окруженные



Фиг. 28. Округлого сечения тела инфильтрационного диопсидового скарна (2) с серпентиновыми оторочками (3) в глыбе доломитового мрамора (1) (Trüstedt, 1907). Питкьярнта, Клара III

ритмически-полосчатыми серпентин-кальцитовыми оторочками. Тела, о которых идет речь, сложены диопсидом с переменным количеством флогопита, заместившего шпинель, и залегают в доломитовых кальцифирах, рассекая их полосчатость. Часто они имеют трубчатую форму в поперечных сечениях и сложно соединяются между собой с образованием древовидных скарновых тел. Представление о форме последних дает выполненная О. Трюстедтом (Trüstedt, 1907) зарисовка (фиг. 28). Обычно серпентиновая зона контакта пироксенового скарна состоит из двух серпентиновых каемок различной окраски (темно-зеленой внутренней и светло-зеленой внешней).

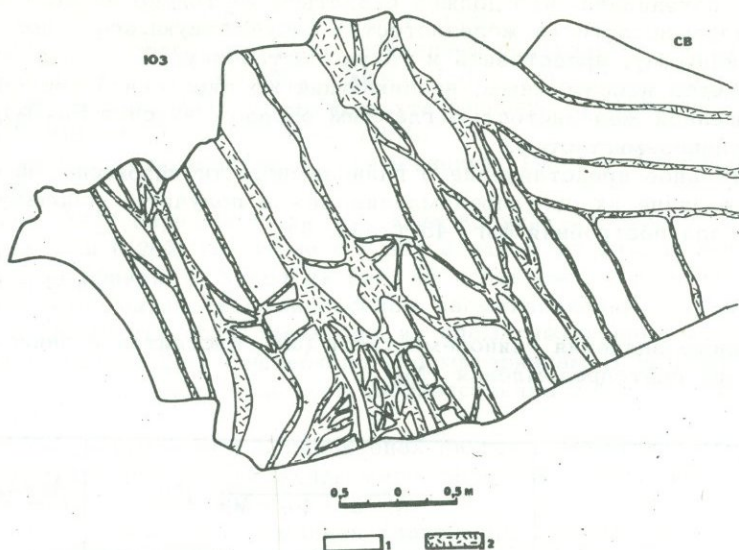
Местами, однако, появляются характерные для "эозоон" ритмически повторяющиеся каемки чередующихся между собой серпентина и кальцита (табл. II, 4).

Рассмотрение деталей строения и особенностей минерального состава образований данного типа на собранном нами материале карьера Хопунвары и других месторождений указывает на принадлежность их к трещинным магнезиальным скарнам. Аналогичные этим по типу, но лучше сохранившиеся образования известны в ряде месторождений Западного Узбекистана (Яхтон, Тиллягульсай, Тым, Кыз-Курган, а также в Гиждаре. Они описаны М.С. Кучуковой и др. (1971). На фотографии полированного штуфа из месторождения Тиллягульсай (табл. II, 5) отчетливо видно зональное строение обсуждаемых скарнов, образующих сложные системы пересекающихся в различных направлениях трещин. Характер последних виден на зарисовке, выполненной М.С. Кучуковой в юго-западном контакте тела гранодиоритов и доломитов на месторождении Яхтон (фиг. 29). Ширина зоны таких трещинных магнезиальных скарнов на данном участке контакта составляет свыше 20 м.

Данные об элементах-примесях в серпентинах магнезиальных скарнов очень скудны. Интересны приводимые И.Я. Некрасовым (1966), а также В.Л. Барсуковым и Г.Е. Курильчиковой (1957) цифры содержания бора в серпентинах хр. Черского и Таежного месторождения. Серпентины хр. Черского содержат 0,08-0,18% В, а из месторождения Таежного - 0,05-0,3% В. Последняя цифра признается В.Л. Барсуковым и Г.Е. Курильчиковой (1957) пределом насыщения серпентина борной кислотой.

Керолит в ассоциации с флюоритом и цеолитами в околорудно-измененных породах вблизи пироксен-гранатовых масс ограниченно распространен в Казахском скарново-грейзеновом редкометальном месторождении (Заседа-тев, 1972). Указывается в ряде месторождений Алмалыкского рудного поля (Бадалов, 1965) и в других местах как выполняющий трещинки и пустотки выщелачивания.

Диопсид и другие пироксены. В породах зон а, а', б, б', в и у в абиссальной фации встречаются как моноклинные, так и ромбические разновидности минералов, в зоне г - только моноклинные. В гипабиссальной фации ромбические пироксены отсутствуют. В породах указанных зон моно-



Ф и г. 29. Обнажение жильных магнезиальных скарнов. Месторождение Яхтон, юго-западный участок

1 - доломитовые кильцифры; 2 - зональные жилы флогопит-диопсидового скарна с форстеритовыми оторочками и прожилками кальцита с халькопиритом и галенитом.

Клинные пироксены представлены минералами четырех групп: фассаита, диопсид-геденбергита, диопсид- и салит-авгита и ферриавгита. Характерные особенности клинопироксенов в различных минеральных ассоциациях выражены сильнее, чем преимущественное развитие отдельных из них в породах различных зон. Фассаиты в рассматриваемых месторождениях известны лишь в образованиях магматического этапа, а ферриавгиты - только в послемагматических. Клинопироксены двух других групп встречаются в метасоматитах обоих этапов. Ромбические пироксены установлены только в скарнах и околоскарновых породах магматического этапа.

Рассмотрим особенности пироксенов каждой из этих групп.

Ф а с с а и т ы и д и о п с и д ы в наиболее магнезиальной их части в аподолломитовых скарнах, по-видимому, связаны между собой переходами, и различие их затруднено. Химическому составу и оптическим свойствам этих пироксенов посвящены статьи автора (Шабьин, 1969б; Šabynin, 1970), поэтому ниже они характеризуются довольно кратко. Общая глиноземность этих пироксенов, количество Al_2 и железистость колеблется в широких пределах. Однако кривая зависимости величины светопреломления (n_g) от общей железистости (f_m) для этих пироксенов имеет вид, резко отличный от аналогичных по смыслу кривых, предложенных для ряда диопсид - геденбергит (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953) и глиноземистых разновидностей этих минералов - диопсид- и салит-авгита (Hess, 1949). На фиг. 30 упомянутые различия видны вполне отчетливо. Пироксены магнезиальных скарнов абиссальной фации в большинстве являются менее глиноземистыми (и с меньшим количеством Al_2) и более богаты MgO , SiO_2 , чем в гипабиссальной фации, что находится в согласии с данными экспериментальных исследований Мак Грегора (MacGregor, 1965), а также Хитенена и Шайпера (Hytönen, Schairer, 1961).

Возможно, следует учитывать и влияние величины активности глинозема в трансмагматических растворах в соответствующих зонах метасоматической колонки магнезиальных скарнов. При наличии в скарне шпинели в ассоциации с пироксеном величина химического потенциала глинозема в последнем может различаться в зависимости от величины активности в растворе Fe^{3+} или Fe^{2+} и

кислородного потенциала, что должно сказаться не только на составе шпинели, но и на глиноземистости (и железистости) сосуществующего с ней пироксена. Можно, по-видимому, представить и такую обстановку, в которой образование шпинели окажется невозможным, возникающий же пироксен будет обладать не только повышенной железистостью (главным образом за счет Fe_2O_3), но и существенной глиноземистостью.

Приблизительное представление о глиноземистости пироксена магнезиальных скарнов по величине их светопреломления можно получить, используя данные, послужившие для построения фиг. 45 (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Приблизительные значения глиноземистости (al) фассаитов в зависимости от величины их светопреломления (N_g)

N_g	$al = \frac{Al}{Al + Si + Fe + Mg} \cdot 100$	Al_2O_3 (вес.%)
До 1,710	До 10	До 7
> 1,710-1,725	> 10 до 15	> 7 до 10
> 1,725	> 15	> 10

Из других особенностей химического состава фассаитов и пироксенов диопсид-геденбергитового ряда в магнезиальноскарновых месторождениях характерно низкое содержание в них марганца (обычно в сотых процентах MnO). Лишь в месторождениях, подвергшиеся скарнированию породы которых содержат значительные количества марганца, последний отмечается в пироксенах и в других скарновых минералах в повышенных количествах (железорудные месторождения Горной Шории и др.).

Диопсид- и салит-авгиты в абиссальной фации распространены в околоскарновых породах и в жильных магнезиальных скарнах по алюмосиликатным породам (зоны a' , y), а в гипабиссальной фации - в составе известковых скарнов и околоскарновых пород эндоконтакта (зоны a' , a_1) и апомагнезиальных известковых скарнов экзоконтакта. Между этими пироксенами и пироксенами ряда диопсид-геденбергит также существуют переходы химическом составе, поэтому различия тех и других только на основе оптических свойств затруднено (особенно в магнезиальной части). Зависимость между величиной светопреломления (N_g) и общей железистостью (fm) диопсид- и салит-авгитов на фиг. 45 представлена кривой X. Хесса, в основе которой лежат характеристики пяти образцов из коллекции Б. Леонарда. Приводимые им описания условий нахождения и минеральных ассоциаций скарнов, сложенных этими пироксенами (Leonard, Buddington, 1964), убеждают нас в том, что анализировавшиеся образцы взяты из месторождений магнезиальноскарновой формации, однако из различных парагенезисов. Три из них с железистостью более 30% принадлежат к послемагматическим известковым скарнам, и кривая X. Хесса как бы объединяет маложелезистую часть пироксенов магнезиальных скарнов и пироксены апомагнезиальных известковых скарнов. Содержание глинозема в этих трех пироксенах находится в пределах 2,7-5,1%, а Na_2O - 0,35-0,46%.

Представления В. А. Жарикова (1966б, 1968б) о принадлежности пироксенов апомагнезиальных известковых скарнов к безглиноземистым разновидностям диопсид-геденбергитового ряда требуют уточнения. Вряд ли можно сомневаться в том, что в зависимости от наличия и характера сопровождающих такой пироксен новообразований (ксантофиллит, гранат, везувин и т.д.), возникающих при замещении шпинель-фассаитового скарна, глиноземистость пироксена будет существенно различной. Имеющиеся в нашем распоряжении образцы пироксенов данной группы обладают следующими свойствами.

Пироксен из гроссулярового экзокарна месторождения Накпай (Исмаилов, 1953): $f_m = 16,9\%$, $N_g = 1,704$, $Al_2O_3 = 11,17\%$.

Пироксен из известкового скарна по шпинель-фассаитовому скарну (Некрасов, 1966, стр. 148): $f_m = 41,6\%$, $N_g = 1,726$, $Al_2O_3 = 3,08\%$.

Пироксен из везувияльной зоны контакта Теннберг (Eckermann, 1924): $f_m = 34,6\%$, $N_g = 1,723$ и $Al_2O_3 = 0,65\%$.

Пироксен из гранатового скарна (Граменицкий, 1966б): $f_m = 24,1\%$, $N_g = 1,709$, $Al_2O_3 = 3,98\%$.

Содержание Na_2O определено лишь в трех из этих пироксенов и составляет 0,4% (в двух) и 0,26% (в сумме с K_2O) в одном из них. Нанесение этих характеристик на кривую Х.Хесса на фиг. 45 подтверждает соответствие данной кривой послемагматическим пироксеном апомагнезиальных скарнов. Не охарактеризованные оптически пироксены из апомагнезиальных известковых скарнов месторождений Шерегешевского (по материалам В. Н. Шаропова) и Чанлушан (Hsieh a. o., 1935) содержат соответственно 5,4 и 6,9% Al_2O_3 при $f_m = 29,4$ и 97%.

Наряду со сказанным выше о пироксенах диопсид-геденбергитового ряда как о породообразующих минералах апомагнезиальных известковых скарнов необходимо заметить следующее.

В скарнах отдельных месторождений (например, в Майхуре, см. ниже) наблюдается интенсивное замещение магнезиальных пироксеновых скарнов магматического этапа железистыми пироксенами известковых скарнов. Тонкая изометрическая зернистость исходного пироксена при этом как бы наследуется в структуре возникающего скарна. В участках развития граната, часто сопровождающегося здесь гнездо- и жилообразными выделениями обильного кварца и отложением шеелита, тонкозернистая масса железистого пироксена перекристаллизована с появлением крупнокристаллических масс геденбергита. Кристаллы последнего обнаруживают близкоодновременное с кварцем образование в условиях начавшегося кислотного выщелачивания. Несмотря на значительные размеры, которых достигают иногда такие кварц-гранат-геденбергитовые породы в телах апомагнезиальных скарнов, их, видимо, не следует причислять к скарновым образованиям. Аналогичные им геденбергит-кварцевые, богатые шеелитом жильные выделения известны и в гранат-пироксеновых скарнах по известнякам (например, в месторождении Яхтон).

Таким образом, между пироксенами магнезиальных скарнов, с одной стороны, и глиноземсодержащими диопсидами, салитами и ферросалитами апомагнезиальных известковых скарнов, железистость которых определяется по кривой Х.Хесса, с другой — существует геологическая и петрологическая связь. Она состоит в последовательном развитии салит-авгитов в составе послемагматических известковоскарновых ассоциаций на месте и за счет существенно глиноземистых, шпинель- и основных плагиоклазсодержащих магнезиально-скарновых пород магматического этапа.

Как уже говорилось, пироксены типа салит-авгитов характеризуют не только апомагнезиальные известковые скарны; они типичны и для жильных магнезиальных скарнов по алюмосиликатным породам (гнейсам и др.) в месторождениях абиссальной фации. Среди пироксенов этой части скарнов (замещающих кварцсодержащие породы) фассаитовые разности не встречаются. Химический состав и оптические свойства этих пироксенов изучены слабо, и данные по двум образцам, приведенные в табл. 4, возможно, не являются достаточно характерными. Первый из анализированных пироксенов табл. 4 относится к скарновой части образца, фотография которого представлена на табл. II, 6. Скарны, из которых происходит второй образец, сложены пироксеном с переменными количествами реликтовых полевых шпатов и залегают в гнейсовых породах. Местами они сильно замещаются роговой обманкой и несут магнетитовое оруденение (Hotz, 1953; Postel, 1952). О пироксене, химический анализ которого приведен в табл. 4, А. Постель (Postel, 1952, стр. 42) говорит, что этот пироксен не определяется с удовлетворительной точностью по диаграмме А. Винчелла для группы диопсид — геденбергит — акмит (он точно определяется по кривой Х.Хесса. — Л. Ш.). Приведенные данные хорошо допол-

няются характеристиками трех пироксенов, химические анализы которых имеются у Б. Леонарда и А. Баддингтона (Leonard, Buddington, 1962, стр. 26, табл. I, обр. 6L, 7L, 8L). Оптические свойства этих салит-авгитов были изучены Х. Хессом (Hess, 1949) и положены в основу известной его диаграммы состав - свойства пироксенов скарнов Адирондака (в ее более железистой части).

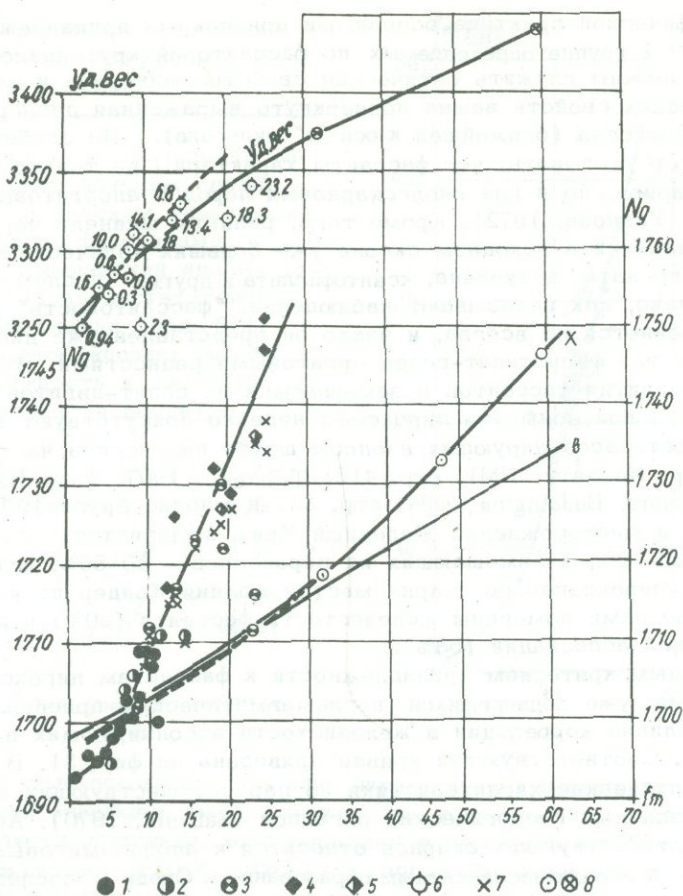
Пироксены жильных скарнов, развивающихся по алюмосиликатным породам (роговиком и др.) сопряженно с магнезиальными скарнами по доломитам, в гипабиссальной фации не исследованы. Можно лишь предполагать их салит-авгитовый характер.

Несколько особняком стоят пироксены внезональных известковых скарнов некоторых магнезиальноскарновых месторождений, обозначенные как ферриавгиты (Свешникова, Шабынин, 1961). Для их химического состава характерны значительные количества Al_2O_3 (3-5%) и Fe_2O_3 (3-8%) при довольно высоком содержании CaO и низком - щелочей и титана. Из оптических свойств ферриавгитов наиболее характерны окраска и резкий плеохроизм (чаще всего: Np - темная сине-зеленая, Nm - травяно-зеленая, Ng - желто-бурая) с эгириновой схемой абсорбции и сильно выраженным несопадением осей оптической индикатриссы с осями эллипсоида поглощения. Кривая зависимости величины светопреломления пироксенов данной группы от их общей железистости (Свешникова, Шабынин, 1961) отличается от кривых диаграммы фиг. 30.

Т а б л и ц а 4

Химические анализы (в вес.%) пироксенов жильных магнезиальных скарнов в гнейсах

Компоненты	1	2	Кристаллохимические формулы
SiO ₂	49,53	52,11	1. $(Ca_{0,92}Na_{0,05}Mg_{0,03})(Mg_{0,67}Fe_{0,29}^{2+}Fe_{0,08}^{3+}Mn_{0,01})[Si_{1,87}Al_{0,08}]O_6$
TiO ₂	Следы	0,06	
Al ₂ O ₃	1,66	1,86	2. $(Ca_{0,81}Na_{0,12}Mg_{0,07})(Mg_{0,56}Fe_{0,25}^{2+}Fe_{0,13}^{3+}Al_{0,04}Ti_{0,02})[Si_{1,96}Al_{0,04}]O_6$
Fe ₂ O ₃	2,70	4,59	
FeO	9,03	7,93	1. Месторождение Таежное. Скарн по мигматитовому гнейсу (табл. II, 6), пироксен и полевые шпаты частью замещены сине-зеленой роговой обманкой с Ng = 1,686, fm = 43%. Аналитик В. А. Молева, ИГЕМ АН СССР. 2. Месторождение Тремблей Майн (Адирондак). Пироксеновый скарн с роговой обманкой и реликтовой примесью кварца; значения 2V и с: Ng даны как средние из девяти определений (Postel, 1952, стр. 42).
MnO	0,28	0,23	
MgO	12,35	11,32	
CaO	22,66	20,16	
Na ₂ O	0,72	1,61	
K ₂ O	0,12	0,06	
H ₂ O ⁻	-	0,05	
H ₂ O ⁺	-	0,12	
С у м м а	99,05	100,10	
Уд. вес			
Ng	1,720	1,7240	
Np	1,693	1,6977	
+2V	61 ^o	64 ^o	
с: Ng _{Fe}	41 ^o	52 ^o	
fm = $\frac{Fe + Mg}{Al} \cdot 100$	34,2	38,4	
$\gamma = \frac{Al}{Al + Si + Mg + Fe} \cdot 100$	2,5	2,6	



Ф и г. 30. Диаграмма зависимости светопреломления (N_g) от общей железистости (f_m) скарновых пироксенов. Крутонаклонная кривая соответствует пироксенам магнезиальных скарнов (фассаитам)

1 - a_l до 5%; 2 - $a_l = 5,1-10\%$; 3 - $a_l = 10,1-15\%$; 4 - $a_l = 15,1-20\%$; 5 - $a_l > 20\%$; 6 - точки уд. веса (цифры рядом с ними - значения a_l в пироксене); 7 - точки, скорректированные по TiO_2 ; 8 - точки кривых X.Хесса (X); В - кривая Винчелла

Промежуточное положение между ферриавгитами и салит-авгитами занимают пироксены, ассоциирующие со скаполитом в околоскарновых породах. Наблюдения показывают, что одновременно с замещением плагиоклаза скаполитом в оптических свойствах пироксена происходят отчетливые изменения. Окраска пироксена становится более густой (до зелено-черной в штуфах), по оси N_g появляются ясные голубоватые и даже синеватые оттенки. Химические анализы четырех таких пироксенов с железистостью $f_m = 16\%$ (Сердюченко, 1966) и $f_m = 35,39$ и 54% (Копылов, 1966) показали, что этим пироксенам свойственны повышенная магнезиальность и значительная величина отношений $Fe^{3+} : Al$ и $Fe^{3+} : Fe_{общ}$. Если характер зависимости величины от общей железистости пироксенов данной группы сохраняется таким же, как в анализированных четырех образцах (их N_g соответственно равны 1,702; 1,728 и 1,736), то определение их железистости с удовлетворительной точностью может производиться как по кривой X.Хесса для салит-авгитов, так и по кривой для ферриавгитов.

Поскольку применение той или иной кривой для определения общей железистости скарнового пироксена по измеренной величине N_g требует ориентировки в принадлежности минерала к одной из его охарактеризованных разновидностей, необходимо заметить следующее.

В петрографической практике основными признаками принадлежности скарного пироксена к группе определяемых по фассаитовой крутонаклонной кривой (см. фиг. 30) должны служить оптические свойства минерала и его парагенезис. Из оптических свойств важна подчеркнута выраженная дисперсия оптической оси "В" пироксена (ближайшей к оси "с" минерала). Из особенностей парагенезиса следует учитывать, что фассаиты характерны не только для шпинель-содержащих скарнов, но и для околоскарновых пород с анортитовым плагиоклазом (Шабынин, Унанова, 1972). Кроме того, реликты шпинели нередко сохраняются и при наличии в исходном скарне уже больших количеств флогопита и паргасита или граната, везувиана, ксантофиллита и других послемагматических минералов. Однако, как показывают наблюдения, "фассаитовость" реликтового пироксена сохраняется не всегда, и часто он представлен уже диопсид- и салит-авгитовыми или ферросалит-геденбергитовыми разностями. В силу последовательного развития фассаитов и замещающих их салит-авгитов в скарнах шпинель-пироксеновой зоны эти пироксены нередко присутствуют вместе. При этом железистость ассоциирующих в одном штуде пироксенов часто резко различается (Гитар, Лаффитт, 1961, стр. 416; Trüstedt, 1907; Wang, Hsiung, 1935; Jahns, 1944; Leonard, Buddington, 1964, стр. 33; и многие другие). По сообщению П. В. Комарова, в месторождении Железный Кряж железистость фассаитов составляет около 10-12%, а замещающих их пироксенов - 50-55%. В одном из образцов шпинель-пироксенового скарна месторождения Кондер из коллекции М. А. Богомолова нами измерены железистость фассаита (20%) и пироксена известковоскарновой ассоциации (53%).

Дополнительным критерием принадлежности к фассаитам пироксена магнезиальных скарнов, уже подвергшихся послемагматическим преобразованиям, может служить наличие корреляции в железистости ассоциирующих в скарне пироксена и шпинели. Соответствующая кривая приведена на фиг. 31. В основе данной кривой лежат оптические характеристики 88 пар сосуществующих пироксенов и шпинелей из различных геологических регионов (Шабынин, 1970). Абсолютное большинство соответствующих скарнов относится к аподоломитовым, часть же (15 образцов) - к апоалюмосиликатным образованиям. Среди последних представлены скарны абиссальной фации как магматического, так и послемагматического этапа. Естественно, что фассаитовые пироксены могут встречаться не только в скарновых образованиях доломитовых контактов; независимо от этого кривая корреляции величины их светопреломления от их общей железистости (см. фиг. 30) сохраняет свое значение¹. Что касается влияния титанистости фассаитов на точность определения их по диаграмме (см. фиг. 30), то в нашей статье (Шабынин, 1970) даны соответствующие практические рекомендации.

Салит-авгиты апомагнезиальных известковых скарнов, содержащих реликты шпинели, устанавливаются путем исключения принадлежности к фассаитам определяемого пироксена (нередко одного из двух одновременно присутствующих) из соответствующей характерной (стр. 39) ассоциации. Выше была показана принадлежность к салит-авгитам пироксенов околоскарновых пород эндоконтакта (в том числе скаполитовых), а также жильных магнезиальных скарнов по алюмосиликатным породам (в абиссальной фации). Геологическое положение и минеральные ассоциации тех и других пород достаточно хорошо обособлены.

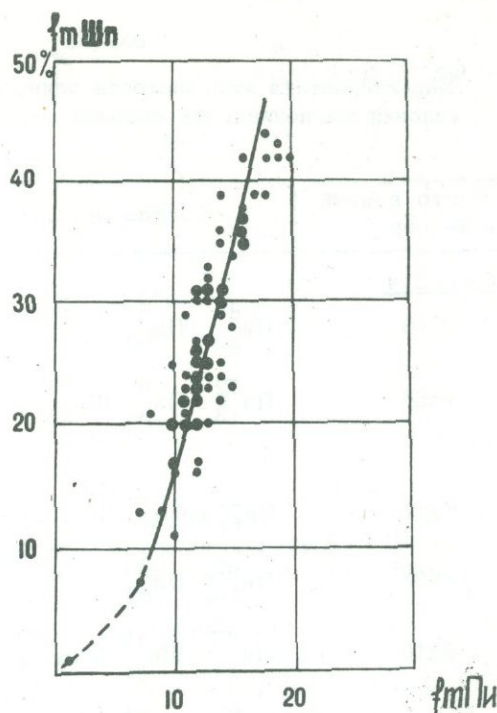
¹ Вызывает возражения попытка И. В. Гинзбург (1972) объединить в группе фассаитов все пироксены, содержащие Al_2 в количестве свыше 0,25 формульных единиц, независимо от всех других свойств этих пироксенов и условий их образования. Не говоря уже о том, что только высокое (диопсидовое) количество кальция и почти полное отсутствие натрия характеризуют фассаитовую разность пироксена, величины светопреломления минерала и особенности дисперсии оптических осей резко отличают фассаиты от авгитов той же глиноземистости и железистости. Необоснованной выглядит и величина Al_2 , выбранная И. В. Гинзбург в качестве нижней границы для фассаитов. Данные химических анализов пироксенов этой группы (Шабынин, 1969б) и рис. 30 позволяют видеть, что фассаитовые свойства пироксена хорошо выражены и при величинах Al_2 около 0,1.

Ф и г. 31. График корреляции железистости сосуществующих в скарнах фассаита и шпинели

Клинопироксены шпинель-энстатитовых скарнов изучены плохо. Судя по их оптическим свойствам, они являются не фассаитами, а диопсидами. Химический анализ такого пироксена из энстатитового с флогопитом скарна (обр. 5141 Таежного месторождения) показал его принадлежность к диопсиду. Вот этот анализ (в вес.%):

SiO ₂ - 54,07	CaO - 23,35
Al ₂ O ₃ - 0,10	Na ₂ O - 0,16
Fe ₂ O ₃ - 0,83	K ₂ O - 0,02
FeO - 3,48	H ₂ O ⁺ - 0,50
MnO - 0,19	С у м м а - 99,91
MgO - 17,21	

Аналитик О.Г. Унацова (ИГЕМ АН СССР).



Изменения химического состава клинопироксенов магнезиальных скарнов в поперечных сечениях зональных тел последних (или контактов их с активными интрузивами) наблюдаются постоянно, хотя выражены в различной степени резко.

В зоне кальцифиров и форстеритовых скарнов пироксен имеет железистость, большую, чем железистость ассоциирующего с ним форстерита, и меньшую, чем у присутствующей здесь же шпинели. Отмеченные пределы колебаний величины железистости этого пироксена, определявшиеся по замерам величин светопреломления минерала из большого числа различных месторождений, составляют 2-20%. При сопоставлении пироксенов смежных зон кальцифира и форстеритового скарна устойчиво отмечается более высокая железистость пироксена в скарне.

Содержание глинозема в пироксене кальцифиров, по-видимому, нередко составляет 2,5-3,5%, фассаит же из кальцифиров о-ва Шри-Ланка содержит более 7% Al₂O₃, а из контакта Фаринас дель Фрероне (Италия) (Bianchi, Dal Piaz, 1937) - 6,42% Al₂O₃.

В зоне шпинель-фассаитового скарна по доломитам железистость пироксена всегда выше, чем в смежной с ней зоне форстеритового скарна. Общие пределы колебания величин железистости и глиноземистости пироксена здесь велики (Sabunin, 1970), и встречаются как почти чистые диопсиды (Новое рудное тело месторождения Холь-Гол), так и железистые фассаиты (f_m = 20-22%). Отмечена повышенная железистость фассаита (17-20%) в магнетитовых рудах Шерегешского месторождения, образовавшихся в магматическом этапе (Шабынин, 1969а).

Пироксены инфильтрационных шпинель-фассаитовых скарнов по алюмосиликатным породам (см. фиг. 4 и табл. II, 7) изучены недостаточно. Железистость анализированного образца такого пироксена (обр. 8754) Таежного месторождения составляет 13,5%, т.е. несколько выше средней железистости, характерной для пироксенов аподолмитовых разностей скарнов аналогичного состава.

В зоне околоскарновых пород экзоконтакта магнезиальные разности фассаитов неизвестны. Определенная по величинам светопреломления их железистость для каждого конкретного сечения скарнового тела здесь во всех случаях превосходит железистость пироксенов из пород более внешних зон. Конкретные характеристики на примере некоторых изученных контактов Таежного месторождения показаны в табл. 5.

Характеристика железистости клинопироксенов по зонам метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматического этапа

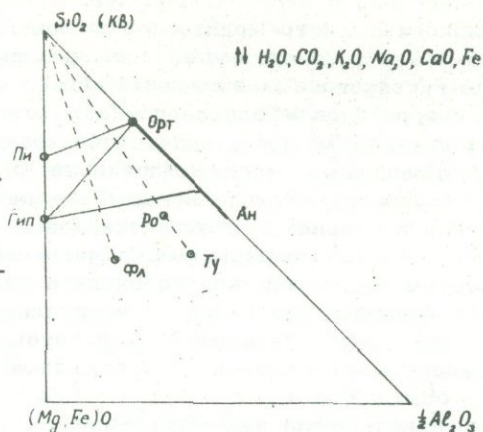
Место взятия и № обр.	Состав породы				Место взятия и № обр.	Состав породы			
Скв. 274									
8554	Пи ₂₂ ⁸⁵	Пл ₉₆ ⁵							
8556	Пи ₁₃ ⁷²	Пл ₉₆ ⁹	Шп ₂₅ ¹³	Фл ₇ ⁶	Скв. 261				
					8767	Пи ₂₅ ⁵⁵	Пл ₄₄ ²⁰	Ро ₂₇ ²⁵	Фл
8557	Пи ₁₁ ²¹	Фл ₆ ⁷⁹	Шп, Ка		8763	Пи ₁₄ ⁶⁵	Шп ₃₁ ³	Пл ₂₇ ²⁷	Акт ⁵
8593	Пи ₁₈ ⁶⁰	Пл ₈₂ ⁴⁰			8762	Пи ₁₁ ⁹⁴	Шп ₂₄ ⁴	Ка ¹	Парг ₁ ¹
5216	Пи ₁₄ ⁸⁵	Шп ₃₁ ¹²	Парг ²	Пл, Ту	8761	Пи ₉ ⁸⁰	Фл ₆ ¹⁵	Ка ⁵	Шп
5215	Пи ₁₁ ⁸⁰	Фл ₁ ²⁰	Шп						

П р и м е ч а н и е. Цифры внизу у символов минералов означают их железистость, а вверху – количество минерала в породе (в объемн %).

Железистость салит-авгитов в околоскарновых породах по гнейсам (и роговикам) в зоне, смежной с околоскарновыми породами экзоконтакта (зона а'; см. фиг. 27), соответственно несколько выше, чем в зоне (а) ($f_m = 25-30\%$), и лишь в двупироксеновых (с гиперстеном) разностях этих пород встречаются клинопироксены с меньшей железистостью. Для скаполит-пироксеновых пород флогопитовых месторождений Алдана Б. М. Шмакин (1961) указывает пределы колебаний железистости пироксена от 20 до 40%. Величины светопреломления пироксенов аналогичного состава пород Пионерского месторождения показали, что их железистость колеблется в пределах 28-32%. Среди салит-авгитов в жильных (внезональных) магнезиальных скарнах по кварцсодержащим алюмосиликатным породам преобладают разности с железистостью в 30-40%. Как уже говорилось, железистость пироксенов известковоскарнового комплекса в перечисленных зонах, как правило, превосходит железистость пироксена магнезиальных скарнов в этих зонах. Изменения железистости данных пироксенов в направлении от интрузивного контакта в сторону кальцифира недостаточно изучены. В месторождениях без магнетитового оруденения общая тенденция этих изменений как бы наследуется от указанной выше для пироксенов магнезиальных скарнов. В железорудных месторождениях со значительным и неравномерно проявленным инфильтрационным известковоскарновым замещением изредка отмечается более высокая железистость пироксена и в участках, более удаленных от интрузивного контакта. Для известковых скарнов эндоконтакта (зона д₁; см. фиг. 27) характерна большая железистость пироксена, чем в смежной зоне экзоконтакта. Диопсидовые разности пироксена здесь почти неизвестны, оптические измерения чаще всего указывают на салит-авгиты с $f_m = 30-50\%$.

Среди продуктов изменения пироксенов в скарновой стадии послемагматического этапа главными являются флогопиты и роговые обманки, реже турмалин, а в гипабиссальной фации также гранат, везувиан, реже монтичеллит и мелилит. Развитие слюд, роговых обманок и турмалина в околоскарновых породах, содер-

Ф и г. 32. Диаграмма "состав - парагенезис", поясняющая замещения типа: Пи (Гип) + Пш → Ро (Фл, Ту) + Кв



жащих ортоклаза, часто сопровождается выделением некоторого количества кварца, образующего обычно симплектоидные сростки с этими минералами (табл. Ш,8,9).

Существование реакций замещения в данном случае хорошо видно на диаграмме "состав - парагенезис" (фиг. 32), на которой конноды пироксенов с ортоклазом пересекаются коннодами Фл-Кв, Ро-Кв и Ту-Кв.

Коннода Пи-Пл не показана, так как отвечает иным условиям щелочности, чем принятые на данной диаграмме; легко можно видеть, что и замещение Пи + Пл может приводить к тем же качественным результатам, что и замещение Пи + Орт. Различия будут лишь в количестве кварца, выделяющегося со слюдой, роговой обманкой или турмалином. Условия этих реакций замещения, очевидно, соответствуют понижению щелочности послемагматических растворов. Выделяющийся кварц, количество которого иногда доходит до 10% объема породы (табл. Ш,1), проникает и в стыки других минералов, не участвующих в обсуждаемых реакциях. На табл. Ш,2, например, значительная часть стыков магнетита с плагиоклазом несет "микроркладку" кварца. Из более низкотемпературных гистерогенных минералов преобладают амфиболы ряда тремолит - актинолит, хлориты, серпентин и тальк. Нужно заметить, что клинопироксены серпентинизируются во много раз хуже ассоциирующего с некоторыми из них форстерита и менее подвержены замещению тальком, чем энстатиты.

Элементы-примеси в пироксенах различных типов по зонам метасоматической колонки систематически не изучались. Некоторые данные приведены в работах И. Я. Некрасова (1966) и А. Е. Лисицына (1970). Сопоставление этих данных с аналогичными данными по пироксенам скарнов Питкяранты, Таежного и других месторождений, имеющих различный состав оруденения, показывает, что в пироксенах (шпинелях, форстеритах) скарнов магматического этапа содержания рудных элементов являются низкими, тогда как в пироксенах замещающих их известковых скарнов эти же элементы часто содержатся в гораздо больших количествах.

Ромбические пироксены в породах магнезиально-скарнового комплекса установлены только в абиссальной фации. В ассоциации с форстеритом и фассаитом, а также в обособленной зоне (б¹; см. фиг. 27) они представлены энстатитом, в околоскарновых же породах обеих частей контакта - гиперстеном. Химические анализы энстатитов шпинельсодержащих скарнов показывают значительные количества глинозема. По химическим анализам двух образцов из скарнов Юго-Западного Памира в одном из них заключено 1,15% Al₂O₃ (по личному сообщению И. А. Зотова), а в другом - 5,23% (Россовский, 1963). Железистость энстатита в скарнах, как правило, не превышает 15%, и лишь в магнетитовых рудах магматического этапа (месторождение Эмельджак) она поднимается до 23-25%.

На примере Таежного месторождения можно отметить, что в околоскарновых породах обеих частей контакта (зоны а и а'; см. фиг. 27) железистость гиперстена редко опускается ниже 20% (в ассоциациях с клинопироксеном) и поднимается выше 45%. Глиноземистость гиперстена в этих породах не установлена. В близскарново-измененных гнейсах железистость гиперстена не превосходит 10-12% (Шабьнин, 1967).

Послемагматические изменения сказываются на энстатите сильнее, чем на ассоциирующих с ним клинопироксенах. Из высокотемпературных преобразований

гиперстена в скарнах наиболее распространено замещение его антофиллитом, флогопитом и тремолитом, а в околоскарновых породах – флогопитом, роговой обманкой и реже турмалином с переменным количеством кварца (табл. II 8,9). Из гистерогенных изменений можно отметить замещение энстатитов тальком и гиперстенов – микроволокнистым амфиболом. Оталькование захватывает иногда крупные массы скарна с образованием промышленных скоплений талька (Мульдоджское месторождение на Юго-Западном Памире).

Соотношение железистости совместно присутствующих клино- и ортопироксенов в скарнах и в околоскарновых породах, таково, что до величины $f_m = 10-12\%$ ассоциирующие пироксены имеют равную железистость. Однако с ростом последней, как показали исследования А.А. Маракушева (1965), поле устойчивости гиперстена относительно диопсида расширяется. Результаты оптического изучения нами 49 пар пироксенов скарнов и околоскарновых пород Таежного месторождения подтверждают эти данные А.А. Маракушева.

Монтичеллит и мервинит в составе скарнов магматического этапа известны только в качестве главных минералов, Монтичеллит вместе со шпинелью и кальцитом слагает отдельную зону метасоматической колонки (Богомолов, 1964; Синяков, 1967). Химический состав и оптические свойства детально изучены лишь для монтичеллита Леспромхозного месторождения (Синяков, Синякова, 1961). Мервинит более редок. В месторождении Гавасай он слагает зону, смежную с монтичеллитовой (более внутреннюю) в составе скарнов магматического этапа (Дженчураев, 1970). Для мощной зоны мервинитового скарна месторождения Иглика, описанного В.Ивановой-Панайотовой (1962), положение в разрезе метасоматической колонки и принадлежность к образованиям магматического этапа неясны. Продуктами низкотемпературного изменения монтичеллита и ассоциирующей с ним шпинели являются чаще всего амезит, серпентин и вторичный кальцит.

Шпинель – типоморфный минерал магнезиальных скарнов. Встречается в породах всех зон экзоконтакта, а в абиссальной фации и в фассаитовых скарнах – и в околоскарновых породах по пегматитам и гнейсам. При различных изменениях исходного скарна вместе с фассаитом шпинель служит источником глинозема для вновь возникающих глинозесодержащих минералов. К последним относятся флогопит, паргасит, амезит, гидроталькит, сингалит, серендибит, сапфирин, дравит, корунд, диаспор, ксантофиллит, гроссуляр, мелилит, а в скарново-грейзеновых ритмически-полосчатых породах – еще и хризоберилл, тааффеит и другие минералы бериллия, везувиан, мусковит, турмалин и т.д.

Шпинель окрашена в основном в зеленый цвет различной густоты и оттенков. Более редки – розовая, красная и желтая окраска. Химические анализы шпинелей (Сумин, 1950, 1951; Жеру, 1961; Галюк, Шмакин, 1961; Davidson, 1942–1943), а также наши многочисленные замеры величины светопреломления показывают, что железистость шпинели в кальцифирах колеблется в пределах 5–20% ($N = 1,716-1,738$), а в пироксеновых скарнах $\approx 15-40\%$ герцинитовой составляющей. Железистость шпинели в околоскарновых породах, по-видимому, лишь редко может опускаться ниже 25%. В полосчатых породах скарново-грейзеновых месторождений шпинель магматического этапа представлена плеонастом ($N = 1,733-1,760$).

В процессе замещения везувианом, слюдами, турмалином эта шпинель частично перекристаллизовывается (табл. III,3) и становится более железистой (до герцинита с $N = 1,809$) и существенно цинковой (до 3% ZnO). Наличие примеси цинка от десятых долей процента до 2,4% ZnO отмечено в шпинелях из скарнов ряда месторождений (Сумин, 1950, 1951; Bennet, 1962; и др.). Шпинель ганитового состава встречается в так называемых рудных кварцитах части железорудных и полиметаллических месторождений Центральной Швеции (Magnusson, 1950, 1960), а также в скарнах, вмещающих медно-цинковые руды, одного из месторождений США (Salotti, 1955).

Характер корреляции железистости шпинели и ассоциирующего с ней фассаита рассмотрен выше (см. фиг. 31), коррелятивные же отношения в парах шпинели с послемагматическими пироксенами известковых скарнов отсутствуют.

В качестве гистерогенного в микровыделениях по трещинкам зерен шпинели изредка встречается корунд, хотя чаще в той же позиции появляется диапор (табл. III, 4). Значительные распространения последнего известны в скарнах Алдана, Мадагаскара, а также в контакте гранита Кверигут в Пиренеях (Struwe, 1958) и в некоторых ритмически-полосчатых породах (Sainsbury, 1963). Согласно Ф.Бёрчу (Birch, 1966), температура реакции диапор → корунд + H₂O при изменении давления от 0,5 до 5,0 кбар смещается сравнительно незначительно (с 355 до 430°). Вследствие этого и обратная реакция может до известной степени служить геологическим термометром. Более низкотемпературные продукты изменения шпинели представлены амезитом и гидроталькиитом.

А м е з и т и близкие к нему хлориты (шериданит и др.) широко распространены, но редко выходят за пределы значения примеси. Химические анализы семи образцов амезитов из различных месторождений показали, что содержание Al₂O₃ колеблется от 12,7 до 29,3% и MgO — от 22,9 до 35,7%. Вместе с некоторым количеством гистерогенного магнетита хлориты данной группы образуются как с непосредственным замещением шпинели, так и за счет флогопита. Их интенсивное развитие в отсутствие флогопита указывает на условия пониженной щелочности растворов в конце скарновой стадии. В микролистоватых агрегатах около зерен шпинели амезит иногда ошибочно принимается за брусит. Апоскарновые шериданитовые породы описаны в Леспромхозном месторождении (Синяков, 1967).

Г и д р о т а л ь к и т — типоморфный минерал шпинельсодержащих кальцифиров и скарнов, затронутых низкотемпературными послемагматическими изменениями. Развивается почти исключительно за счет шпинели (табл. III, 5–7), при ее гистерогенном разложении (Roy, Osborne, 1951). Необходимо согласиться с Х.Струве (Struwe, 1958, стр. 278), который считает, что гидроталькиит распространен, по-видимому, значительно шире, чем это устанавливается по литературным данным, так как он нередко ошибочно принимается за серпентин или амезит. Интересно появление гидроталькиита в клиногумит-людвигитовой массе с замещением людвигита и явно с использованием заключенного в последнем глинозема (табл. III, 8). Химический анализ одного из образцов такой, по-видимому, аполюдвигитовой, микроволокнистой гидроталькиит-ссайбелиитовой массы с рассеянным в ней пылевидным магнетитом, освобожденной от главной части магнетита и пирротина, был произведен Д.П.Сердюченко (1956) и показал значительное содержание глинозема (6,47%)¹.

И б о н и т очень редок. Описан в шпинель-пироксеновых (± плагиоклаз) скарнах Мадагаскара (Delbos, 1957; Besairie, 1966); характеризуется здесь содержанием (3,5%) редких земель.

С а п ф и р и н редок и известен лишь в скарнах абиссальной фации. Согласно И.А.Зотову (1966), встречается в шпинель-энстатитовой зоне на контактах магнезитов с гнейсами. Ассоциирует с антофиллит-жедритом, флогопитом и остатками энстатита и шпинели, а также с дистеном, кордиеритом и дравитом.

Из этих минералов д и с т е н в шлифах выглядит более ранним, чем к р д и е р и т и д р а в и т. Его крупные зерна в антофиллитовой массе окружены агрегатом мелких зерен кордиерита. Эта сплошная кайма сменяется иногда в сторону антофиллит-жедрита менее резко обособленной каймой из зерен дравита. Для дистена и кордиерита контакты участка месторождения Кугилал на Юго-Западном Памире являются единственным известным нам местом их совместного нахождения в магнезиальных скарнах. Аналогичны в ряде отношений обстановка и ассоциации находок сапфирина в скарнах Западной Австралии (Wilson, 1963). В Центральной Австралии и на Мадагаскаре сапфирин встречается в флогопит-пироксеновых породах (скарнах) и в "сакенитах" в ассоциациях со шпинелью, к которой на Мадагаскаре добавляется корнерупин (Lacroix, 1941),

¹ Эта смесь была ошибочно принята Д.П.Сердюченко за мономинеральную массу и после соответствующего пересчета ее химического анализа описана им как новый минерал "ферроалюмоашарит" (Шабынин, Митюшина, 1964).

а в Австралии - тааффеит и апатит (сапфиринов здесь содержит 0,65% BeO). Подробные характеристики сапфиринов Центральной Австралии приводят А. Уилсон и Д. Хадсон (Hudson, Wilson, 1966; Wilson, Hudson, 1967), а тааффеита - Д. Хадсон и др. (Hudson and др., 1967).

П л а г и о к л а з ы. Эта группа минералов распространена в породах зон а - а' и встречается в зонах а₁ и б метасоматической колонки (см. фиг. 27), а также в жильных внезональных скарнах. В аподоломитовых шпинель-фассаитовых скарнах плагиоклазы представлены битовнитом и анортитом и развиваются с замещением шпинели и пироксена (табл. IV, 1; Шабынин, Унанова, 1972а). В аналогичного состава породах по гнейсам (табл. II, 7) и в эндоскарнах, наоборот, плагиоклаз замещается шпинелью и пироксеном (табл. IV, 2, 3). В околоскарновых породах по доломитам основность плагиоклаза колеблется в широких пределах. В абиссальной фации встречается анортит, известен андезин (An₄₀), преобладают же битовнит и лабрадор, в гипабиссальной - абсолютно главенствуют битовнит и анортит. На примере околоскарновых пород по гнейсам в железорудных месторождениях Алдана установлено, что основность плагиоклаза снижается при наличии в породе калиевого полевого шпата. Зональные плагиоклазы в околоскарновых породах редки, и в отмеченных случаях ядро являлось более кислым (в ядре An₆₀, в краях An₈₅₋₉₃). В известковых скарнах эндоконтакта иногда встречаются реликтовые зерна плагиоклаза подвергшейся замещению интрузивной породы, а также шахматный альбит (по калиевым полевым шпатам). Последний распространен и в жильных магнезиальных, и в известковых (с ферриавгитом) скарнах. В жильных скарнах по гнейсам плагиоклаз встречается лишь как реликтовый. Появляющийся иногда в аподоломитовых околоскарновых породах калиевый полевой шпат по отношению к плагиоклазу, как правило, выглядит в структуре более поздним (табл. IV, 4).

В двупироксеновых разностях околоскарновых пород ортоклаз появляется вместе с гиперстеном, и налицо смена ассоциации Пи+Пл ассоциацией Гип+Орт, что соответствует условиям повышения щелочности растворов. В данной реакции замещения выступают и более основные свойства магния, чем кальция. На микрофотографии такой околоскарновой породы (табл. IV, 5) взаимоотношения полевых шпатов и пироксенов вполне отчетливы.

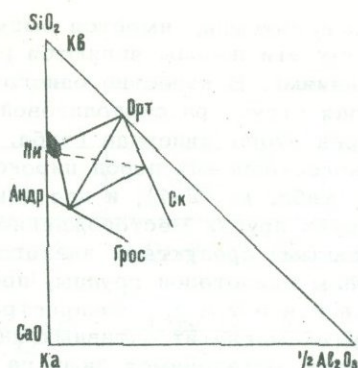
Послемагматические изменения плагиоклаза аподоломитовых околоскарновых пород в скарновой стадии послемагматического этапа, выражаются в скаполитизации, замещении роговой обманкой, флогопитом и турмалином, а более низкотемпературные - альбитизацией и эпидотизацией, также замещением преитом и серицитом. При известковоскарновом замещении плагиоклазы дают начало гранатам и везувиану, иногда - аксиниту и датолиту.

В скарново-грейзеновых ритмически-полосчатых породах битовнит и анортит сохраняются редко, подвергаясь замещению со стороны роговой обманки, известковоскарновых минералов и др. **А л ь б и т** встречается почти исключительно в метасоматических жилках с переменными количествами кварца.

К а л и е в ы е п о л е в ы е ш п а т ы в нескольких генерациях, различия которых в химическом составе и оптических свойствах не изучены, встречаются в эндоскарнах, в околоскарновых породах обеих частей контакта, в жильных скарнах и близскарново-измененных породах.

В известковых эндоскарнах и в жильных магнезиальных скарнах ортоклаз и микроклин являются реликтовыми, и часто их зерна заняты уже шахматным альбитом. В околоскарновых породах калиевый полевой шпат появляется спорадически. Принадлежность его к образованиям магматического этапа в одних случаях устанавливается по наличию на его зернах мирмекитов, в других - остается неясной. В ряде месторождений (Таежное, Траверселла и др.) этот калиевый полевой шпат обладает в шлифах своеобразным санидиновым обликом и имеет небольшой (30-50°) угол оптических осей. В месторождениях Алданского шита ортоклазизация проявлена не только в околоскарновых породах (табл. IV, 6), но практически и во всех кристаллических сланцах, вмещающих скарново-рудные тела (табл. IV, 7). Поскольку все такие ортоклазизированные породы подвергаются затем послемагматическому магнетитовому оруденению, принимается, что этот процесс здесь соответствует началу гранитизации (Коржинский, 1936, стр. 61).

Фиг. 33. Диаграмма "состав - парагенезис", поясняющая взаимоотношения существенно андрадитовых скарнов и пироксен-скаполитовых околоскарновых пород в железорудных месторождениях Алдана



Во внезональных известковых скарнах абиссальной фации ортоклаз с андрадитом возникают по скаполит-пироксеновым породам. На диаграмме "состав - парагенезис" (фиг. 33) направление привноса CaO отвечает линии, соединяющей фигуративные точки ортоклаза и кальцита. Привнос CaO в условиях нарастания щелочности и железистости влечет смену ассоциации Пи+Пл (Ск) ассоциацией Анд+Орт (Ск_{Ca}).

Часть калиевого полевого шпата в околоскарновых и близскарновых породах образуется как еще более низкотемпературная (табл. IV, 8).

В скарново-грейзеновых ритмически-полосчатых породах ортоклаз (реже адуляр) вместе с кварцем образует метасоматические жилки, откладывается в друзовых пустотках скарнов с флюоритом, гранатом, эпидотом, появляется с мусковитовой слюдой в составе светлых полос, иногда сменяется топазом.

Скаполиты значительно распространены лишь в собственно флогопитовых месторождениях в магнезиальных скарнах, которые в работе не рассматриваются. В околоскарновых породах магматического этапа скаполиты появляются, замещая плагиоклазы. Основность скаполита в этих породах зависит от состава плагиоклаза исходной породы и колеблется в широких пределах, подчиняясь общим закономерностям, выявленным Д.С. Коржинским (1945), А.А. Маракушевым (1965), Д.Шоу (Shaw, 1960) и В.А. Жариковым (1966в). Сравнительно в немногих из известных месторождений хорошо развиты скаполитовые (с гранатом, пироксеном или волластонитом) околоскарновые породы и в эндоконтактах. Наибольшая мощность таких пород (около 10 м) отмечена нами в месторождении Холь-Гол.

В противоположность этому в зонах интенсивного просачивания послемагматических растворов, на что указывал А.А. Маракушев (1965), скаполитизация плагиоклазов нередко бывает интенсивной, и скаполит представлен довольно кислой разновидью, состав которой не зависит от состава плагиоклаза породы, подвергающейся скаполитизации. Примерами подобных условий развития скаполитовых околоскарновых пород могут служить железорудные месторождения Пионерское (на Алдане) и горы Кэйбл в Монтане (Emmons, Calkins, 1913, стр. 44).

Скаполиты Пионерского месторождения по замерам в большом числе образцов из различных участков имеют основность в пределах 25-45% мейонитовой составляющей (в среднем около 35%). При определении состава этих скаполитов лучшие результаты получались по диаграмме Г.Сундиуса (Sundius, 1916), чем по диаграмме А. Винчелла (Winchell, 1951). Это обстоятельство указывает на подчиненную роль хлора в составе обсуждаемых скаполитов. Химический анализ скаполита из рассматриваемых пород, приведенный Д.П. Сердюченко (1960г), показал содержание в минерале 36% мейонитовой составляющей. В этом образце отсутствуют хлор и SO₃, что ставит его особняком среди других скаполитов докембрия, которые, как показал Д.С. Коржинский (1947), характеризуются низким содержанием хлора, существенным - SO₃ и большим - CO₂. Можно отметить, что эта же характеристика справедлива и для скаполитов горы Мансьо (Eckermann, 1922). О происхождении скаполита пироксен-скаполитовых околоскарновых пород Пионерского месторождения, заключающих магне-

титовое оруденение, имеется высказывание Д. П. Сердюченко (1955), согласно которому эти породы являются регионально метаморфизованными лагунными отложениями. В качестве одного из главных доводов указывалась своеобразная торцовая структура скаполитовой массы с однородно полигональными очертаниями зерен этого минерала (табл. V, 1). Однако такая структура характерна и для окоскарновых пород пироксен-плагноклазового состава обеих частей контакта (табл. IV, 2-4), и для иных мономинеральных метасоматических пород во многих других месторождениях (табл. IV, 5).

Главными продуктами низкотемпературных изменений скаполитов являются минералы эпидотовой группы, пренит и серицит.

Магнетит распространен широко. Оставляя без рассмотрения акцессорный магнетит активных интрузивов и метаморфических пород контактового ореола, остановимся лишь на магнетите пород магнезиальноскарнового комплекса. Этот магнетит представлен по крайней мере тремя генерациями, наиболее ранняя из которых относится к магматическому этапу образования, вторая к скарновой и третья - к послескарновой стадиям послемагматического этапа. В последней, третьей генерации магнетит обычно выступает как продукт гистерогенного преобразования более ранних минералов (бруситизации периклаза, серпентинизации форстерита и диопсида, ссайбелитизации и бруситом замещении людвигита и суанита). Количественно эта часть магнетита в ортосиликатных рудах не превышает 5 объемн.%, и лишь в апольдвигитовых массах она иногда достигает 10-20%. Главная часть минерала в магнезиальных скарнах представлена послемагматическим магнетитом скарновой стадии. Закономерные различия в химическом составе и в микроструктурах магнетитов отдельных генераций почти не изучены, и разделение этих магнетитов в большинстве случаев производится с учетом их структурных взаимоотношений с минералами скарнов.

Химический состав магнетитов. Количество химических анализов магнетитов из железорудных месторождений различных регионов довольно велико, однако лишь для немногих из анализировавшихся образцов имеются сведения о минеральных ассоциациях магнетита и хотя бы о его предположительной принадлежности к магматическому или послемагматическому этапу. Между тем магнетиты из форстеритовых и из фассаитовых скарнов, естественно, различаются между собой, а вместе отличаются от магнетитов окоскарновых пород и жильных магнезиальных скарнов по гнейсам и другим кварцсодержащим породам. Полностью отсутствуют данные, позволяющие судить о тех возможных неточностях в определениях количеств примесей в магнетите, которые могли бы быть связаны с подготовкой проб к анализу; как показал В. К. Чистяков (1970), эти неточности могли быть существенными.

В табл. 6 приведена часть имеющихся химических определений содержаний Ti, Al, Mg и Mn в анализировавшихся магнетитах месторождений различных фаций глубинности. Данные по Таежному месторождению приводятся по материалам Н. Н. Перцева (устное сообщение), по Леспромхозному заимствованы у В. И. Синякова (1967), по Тейскому и Шерегешевскому - у В. А. Вахрушева (1965), по месторождению Крумово (Болгария) - по личному сообщению Л. Василева и по Магнетитовому Бурятской АССР - по Г. С. Румянцеву (1965).

Первые четыре анализированных образца Таежного месторождения представляют собой руды; в составе силикатной части двух из них главными минералами являются клиногумит, серпентин, реликты форстерита и людвигит, в остальных двух образцах добавляются энстатит и флогопит. Вторые четыре анализа относятся уже к магнетитам из руд в окоскарновых породах и жильных скарнах по гнейсам. В ассоциацию с магнетитом входят клинопироксен, гиперстен, роговая обманка, биотит, кварц и реликты полевых шпатов. Магнетиты Леспромхозного месторождения относятся к ортосиликатным (клиногумитовым с флогопитом и серпентином) разностям руд. Среди шерегешевских магнетитов по крайней мере часть относится к оруденению магматического этапа в шпинель-фассаитовых скарнах, подвергшихся в последующем известковоскарновому замещению. Для месторождения Крумово приведены анализ магнетита из руд магматического этапа (первая строка) и характеристики четырех послемагматических магнетитов скарновой стадии (вторая строка).

Содержания примесей в магнетитах некоторых железорудных месторождений в магнезиальных скарнах (в вес.%)

Месторождение	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO
Таежное (4 анализа)	<u>0,07-0,40</u> 0,23	<u>0,28-1,23</u> 0,64	<u>1,04-3,23</u> 2,1	<u>0,14-0,23</u> 0,16
Таежное (4 анализа)	<u>0,26-0,46</u> 0,35	<u>0,36-0,47</u> 0,42	<u>0,13-0,58</u> 0,39	<u>0,05-0,14</u> 0,08
Леспромхозное (6 анализов)	<u>0,03-0,07</u> 0,05	<u>0,38-3,78</u> 1,55	<u>1,24-1,73</u> 1,4	<u>0,65-1,39</u> 1,1
Тейское (9 анализов)	<u>0,15-0,51</u> 0,30	<u>0,0 -6,66</u> 2,22	<u>0,21-5,0</u> 2,1	<u>0,05-0,40</u> 0,14
Шерегешевское (6 анализов)	<u>0,14-0,76</u> 0,32	<u>0,51-3,11</u> 1,80	<u>0,18-0,83</u> 0,55	<u>0,39-1,97</u> 1,24
Крумово (4 анализа)	1,83 -	1,01 0,51-1,17	0,79 7,59-9,84	1,25 0,9-1,08
Магнетитовое (10 анализов)	<u>0,0-0,15</u>	<u>0,29-8,54</u> 2,15	<u>0,62-6,67</u>	<u>1,70-17,63</u> 8,46

П р и м е ч а н и е. В числителе даются пределы колебаний в содержаниях компонента, в знаменателе - его среднее содержание.

Как видно из табл. 6, все анализированные магнетиты малотитанисты и содержат повышенные количества глинозема и магнезия. Относительно более титанисты магнетиты магматического этапа и из скарнов по алюмосиликатным породам. Что касается марганца, то его количества в магнетите отчетливо отражают региональные особенности - повышенные содержания марганца в осадочных породах вмещающего комплекса (месторождения Горной Шории и Магнетитовое в Бурятии).

Вместе с тем лишь в бурятском Магнетитовом месторождении отношение Mn : Fe колеблется в широких пределах - 6:94 - 70:30 и доходит до якобитового.

Спектральные анализы показывают, что среди элементов-примесей в обсуждаемых магнетитах ванадий, кобальт и хром содержатся в небольших количествах (до 0,004%). И. Я. Некрасов (1966) указывает высокое содержание олова (до 0,46% Sn) в магнетитах Полярной Якутии. Особенности внутреннего строения магнетитов различных этапов не являются устойчивыми, и разделение магнетитов по времени их образования только на этой основе оказывается невозможным. Результаты оптических исследований магнетита в данном направлении приобретают определенность только в некоторых случаях и лишь с учетом минеральной ассоциации, а также структурного положения магнетита в рудной массе. В этих исследованиях большую роль играет наличие (или отсутствие) в магнетите структур распада твердых растворов с появлением микровростков шпинели и ильменита. При этом само по себе наличие таких вростков шпинели не решает вопроса о принадлежности заключающего их магнетита к той или иной генерации. Только гистерогенный магнетит всегда свободен от этих вростков. Магнетиты из скарнов по доломитам, как правило, содержат их в том или ином количестве. Однако в магнетите магматического этапа наряду с такими вростками шпинели обычно появляются зерна этого минерала, отчетливо замещающие магнетит по трещинкам и с краев (табл. V, 6).

Подобные формы развития шпинели в магнетите послемагматического этапа нами не наблюдались. Обращает на себя внимание, что в явно послемагматичес-

ких магнетитах из скарновых руд по гнейсам в месторождении Таежном (типа представленных на табл. II, 6; табл. VII, 1), в силикатной части которых главенствуют салит-авгит, роговая обманка и флогопит, распространены микровростки шпинели в структурах распада твердых растворов. Наряду с этим в послемагматических же рудах по пироксен-скаполитовым околоскарновым породам (Пионерское месторождение) как вростки шпинели, так и вростки ильменита в магнетите не были отмечены.

Как уже говорилось, повышенные содержания титана характерны для магнетитов из руд магматического этапа и послемагматических в скарнах по алюмосиликатным породам (см. табл. 6). Однако микровростки ильменита и в тех и в других магнетитах обнаруживаются не всегда, и какой-либо зависимости между количеством титана в магнетите и наличием в нем структур распада с появлением микровростков ильменита не устанавливается. Это положение было подчеркнуто и В. К. Чистяковым (1970), проводившим специальные исследования форм вхождения примесей в магнетит. Для части руд по алюмосиликатным породам присутствие микровростков ильменита устанавливается как в магнетите, образовавшемся до гранитизации, так и в магнетите послемагматического этапа.

Структурное положение выделений магнетита по отношению к другим минералам скарна или руды также не всегда однозначно определяет принадлежность магнетита к той или другой из его ранних генераций. Естественно, что в тех случаях (как в Леспромхозном месторождении), когда налицо апомагнезиальные известковые скарны, замещаемые магнетитом, принадлежность последнего к послемагматическому этапу не может вызывать сомнений. Однако в форстеритовых скарнах отличие такого магнетита от магнетита магматического этапа, который может присутствовать вместе с первым на основании структурных признаков, почти невозможно.

Вместе с тем установить или заподозрить присутствие магнетита магматического этапа в скарне нередко удается и по этим признакам (Шабынин, 1969а). В отличие от послемагматического магнетита, всегда замещающего скарновые минералы, магнетит магматического этапа сам подвергается замещению шпинелью и образует с ней зональные кристаллы. По отношению к этому магнетиту форстерит и фассаит часто обнаруживают признаки одновременного с ним развития. Группы зерен этих минералов вместе со шпинелью образуют сеть жилок в массе магнетита (фиг. 34; табл. VI, 2-4) и располагаются в интерстициях его зерен, хотя крупные их зерна замещаются агрегатами магнетита. В кальцифах группы зерен магнетита блокируются зернистыми каймами форстерита. По отношению к такому магнетиту магматического этапа не только паргасит и флогопит, но и салит-авгит, гранаты, везувиян являются (и выглядят в структуре) более поздними. Соответственно послемагматическое магнетитовое оруденение развивается уже с четким замещением перечисленных минералов преобразованных магнезиальных скарнов.

В околоскарновых породах обеих частей контакта в месторождениях абиссальной фации наряду с отчетливо послемагматическим магнетитом, замещающим пироксен и скаполит (табл. VII, 5,6; табл. VIII, 1), часто встречается магнетит, по отношению к которому калиевый полевой шпат и плагиоклаз, а иногда и гиперстен оказываются более поздними. Этот магнетит замещает тот или иной пироксен, а иногда несет прерывистые каемки шпинели. В стыках его зерен с зернами пироксенов располагаются плагиоклаз и калиевый полевой шпат, и от границ с магнетитом на последнем развиваются мирмекиты (табл. VII, 2-4).

Обращаясь к магнетиту наиболее поздней генерации в обсуждаемых скарнах, можно заметить, что особенности его состава не изучены. Морфологически он в большинстве случаев легко отличается от присутствующих вместе с ним других генераций минерала своей пылевидностью, а нередко и псевдоморфными, ограничениями агрегатов (табл. VI, 5,6; табл. VII, 1).

Ц и р к о н — обычный аксессуарный минерал скарнов и околоскарновых пород эндоконтакта и внезональных скарнов по алюмосиликатным породам вмещающего комплекса. В аподолмитовых разностях скарнов и околоскарновых пород редок.

М и н е р а л ы б о р а. Из этой группы минералов преимущественно распространены железисто-магнезиальные бораты и турмалин. Силикаты же бора

Фиг. 34. Магнетитовая руда с жилками форстерита. "Птигмагитовая" текстура по Л. Василеву (1969). Крумово, 1/4 нат. вел.



редки. Условия и формы нахождения, химический состав, оптические свойства, парагенезисы этих минералов в магнезиально-скарновых месторождениях в зависимости от физико-химических условий среды подробно охарактеризованы в монографии Н. Н. Перцева (1971), а также в обобщающих работах и статьях, посвященных находкам этих минералов. Кроме того, значительная литература на эту тему приводится в публикациях автора (Шабынин, 1955, 1961б; Шабынин и др., 1956, 1963, 1964), А. А. Маракушева (1960), Е. Н. Граменицкого (1966а), Н. Н. Перцева и др. (1968), С. М. Александрова и др. (Александров, Перцев, 1968; Александров и др., 1968). Известково-магнезиальным боратам посвящена серия статей (Лисицын, 1970; Лисицын, Малинко, 1968, 1969; Лисицын и др., 1965, 1966; Малинко, 1963а, б; Малинко, Цыденова, 1970; Малинко и др., 1966).

Данные гидротермального синтеза боратов обобщены в монографии И. Я. Некрасова и др. (1970), где приведен и исчерпывающий перечень работ в данной области.

Пользуясь наличием указанной и другой имеющейся специальной литературы, ограничимся лишь самыми сжатыми характеристиками отдельных минералов бора.

Общим для всех боратов, карбонато-боратов и боросиликатов, в магнезиально-скарновых месторождениях является их резко выраженный метасоматический характер, определяющийся, в частности, их развитием с замещением главных скарновых минералов в конце скарновой стадии послемагматического этапа. На микрофотографиях (табл. VII, 5, 6; табл. VIII, 1-7; табл. IX, 1-3) приведены отдельные примеры указанных взаимоотношений боратов с минералами скарнов. Поскольку наблюдаются пересечения кристаллов вонсенита жилками ильванита (Шабынин, 1961а) и развитие части магнетита с замещением людвигита (табл. IX, 4), следует принять, что первичные магнезиальные и железисто-магнезиальные бораты по времени выделения занимают такое же положение, как магнетит скарновой стадии. В околоскарновых породах бораты не встречаются, заменяясь здесь турмалином и силикатами бора.

Б о р к а р и т известен только в форстеритовых кальцифирах в месторождениях гипабиссальной фации. Ассоциирует с людвигитом, варвикитом, ссайбелиитом по котоиту и минералами кальцифира. Изредка образует в последнем обособленные тела (Перцев и др., 1965).

В а р в и к и т встречается в различных условиях глубинности (Watanabe, 1954; Шабынин, Перцев, 1956; Маракушев и др., 1960). В кальцифах образует рассеянную вкрапленность, ассоциирует с другими боратами - людвигитом, суанитом, сингалитом, ссайбелиитом, а также с минералами титана - гейкилитом или рутилом. В форстеритовых скарнах отмечен нами в Таежном месторождении и в **клиногумит-магнетитовых рудах Темиртау**, Н. Н. Перцевым (1971) - в Полярной Якутии. В породах других зон не установлен.

Г у л с и т очень редок. Описан в ассоциации с вонсенитом, гранатом, везувианом, пироксеном и магнетитом в кальцифирах, подвергшихся известково-воскарновому замещению (Knopf, Schaller; 1908).

Котоит образуется только в форстеритовых кальцифирах и лишь в условиях гипабиссальной фации (Шабынин, Митюшина, 1964). Относительно редок, но там, где появляется, часто образует значительные концентрации, имеющие промышленный интерес. Встречается обычно в тонкой вкрапленности, но известны и крупнозернистые компактные массы котоита в виде линз в кальцифирах. Характерно представлен в месторождениях КНДР, Востока СССР, Бэйца-Бихор в Румынии и в ряде других (Watanabe, 1943, 1967; Watanabe, Kato, 1956; Watanabe a. o., 1963; Перцев, 1971). В ассоциации с котоитом характерны кальцит, форстерит, клиногумит, шпинель, магнезиальный людвигит и алюмолюдвигит, суанит, варвикит, флюоборит и более поздние – ссайбелиит, серпентин и брусит. Последний нередко замещает котоит с образованием по нему псевдоморфоз (табл. IX, 5).

Курчатовит известен пока лишь в одном месторождении в клиногумитовых кальцифирах, подвергшихся частичному известковоскарновому замещению (Малинко и др., 1966; Малинко, Цыденова, 1970). Образует здесь промышленные концентрации, ассоциируя с сахаитом, диопсидом, гранатом, везувианом, свабитом, сфалеритом, магнетитом, а также с более поздними кальциевыми боратами – вимситом, пентагидроборитом, фроловитом и борато-арсенатом – канитом, неизвестными во всех остальных магнезиальноскарновых месторождениях.

Людвигит, вонсенит и алюмолюдвигит – характерные бораты магнезиальных скарнов. Наименее распространенным из них является алюмолюдвигит, известный в кальцифирах Крестмора (США), а в СССР – в Полярной Якутии (Перцев, Александров, 1964) и в Центральном Забайкалье (Канишев, Перцев, 1969). В последнем месторождении его ассоциация наиболее типична. В нее входят кальцит, форстерит и клиногумит, шпинель, котоит и флюоборит.

Людвигиты различной железистости в состав рудных масс многих месторождений входят одни или в ассоциации с другими боратами. В большинстве случаев железистость людвигита возрастает от внешних зон колонки к тыловым. В зоне периклазового мрамора магнезиальный людвигит является единственным первичным боратом, который изредка встречается в небольших количествах. Его игольчато-призматические кристаллы лучеобразно нарастают на кристаллы периклаза. При гистерогенных преобразованиях периклаза и людвигита ссайбелиит иногда развивается преимущественно с замещением брусита нодулей, а псевдоморфный агрегат на месте людвигита сложен кальцитом и пылевидным магнетитом.

В зоне кальцифиров людвигит собственных концентраций не образует, и его железистость здесь в различных ассоциациях не превышает 25%. Наиболее крупные из известных массы людвигита находятся в зоне форстеритового (клиногумитового) скарна и чаще всего в тесной ассоциации с магнетитом, образуя комплексные руды. Железистость людвигита в последних обычно не опускается ниже 30% и не превышает 50%. В зоне пироксенового скарна (с фассаитом или энстатитом) железистость людвигита редко бывает ниже 60% и обычно соответствует вонсенитовой. При наличии известковоскарнового замещения в породах той или иной из указанных зон железистость людвигита резко возрастает. Во многих месторождениях обнаруживаются две генерации людвигита, которые различаются морфологически и по железистости. При этом более поздняя игольчато-волокнистая разновидность минерала оказывается и более железистой. Различие железистости людвигита первой и второй генераций в Банате составляет 17% вонсенитового минерала (Kissling, 1967). С силикатами известковоскарнового комплекса в породах рассматриваемой зоны встречается уже вонсенит.

Значительное число химических и спектральных анализов людвигитов из различных месторождений часто показывает наличие в них 1–2% глинозема. Это количество может существенно меняться в пределах одного месторождения, какая-либо видимая зависимость между ними и железистостью минерала отсутствует (Александров, 1961; Перцев, Александров, 1964). При гистерогенном разложении людвигита заключенный в нем глинозем чаще всего связывается в гидроталькит (табл. III, 8). Вхождение глинозема в образующийся при том же

процессе ссайбелиит не происходит. Это показывают многочисленные анализы природных ссайбелиитов (Шабынин, Митюшина, 1964). Не возникали глинозем-содержащие разности минерала и при его гидротермальном синтезе (Некрасов и др., 1970). В ряде случаев псевдоморфозы по людвигиту сложены уже агрегатами брусита и магнетита (табл. I, 7) или кальцитом.

Людвигиты многих месторождений характеризуются наличием в них олова, количество которого может иногда достигать промышленных значений (Некрасов и др., 1965). Вместе с тем ассоциация людвигита с касситеритом является редкой (Wiese, Page, 1946; Page, 1945).

Сахаит известен только в кальцифирах гипабиссальной фации, в различной мере подвергшихся известковоскарновому замещению. В одном из регионов Восточной Сибири он встречается в линзообразных телах, содержащих обильные реликты котоита, почти неизменные зерна форстерита и хондрита, шпинели и людвигита (Островская и др., 1966; Перцев и др., 1968). Продукты низкотемпературных изменений сахаита в этих месторождениях представлены боркаритом ольшанскитом (Богомолов и др., 1969), бруситом и кальцитом. В другом регионе сахаит входит в рудные концентрации вместе с курчатовитом (см. выше).

Сингалит сравнительно редок, известен лишь в абиссальной фации. В Советском Союзе описан в Таежном месторождении (Шабынин, 1956). В этой же статье приводятся и сведения о находках минерала за рубежом. Дополнительно можно отметить находки сингалита в варвикитовых кальцифирах у дер. Чхейн (КНДР; Маракушев и др., 1966) и в ассоциации с серендибитом в Танзании (Bowden a. o., 1969). В ассоциации с сингалитом характерны шпинель, форстерит или клиногумит, кальцит и доломит, людвигит, варвикит, а также суанит в различных сочетаниях. Сингалит развивается с замещением шпинели в виде микрокаемок по краям ее зерен, реже образует полные псевдоморфозы (Шабынин, 1956). Появление сингалита в породах свидетельствует о высокой активности бора в растворе (Шабынин, Митюшина, 1964).

Суанит — один из ведущих промышленных боратов (Шабынин, 1961б). Встречается в различных условиях глубинности. При его наличии в кальцифирах он или полностью подчинен котоиту, или является единственным боратом. Суанит и все переходные соотношения. Ассоциирует здесь с обычными минералами кальцифиров (кроме диопсида), а также с большинством других магнетиальных и железисто-магнетиальных боратов и с сахаитом. В свежих изломах мрамора различить суанит очень трудно, поэтому его легко можно пропустить. При выветривании суанитовых мраморов часто появляются меловидные плотные корки, сложенные, по Н. Н. Перцеву (1971), смесью **иньойта** и **индери́та**. Массивных суанитовых руд на месте доломитовых кальцифиров не возникает вследствие недостаточного содержания магния в исходной породе.

В скарнах и серпентиновых породах форстеритовой зоны суанит образует крупные промышленные концентрации (Wang Shu-chang, Hsu Hsueh-yien, 1964). Он известен в значительном числе месторождений; при гистерогенных изменениях замещается бруситом и ссайбелиитом, иногда с небольшим количеством магнетита (табл. IX, 6, 7). Отношения с минералами скарна подробно рассмотрены и иллюстрированы в работах Н. Н. Перцева (1971), Л. И. Шабынина и Н. Н. Перцева (1963), Л. И. Шабынина и др. (1964).

В шпинель-фассаитовых скарнах экзоконтакта суанит встречается вместе с людвигитом и гистерогенным ссайбелиитом лишь в немногих месторождениях. Ассоциация суанита с клинопироксеном соответствует высокой активности бора в растворах (Маракушев, 1965, стр. 125). В отличие от вонсенита суанит в данной зоне не встречается с минералами известковых скарнов.

Замещение суанита людвигитом (табл. IX, 3) закономерно проявлено практически во всех месторождениях, где возникает и магнетитовая минерализация. Часто наблюдающееся повышение активности железа в растворах к концу скарного этапа местами приводит к почти полному замещению суанита людвигитом.

Ссайбелиит представлен тремя разновидностями; одна из них описана Вэн Шу-ченем (Wang Shu-chang, 1965) и относится им к высокотемпературным первичным боратам. Это таблитчатая орторомбическая разность; в

месторождениях Советского Союза она неизвестна. Призматическая разность ссайбелиита¹ развивается в трещинах зерен суанита позже людвигита (Шабынин, Митюшина, 1964); вместе с микроволокнистой разностью она относится нами к гистерогенным образованиям (за счет первичных боратов). Обе эти разности распространены широко, и в общем минерал может считаться наиболее распространенным боратом магнезиально-скарновых месторождений. Ссайбелиит входит здесь в ассоциации практически со всеми минералами магнезиально- и известковоскарнового комплексов и с продуктами их изменений; он встречается во всех зонах метасоматической колонки, кроме околоскарновых пород. В качестве гистерогенного минерала ссайбелиит не всегда образует псевдоморфозы по первичным боратам. Разложение последних иногда сопровождается явлениями перетложения переходящего в раствор бора и развитием ссайбелиита с замещением агрегатов брусита, остатков магнезита, доломита и серпентина (табл. IX, 8; табл. X, 1-3). В соответствии с концентрациями и степенью разложения первичных боратов в скарнах ссайбелиит может образовывать значительные и крупные скопления.

Химический состав большого числа анализированных образцов ссайбелиитов из различных магнезиально-скарновых месторождений показывает, что среди этих образцов сколько-нибудь существенно суссекситовые (марганцовистые) разности минерала отсутствуют. Что касается железистости, то среди природных ссайбелиитов были отмечены разности с содержанием FeO от 2,3 до 8,2% и экспериментально получены чисто железистые разности минерала (Некрасов и др., 1970, стр. 239).

У а й т м е н и т - второй из низкотемпературных магнезиальных боратов - известен лишь в доломитовом кальцифоре Крестмора (зерна и их скопления) в ассоциации с людвигитом и флюоборитом (Murdoch, 1962).

Ф л ю о б о р и т широко распространен как в кальцифирах, так и в форстеритовых и отчасти в фассаитовых скарнах; он почти всегда ассоциирует в них с теми или другими из первичных боратов. Парагенезисы флюоборита подробно рассмотрены Е.Н.Граменицким (1966а), в статье которого приводится и значительная библиография по находкам этого минерала. Флюобориты описаны А.А.Бровкиным и др. (1967), А.Д.Канищевым (1966), С.Н.Агуловым и С.В.Малинко (1966). Более полный перечень статей по находкам флюоборита за рубежом приведен нами ранее (Шабынин, 1961б). Из парагенезисов флюоборита, общий характер которых явствует из его распространения в определенных зонах скарнов, здесь отметим, что форстерит вместе с ним не встречается, заменяясь одним из гумитовых минералов, а с фтористыми разностями флюоборита (по Е.Н.Граменицкому, свыше 66% фтористости) не встречается кальцит, место которого занимает уже флюорит.

По отношению к другим боратам в породе флюоборит, как правило, количественно подчинен, хотя встречаются практически мономинеральные компактные его массы, похожие на волластонитовые радиально-лучистого строения. Менее распространены хризантемовидные образования флюоборита в кальцифирах с людвигитом (табл. X, 4).

В месторождениях с грейзеновыми проявлениями в ритмически-полосчатых породах (стр. 34,157) флюоборит широко развит и представлен фтористыми разностями. В месторождении Сянхуалин этот минерал, как установлено Ф.Алфельдом и др. (Ahlfeld u. a., 1938), был ошибочно описан как канкринит и под таким

¹ В 1961 г. автор исследовал оптические свойства ссайбелиита в призматических sdвойникованных кристаллах и поставил вопрос о возможно моноклинной сингонии минерала (Шабынин, Митюшина, 1964). Этот вопрос должно было решить предпринятое тогда же Н.И.Органовой (1964) рентгенометрическое исследование этих sdвойникованных кристалликов, которое подтвердило принадлежность ссайбелиита к моноклинной сингонии. К сожалению, результаты тех и других исследований появились в печати лишь после статьи Пен Чжи-чжуна и др. (1963) на ту же тему и с теми же практически результатами. В 1965 г. были опубликованы данные о новой, таблитчатой разности ссайбелиита (Wang Shu-chang, 1965).

названием вошел в ряд описаний этих скарново-грейзеновых образований (Говоров, 1966; и др.). В ритмически-полосчатых породах флюоборит ассоциирует практически со всеми из слагающих их минералов магнезиально-скарнового, известковоскарнового, грейзенового и рудного комплексов.

Харкерит - редкий, но характерный минерал зоны бороносных пироксеновых скарнов месторождений монтичеллитовой фации глубинности с выраженным известковоскарновым замещением. В породах других зон неизвестен, а в скарнах по известнякам не встречается. Наиболее полные сведения о харкерите приводятся Н.Н.Перцевым (1971; Перцев и др., 1968), И.В.Островской и др. (1966). В скарнах и обособленных телах у внешних контактов скарновых тел харкерит ассоциирует с большинством минералов магнезиальных и известковых скарнов, с первичными боратами и карбонато-боратами. В числе этих минералов указываются (Перцев и др., 1968) кальцит, везувиан, куспидин, гранат, ксантофиллит, вонсенит, монтичеллит, флогопит, шпинель и др. Редкость нахождения харкерита, согласно Н.Н.Перцеву (1971), определяется специфичностью условий образования этого минерала (нужны сравнительно высокий химический потенциал бора в растворах и малая глубинность).

Данбурит и датолит в формации магнезиальных скарнов не характерны. В совершенно незначительных количествах они встречаются изредка в известковых скарнах эндоконтактов, а также в роговиках. Датолит отмечен в гранат-воластонитовых эндоскарнах о-ва Скай (Tilley, 1949); нами он наблюдался вместе с данбуритом в зонах смятия, пересекающих эндоскарны, граничащие с боратоносными апомагнезиальными известковыми скарнами некоторых контактов в Полярной Якутии (Перцев, Дорофеев, 1970).

Аксинит характерен для известковых скарнов эндоконтакта и апомагнезиальных, заместивших околоскарновую породу экзоконтакта (зоны a и a' ; см. фиг. 27) в месторождениях боратов гипабиссальной фации. В месторождениях с иным составом оруденения аксинит редок (в тех же зонах метасоматической колонки). Он наблюдался нами в указанных условиях в качестве порообразующего минерала в скарнах Полярной Якутии. Спектральными анализами трех образцов аксинитов этого региона в них установлено (Некрасов, 1966) содержание магния (до 1%), марганца (1-3%) и титана (до 0,1%). Содержание олова в некоторых аксинитах отсюда достигает 0,15%.

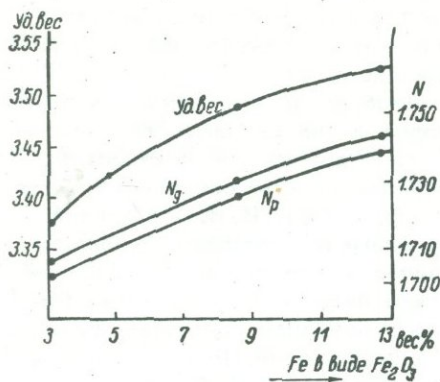
Серендибит - характерный минерал шпинель-фассаитовых скарнов абиссальной фации. Условия нахождения, особенности химического состава и физические свойства серендибита подробно рассмотрены в отдельных статьях (Шабынин, Перцев, 1956; Перцев, Никитина, 1959), в которых приведены и литературные данные об этом минерале. Дополнительные сведения по новой находке серендибита приводятся П.Боуденом и др. (Bowden a.o., 1969).

В Советском Союзе серендибит хорошо представлен в Таежном месторождении, в шпинель-фассаитовых скарнах которого он нередко является порообразующим минералом. Развивается с замещением фассаита, шпинели и присутствующего иногда анортита, вместе с которыми местами интенсивно замещается светлоокрашенным турмалином. Кроме указанных минералов, в ассоциации с серендибитом встречаются небольшие количества паргасита и флогопита. Судя по взаимоотношениям шпинели и плагиоклаза, серендибит развивается в шпинель-пироксеновых скарнах обеих частей контакта. По сравнению с другими минералами бора серендибит распространен весьма ограниченно, и причины этого неясны.

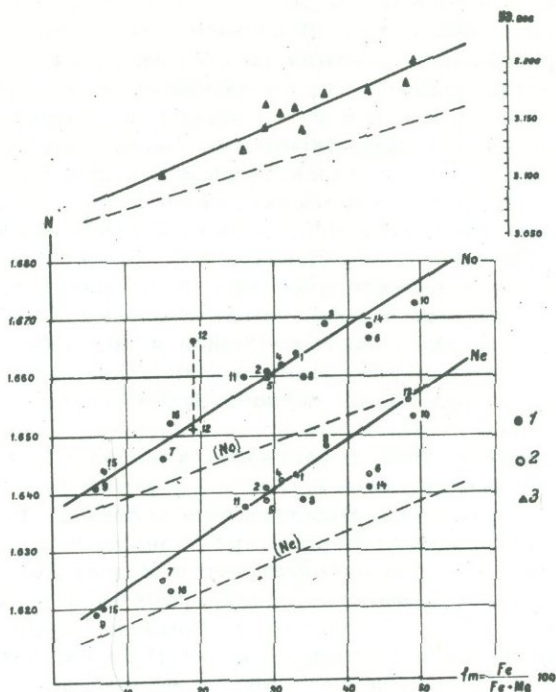
Диаграмма изменения светопреломления и удельного веса серендибита в зависимости от общего содержания железа в минерале приводится на фиг. 35.

Турмалин встречается в различных условиях глубинности, наибольшие же концентрации образует в месторождениях боратов абиссальной фации. Указание В.А.Вахрушева (1965, стр. 134) на нехарактерность турмалина для скарновых месторождений справедливо лишь применительно к известковоскарновой формации, в магнезиально-скарновых же месторождениях турмалин - один из характерных минералов. Не соответствует действительности мнение Г.Шнейдерхена (1958, стр. 151) о "запрещенности" турмалина в скарновых железорудных месторождениях, где якобы вместо него встречаются людвигит и котойт.

В зонах кальцифира и форстеритового скарна турмалин появляется редко и лишь на положении примеси. Он представлен почти бесцветной в шлифах магне-



Ф и г. 35. Изменение величин светопреломления и удельного веса серендибита в зависимости от общего содержания железа (по Шабынину и Перцеву, 1963)



Ф и г. 36. Диаграмма изменения светопреломления и удельного веса турмалинов метасоматических пород магнезиально-скарновой формации в зависимости от величины железистости. Для сопоставлений на диаграмму нанесены корреляционные линии (прерывистые) А. и Г. Винчеллов (1953) для ряда дравит - шерл

1 - точки величин No ; 2 - точки величин Ne ; 3 - точки величин уд. веса

зиальной разностью. В Таежном месторождении турмалин изредка наблюдается в клиногумит-магнетитовых рудах. В шпинель-фассаитовых скарнах он также редок и незначителен. В скарнах этого состава (в ассоциации с вонсенитом) турмалин наблюдался в Инском железорудном месторождении, а также в Таежном месторождении, где он замещал серендибит (Шабынин, Перцев, 1956). Главные концентрации турмалина располагаются в полевошпатовых породах обеих частей контакта (околоскарновых, интрузивных и вмещающего комплекса), в которых он замещает пироксены и полевые шпаты.

Процесс турмалинизации относится к концу скарновой стадии послемагматического этапа и проявляется независимо от флогопитизации и роговообманкового замещения скарнов и других пород. Эти процессы могут быть пространственно совмещены, следствием чего являются двух-трехминеральные породы соответствующего состава. Турмалинизация носит более избирательный характер, и замещению турмалином подвергаются в первую очередь более богатые глиноземом основные плагиоклазы околоскарновых пород и гнейсов и силлиманитовые агрегаты кристаллических сланцев. Калиевые полевые шпаты замещаются турмалином лишь в условиях понизившейся щелочности растворов (на переходе к стадии кислотного выщелачивания). При этом замещении возникают характерные субграфические сростки турмалина с кварцем (см. фиг. 32). Эти образования морфологически резко отличаются от абсолютно преобладающих мелкозернистых масс турмалина, возникающих на месте пород с более основными плагиоклазами. В таких массах турмалин представлен изометрическими полиэдрическими зернами (табл. V, 5), размерность которых часто наследуется от зернистости породы, подвергшейся турмалинизации. Такие именно формы типичны для турмалина в различных регионах. Они наблюдались нами в многочисленных месторождениях Алданского и Сино-Корейского щитов.

Процесс турмалинизации всегда выражен в различной степени, и прослеживаются все переходы от неизмененных исходных пород до почти мономинеральных турмалиновых. На табл. X, 5 видны сохранившиеся крупнокристаллические участки близкарновых изменений в биотитовом гнейсе, основная мелкозернистая масса которого замещена турмалином. На табл. X, 6 отчетливы заключенные в турмалиновом зерне частично расчлененные и залеченные призмы силлиманита в составе кристаллического сланца. Собственно турмалиновые породы не образуют отдельной зоны в метасоматической колонке (Пухарев, 1960), и турмалин не является скарновым минералом. Его положение определяется устойчиво выраженным замещением им пироксенов и полевых шпатов (табл. X, 7), развитием позже магнетита и пирротина (табл. XI, 1), а также и флогопита. Последнее обстоятельство отчетливо выступает на табл. XI, 2, иллюстрирующей турмалиновое замещение плагиоклаза в околоскарновой породе по доломиту. На снимке видно, что это замещение сопровождалось перекристаллизацией пироксена в прилежащих к турмалину частях породы с исчезновением в этих местах флогопита, сохранившегося в остальной массе пироксена.

В химическом составе и оптических свойствах турмалинов магнезиальноскарновых месторождений без грейзеновых проявлений имеется ряд устойчивых особенностей, отличающих эти турмалины от турмалинов других петрографических комплексов (например, пегматитовых). Химические анализы этих турмалинов позволили нам установить, что общая железистость их в породах различных типов меняется в довольно широких пределах. Однако независимо от характера породы, подвергшейся турмалиновому замещению, в составе турмалина значительным является кальций. Отношение Ca:Na в анализированных образцах колеблется от 2:3 до 20:1, а среднее молекулярное содержание увитовой составляющей определяется в пределах 70%. Очень характерно для этих турмалинов повышенное содержание Fe^{3+} , отношение которого к Fe^{2+} достигает 3:1, составляя в среднем для 15 образцов 1:2,4. В свете всех этих характеристик отнесение данных турмалинов к шерлам (Сердюченко, 1960д, стр. 495) способно вызвать недоумение.

Указанные особенности химического состава делают невозможным даже приблизительное определение общей железистости турмалинов данной группы по существующим диаграммам "состав - свойства". На фиг. 36, где показаны корреляционные линии по данным А. и Г. Винчеллов (1953) для турмалинов ряда дравит - шерл, сказанное выступает вполне отчетливо. При одной и той же величине общей железистости (f_m) светопреломление обсуждаемых турмалинов и их удельный вес оказываются значительно большими, чем у турмалинов ряда дравит - шерл. От этих турмалинов отличаются светлоокрашенные турмалины, возникающие одновременно с эпидотизацией полевых шпатов и появлением сульфидов (Богомолов, 1962). Если спектральный анализ устанавливает наличие в турмалине титана в количестве более 0,5% TiO_2 , то для получения удовлетворительных результатов в определении общей железистости такого турмалина с помощью диаграммы (см. фиг. 36) необходимо внести в величину измеренного светопреломления соответствующую поправку (-0,008 на 1% TiO_2 ; по Соболеву, 1950).

Произведенные нами в 23 образцах Таежного месторождения измерения величин светопреломления турмалинов и ассоциирующих с ними гиперстенов, клинопироксенов, роговых обманок и флогопитов показали отсутствие ясно выраженной закономерности в соотношениях железистостей турмалина и перечисленных минералов.

Особняком от рассмотренных стоят турмалины ритмически-полосчатых скарново-грейзеновых пород. Количественно эти турмалины также обычно значительны. В слюдисто-флюорит-бериллиевых рудах Аляски они составляют до 10% массы породы (Sainsbury, 1963). Преобладают среди них литиевые разновидности, однако встречаются и обычные - ряда дравит - шерл (табл. XI, 3). Для одного из таких турмалинов отмечено (Meng, Chang, 1935) сильное преобладание Fe_2O_3 (7,21%) над FeO (2,4%). Литиевые турмалины здесь встречаются в ассоциациях практически со всеми минералами полосчатых пород. По отношению к флюобориту они обнаруживают более позднее развитие. В месторождениях Аляски некоторые турмалины содержат до 2,8% BeO (Sainsbury, 1963).

Роговые обманки. Эти минералы в породах магнезиальноскарновой формации представлены двумя разновидностями: маложелезистой оптически положительной – паргаситовой и сине-зеленой железистой, близкой к гастингситовой. Сине-зеленые роговые обманки встречаются только в полевошпатовой части метасоматических пород обеих частей контакта (зоны a , a' и a_1 ; см. фиг.27), а также во внезональных жильных магнезиальных скарнах в алюмосиликатных породах вмещающего комплекса; они не встречаются в кальцифирах, шпинель-форстеритовых и фассаитовых скарнах.

Минералами, ассоциирующими с теми или другими роговыми обманками, являются следующие (в различных сочетаниях).

Для паргасита	Кальцит, форстерит, шпинель, флогопит, магнетит (в кальцифирах и форстеритовых скарнах).
	Кальцит, фассаит, шпинель, флогопит, битовнит, серендибит (в пироксеновых скарнах)
Для сине-зеленой роговой обманки	Полевые шпаты, салит-авгит, флогопит, кварц, магнетит, турмалин (в скарнах по гнейсам).
	Полевые шпаты, скаполит, салит-авгит, гиперстен, флогопит, кварц, магнетит, турмалин (в околоскарновых породах)

В гипабиссальной фации к перечисленным добавляются минералы апомагнезиальных известковых скарнов: в первой группе – ксантофиллит, гроссуляр и монтичеллит, во второй – андрадит, эпидот и вонсенит. Условия образования паргасита в безволластонитовой фации глубинности (в породах архея Восточной Сибири) были детально исследованы Д.С.Коржинским (1945), показавшим, что при постоянстве химических потенциалов щелочей в растворах образование роговой обманки зависит от содержания в породах железа. Однако в силу того, что в известковых породах роговая обманка является минералом, недосыщенным кремнеземом, она не встречается в высокотемпературных ассоциациях с кварцем и кальцитом одновременно. В кварцсодержащих породах без кальцита роговая обманка не появляется здесь с андрадитом. Вместо этой ассоциации образуются магнетит с плагиоклазом и пироксеном.

Детали химического состава и особенностей оптики роговых обманок магнезиальных скарнов рассмотрены автором ранее (Шабынин, 1958а). Поэтому ограничимся здесь лишь некоторыми характеристиками.

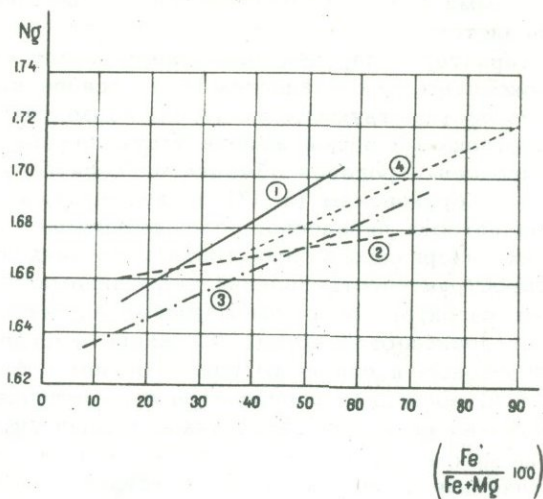
Сине-зеленые роговые обманки в породах магнезиальноскарновой формации обладают отчетливо индивидуализированными особенностями оптических свойств и химического состава. Поскольку при этом данные роговые обманки отличаются от сине-зеленых разновидностей из пород других петрографических комплексов (фиг. 37), целесообразно говорить о них как о скарновых сине-зеленых роговых обманках. Они содержат (по 17 химическим анализам) глинозем в пределах 8,6–15,2%, в среднем 10,9%, при сумме щелочей от 2,3 до 4,3% (в среднем 3,7%). Характерно присутствие значительных количеств Fe_2O_3 (от 1,2 до 7,5%, в среднем – 4,4%).

Кривые зависимости величины светопреломления и удельного веса скарновых сине-зеленых роговых обманок от их общей железистости приведены на фиг.38, где для сравнения даны и аналогичные кривые для обыкновенных роговых обманок.

Из остальных оптических свойств скарновых сине-зеленых роговых обманок весьма типичны несвойственные обыкновенным зеленым роговым обманкам ясная или сильная (до отсутствия погасания у минерала) дисперсия характера

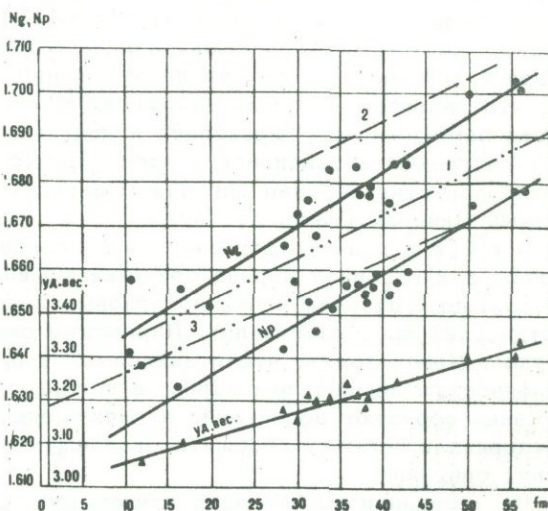
Ф и г. 37. Сравнительная диаграмма корреляционных линий светопреломления (N_g) и железистости (f_m) синие-зеленых роговых обманок пород различных петрографических комплексов

1 - для роговых обманок из пород магнезиальноскарнового комплекса; 2 - для роговых обманок из зеленокаменных кристаллических сланцев и роговиков, по данным М.Е.Яковлевой (1946), В.И.Лебединского (1952) и А.Д.Ракчеева (1956); 3 - для роговых обманок из кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, по В.И.Кицулу (1966); 4 - для обыкновенных зеленых роговых обманок, по В.С.Соболеву (1950)



Ф и г. 38. Диаграмма корреляции светопреломления (и уд. веса) синие-зеленых скарновых роговых обманок и их общей железистости (f_m)

1 - для обыкновенных зеленых роговых обманок; 2 - для бурых роговых обманок андезитов; 3 - для амфиболов ряда тремолит-актинолит; 1-3 - по В.С.Соболеву (1950)



$\rho > \nu$ и схема абсорбции $N_m \geq N_g > N_p$. При этом синие-зеленая (реже синие-буровато-зеленая) окраска различной густоты располагается по оси N_g минерала. Величина отрицательного угла $2V$ чаще всего составляет $70-80^\circ$, а угол угасания ϵ : N_g лишь редко опускается ниже 19° и поднимается выше 22° .

Особенности окраски роговых обманок данной группы весьма устойчивы и отмечаются многими исследователями. В.Холсер (Holser, 1950, стр. 1075), характеризуя такие роговые обманки магнезиальноскарновых железорудных месторождений района Филипсберга (США), указывает, что они по окраске в шлифах похожи на роговые обманки щелочных интрузивных пород.

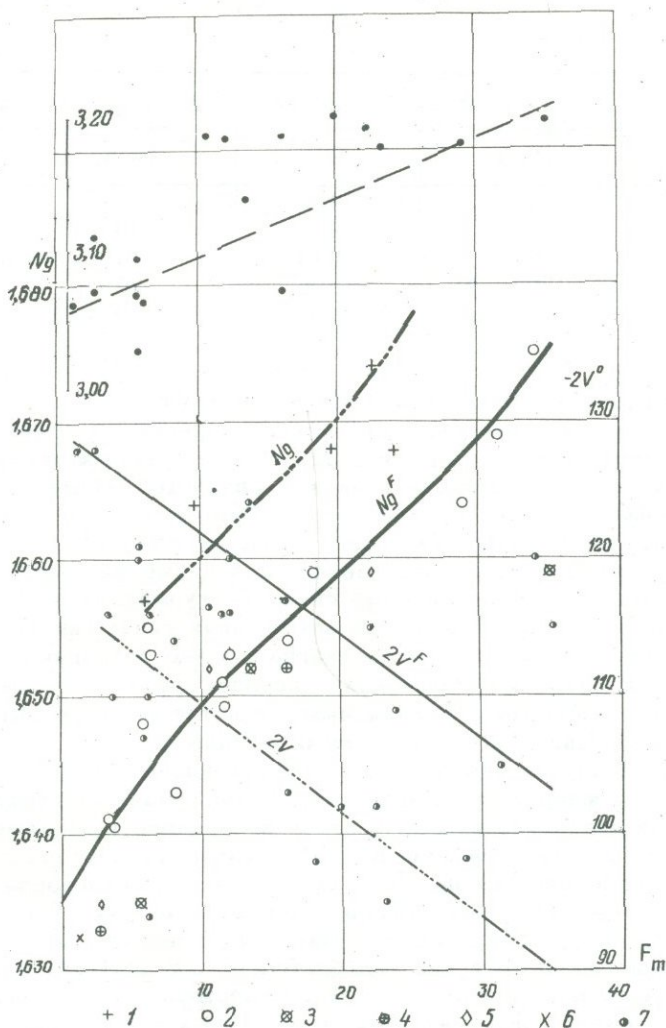
Наиболее интенсивные синие оттенки в окраске отмечены нами в роговых обманках из подвергшихся магнетитовому оруденению пироксен-скаполитовых пород по амфиболитам в Пионерском месторождении. Наиболее светлые их разновидности имеют $f_m = 47\%$, а более железистые - 60% . Эти значения железистости повышены по сравнению с железистостью, распространенной у синие-зеленых роговых обманок из околоскарновых пород пироксен-полевошпатового состава и из жильных скарнов; для последних на примере 110 образцов месторождений Алдана наиболее распространенная железистость роговой обманки определена в $34-42\%$, от-

части в 25–30% (Шабынин, 1958а), что совпадает с данными В.Трегера (1958, диаграмма 187) о сравнительной распространенности роговых обманок различной железистости.

Характер распределения железа между скарновыми роговыми обманками и пироксенами, устанавливаемый на основе измерения величины N_g этих минералов в сосуществующих их парах, позволяет отметить лишь, что общая тенденция в соотношении общей железистости для пар гиперстен – роговая обманка и клинопироксен – роговая обманка аналогична установленной Деворе (Devore, 1957) и С.П.Кориковским (1967) по химическим анализам. Большой размах колебаний железистости пироксенов, сосуществующих с роговыми обманками в отдельных узких интервалах железистости последних и наоборот, возможно, указывает на распространенность явлений термодинамической неравновесности между изученными пироксенами и замещающими их роговыми обманками. Например, в образце околоскарновой породы Таежного месторождения (обр. 1477), сложенной гиперстеном и основным плагиоклазом с флогопитом, турмалином и роговой обманкой, последняя развивается с замещением пироксена и полевого шпата и представлена двумя разностями, различающимися густотой сине-зеленой окраски в шлифах и, кроме того, бесцветной и буроватой волокнистой разностями. Оптические свойства их соответственно таковы: $N_g = 1,680-1,669-1,665-1,654$; $N_p = 1,652-1,646-1,632-1,604$; $c:N_g = 19-28-22-14^\circ$; $-2V = 84-80$, и 110° . Несомненно, что образование этих четырех амфиболов происходило при различной температуре (в условиях понижения последней). В силу этого как остатки плагиоклаза и гиперстена, так и флогопит ($fm = 41\%$) оказались ассоциирующими одновременно с роговыми обманками различной железистости. Положение сине-зеленой роговой обманки во времени по отношению к магнетиту скарновой стадии таково, что развитие ее после отложения магнетита отчетливо лишь в начале процесса замещения ею пироксенов и полевых шпатов (табл. VI, 1; табл. XI, 4). С нарастанием интенсивности этого процесса и исчезновением остатков исходных минералов сине-зеленая роговая обманка может быть ошибочно принята за дорудный минерал (табл. XI, 5,6).

П а р г а с и т встречается в кальцифирах и форстеритовых скарнах; однако как основной породообразующий минерал он появляется лишь в шпинель-фассаитовых скарнах и околоскарновых породах экзоконтакта при их послемагматических преобразованиях. Паргаситы скарнов охарактеризованы довольно скудно. Предполагив, что независимо от принадлежности к различным петрографическим комплексам пород, в которых паргаситы встречаются, эти роговые обманки образуют достаточно индивидуализированную группу минералов, мы предприняли попытку обобщить оказавшуюся нам доступной часть имеющихся о них сведений.

На основании 30 образцов изученных паргаситов, данные о которых приводятся в литературе, нами построена диаграмма (фиг. 39) для определения железистости паргаситов по величинам N_g и $2V$ с учетом фтористости минерала. Эта диаграмма существенно отличается от магнезиального конца аналогичной по смыслу диаграммы, предложенной У. Диром и др. (1966) для роговых обманок ряда паргасит – гадингсит. Точность определения величины fm по диаграмме фиг. 39 в интервале от 2 до 12% составляет около 3% (абс.), в остальной же части значений $\approx 5\%$. Опубликованные после составления этой диаграммы характеристики паргасита из Антарктики (Kanenoji, Tatsuo, 1969) подтверждают сказанное (N_g паргасита = 1,648; $-2V = 104^\circ$; $fm = 8\%$). Практика автора в использовании диаграммы показала, что при тщательном измерении угла оптических осей выбор кривой для определения железистости того или иного образца паргасита в общем случае не представляет затруднений. Сказанное следует и из табл. 7, составленной по данным диаграммы (фиг. 39). Наличие на диаграмме группы из четырех точек в области очень низкой железистости позволяет утверждать, что бесцветные или слабоокрашенные в шлифах положительные роговые обманки с $N_g < 1,64$ являются сильнофтористыми и имеют железистость не выше 6%. Что касается максимальной железистости паргаситов, то для бесфтористой разности, синтезированной М. Джильбертом (Gillbert, 1966), указывается величина $N_g = 1,718$ (по фиг. 39 $fm =$ около 43%).



Ф и г. 39. Диаграмма изменений величины светопреломления (N_g) и угла оптических осей ($-2V$) паргаситов в зависимости от их железистости и фтористости

1 - паргаситы без фтора; 2 - содержание фтора до 0,1%; 3 - содержание фтора > 1, до 2%; 4 - содержание фтора > 2, до 3%; 5 - содержание фтора > 3, до 4%; 6 - содержание фтора > 4%; 7 - точки к кривым угла $2V$

Т а б л и ц а 7

Характеристики светопреломления (N_g), угла оптических осей ($2V$) и общей железистости (f_m) фтористых и бесфтористых паргаситовых роговых обманок

N_g	Фторсодержание разности		Бесфтористые разности	
	$f_m, \%$	$-2V^\circ$	$f_m, \%$	$-2V^\circ$
1,640	3	127	-	-
1,645	7	125	-	-
1,650	10	122	-	-

Ng	Фторсодержащие разности		Бесфтористые разности	
	fm, %	-2V°	fm, %	-2V°
1,655	15	118	5	113
1,660	21	113	10	108
1,665	26	110	14	105
1,670	31	106	20	102
1,675	35	103	23	98

М а л о г л и н о з е м и с т ы е (а к т и н о л и т о в ы е) р о г о в ы е о б м а н к и встречаются в околоскарновых породах и в жильных скарнах по алюмосиликатным породам. Эта группа роговых обманок внешне мало отличается от некоторых сине-зеленых разностей. В месторождениях Алдана, где они нами изучались, такие роговые обманки четко замещают пироксены и полевые шпаты. Нередко замещение происходит до полного исчезновения полевых шпатов, когда порода представляет собой уже флогопит-роговообманковый или роговообманково-флогопитовый скарн (\pm турмалин), часто с небольшим количеством кварца, возникающего при замещениях типа: Гип (Пи) + Пш \rightarrow Фл (Ро, Ту) + Кв... В массе такого скарна обычно сохраняются редкие реликты пироксенов или криптокристаллические псевдоморфозы слюдopodobного минерала либо волокнистого амфибола с пылевидным магнетитом по реликтам гиперстена. По времени образования эту часть роговых обманок следует, по-видимому, относить к самому концу скарновой стадии. Появление в ассоциации с ними (в псевдоморфозах по гиперстену) еще и явно более позднего микроволокнистого амфибола не позволяет относить их к этапу кислотного выщелачивания. Характерными для этих роговых обманок в шлифах являются светлая голубоватая или серовато-голубоватая окраска по Ng, сменяющаяся светло-зеленой по Nm, а когда плеохроизм отчетлив - схема абсорбции в виде $Nm \geq Ng > Np$. Химические анализы пяти образцов этих роговых обманок из Таежного месторождения показывают, что сумма щелочей в них колеблется от 0,8 до 1,9%, а содержание воды лишь в одном образце превышает 1,0%. Содержание глинозема составляет 2,2 - 4,8%, т.е. значительно ниже, чем в скарновых разностях. Совокупность этих данных и оптических характеристик (фиг. 40) указывает на принадлежность обсуждаемых амфиболов к своего рода переходной группе, промежуточной между нормальными глиноземистыми роговыми обманками и амфиболами ряда тремолит - актинолит. С учетом сказанного мы обозначаем далее эту часть амфиболов как а к т и н о л и т о в ы е р о г о в ы е о б м а н к и.

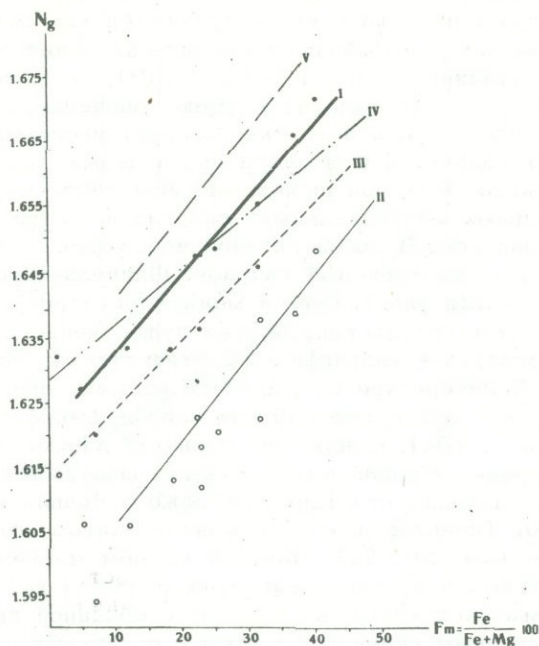
А н т о ф и л л и т с переменным содержанием жедритовой составляющей существенно развит главным образом в энстатитовых скарнах докембрия (Зотов, 1966; Гинзбург, Осолодкина, 1966; Wilson, Hudson, 1967; и др.) и в пироксеновых скарновых массах части полиметаллических месторождений Центральной Швеции. Жедритовая разность установлена в скарново-грейзеновом месторождении Казахстана в составе слюдиисто-флюорит-магнетитовых пород (по материалам А.М. Заседателяева). Антофиллит с флогопитом и магнетитом обилен в скарнах полиметаллического месторождения в Колорадо (Sims a.o., 1958). В гипабиссальной фации отмечен с лювигитом, касситеритом и магнетитом в Калифорнии (Wiese, Page, 1946). Железистая разность минерала в скарне с магнетитом описана в Джейвил (Leonard, Buddington, 1964). Антофиллит в форстеритовых скарнах установлен И.А. Зотовым на Юго-Западном Памире и наблюдался нами в некоторых месторождениях боратов в Сино-Корейском шите, где он замещает форстерит и замещается флогопитом (табл. I, 10).

К у м м и н г т о н и т в значительных количествах встречается в тех же месторождениях, что и антофиллит (Центральная Швеция, Колорадо и др.), но реже последнего.

Ф и г. 40. Диаграмма корреляции светопреломления (N_g , N_p) и общей железистости (f_m) малоглиноземистых (актинолитовых) роговых обманок

1 - величины N_g , 2 - величины N_p

I-V - линии корреляции: I-II - для N_g и N_p одной группы актинолитовых роговых обманок; III - то же, для другой группы; IV - то же, для амфиболов ряда тремолит - актинолит, по В.С.Соболеву (1950); V - то же, для сине-зеленых скарновых роговых обманок (см. фиг. 38)



• 1 ○ 2

Амфиболы ряда тремолит - актинолит встречаются во всех зонах метасоматической колонки главным образом как результат гистерогенного послемагматического преобразования форстерита и пироксенов. В зоне кальцифиров они существуют лишь в диопсидовых разностях пород и, возможно, замещают здесь не только пироксен, но и часть карбонатов. Так, В.Кеннеди (Kennedy, 1931) указывает, что в месторождении Траверселла с удалением от интрузивного контакта в сторону мрамора место диопсида в породах занимает тремолит. При этом якобы имеет место как замещение тремолитом диопсида в скарнах и кальцифирах, так и непосредственное развитие этого амфибола по карбонатным породам за пределами зон диопсида и граната, с переходами от таких тремолитовых мраморов к мраморам, лишенным силикатов.

В форстеритовых скарнах тремолит в значительных количествах редок. Описан в контактах послекристаллических сиенитов в Центрально-Алданском районе Якутии (Смолин, 1960а), а также в месторождении магнезита Тэхын (КНДР), где, по данным А.А.Маракушева и др. (1966), флогопит-тремолитовые, тальковые и хлоритовые породы замещают форстеритовые скарны. Тремолит значителен также в апофорстеритовых серпентиновых породах боратовых месторождений в докембрии КНР (Wang Shu-chang, Hsu Hsueh-yien, 1964). В пироксеновых экзоскарнах тремолит и актинолит широко развиты во многих железорудных и сульфидных месторождениях Центральной Швеции и других мест. Замещение пироксена этих скарнов тремолитом весьма распространено и как бы заменяет уралитизацию, столь характерную в пироксеновых скарнах по известнякам.

В исключительных случаях, например в месторождении Беатрис Майн (Willbourn, 1926-1927, 1931-1932), тремолит выступает уже главным породообразующим минералом крупных рудоносных тел. Как правило же, отмечается наличие всех постепенных переходов от флогопит-пироксенового скарна со слабым развитием тремолита до флогопит-тремолитовых пород с редкими остатками замещенного пироксена. В зонах эндоскарна и околоскарновых пород амфиболы ряда тремолит - актинолит обычно представлены волокнистыми разностями, ассоциируют с эпидотом, хлоритом и кварцем, и их железистость редко опускается ниже 30-35%.

Что касается экзоксарнов с грейзеновыми проявлениями и ритмически-полосчатых пород, то в них встречаются как скарновые роговые обманки, так и антофиллит и амфиболы тремодит-актинолитового ряда. В месторождениях Аляски, Сянхуалина и района Гэцзю (КНР), Беатрис Майн (Малайзия) и других те или иные из этих минералов имеют значение породообразующих.

Ф л о г о п и т как продукт послемагматического замещения магнезиальных силикатов и шпинели или полевых шпатов почти постоянно присутствует в породах всех зон аподоломитовой части метасоматической колонки, а также в жильных магнезиальных скарнах по алюмосиликатным породам вмещающего комплекса. В своей главной части флогопит развивается за счет шпинельсодержащих пироксеновых скарнов. Шпинель-форстеритовые скарны, как правило, замещаются флогопитом в меньшей степени, поскольку процесс протекает в основном как гистерогенный, без существенного привноса кремнезема. Количества флогопита в кальцифирах соответственно еще меньше.

В литературе встречаются попытки представить флогопитовые породы обсуждаемых месторождений как параметаморфические образования (Сердюченко, 1955, 1960е). Однако реакционные взаимоотношения между флогопитом, с одной стороны, и шпинелью, полевыми шпатами и скарновыми силикатами, с другой, — как правило, отчетливы, и даже в сравнении с известковоскарновыми минералами (ксантофиллитом и монтичеллитом) флогопит обычно является более поздним (см. фиг. 24). Почти в каждом магнезиальноскарновом месторождении без сильных известковоскарновых и постскарновых преобразований существует вся гамма переходов: от скарнов с обильной свежей шпинелью к существенно флогопитовым скарнам с редкими остатками шпинели и к лишенным даже этих остатков. Масштабы замещения магнезиальными слюдами различных алюмосиликатных пород в контактах последних со скарнами и кальцифирами или вдоль трещин могут быть различными, и в отдельных случаях мощность существенно флогопитовых и даже мономинеральных пород этого состава достигает десятка метров. Замещению флогопитом при этом подвергаются различные породы: околоскарновые (в основном пироксен-полевошпатовые), скарнированные салит-авгитом и близскарново-измененные гнейсы, кристаллические сланцы (табл. XI, 7,8), роговики.

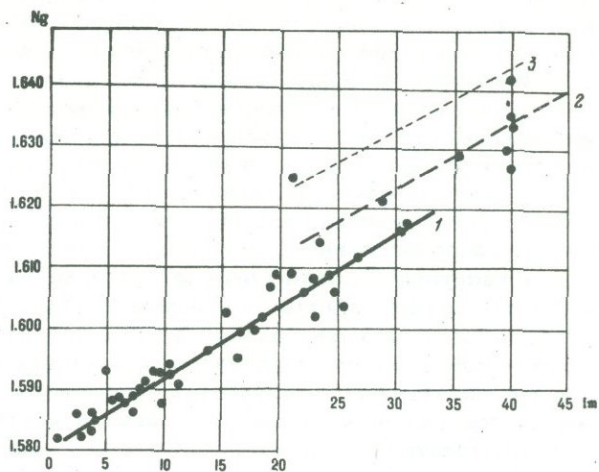
На материале изучения слюд флогопитовых и железорудных месторождений Алдана было установлено (Шабынин, 1958а), что слюды магнезиальных скарнов по доломитам обладают светопреломлением в основном в пределах величин $N_m < 1,595$, что соответствует примерно $f_m < 15\%$. Величина светопреломления у слюд из измененных околоскарновых и близскарновых пород и гнейсов, с одной стороны, нередко опускается до этих же значений, а с другой — поднимается, приближаясь к величинам светопреломления первичных биотитов некоторых гнейсов. Как показали химические и спектральные анализы флогопитов из полевошпатовых пород, это обусловлено тем, что слюдам данной части присущи иные содержания титана и фтора, чем слюдам аподоломитовой части магнезиальных скарнов. На диаграмме (фиг. 41), построенной нами на основании 72 химических анализов, видно, что существуют три уровня титанистости и фтористости обсуждаемых магнезиально-железистых слюд, соответствующих различным составам пород, в которых те или иные слюды образовались. Поэтому слюды с одной и той же железистостью обладают резко различным светопреломлением. В связи со сказанным определение по диаграмме (фиг. 41) железистости слюд с $N_m > 1,610$ требует учета следующих обстоятельств.

1. Граница между флогопитами скарнов по доломитам и скарнов по алюмосиликатным породам располагается (Шабынин, 1958а) приблизительно в районе 12–14% железистости ($N_m = 1,592-1,597$), т.е. значительно ниже, 1,610.

2. Кварц в ассоциации с флогопитом появляется при 21% железистости последнего ($N_m = 1,605$), однако часто даже значительно более железистые слюды (например, в мономинеральных массах по околоскарновым породам) не сопровождаются кварцем. В результате хотя корреляционная линия 2 на фиг. 41 и соответствует продолженному в магнезиальную область концу аналогичной линии В.С.Соболева (1949) для биотитов из гранитов, слюды с величиной 1,620 следует определять по линии 2, при этом уже независимо от того, что в ме-

Ф и г. 41. Диаграмма изменения величины светопреломления флогопитов в зависимости от их общей железистости (на материале месторождений Алдана)

1 - в бесполовощпатовых породах и для слюд с $Nm < 1,620$; 2 - в околоскарновых и в скарнированных алюмосиликатных породах, для слюд с $Nm > 1,620$; 3 - для титанистых слюд кристаллических сланцев



тасоматитах, магнезиальноскарновых месторождений кварц в ассоциации с этими слюдами нередко будет отсутствовать¹.

3. Точная во всех случаях ориентировка в принадлежности слюды к группе, соответствующей корреляционной линии 3, или к группе, объединенной линией 2, к сожалению, затруднена, и соответствующие ошибки не исключены. Поскольку, как было показано, эти ошибки порождаются главным образом различиями в содержаниях титана, частично в необходимой ориентировке может помочь окраска слюды. Наблюдения автора показывают, что интенсивные красные оттенки в бурой или коричневой окраске слюды соответствуют ее повышенной титанистости. Некоторые исследователи (Маракушев, 1965, стр. 79; A. Engel, C. Engel, 1960; и др.) также обращают внимание на данное обстоятельство.

4. Поскольку в процессе образования флогопита в контактовых ореолах нормальных гранитоидов титан в основном заимствуется из пород, подвергшихся метасоматическому преобразованию, весьма вероятно, что сам факт наличия среди слюд правой части диаграммы (фиг. 41) разностей, богатых титаном, обусловлен петрохимическими особенностями пород архейского комплекса Алдана. Следует, по-видимому, ожидать, что в соответствующих регионах или их частях, сложенных различными петрографическими комплексами, относительные количества флогопитов, подлежащих определению с помощью корреляционных линий 1 или 2 диаграммы, будут существенно меняться. С другой стороны, в пределах того или иного участка или даже пачки осадочно-метаморфических пород, подвергшихся флогопитизации, повышенная титанистость флогопитов должна, по-видимому, выдерживаться. Об этом свидетельствует, в частности, характеристика слюд различных групп месторождений Алдана.

Установление ведущего для района (или месторождения) типа слюды с помощью спектрального анализа в ряде случаев позволило бы с большей уверенностью решить, какой из двух кривых диаграммы (фиг. 41) следует пользоваться при определении железистости слюды по ее светопреломлению в отрезке значений $Nm = 1,610-1,620$. При неопределенности уровня титанистости флогопита, обладающего указанной величиной Nm , максимальная ошибка в определении общей железистости слюды, как это и видно на фиг. 41, не превысит 8%.

¹ Имея при этом в виду не только остаточный кварц исходной параметаморфической породы, частично сохранившийся в возникшей на ее месте околоскарновой породе, но и метасоматический кварц, возникающий позднее в этих породах вместе со слюдой при замещении типа пироксен + полевошпат → биотит (роговая обманка или турмалин) + кварц.

Из других особенностей состава обсуждаемых флогопитов можно отметить появление в отдельных месторождениях существенно или даже собственно натровых слюд, в которых натрий составляет до 8,9%, а калий подчинен или почти отсутствует (Галюк, 1957; Сердюченко, 1960е; Газизова, 1962; Некрасов, 1966; Kissling, 1967; и др.).

Общее увеличение железистости флогопитов, с ростом железистости подвергающихся замещению шпинели и пироксенов, отчетливо. М.А. Лицарев (1961) пришел к выводу, что железистость флогопита, как и других скарновых минералов, в месторождениях Алдана определяется содержанием железа в совокупности пород месторождения, взаимодействующих с растворами, а не только железом пород, непосредственно замещаемых данными минералами. С этим выводом можно согласиться; однако следует подчеркнуть, что, поскольку относительная подвижность железа в процессе формирования магнезиальных скарнов все же ограничена, железистость одноименных минералов в одной и той же зоне метасоматической колонки, но в различных частях одного и того же месторождения обычно значительно различается. Пределы колебаний железистости слюды по зонам колонки, наметившиеся на основе измерения светопреломления 300 образцов флогопитов Таежного месторождения, выглядят следующим образом. В кальцифирах и форстеритовых скарнах преобладают флогопиты с железистостью от нуля до 8%, в фассаитовых скарнах — от 8 до 12% и в околоскарновых породах и жильных скарнах — от 15 до 23%.

Б и о т и т ы с железистостью от 35% и выше встречаются в близкарново-измененных интрузивных породах и алюмосиликатных породах вмещающего комплекса как реликтовые и как послемагматические новообразования.

Являясь типичным минералом преобразованных магнезиальных скарнов и околоскарновых пород, флогопит постоянно встречается в ассоциации с исходными минералами этих пород. Проведенное нами исследование величин светопреломления нескольких сотен образцов пироксенов, роговых обманок и флогопитов из магнезиальных скарнов и околоскарновых пород железорудных и флогопитовых месторождений Алдана показало отсутствие какой-либо четко выраженной устойчивой закономерности в соотношении величин железистости между различными парами этих минералов в породах магнезиальноскарнового комплекса. Немногочисленные химические анализы таких пар минералов подтверждают сказанное. Эти данные могут указывать на возможное отсутствие в ряде случаев термодинамического равновесия между пироксенами и замещающими их флогопитами. Вместе с тем порядок железистости вырисовывается довольно определенно — в пироксенах она выше, чем в ассоциирующих с ними магнезиальных слюдах. Что касается распределения железа между сосуществующими флогопитами и скарновыми роговыми обманками, то у слюд железистость ниже, но с увеличением общего уровня f_m различия в ее значениях у этой пары минералов уменьшаются, и при некотором уровне возможна инверсия порядка железистости.

МИНЕРАЛЫ КОМПЛЕКСА ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ — АПОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ, ВНЕЗОНАЛЬНЫХ И ЭНДОКОНТАКТА

В е з у в и а н в качестве минерала, замещающего шпинель и силикаты магнезиальных скарнов, а также карбонаты в составе последних, распространен значительно шире гроссуляра; он является типоморфным минералом известковых скарнов магнезиальноскарновой формации (Шабынин, 1968). Количество его в породах каждой зоны ограничивается количеством глинозема, заключенного в шпинели и в фассаите (если последний входил в состав скарна магматической стадии). В скарнах эндоконтакта везувиан встречается редко и не достигает значительного развития. В такой позиции он указывается в контактах о-ва Скай (Tilley, 1951), в пироксен-гранатовых скарнах Холь-Гола (Watanabe, 1943) и наблюдался нами в месторождениях Саргардон и Кошмансай. Здесь следует подчеркнуть, что при оценке значения везувиана (как типоморфного минерала апомагнезиальных скарнов) мы исключаем из рассмотрения крупные массы существенно везувиановых пород, возникающих в контактовых ореолах интрузи-

вов как скарноиды на месте карбонатных осадков, сильно загрязненных глинистым материалом. Примерами таких везувиановых пород могут служить бериллиеносные "скарны", описанные Я.А. Косалсом (1961), и широкоизвестные многочисленные безрудные везувиановые "скарны" Западного Узбекистана (Кучукова и др., 1971). С учетом сказанного различие при описаниях везувиановых скарнов и скарноидов становится необходимым.

Везувиановый скарн то слагает довольно обособленные зоны между кальцифитом и шпинель-гранатовым (или волластонит-гранатовым) скарном, как в месторождениях Странджи (Василев и др., 1962, стр. 207; 1964, стр. 302), в Магнетитовом месторождении Еравнинской группы (по материалам Г.С. Руманцева) или в Крестморе (Burnham, 1959; Daly, 1935), то развивается с ясным замещением шпинельсодержащих скарнов. При этом он часто концентрируется преимущественно у границ шпинель-фассаитового скарна с форстеритовым, явно тяготея к более магнезиальной части скарнового тела (см. фиг. 19). Примечательно, что аналогичная тенденция подчеркнута выражена в некоторых телах родингитов, где везувиан также нередко концентрируется у контакта с гипербазитами (Колесник, 1966). В монтичеллитовых скарнах везувиан встречается в виде вкрапленности и в обособленных линзовидных телах (Леспромхозное месторождение). В ряде случаев длина экзоскарновых тел, сложенных существенно или даже преимущественно везувианом, в контактовых ореолах интрузивов достигает сотен метров, а мощность - 80-100 м.

Поскольку везувиан встречается практически во всех зонах метасоматической колонки магнезиальных скарнов и в скарнах эндоконтакта, его минеральные ассоциации разнообразны. В различных сочетаниях с везувианом встречаются (и характерны) следующие минералы: фассаит, шпинель, основной плагиоклаз, хондродит, флюорит, монтичеллит, мервинит, мелидит, флогопит, паргасит, ксантофиллит, скаполит, гроссуляр, андрадит, диопсид- и салит-авгиты, волластонит, куспидин, кальцит, магнетит, харкерит, вонсенит. В месторождениях с интенсивными грейзеновыми проявлениями в скарнах к перечисленным выше минералам добавляются мусковит и литиевые слюды, флюорит, селлаит, бериллиевые минералы, также кварц, касситерит, сульфиды железа, меди, свинца и цинка и др.

Положение везувиана во времени по отношению к перечисленным минералам определяется тем, что он развивается с отчетливым замещением фассаита, шпинели, форстерита, хондродита, волластонита, монтичеллита (и мервинита), ксантофиллита, а нередко и флогопита. Взаимоотношения с гроссуляром, салит-авгитом и магнетитом изменчивы, и наряду с четким замещением этих минералов везувианом в одних местах наблюдается развитие их по везувиану в других и близкое, по-видимому во времени, развитие гроссуляра и везувиана в третьих. Известны (Ескеманц, 1922, стр. 374) пойкиловростки паргасита и скаполита в везувиане. Из минералов грейзенового комплекса все (кроме части флюорита) развиваются с его замещением.

Контрастные особенности минеральных ассоциаций везувиана в аломagneзиальных известковых скарнах существенно дополняются тем, что среди этих везувианов преобладают разности, содержащие 2,5-5,0 MgO (Шабынин, 1968).

При полном замещении тел магнезиальных скарнов известковыми скарнами везувиан нередко слагает четко выраженную зону, граничащую с мрамором. В таких контактах следует ожидать значительных различий в магнезиальности везувиана из скарнов эндоконтакта и скарнов зоны, граничащей с мраморами (даже при кальцитовом составе последних).

Учитывая особенно крупные размеры сложенных везувианом скарновых масс в месторождениях с интенсивно проявленной грейзенизацией, высокие содержания фтора и магнезиальность этих везувианов, мы рассчитали пять узлов системы $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ при вполне подвижных F и MgO (Шабынин, 1968). На полученной диаграмме (фиг. 42) поле устойчивости везувиана четко ограничено в области низких μ_{F} и μ_{MgO} линией расположения везувиана на $\text{Gr}+\text{Vol}+\text{Ft}$ (Ка), а в области высоких значений μ_{MgO} при низких μ_{F} - линией $\text{Vez} = \text{Pi}+\text{Шп}+\text{Ft}$ (Ка). С повышением μ_{F} в этом конце диаграммы граница устойчивости везувиана (линия $\text{Vez} = \text{Pi}+\text{Kc}+\text{Ft}$) уходит в область меньшей магнезиальности, где уста-

та. Среди последних абсолютно преобладают промежуточные разности (25–75 мол.% Андр), в скарнах же экзоконтакта часты гроссуляры. Появление последних здесь закономерно и определяется фассаитовым характером исходного пироксена скарна и наличием шпинели. Общее содержание глинозема в шпинель-фассаитовых скарнах в среднем таково (см. стр. 39), что диффузии этого компонента из области эндоконтакта в область экзоконтакта в большинстве случаев ожидать нельзя, а иногда би-метасоматический процесс послемагматического скарнообразования должен протекать с диффузией глинозема в направлении, обратном наблюдающемуся при скарнировании известняков. В поперечных разрезах скарновых тел главные массы гроссуляра занимают устойчиво несколько более тыловую позицию, чем везувиан.

Андрадит в скарнах экзоконтакта, по-видимому, почти всегда более поздний по сравнению с гроссуляром и появляется преимущественно в железорудных месторождениях. Последнее обстоятельство часть исследователей пытается использовать в качестве поисково-разведочного критерия в рудных полях с пестрым фашиальным составом скарнов и оруденения (Naake, Ossenkopf, 1966). На такие возможности указывали ранее Е. Д. Карпова и А. Г. Ивашенцев (1954), а Н. В. Соболев (1964) приводит даже статистическую корреляционную кривую средних составов гранатов месторождений с различным составом оруденения. Однако неточности формационного разделения скарнов в работах указанных авторов и другие причины вызывают противоречия между новыми фактическими данными и выводами по упомянутым исследованиям. Указываемые В. А. Жариковым (1968б) устойчивые соотношения железистостей пироксена и гранита для скарнов по известнякам, несущих оруденение различного состава, нарушаются в апомгнезиальных известковых скарнах с аналогичным составом оруденения. Здесь намечаются (как преобладающие) иные соотношения, закономерности которых еще недостаточно изучены. Типоморфные минеральные парагенезисы граната в обсуждаемых скарнах изучены также еще слабо. Во всех случаях гранат развивается с замещением магнезиальных силикатов, шпинели (также плагиоклаза) и карбонатов. В ассоциации с форстеритом и гумитовыми минералами замещающий их гроссуляр описан в ряде месторождений (Некрасов, 1966; Tilley, 1951; Meng, Chang, 1935; Eckermann, 1922; Felts 1947; Holser, 1950). Ассоциация андрадита с форстеритом и гумитовыми минералами также довольно распространена (Calkins, Butler, 1943; Лисицын, 1970; и др.). Находки ближе не охарактеризованного граната в ассоциации с везувианом и обильным форстеритом описаны в Спринг Маунтин (Umpleby, 1913). В большинстве этих и других случаев вместе с указанными минералами в породах одновременно присутствуют и другие минералы магнезиальных скарнов (шпинель, флогопит), а также известковоскарновые минералы (ксантофиллит, монтичеллит, везувиан, мелилит и др.).

Гранат гроссулярового состава, развивающийся с замещением шпинели, обычно распределяется в массе скарна около ее зерен, изредка же образует жилки, секущие массу породы, которая может быть сложена и серпентином, заместившим скарновые минералы после образования граната. На табл. XII, 1 показаны формы выделений граната, заключенного в апофорстеритовой серпентиновой породе. Аналогичным образом, судя по описаниям, выглядят и гранаты в серпентиновых массах других месторождений (Лисицын, 1970; Газизова, 1962, стр. 186; Meng, Chang, 1935).

Появляющийся реже, преимущественно в магнетитовых месторождениях, андрадитовый гранат нередко образует жилки в массе породы. В качестве примера В. Холсер (Holser, 1950; стр. 1074) указывает на пересечение микрожилками хондрита зерен граната состава Андр₅₅Грос₂₅Альм₂₀. Интересны характеристики двух образцов ассоциирующего с хондритом граната из скарнов горы Мансьо, приводимые Г. Эккерманом (Eckermann, 1922, стр. 364) в виде Грос_{78,2-92,7}Альм_{16,9-5,2}Пир_{2,5-2,1}Спес_{2,4-2,1}. Здесь обращает на себя внимание полное отсутствие в гранатах андрадитовой составляющей (содержание Fe₂O₃ по химическим анализам равно 0,0–0,24%), что для гранатов экзоскарнов достаточно необычно.

Гранат внезональных известковых скарнов абиссальной фации, ассоциирующий с ферриавгитом, имеет высокую железистость (Сердюченко, Павлов, 1960а), в среднем около 80% андрадитовой составляющей. В ассоциации с ним появляются кальцит, основной скаполит и ортоклаз (в железорудных месторождениях Алданского шита).

Из элементов-примесей в гранатах следует отметить спорадически высокие содержания олова – от 0,3% Sn (Glass a. o., 1944) до 0,53% (Некрасов, 1966) и до

1,44% Sn (Saksela, 1951, стр. 206) и повышенные бериллия и бора – соответственно до 0,19% BeO (Glass a.o., 1944) и до 0,11% В (Некрасов, 1966) – в апомагнезиальных скарнах некоторых месторождений с оловянной, бериллиевой и борной минерализацией.

Гидрогрессуляр установлен в значительном развитии в немногих рудных полях. В ряде контактов, аналогичных представленным на фиг. 18, 19, отмечен в Полярной Якутии в ассоциации с волластонитом в узких зонах биметасоматических скарнов эндоконтакта. Показатель преломления этого граната $N = 1,680$. Из других находок укажем контакты Крестмора (Белянкин, Петров, 1941) и батолита Боулдер (Kporf, 1953). В последнем гидрогрессуляр ассоциирует с ксантофиллитом, шпинелью, везувианом и другими минералами.

Ксантофиллит (клинтонит) – типоморфный минерал апомагнезиальных известковых скарнов в фациях глубинности, начиная от волластонитовой (кверху). Высокая глиноземистость и магнезиальность минерала полностью исключают его образование в скарнах по известнякам на контактах с гранитоидами кислого и среднего составов, и если исключить находки ксантофиллита в контактах известняков с основными и ультраосновными породами, то появление этого минерала в скарнах гранитоидных контактов неизменно сопровождается отчетливыми признаками магнезиальности карбонатных пород, подвергшихся скарнированию.

Ксантофиллит чаще всего ассоциирует с фассаитом, шпинелью (реликтами которой он часто бывает переполнен), с флогопитом, грессуляром, везувианом, кальцитом, амезитом, мелилитом и монтичеллитом, реже с форстеритом, гумитовыми минералами, а также с битовнитом, некоторыми абиссофобными силикатами кальция и боратами. На табл. XII, 2 отчетливо видно развитие ксантофиллита из стыков вонсенита со шпинелью с замещением последней. Количественно редко ксантофиллит превышает 5–10% массы породы (Kporf, 1953), хотя распространен явно шире, чем известно по литературным данным¹. Ксантофиллит обнаружен в скарнах Полярной Якутии, Дальнего Востока, Горной Шории, Киргизии. Из зарубежных месторождений наиболее известны контакты Паргаса (Laitakari, 1920), Адамелло и гор Мондони (Tomasi, 1940; Colbertaldo, 1940; и др.), батолита Боулдер (Kporf, 1953), каменноломни Крестмора (Eakle, 1916, 1917), а также о-ва Скай (Tilley, 1951) и скарны выбросов Монте Соммы (Doelter, 1912).

Салит-авгиты и ферриавгиты охарактеризованы выше вместе с другими пироксенами.

Волластонит в составе кальцифиров, скарнов и околоскарновых пород обеих частей контакта распространен в различных количествах. Развиваясь из контакта интрузивной породы с магнезиальными скарнами, волластонит (с гранатом) распространяется как в сторону интрузивной породы, так и в массу шпинель-пироксенового скарна (см. фиг. 18, 19; Tilley, 1949, 1951). Такое положение существенно волластонитового скарна в разрезе контакта – концентрация его в более тыловых зонах колонки с замещением пироксена – довольно распространено и характерно. Лишь редко этот минерал слагает зоны на контактах грессуляр-везувиановых скарнов с кальцифирами (Eckermann, 1924).

Среди минералов, в различных сочетаниях встречающихся в ассоциации с волластонитом, укажем клинопироксены (в том числе фассаит, диопсид- и салит-авгиты), плагиоклазы, скаполиты, гранаты, везувиан, кальцит, кварц, а также ксантофиллит, монтичеллит (Burnham, 1959), флогопит (Eckermann, 1924; и др.) и хондродит. Последняя ассоциация, по-видимому, наиболее редка, в частности, она встречается в месторождении Сянхуалин, где зерна хондродита образуют включения в грессуляре и волластоните (Meng, Chang, 1935). Волластонит иногда замещается гранатом и везувианом, однако чаще развивается с замещением указанных минералов и магнезиальных клинопироксенов. Известны случаи интенсивного замещения волластонитовых скарнов спадаитом (Nolan, 1935). Г. Эккерман описывает обрастание диопсидовых зерен "звездами" волластонита (Eckermann, 1924, стр. 505).

¹ Автору приходилось встречаться с ошибочными определениями ксантофиллита, когда он принимался за гиперстен или андалузит.

При разрастании зоны волластонитового скарна в сторону эндоконтакта этот скарн наступает на зону околоскарновой породы, и волластонит появляется в ассоциациях с полевыми шпатами. Имеющиеся в литературе химические анализы волластонита из магнезиальноскарновых контактов показывают наличие в составе минерала кроме железа заметных количеств магния, а нередко и глинозема (Бадалов, 1965; Мойсеева, 1956; Керимов, 1959; Eckermann, 1922; Burnham, 1959; Superceanu, 1958). По этим анализам содержание MgO колеблется от 0,32 до 2,14% (среднее 1,1%), глинозема же - от 0,28 до 1,37% Al_2O_3 (среднее 0,8%). Что касается железистости этих волластонитов, то наиболее примечательная разность минерала (с 9,29% FeO и без MgO) описана из контактов о-ва Скай в ассоциации с геденбергитом и гранатом (Tilley, 1948).

В околоскарновой породе с плагиоклазом состава An_{78-90} волластонит наблюдался в месторождении Малко Тырново. Эта ассоциация, соответствующая низкой щелочности и железистости растворов, с ростом щелочности замещается пироксеном со скаполитом, а с увеличением железистости - пироксен-гранатовым скарном.

Д и д и м о л и т очень редок. Он известен в месторождении Сянхуалин (КНР) в ассоциации с амфиболом, шеелитом, хондродитом и селлаитом.

И л ь в а и т в скарнах зоны б редок. Описан в месторождениях Факии (Болгария), в Полярной Якутии и в части месторождений Адирондака (США). В первом случае представлен марганцевой разностью и ассоциирует с кальцитом и пироксеном. В Якутии образует жилки в пироксен-гранатовых скарнах (Некрасов, 1966) и отмечен Н.Н.Перцевым в жилке рассекающей кристаллы вонсенита (Шабынин, 1961а). Описания ильваита в салитовых скарнах железорудных месторождений Адирондака приведены у Б. Леонарда (Leonard, Buddington, 1964), а в цинковом месторождении Болмет, где ильваит также марганцовистый, - у Дж. Брауна (Brown, 1936b). Нередко за ильваит ошибочно принимался людовигит - распространенный минерал магнезиальноскарновых месторождений (Шабынин, 1955).

П е к т о л и т как продукт изменения апомагнезиальных известковых скарнов сравнительно редок. В ассоциации с волластонитом и фассаитом - это второстепенный минерал скарнов о-ва Скай (Tilley, 1951). Указывается в Монцони вместе с фассаитом, флогопитом и лейхтенбергитом (Kleibelsberg, 1935) и в скарнах Фассаталя (Lemberg, 1872).

С в а б и т - один из редких минералов в кальцифирах месторождений гипабиссальной фации. Значительно развит в апомагнезиальных известковых скарнах. В ассоциации с клиногумитом и людовигитом, вблизи контакта кальцифира с зоной гранатдиопсидовых скарнов он описан Г.М.Утехиным (1961). В парагенезисе с курчатовитом и другими боратами обильные выделения свабита указываются С.В.Малинко и Д.Э.Цыденовой (1970) в кальцифирах, претерпевших частичное известковоскарновое замещение.

А б и с с о ф о б н ы е известково-магнезиальные и известковые силикаты в составе апомагнезиальных скарнов представлены монтичеллитом, геленитом, мервинитом, спурритом и тиллеитом. Хотя монтичеллит и мервинит появляются в составе пород метасоматической колонки магматического этапа, однако в основном они известны в качестве послемагматических минералов в зонах кальцифиров, форстеритовых и пироксеновых скарнов и развиваются с замещением не только форстерита, фассаита и шпинели, но и гумитовых минералов. Монтичеллит замещается гроссуляром и везувианом. Наиболее известны разнообразные и сложные ассоциации монтичеллита, описанные в скарновом контакте Крестмора, зональность которого такова (Burnham, 1959):

Кварц-монцонит-порфир	Гроссуляр с подчиненным волластонитом и диопсидом	Везувиановая зона с кальцитом, ксантофиллитом и др.	Монтичеллитовая зона сложного состава	Бруситовый мрамор
-----------------------	---	---	---------------------------------------	-------------------

Местами везувиановая зона непосредственно граничит с мраморами. В монтичеллитовой зоне выражена сильная тенденция к зональности: монтичеллит, форстерит,

клиногумит, спуррит, тиллеит, шпинель и ксантофиллит концентрируются в бедной кремнеземом и богатой кальцием внешней части зоны, а монтичеллит, мервинит, куспидин и мелилит (геленит – 60%, окерманит – 40%) ± ксантофиллит – в более богатой кремнеземом внутренней части этой зоны. При этом форстерит и клиногумит образуют достаточно обособляющуюся зону шириной от 1 до нескольких сантиметров, примыкающую к контакту с мрамором. В этих условиях напрашивается представление о том, что в приведенной схеме зональности контакта Крестмора в монтичеллитовой зоне оказались объединены шпинель-пироксеновая и шпинель-форстеритовая зоны магнезиальскокарновой метасоматической колонки.

Из других зарубежных находок интересны мощные мервинитовые скарны месторождения Иглики (Иванова-Панайотова, 1962), сопровождающиеся и монтичеллитовыми скарнами. Ассоциация мелилита и монтичеллита с фассаитом и плеонастом отмечается А. Харкером (1937, стр. 100) для района Монциони. В СССР монтичеллит и другие минералы данной группы в различных ассоциациях описаны в ряде скарновых месторождений в доломитовых контактах (Бадалов, 1965; Бадалов и др., 1958; Дженчураев, 1970; Шабынин, Унанова, 1972 а; Перцев и др., 1968).

МИНЕРАЛЫ СТАДИЙ КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ И ПОЗДНЕЙ ШЕЛОЧНОЙ, НЕ ИМЕЮЩИЕ ЭКОНОМИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ

А д у л я р, а л ь б и т и о р т о к л а з охарактеризованы выше, вместе с полевыми шпатами околоскарновых пород.

А м ф и б о л ы в о л о к н и с т ы е р я д а т р е м о л и т – а к т и н о л и т встречаются в породах всех зон экзоконтакта и в эндоскарнах, преимущественно в тыловых зонах экзоскарнов и в гипабиссальных месторождениях. Они изучены крайне слабо. Появление их в скарнах соответствует началу стадии кислотного выщелачивания.

А н г и д р и т и г и п с в качестве породообразующих минералов в породах рассматриваемой зоны сравнительно редки. В докембрийских комплексах ангидрит наблюдался нами в крупнокристаллическом цементе брекчий шпинель-пироксеновых скарнов и жилками в магнетитовых рудах Таежного месторождения. В стыках с людвицитом в этих рудах ангидрит включает в себя тонкие иглы ссайбеллита. Более широко он распространен в аналогичных скарнах того же региона (Каргатьев, 1970). В гипабиссальных условиях ангидрит развит в скарнах медного месторождения Кристмэс (Perry, 1969), где участвует в строении ритмически-полосчатых пород, и на ряде участков полиметаллического оруденения в районе Молдова Нова (Gheorghita, 1969). В последнем месторождении ангидрит ассоциирует с минералами магнезиальных и замещающих их известковых скарнов в качестве образования, одновременно с амфиболами, тальком и сульфидами.

Широкого распространения в составе карбонатных толщ, вмещающих скарновые тела, и в рудоносных скарнах ангидрит достигает в полиметаллических месторождениях Алмалыкского рудного узла (Бадалов, 1970; Бадалов, Туресбеков, 1968; Виноградов и др., 1969). В небольших количествах он наблюдался нами в околоскарновых породах участка Младеново в месторождении Малко Тырново в ассоциации с волластонитом и частично со скаполитизированным плагиоклазом. Гипс в небольших количествах сопровождает ангидрит в некоторых из указанных месторождений.

А п о ф и л л и т в небольших количествах установлен в кальцифирах и экзоскарнах многих гипабиссальных месторождений (Махмудов, 1960; Tilley, 1951; Бадалов, 1965). Тесно ассоциирует с цеолитами, пренином, пектолитом, таумаситом.

А р а г о н и т, б р е й н е р и т, г и д р о м а г н е з и т и м е з и т и т охарактеризованы выше с другими карбонатами (см. доломит, кальцит).

Б а р и т редок. Он описан в пустотках выщелачивания и оловоносных пироксеновых скарнах (Trüstedt, 1907; Wang, Hsiung, 1935), а также вместе с флюоритом в измененных пироксеновых скарнах железорудного месторождения (Leonard, Buddington, 1964).

В а г н е р и т очень редок. Указывается в ассоциациях с эвдидимитом, тааффеитом, слюдами, флюоборитом, хондродитом, флогопитом, шпинелью и гранатом в одном из месторождений КНР (Хуан Вэнь-куй и др., 1958).

Галлуазит и другие глинистые минералы — каолинит, монтмориллонит, нонтронит — в качестве гипогенных и независимых от рудной минерализации описаны в оловянно-бериллиевых скарново-грейзеновых месторождениях Аляски (Sainsbury, 1960). Известны они и в ряде других гипабиссальных месторождений.

Гизингерит описан только в актинолитовых апоскарновых породах с сульфидной минерализацией (юго-западная Финляндия; Сушинский, 1912).

Железистые хлориты — дафнит, тюрингит и пеннин — изредка встречаются в измененных кислотным выщелачиванием пироксеновых скарнах и в ритмически-полосчатых скарново-грейзеновых образованиях (Meng, Chang, 1935; Wang, Hsiung, 1935; и др.). Пеннин на основании оптических данных указывается преимущественно в апомагнезиальных известковых скарнах; он замещает везувиан, гранат и пироксен.

Кварц вместе с халцедоном образует агрегаты в кальцифирах и в серпентиновых породах форстеритовой зоны. Несколько чаще эти же минералы, местами с опалом, отмечаются в пустотках выщелачивания среди измененных апомагнезиальных известковых скарнов. Более высокотемпературный кварц (вместе с эпидотом и другими минералами) иногда сопровождает шеелит. В этих случаях он образует вкрапленность, гнезда и жилки в массе скарна.

Клиноцоизит, цоизит, эпидот, тулит и пьомонтит. В кальцифирах и форстеритовых скарнах эпидот и цоизит очень редки, несколько чаще они встречаются в шпинель-фассаитовых скарнах с примесью плагиоклаза. Эти минералы сравнительно распространены в апомагнезиальных известковых скарнах, эндоскарнах и в околоскарновых породах обеих частей контакта, иногда значительны в ритмически-полосчатых скарново-грейзеновых образованиях. Почти во всех случаях они обнаруживают признаки принадлежности к стадии кислотного выщелачивания; скарновые эпидозиты также очень редки. К таким, возможно, следует относить шеелитовые "известково-силикатовые гнейсы" района Тэриэл Спрингс (Tweto, 1960), сложенные гроссуляром, диопсидом или клиноцоизитом. Значительные массы различных эпидотовых минералов описаны в скарновом контакте гранита Кверигут (Struwe, 1958). В измененных скарнах и в околоскарновых породах эти минералы появляются обычно с амфиболами, кварцем, кальцитом, хлоритом, пренитом, реже с флюоритом и в плотных массах содержат реликты граната, пироксена и полевых шпатов (реже скаполитов). Соотношения железистостей эпидота и минералов скарнов не изучены. Отмеченные границы железистости эпидота в ассоциации с реликтами полевых шпатов и скарновых минералов в различных месторождениях колеблются от 10–15% (в отсутствие кварца) до 20–30% железистого минерала (в присутствии кварца).

Марганцовистые разновидности — тулит и пьомонтит — редки, отмечены в везувиан-гранатовых (Glass a. o., 1944) и в шпинель-фассаитовых скарнах (Шабнин, Унанова, 1972a).

Пумпеллит заметно распространен как примесь в скарново-грейзеновых образованиях Казахстана (по материалам А. М. Заседателя) и в измененных салит-авгитовых скарнах района Адирондака (Leonard, Buddington, 1964; Sims, 1958). Принадлежность пумпеллита к абиссофобным минералам (Коржинский, 1944; Coombs, 1960) не согласуется с его распространенностью в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций гренвильской серии (25 км глубины — Shaw a. o., 1963, стр. 613; 10 км глубины — Buddington, 1939). По-видимому, образование его здесь следует связывать с проявлениями более молодого магматизма, уже в условиях меньших глубин. Редкие наши находки пумпеллита в измененных жильных скарнах Алдана располагаются в пределах возможного контактового влияния мезозойских сиенитов.

Криолит очень редок. Он отмечен в ассоциации с касситеритом в скарново-грейзеновых ритмически-полосчатых образованиях (Meng, Chang, 1935).

Криофиллит, протолитионит, циннвальдит встречаются в скарново-грейзеновых образованиях экзоконтакта в олово-редкометалльных месторождениях. Развиваются с использованием глинозема шпинели. По отношению к флюориту агрегаты литиевых слюд являются более поздними (табл. XII, 3). Часть слюд слагает тонкие жилки, секущие как ритмическую полосчатость пород, так и жилки литиевого турмалина. Из указанных трех слюд более редкой является крио-

филлит. Химические анализы и оптические характеристики всех этих слюд не отклоняются от средних (Meng, Chang, 1935; Knopf, 1908; Huang Jun-hui a.o., 1965).

К у с п и д и н и к ю с т е р и т распространены ограниченно в соответствии с условиями температуры и давления углекислоты, а также активности фтора в растворах, необходимыми для образования этих минералов. Они являются характерными минералами измененных апомагнезиальных известковых скарнов геленит-монтичеллитовой и ларнит-мервинитовой фаций глубинности. В ассоциациях с куспидином отмечены фассаит, монтичеллит, мервинит, везувиан, флогопит, клиногумит, плеонаст, кальцит, магнетит, гроссуляр, харкерит, спуррит, тиллеит (Перцев и др., 1967); Tilley, 1951; Burnham, 1959; Osborne, 1932). Кюстерит установлен Н. Н. Перцевым (устное сообщение) в монтичеллитовых скарнах Иглики (Болгария).

М у с к о в и т встречается почти исключительно в скарново-грейзеновых ритмически-полосчатых образованиях и в контактирующих с ними частях измененных интрузивных пород. Слюды этой группы изучены слабо. Для образца из Казахстанского месторождения М. А. Заседателей (личное сообщение) приводит 3,70% FeO и 0,69% Sc. Обращает на себя внимание, что зеленая окраска и повышенное светопреобразование характерны для мусковитов ряда аналогичных месторождений из других регионов. По-видимому, повышенная железистость свойственна слюдам ритмически-полосчатых пород. Как и литиевые слюды, мусковиты развиваются с использованием глинозема шпинели и замещением скарновых минералов (табл. XII, 4,5).

П е к т о л и т охарактеризован выше (стр. 111).

П р е н и т распространен как примесь в ассоциации с клиноцоизитом и цоизитом, амфиболами, кальцитом, хлоритом, кварцем, реже с флюоритом и цеолитами в подвергшихся изменениям околоскарновых породах гипабиссальных месторождений, главным образом в тектонически нарушенных участках. Значителен в скарновом контакте гранитов Кверигут (Struwe, 1958).

С е л л а и т встречается исключительно в скарново-грейзеновых образованиях, в том числе в ритмически-полосчатых породах и в сопровождающих их массах замещения доломитовых мраморов (Комарова, 1965; Аполлонов, 1966; Гуляев, 1969а,б; Говоров, 1958, 1966; и др.). Обычно в примеси (с флюоритом) иногда значителен (> 5% массы породы). Ассоциирует с хондродитом, везувианом, магнетитом, шпинелью, мусковитом и литиевыми слюдами, флюоборитом, турмалином, касситеритом. Отмечен в ассоциации с бериллиевыми минералами (Комарова, 1965).

С п а д а и т как порообразующий описан лишь в одном месте (Nolan, 1935) в качестве продукта замещения волластонитового скарна. Заключает здесь промышленное самородное золото.

Т а у м а с и т встречен в породах внешних зон метасоматической колонки, подвергшихся известковоскарновому замещению (Бадалов, 1965; Burnham, 1959; и др.), в частности, в монтичеллитовой фации глубинности. Кроме минералов скарнов с таумаситом в жилках отмечены пектолит, антофиллит, цеолиты (Бадалов, 1965).

Т о п а з в скарнах экзоконтакта редок. В ассоциациях с флюоритом, турмалином, циннвальдитом, гранатом, пироксеном и другими минералами значителен в оловоносных и бериллиеносных скарново-грейзеновых образованиях в месторождениях Аляски (Sainsbury, 1960, 1963, 1964, 1968, 1969); частично здесь сильно аргиллизирован. В прилежащих к скарнам частях грейзенизированных интрузивных пород в этих и подобных им месторождениях других регионов топаз встречается значительно чаще (Meng, Chang 1935; Trüstedt, 1907; Гуляев, 1969б; и др.).

Ф л ю о р и т - главный минерал ритмически-полосчатых пород скарново-грейзеновых месторождений, в которых он развивается с замещением карбонатной части ядер и светлых (кальцифировых) полос. В этих породах выделяется несколько генераций минерала, различающихся структурным положением их по отношению к силикатам и рудным минералам (Wang, Hsiung, 1935; Sainsbury, 1964; Комарова, 1965; и др.). В зонах кальцифиров и скарнов экзоконтакта флюорит иногда сопровождает касситерит (Trüstedt, 1907; Хазов, 1967) и может достигать значительного развития. В микропримеси вместе с эпидотом и кальцитом он изредка отмечается в частично измененных околоскарновых породах.

Ц е о л и т ы в кальцифирах и скарнах экзоконтакта гипабиссальной части месторождений встречаются не часто. Они выполняют трещинки и пустотки растворения, образуют жилки замещения. Цеолиты ассоциируют с различными минералами

скарнов и с минералами, заместившими их. Изучены они слабо. В тех или иных сочетаниях отмечены: десмин (Бадалов, 1965), гейландит, шабазит и морденит (Вахрушев, Цимбалит, 1967), ломонтит (Eakle, 1927), томсонит (Смолин, 1960а). Наибольшее разнообразие указывается в Арендале (Vokes, 1960), где к перечисленным выше минералам добавляются сколецит, мезолит, натролит, стильбит и анальцит.

Я р о з и т очень редок. Он описан в подвергшихся грейзеновым изменениям гранат-везувиановых апомагнезиальных скарнах редкометалльного Казахстанского месторождения (Беус, 1960).

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ СТАДИИ КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Б е р и л л и е в ы е м и н е р а л ы - б а в е н и т, б е р и л л, б е р т р а н д и т, б р о м е л л и т, г е л ь в и н, г е н т г е л ь в и н, д а н а л и т, л и б е р и т, с я н х у а л и т, т а а ф ф е и т, ф е н а к и т, х р и з о б е р и л л, э в д и д и м и т, э в к л а з. За исключением тааффеита, встречаемого в образованиях абиссальной фации (Hudson a.o., 1967), все остальные минералы известны только в месторождениях гипабиссальной фации, в скарново-грейзеновых образованиях типа ритмически-полосчатых пород, в составе которых и описаны (Беус, 1960; Зубков и др., 1969; Намолов, 1969; Сергеев, Намолов, 1969; Holser, 1950; Glass a.o., 1944; Sainsbury, 1963, 1964; и др.). Наиболее редки либерит и сянхуалит (Chao Chuen-lin, 1964), бромеллит, эвдидимит и эвклаз (Хуан Нань-вэй, Ду Шао-хуа, 1958), наиболее распространены - хризоберилл, фенацит, берtrandит, гельвин.

Особенности ассоциаций всех этих минералов бериллия в различных сочетаниях определяются сложностью состава ритмически-полосчатых пород, включающих минералы магнезиальных и известковых скарнов и грейзенового и гидротермально-сульфидного комплексов (см. табл. 17). Говоря о минералах бериллиевых руд типа ритмически-полосчатых пород, необходимо иметь в виду и везувиан. При содержании около 1% BeO большие количества везувиана в скарнах, заключающих и примесь гельвина или других бериллиевых минералов, могут рассматриваться как второстепенные руды (Glass a.o., 1944).

М и н е р а л ы в и с м у т а - с а м о р о д н ы й в и с м у т, в и с м у т и н, г а л е н о б и с м у т и т, т е т р а д и м и т, к о з а л и т. Эти минералы широко распространены, и в месторождениях гипабиссальной фации практически независимо от состава главного орудуения присутствуют те или иные из них. В абиссальной фации самородный висмут и висмутин указываются в полиметаллическом месторождении Кавелторп (Ödman 1933) и в ряде железорудных месторождений Чехословакии (Němec, 1963). Промышленные концентрации известны в золото-медном месторождении Холь-Гол (Watanabe, 1943) и в железорудном Чокадамбулак (Есимов, 1968; Голованов и др., 1956; Бадалов, Есимов, 1968). Вкрапленность висмутовых минералов встречается в породах всех зон экзоконтакта и в эндоскарнах, преимущественно же в измененных породах зон форстеритового и шпинель-пироксенового скарнов. Кроме вкрапленности в кальците и в силикатах, встречаются различные сростания висмутовых минералов с магнетитом и многими из ассоциирующих сульфидов.

М и н е р а л ы в о л ь ф р а м а представлены почти исключительно ш е е л и т о м, распространенным в виде примеси в рудоносных скарнах и кальцифирах. Его концентрации известны в породах зон форстеритового и главным образом шпинель-фассаитового скарнов, а также в ритмически-полосчатых породах олово-редкометалльных скарново-грейзеновых месторождений. В собственно шеелитовых месторождениях минерализация заключена большей частью в апомагнезиальных известковых скарнах гроссуляр-везувиан-диопсид-(или салит) авгитового, реже флогопит-пироксенового состава (Kegg, 1946; Lemmon, 1941a, b; Raymond a.o., 1968; и др.). В ряде месторождений шеелит концентрируется в магнетитовых рудах (Оулд Хиккори и др.), в том числе в людвигитсодержащих, заместивших клиногумитовые скарны (Быстринское в Восточном Забайкалье, Пёла в ГДР, Южная Гекла в районе Коттонвуд в штате Юта и др.). В скарнах эндоконтакта шеелит значителен лишь в единичных случаях (Гитар, Лаффитт, 1961). По отношению к скарновым минералам часть шеели-

та обнаруживает более раннее развитие, чем флогопит (табл. XII, 6) и гранат, и не сопровождается проявлениями интенсивного кислотного выщелачивания. Содержание MoO_3 в шеелите сильно меняется даже в пределах одного и того же месторождения (Кегг, 1946; и др.). Именно в магнезиальноскарновых месторождениях шеелит встречается в "запретных" ассоциациях: образует концентрации в магнетитовых рудах и ассоциирует с минералами бора (второе - вопреки Шнейдерхёну; Schneiderchöhn, 1941).

Минералы железа - гематит, маггемит, магнетит, марказит, мушкетовит, пирит, пирротин, якобит. Они распространены во всех фазах глубинности и в породах всех зон метасоматической колонки в обеих частях контакта. Магнетит и якобит охарактеризованы ранее (вместе с минералами магнезиальных скарнов). Гематит в подавляющем большинстве случаев представлен мартитовой разновидностью, и лишь редко, главным образом в пустотках выщелачивания апомагнезиальных и известковых или жильных ферриавгит-андрадитовых скарнов, встречается спекуларит. Маггемит редок, отмечен в магнетитовых рудах Верхнего Учулена (Кляровский, 1957) и месторождения Грин Фарм (Leonard, Budington, 1964, стр. 125), а также в скарново-грейзеновых месторождениях Казахстанском (Заседателев, 1972) и Гормэн (Wiese, Page, 1946). Мушкетовит на положении примеси отмечен в месторождениях Баната (Kissling, 1967) и Факии (Василев и др., 1962). Марказит известен в некоторых железорудных месторождениях (Вахрушев, 1965) как примесь.

В противоположность марказиту пирит и пирротин широко распространены и значительны в большом числе месторождений с различным составом оруденения. Обращает на себя внимание, что появление части пирротина в скарнах и магнетитовых рудах не сопровождается изменениями скарновых силикатов, наблюдающимися при кислотном выщелачивании и массовом появлении сульфидов. Это позволяет предположить, что часть пирротина образуется еще в границах скарновой стадии. На последнее указывает развитие пирротина еще до турмалинизации околоскарновых пород (табл. XI, 1). Раздельные характеристики пирротинных различной температурности отсутствуют. Постоянные малые примеси в пирротинах не отличаются от таковых в пирротинах из скарнов по известнякам. Для пиритов некоторых полиметаллических месторождений указывается наличие в них значительных количеств серебра ($n \times 100$ г/т).

Развернутое описание характерных взаимоотношений пирита с другими рудными минералами в скарнах железорудных месторождений приводится В. А. Вахрушевым (1965). Какие-либо черты, специфичные для магнезиальноскарновых месторождений, в этих взаимоотношениях отсутствуют.

Минералы золота - самородное золото, электрум, калаверит, креннерит. Золото самородное, главным образом в ассоциациях с теми или иными сульфидами меди, железа, висмута и других металлов, известно во многих месторождениях и в ряде из них является основным предметом добычи (Холь-Гол, Голд Хилл и др.).

Распределение золота в кальцифирах и экзоскарнах таково, что оно чаще локализовано с сульфидами, хотя встречается и вростками в силикатах. Среди последних в одних месторождениях преобладают минералы магнезиальных скарнов, в других - заместившие их известковоскарновые и продукты средне- и низкотемпературных преобразований тех и других. Теллуриды золота установлены в висмутово-магнетитовом месторождении Чокадамбулак (Есимов, 1968) и в золоторудном Кэйбл (Sharwood, 1911).

Золото представлено разнообразно: кроме тонко- и грубодисперсного в ряде мест значительно видимое золото с размерностью от десятых долей миллиметра до величины боба (Nolan, 1935). Наряду с золотом, тесно связанным с сульфидами (Вахрушев, 1967), имеется вкрапленное в скарновых силикатах и продуктах их изменения (серпентине, спадаите и др.). Характеристики примесей имеются для небольшого числа месторождений (Вахрушев, 1972). Содержание серебра колеблется от 3,1 до 17,8%, меди - от 1 до 3%. Характерна повышенная встречаемость золота с магнетитом и наличие этих двух минералов в ряде месторождений (Тардон, Бозымчак и др.). В одних месторождениях золото находится частично в преобразованных магнезиальных скарнах и серпентиновых породах, в других - преимущественно в апомагнезиальных гранатовых, везувиановых, пироксен-тремолитовых и волластонитовых скарнах и продуктах их изменения - хлоритовых, реже спадаитовых массах. Из сульфидов, часто встречающихся с золотом, обращает на себя внимание лёллингит, который в место-

рождении Рейхенштейн (Neuhaus, 1933; Kowalski, 1966) вместе с серпентином вмещает золотооруденение. В месторождении Тарор золото ассоциирует с арсенопиритом.

Минералы кобальта - кобальтин, линнеит, сафлорит. Эти минералы распространены мало, хотя встречаются в породах различных зон экзокарна в качестве примеси среди сульфидов меди, цинка, железа и никеля в железорудных и полиметаллических месторождениях различной глубинности (Вахрушев, 1965; Василев и др., 1962, Ödman, 1933). В Инском месторождении кобальтин образует вроски в арсенопирите.

Минералы лития - лепидолит¹ и либерит известны только в скарново-грейзеновых образованиях некоторых месторождений юга КНР. Лепидолит встречается в ассоциациях с флюоритом, хондродитом, шпинелью, флюоборитом, касситеритом и гроссуляром. Химический анализ его показал (Meng, Chang, 1935) содержание (вес.%): FeO = 7,19; Li₂O - 4,18; F - 2,24 и В₂O₃ - 2,48. Либерит (Chao Chuen-lin, 1964), так же как и лепидолит, связан с образованием метасоматических жил, сопровождающих ритмически-полосчатые породы, ассоциирует с сянхуалитом, флюоритом и другими минералами.

Минералы марганца - манганит и яacobсит. Первый встречен в ассоциациях с турмалином и флюоритом в ритмически-полосчатых оловоносных скарново-грейзеновых образованиях Сянхуалина (Meng, Chang, 1935). Яacobсит описан в составе руд Магнетитового месторождения (Румянцев, 1965).

Минералы меди - самородная медь, борнит, брошантит, валлериит, виттихенит, клапротит, ковеллин, кубанит, куприт, макинавит, малахит, неодигенит, теннантит, тетраэдрит, халькозин, халькопирит, энаргит. В различных сочетаниях и количествах эти минералы известны в большинстве гипабиссальных и во многих абиссальных магнезиально-скарновых месторождениях с различным составом оруденения. Медносульфидная минерализация встречается во всех зонах метасоматической колонки магнезиальных скарнов (табл. XII, 7) и в скарнах эндоконтакта, промышленные же концентрации этих сульфидов располагаются преимущественно в магнезиальных скарнах, подвергшихся значительному известковоскарновому замещению. Этими двумя обстоятельствами определяются и особенности силикатной части минеральных ассоциаций перечисленных выше минералов меди. В качестве сравнительно редких можно отметить ассоциации халькопирита с кубанитом и пиритом (Perry, 1969), а также теннантита с энаргитом и борнитом (Wang, Hsiung, 1935). Халькопирит иногда образует кристаллографические ориентированные вроски в борните, заключает игловидные включения сфалерита (Watanabe, 1943). Известны его концентрации на основе замещения им магнетитовых руд (Василев и др., 1964; Kennedy, 1931; и др.). Промышленные концентрации перечисленных выше минералов меди и особенности их парагенезисов, детали структур и текстур руд охарактеризованы в ряде работ (Васильев и др., 1964; Trüstedt, 1907; Geijer, 1917; Calkins, Butler, 1943; Kerr, 1946; Hobbs, 1945; Perry, 1969; Ödman, 1933; Watanabe, 1943).

Минералы молибдена - молибденит, повеллит. Молибденит в скарнах экзоконтакта редок и почти никогда не превосходит значения малой примеси. Он указывается в скарново-магнетитовых рудах района Норберг (Geijer, 1920, 1927), в полиметаллических месторождениях Центральной Швеции (Ödman, 1933), в шпинель-пироксеновых с флогопитом скарнах о-ва Мадагаскар (Savornin, 1937) и Суанского месторождения (Watanabe, 1943), а также в ряде месторождений провинции Квебек (Wilson, 1924). Молибденит наблюдался автором в салит-авгитовых скарнах Пионерского месторождения. Сравнительно чаще и в несколько больших количествах он встречается в околоскарновых породах и в скарнах эндоконтакта. Повеллит еще более редок; вместе с молибденитом и шеелитом он упоминается в скарнах месторождений Гормэн (Wiese, Page, 1946) и Айрон-Маунтин (Jahns, 1944a, b).

¹ Не представляющие экономического интереса другие литиевые слюды охарактеризованы в числе минералов группы IIIa (см. табл. 2).

Минералы мышьяка - самородный мышьяк, арсениопирит, лёллингит, скородит¹. Мышьяк самородный очень редок; в ассоциации с кальцитом он отмечен в скарнах Темиртау (Кинэ, 1958). Арсениопирит и лёллингит широко распространены и нередко весьма значительны среди сульфидов в месторождениях с различным составом оруденения. В редкой ассоциации с людвигитом, магнетитом и кобальтином арсениопирит наблюдается в скарнах Инского железорудного месторождения. Наибольших количеств (до 50% массы породы) он достигает в касситеритовой трубке Пейченлун (Wang, Hsiung, 1935), где слагает в основном краевую часть скарнового тела. Арсениопирит является одним из главных минералов в касситеритоносных скарнах трубки Беатрис (Willbourn, 1926-1927, 1931-1932), где отмечен и скородит. Золотоносный лёллингит выступает главным минералом в месторождении Златы Сток (Kowalski, 1966), описанном ранее под названием Рейхенштейн (Neuhaus, 1933). В отдельных железорудных месторождениях арсениопириты повышено кобальтоносны (Вахрушев, 1965). Лёллингит с 3% Со указывается в месторождении Клифтон Майн (Leonard, Buddington, 1964).

Минералы никеля - брейтгауптит, никкелит, никкелин, пентландит изредка встречаются в измененных форстеритовых и шпинель-пироксеновых скарнах в кальцифирах. Брейтгауптит указывается в полиметаллическом месторождении Кавелторп с дискразитом, бурнонитом, минералами висмута и сульфидами меди, свинца и цинка (Ödman, 1933). Никкелин описан в сростках с саффоритом в Тейском железорудном месторождении (Вахрушев, 1965), а пентландит известен в золото-медно-висмутовом месторождении Холь-Гол (Watanabe, 1943) и в железорудных - Инском (Вахрушев, 1965) и Кэмэйси (Tsusue, 1961).

Минералы олова - касситерит, станнин, тиллит, франкеит. В тесной ассоциации с форстеритом эти минералы описаны в кальцифирах и диопсид-амфиболовых жильных скарнах месторождения Кыз-Курган (Маюкина-Воронич, 1954). На положении примеси касситерит отмечен в большом числе месторождений и в различных зонах метасоматической колонки. В промышленных концентрациях он известен в образованиях двух главных типов: 1) в форстеритовых и пироксеновых скарнах с тем или иным известковоскарновым замещением, однако без сильных грейзеновых проявлений (Старое рудное поле Питкяранты, месторождения Береговое - Киргизия, а также района Гэцзю и Иелутан в КНР, часть месторождений типа Кивада в Японии); 2) в скарново-грейзеновых месторождениях с сильным развитием ритмически-полосчатых пород (месторождения Сянхуалин, Лост Ривер и др.). В обоих типах минерализации касситерит сопровождается местами примесью станнина. В ассоциациях с ними характерны диопсид, хондродит, паргасит, тремолит, флогопит, серпентин, везувиан, гроссуляр, шпинель, магнетит, мусковит и литиевые слюды, флюорит, из рудных минералов - шеелит и сульфиды железа, меди, свинца, мышьяка, висмута, а в отдельных месторождениях второго типа - бериллиевые минералы. Из отношений с ассоциирующими минералами здесь можно указать нахождение касситерита в трещинках кристаллов арсениопирита (Wang, Hsiung, 1935) и зерен хондродита в нем самом (Ahlfeld u. a., 1938, стр. 345). В этих месторождениях постоянно встречается ассоциация сфалерита с касситеритом.

В качестве минерала, концентрации которого местами образуют руды олова, необходимо отметить еще людвигит (Некрасов и др., 1965).

Минералы свинца - англезит, буланжерит, бурнонит, галенит, геоокронит, джемсонит, менегинит, перуссит. Наиболее распространенный в небольших количествах галенит образует промышленные концентрации как в абиссальной фации (Sjögren, 1910a; Geijer, 1917), так и в гипабиссальной (Бадалов, 1965; Хаджиев, 1962; Клиблей, 1971). Сереброносность галенитов из различных месторождений колеблется от низкой до сравнительно высокой (1216-1532 г/т серебра в галените месторождения Кумышкан, по Т. Ш. Хаджиеву). Галениты месторождения Сала содержали до 1% Ag (Sjögren, 1910). В галенитах железорудного месторождения Шерегеш (Вахрушев, 1965), оловорудного - Иелутан (Ahlfeld u. a., 1938) и полиметаллических - Алмалыка (Бадалов, 1965) отмечаются значительные содержания висмута.

¹ Арсениды меди и свинца характеризуются в числе минералов этих металлов.

Буланжерит в ассоциации с висмутовыми минералами описан в скарнах пика Костабонна (Гитар, Лаффитт, 1961) и в Сянхуалине (Meng, Chang, 1935). В месторождениях Канская галенит встречается с сульфоантимонидами свинца - менегинитом, геокронитом и бурнонитом (Дуброва, Титов, 1965). Джемсонит встречен в ассоциации с антимонитом, сфалеритом и галенитом (Ahlfeld u. a., 1938). Церуссит указывается в оловорудных месторождениях Аляски (Steidmann, Cathcart, 1922), в Накпае (Исмаилов, 1958) и в Банате (Kissling, 1967). В двух последних месторождениях отмечен и англезит. Значительные концентрации галенита встречаются в периклазовых (бруситовых) мраморах, а также в измененных пироксеновых и форстеритовых скарнах (Хаджиев, 1962; Magnusson, 1960; Calkins, Bulter, 1943).

Минералы серебра - самородное серебро, аргентит, гессит, дискразит, пираргирит, прустит. Отдельно или в тех или иных сочетаниях в качестве примесей они известны во многих месторождениях, однако значительные концентрации их редки. Самородное серебро вместе с самородной медью описано в дендритах миллиметровой толщины, а также в других формах в друзовых пустотах железных руд и в кальцифирах Питкьяранты (Trüstedt, 1907); оно известно в месторождениях Средней Азии (Бадалов, 1965; Хаджиев, 1962) и в Центральной Швеции (Geijer, 1917; Ödman, 1933). Аргентит указывается как примесь лишь в немногих месторождениях Средней Азии (в Кургашикане Бадаловым, 1965; в Кумышкане Хаджиевым, 1962; и др.), в месторождениях Сала и других Центральной Швеции (Ödman, 1933), района Коттонвуд (Calkins, Butler, 1943), месторождения Ридемпшион (Holser, 1950) и др. Прустит и пираргирит встречались в составе руд месторождения Сала (Sjögren, 1910a). Гессит вместе с теллуридами золота установлен в Чокадамбулаке (по материалам В. И. Абулевича). Дискразит в ассоциации с сульфидами меди, свинца, висмута, цинка и другими упоминается в составе руд месторождения Кавелторп (Ödman, 1933). Указанные месторождения относятся к различным фациям глубинности, и минералы серебра в них встречаются в породах различных зон метасоматической колонки - от периклазовых мраморов и кальцифиров до пироксеновых скарнов.

Минералы сурьмы - самородная сурьма и антимонит. Эти минералы редки¹. Первый из них указывается с самородным мышьяком в Темиртау (Кинэ, 1958) и в месторождении Сала (Sjögren, 1910a). Антимонит в ассоциациях с сульфидами серебра, цинка, свинца встречается в оловоносных скарнах и ритмически-полосчатых породах КНР (Ahlfeld u. a., Meng Chang, 1935; Lui, Lee, 1957), отмечен также в Банате (Kissling, 1967).

Минералы урана и тория - уранинит, ураноторианит, торианит, уранофан, торогуммит и β-уранотил. В кальцифирах докембрия описаны уранинит (Билибина и др., 1959), торианит и ураноторианит (Besairie, 1961; Brenon, 1954, 1958; Moreau, 1959), которые местами сопровождаются уранофаном и гуммитом (Wells a.o., 1933; Bayley, 1941; Offield, 1967). В числе ассоциирующих с ними минералов в различных сочетаниях указываются диопсид, гумитовые минералы, шпинель, кальцит, тремолит, серпентин, флогопит, тальк и некоторые сульфиды.

В шпинель-фассаитовых скарнах торианит и ураноторианит образуют промышленные руды о-ва Мадагаскар (Besairie, 1961, 1966; и др.), а в антофиллитовых и куммингтонитовых скарнах добывался уранинит (Sims a.o., 1958). В преобразованных скарнах пироксеновой и форстеритовой зон, в ассоциации с гумитовыми минералами, магнетитом, серпентином, людвицитом и другими минералами уранинит отмечен в Центральной Швеции (Welin, 1961, 1964, 1966).

Минералы церия - бастнезит, магнезиальный ортит, ортит, гёрнебомит, церит. Наиболее распространён ортит, встречающийся в кальцифирах, скарнах и в околоскарновых породах обеих частей контакта, а также в жильных скарнах в различных условиях глубинности. Вместе с остальными перечисленными выше минералами ассоциирует с норбергитом, тремолитом, диопсидом, серпентином, магнетитом и кальцитом в кальцифирах и скар-

¹ Антимониды меди, серебра, свинца характеризуются в числе минералов указанных металлов.

нах ряда железорудных месторождений Центральной Швеции (Geijer, 1920, 1927, 1963). В качестве существенной примеси ортит ярко представлен в околоскарновых породах ряда железорудных месторождений Алдана, где он развивается вместе с магнетитом, замещая пироксен, скаполит и полевые шпаты. В единичных зернах нередок вместе с эпидотом в аналогичных породах, подвергшихся кислотному выщелачиванию, и в гипабиссальных месторождениях.

Минералы цинка - виллемит, смитсонит, сфалерит. В различных количествах сфалерит распространен в кальцифирах и в скарнах обеих частей контакта в различных фациях глубинности. Встречается в ассоциациях практически со всеми минералами пород этих зон. Промышленные месторождения довольно многочисленны (Magnusson, 1950, 1960; Brown, 1936a,b; Salotti, 1965; Moorhouse, 1941; Вольфсон, Титов, 1965; Дуброва, Кашинцев, 1965; Дуброва, Титов, 1965; Клиблей, 1971; и др.). Железистость сфалерита колеблется в широких пределах даже в различных частях одного и того же месторождения, и более поздняя светлоокрашенная разность минерала наблюдается в трещинках зерен первой генерации (Saksela, 1951). Содержания индия и кадмия в этих сфалеритах столь же разнообразны, как и в сфалеритах скарновых месторождений по известнякам. Виллемит указывается (Jahns, 1944 a, b) в пироксен-гранатовых скарнах с шеелитом, повеллитом и сульфидами железа. Смитсонит отмечен в экзоскарнах железорудного месторождения Банат (Kissling, 1967).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

ЗОНА МРАМОРИЗОВАННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (ЗОНА Д)

Специальные исследования, направленные на выяснение того минимального содержания магния в карбонатных породах, при котором на месте последних в контактах с интрузивами различной основности могут возникать магнезиальные скарны форстеритового состава, не проводились. И это "критическое" содержание остается пока неизвестным, в связи с чем все магнезиальные карбонатные породы, переведенные в форстеритовые скарны, условно обозначаются доломитами¹. Не задерживаясь на рассмотрении довольно многочисленных химических анализов мраморов из магнезиальноскарновых месторождений, заметим только, что в их большей части со слабо развитыми известковыми скарнами состав исходных карбонатных пород или в точности отвечает доломитам, или близок им (17-19% MgO). В месторождениях же с сильно развитыми апомагнезиальными известковыми скарнами анализы карбонатных пород нередко показывают очень большие колебания в содержании магния (почти до полного его отсутствия). Отсюда следует важное в практическом отношении положение, что данные о магнезиальности мраморов, граничащих со скарнами или сохраняющихся в них в качестве реликтов, далеко не всегда позволяют судить о первоначальной магнезиальности карбонатных пород, подвергшихся скарнированию. Сказанное приложимо как к целым скарно-рудным районам (таким, например, как северо-западный Адирондак, см. Leonard, Buddington, 1964, стр. 24), так и к отдельным рудным полям и месторождениям.

Это положение особенно справедливо при слабой изученности фациального состава и примесей карбонатных пород в различных частях их разреза, характера переслаивания между собой и с породами другого состава и изменений каждой из этих пород в отдельности в контактовом ореоле интрузива. Многими исследователями отмечается, в частности, преимущественное и более полное замещение скарнами именно чистых разновидностей карбонатных пород. В таких условиях химические анализы, показавшие низкую магнезиальность последних, сами по себе не могут служить для уверенного суждения о составе первоначальных карбонатных пород, подвергавшихся скарнированию.

Данное обстоятельство обусловлено тем, что еще в период становления тела гранитоида в его контактовом ореоле части доломитовых тел преобразовываются в магнезиальные скарны и кальцифиты или периклазовые мраморы. При относительно небольшой мощности пласта доломита, граничащего, с одной стороны, с известняком, а с другой - с гранитоидом, часто вся масса доломита (по всей мощности тела) оказывается переведенной в магнезиальные скарны. Для небольшой протяженности линзовидных тел доломита среди известняков аналогичное явление обычно наблюдается и при секущем положении контакта гранитоида. Если возникшие в такой обстановке тела магнезиальных скарнов подвергнутся только слабому замещению известковыми скарнами, то первоначальное наличие доломитов среди скарнированных карбонатных пород

¹Магнезитовый состав мраморов каждый раз оговаривается.

не вызовет сомнений даже тогда, когда неизменная карбонатная порода, прилегающая к скарнам, окажется известняком.

Примером такого, по-видимому, случая может служить контакт зонального скарново-рудного тела в округе Стивенс (штат Вашингтон), описанный В. Беннетом (Bennet, 1962). В поперечном сечении этого тела при следовании от гранита шпинель-диопсидовый скарн сменяется содержащим людовитит форстеритовым скарном, который граничит с кальцитовым мрамором.

Иного рода случай представлен в месторождении Малко Тырново (Василев и др., 1964), где мрамор, граничащий с телом магнезиальных скарнов, сильно замещенных известковыми скарнами, содержит лишь 3,4% MgO. Здесь от контакта с интрузивом в сторону мрамора пироксен-гранатовый с примесью флогопита и шпинель-пироксеновый скарны сменяются везувиан-гранатовым скарном, который и граничит с анализированным мрамором.

В обоих приведенных случаях вопрос о доломитовом составе карбонатной породы, подвергшейся скарновому замещению, с полной уверенностью решается на основании минерального состава самих скарнов. Однако при полном замещении магнезиальных скарнов известковыми кальцитовый состав мрамора уже не только не позволит решить вопрос о природе исходной карбонатной породы, но и может ввести в заблуждение о происхождении самого скарна.

Изменения доломитов вслед за скарнообразованием послемагматического этапа распространены очень широко. Приведем несколько примеров.

Дю Тойт (Du Toit, 1920) описывает исследованные им в Натале две сближенные пачки чистых доломитовых мраморов общей мощностью около 700 м. В районе Мраморной дельты эти мраморы заключены в гранитах, дайки которых вкрест пересекают их пласты. Изменения мраморов около даек и мелких жил гранита выразились в образовании магнезиальных скарнов, которые местами отделены от мрамора 10–15-сантиметровой зоной крупнокристаллического кальцита. В одном месте мощность зоны таких чистых кальцитовых пород составляет 10 м. Проследиваясь вдоль контакта с дайкой, эта зона пересекает слоистость доломитов. В другом месте вдоль главного контакта гранитов к магнезиальносиликатным породам примыкает большое (протяженностью свыше 130 м) тело подобных же кальцитовых пород. По шести образцам содержание $MgCO_3$ в них составляет от 1,36 до 10,6%, примеси – 1,5–4% (силикаты и графит). В третьем месте кальцитовые породы в теле мощностью более 15 м показали содержание 1,5% $MgCO_3$ и 1,0% нерастворимых частей.

Как подчеркивает Дю Тойт (Du Toit, 1920, стр. 133), полевые данные убеждают в том, что все эти кальцитовые породы не являются перекристаллизованными известняками или доломитовыми мраморами, в которых магний связан в силикатах, а представляют собой продукт метасоматического изменения чистых разностей доломитов.

Со ссылкой на Р. Юнга (Young, 1916) Дю Тойт отмечает, что аналогичные кальцитовые породы существуют в Трансваале, где даже серпентиновые псевдоморфозы в мраморе оказались выщелоченными с отложением на их месте кальцита. Это, пожалуй, единственное конкретное указание на время и температурные условия процесса кальцитизации доломитов¹. Этот процесс Дю Тойт связывает с воздействием на доломитовый мрамор растворов, содержавших углекислоту, которая освободилась при скарнировании доломитов. Такое представление подкрепляется экспериментальными данными об инконгруэнтном растворении доломита с выносом магния при повышении давления углекислоты в растворах (Graf, Goldsmith, 1955), в частности в температурном интервале 300–400°C (Rosenberg, Holland, 1962). Устанавливается, кроме того, нередкое растворение в таких растворах и периклаза с выносом магния (Faust, 1949; Смолин, 1960а).

В случаях, описанных Дю Тойтом, магнезиальные скарны не подвергаются замещению их известковыми скарнами. Между тем легко представить себе и такие случаи,

¹ Данный термин представляется нам менее удачным, чем равнозначный по своему существу термин "раздоломичивание", предложенный П. П. Смолиным (1955).

когда небольшой мощности магнезиальные скарны будут сильно или полностью замещены известковыми скарнами, которые окажутся в контакте с обсуждаемыми кальцитовыми породами. Именно такие явления мы наблюдали, в частности, в месторождении Саргардон (Средняя Азия) на одном из участков контакта гранитов с доломитами, на других участках которого остатки магнезиальных скарнов среди известковых еще сохранились. Убедительно показан Г. Киршем (Kirsch, 1956) исходно доломитовый характер кальцитовых мраморов скарнового месторождения Гельбе Бирке в районе Шварценберга. Таково же, по-видимому, происхождение известковых мраморов в месторождении шеелита Раунд Вэлли в штате Юта.

Как явствует из природы кальцитовых пород, о которых шла речь, появление их в разрезе магнезиальноскарнового контакта не обязательно. Однако при заключениях о составе исходных карбонатных пород в скарновых месторождениях возможность явлений низкотемпературного раздоломичивания этих пород должна учитываться в полной мере.

В сложных скарново-рудных полях и месторождениях, в строении которых принимают участие как магнезиальные и заместившие их известковые скарны, так и скарноиды и скарны по известнякам, ориентировка в вопросе о фациальном составе карбонатных пород, подвергшихся скарнированию в той или иной части поля, часто представляет весьма трудную задачу. Очевидно, не следует доказывать, что для решения этой задачи очень большое, нередко главное значение приобретает наличие точных характеристик минерального состава (включая минералы-примеси) не только мраморов, но и различных скарнов участка, а также определение их взаимного расположения в пространстве. Данные для суждения о составе исходных карбонатных пород на основании особенностей минерального состава скарнов приведены выше (см. также Шабынин, Заревич, 1967).

Исходя из того что остатки действительно неизмененных исходных мраморов в границах скарновых тел в гипабиссальной фации встречаются, по-видимому, очень редко, следует, быть может, заметить следующее. Такие остатки располагаются в одном из боков скарново-рудных тел. Поскольку ширина контактового ореола интрузива в большинстве случаев превосходит мощность отдельных пластов доломита, подвергающихся в данном контакте магнезиальноскарновому замещению, неизмененных остатки этих пластов чаще встречаются на внешнем продолжении скарновых тел по их простирацию в тех участках контакта с гранитоидом, где последний располагается секуще по отношению к простирацию вмещающих пород.

Статистически в рассматриваемых месторождениях абсолютно преобладают доломиты. Значительные массы магнезитов, подвергшихся интенсивному скарнированию, известны лишь в докембрийских гнейсовых комплексах. В литературе, затрагивающей вопрос об их происхождении, высказаны различные мнения. Согласно К. Ниноми (Niinomi, 1925), эти магнетиты представляют собой гидротермальные образования на месте и за счет доломитов, тогда как Х. Нишихара (Nisichihara, 1956) считает их первично-седиментационными. Личное знакомство с магнезитовыми породами в магнезиальноскарновых рудных полях позволяет автору заметить, что мощные пластообразные тела этих пород в докембрийских комплексах кристаллических сланцев, подвергающиеся гранитизации и замещению магнезиальными скарнами наравне с доломитами, более вероятны в качестве первично-седиментогенных образований.

Вместе с тем вторичный характер магнезитов в отдельных случаях установлен достаточно определенно. Здесь имеется в виду Кульдурское бруситовое месторождение, в составе которого описаны магнезиальные скарны с небольшой боратовой минерализацией. Согласно О. А. Степанову (1969), связь между развитием крупных масс брусита в этом месторождении и магнезитами отсутствует, и магнезиты здесь более поздние.

В характеристике карбонатных пород скарновых месторождений и возможных изменений состава этих пород под действием интрузий необходимо отметить еще следующее.

Очень часто обсуждаемые породы в литературе обозначаются как "доломитизированные известняки", хотя никаких доказательств процесса доломитизации не приводится. Нередко также устанавливается ошибочное употребление термина "доломитизированный известняк" для обозначения доломитовых известняков. Наряду с неточным употреблением указанного термина в литературе имеются и попытки представить до-

ломиты магнезиальноскарновых месторождений как породы, возникающие на месте известняков под воздействием гранитизирующих растворов (Корель, Русанов, 1960). Однако анализ фактического материала по месторождениям, применительно к которым эти взгляды были высказаны, обнаруживает несостоятельность последних. В таком же положении оказались и представления ряда шведских геологов (Sjögren, 1910 b; Magnusson, 1960) об образовании доломитов скарновых месторождений Центральной Швеции (на месте известняков в результате регионального магнезиального метасоматоза) после находки водорослевой фауны в доломитах месторождения Сала.

Совокупность характеристик доломитов магнезиальноскарновых месторождений наиболее соответствует представлениям Н. М. Страхова (1956) о седиментационно-диагенетической природе этих пород. Явления же низкотемпературной доломитизации известняков, хорошо известные в ряде мезо- и эпиптермальных жильных сульфидных месторождений, в рассматриваемых скарновых месторождениях лишь редко оказываются существенными и не связаны со скарнообразованием. Л. И. Иоффе и Н. Н. Перцев (1972) показали, что процесс вторичной доломитизации кальцифиров в скарновых месторождениях является очень низкотемпературным.

В характеристике текстурно-структурных особенностей карбонатных пород зоны мраморов существенны их следующие черты.

В пределах контактовых ореолов интрузивов карбонатные породы обычно осветлены и перекристаллизованы. Первоначальная полосчатость, обусловленная различиями в зернистости отдельных слоев, в одних случаях оказывается подчеркнутой, в других — стирается. С уменьшением глубинности формирования месторождений размеры зернистости мраморов, как правило, отчетливо уменьшаются. При наличии в мраморах магнезиальных силикатов и шпинели количество этих минералов, а также степень кристалличности породы в целом возрастает к контакту со скарнами, чем подчеркивается появление минерализации в мраморах в связи с воздействием на них сквозь-магматических растворов. Границы мраморов с породами смежных зон в сторону скарнов, как правило, четкие.

При наличии раздоломичивания мраморов в доказанных случаях зернистость кальцитовых пород, занявших их место, обычно значительно более крупная, чем в других карбонатных породах разреза.

Данные о содержании в мраморах скарново-рудных полей малых примесей того рудного материала, концентрации которого заключены в скарнах, заместивших эти мраморы, еще весьма ограничены. И. Я. Некрасов приводит для 13 образцов нижнепалеозойских доломитов Верхоянья содержание бора в $5-20 \times 10^{-4} \%$ и олова в $0-15 \times 10^{-4} \%$. Содержание бора в палеозойских доломитах Чаткальского, Кураминского, Зеравшанского и других хребтов Тянь-Шаня составляет $7,5 \times 10^{-3} \%$ (по 260 образцам; Отрошенко и др., 1966). На уровне значений, близких к кларковым в доломитах Леспромхозного месторождения, В. И. Сняжковым (1969) указываются титан и марганец. В карбонатных породах миссисипской и пенсильванской серий, по данным Уорнера и др. (Warner a. o., 1959), присутствует бериллий (в среднем $0,0004\% \text{ BeO}$).

ЗОНА ПЕРИКЛАЗОВЫХ МРАМОРОВ (ЗОНА Г')

В составе пород данной зоны главными минералами являются кальцит и брусит. Подчинен, но иногда еще значителен в реликтах периклаз; форстерит и гумитовые минералы, магнетит, серпентин и гидромагнетит являются всегда второстепенными; также изредка встречаются бораты — людвигит и ссайбеллит. В качестве примесей обычны шпинель, флогопит, амезит, гидроталькит, апатит и более редкий графит. Рудные минералы представлены сульфидами (аргентит, блеклые руды, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит и др.). Преимущественное появление всех этих минералов вблизи контакта с кальцифирами и скарновыми жилами, несомненно, указывает на их метасоматическое происхождение. Об этом же свидетельствует частично и четкое развитие минералов группы гумита с замещением форстерита, а флогопита, амезита и гидроталькита — с замещением шпинели.

В магнезиальноскарновой метасоматической колонке периклазовый мрамор, как правило, располагается между зоной кальцифира и доломитовым мрамором, хотя известны случаи появления апопериклазового бруситового мрамора между доломитовым мрамором и монтичеллитовым скарном¹. Тыловая граница периклазовых мраморов обычно хорошо отражает изгибы интрузивного контакта, однако мощность этой зоны закономерно возрастает в отрезках контакта, выпуклых в сторону гранита. Линия контакта с доломитами нередко осложнена наличием жилообразных метасоматических тел периклазового мрамора вдоль тектонических нарушений в доломитах.

Внешний облик апопериклазовых бруситовых мраморов довольно однообразен. Это мелко- и тонкозернистые, массивные или несколько сланцеватые с повышенной пористостью породы, белой или голубоватой, а также слегка желтоватой окраски.

Отдельные исследователи (Гитар, Лаффитт, 1961) не исключают возможности образования брусит-кальцитовых мраморов скарновых месторождений в качестве пород, брусит которых не связан с гидратацией периклаза, а замещает доломит. Нам представляется, что прямое (вне связи с периклаз-кальцитовым мрамором) образование брусит-кальцитовых (протобруситовых, по П. П. Смолину) мраморов в качестве зоны метасоматической колонки магнезиальных скарнов невероятно. Наряду с этим мы наблюдали появление значительных количеств брусита в магнезиальноскарновых месторождениях безволластонитовой фации глубинности в архее Сино-Корейского щита и в меньшем распространении - в кальцифирах Алданского щита. Условиям появления брусита в последнем случае посвящена небольшая статья автора (Шабынин, 1960); на обстановке же нахождения значительных (и больших) количеств брусита в Сино-Корейском щите необходимо остановиться несколько подробнее.

В данном регионе в составе пачек карбонатных пород, заключающих магнезиальноскарновые тела, распространены и местами количественно весьма значительны магнезитовые мраморы. Интенсивное скарновое замещение линзовидных тел последних приводило к образованию на их месте шпинель-форстеритовых и энстатитовых скарнов, брусит в которых редок и не превосходит значения примеси. Иную картину представляют собой "кальцифиры" по магнезитам. Серпентинизация форстерита и бруситовое замещение магнезита в этих породах приводят к появлению весьма своеобразных серпентин-бруситовых пород. Серпентин, брусит и присутствующие иногда остатки перекристаллизованного магнезита в массе породы нередко располагаются обособленно. При этом серовато-белые, плотные на вид, почти полупрозрачные микрочешуйчатые мономинеральные бруситовые агрегаты образуют различных размеров плоские линзочки в апофорстеритовой серпентиновой массе, придавая породе пятнистый, слегка узловато-сланцеватый в изломе облик (табл. XII, 8). Такого рода серпентин-бруситовые (с магнезитом или без него) породы встречаются реликтовыми участками в массе несущих боратовое оруденение интенсивно серпентинизированных шпинель-форстеритовых скарнов. Иногда размеры бруситовых обособлений сильно возрастают, а длина отдельных линз измеряется десятками метров. В составе породы из таких линз главенствует (свыше 90%) лейстовидный брусит (табл. XIII, 1), к которому добавляются зернистые (по форстериту) агрегаты серпентина. Аналогичные или очень близкие к таким породы встречаются и в гипабиссальной фации.

Минеральный состав и геологическое положение рассмотренного типа бруситовых пород вместе с данными о распространении в регионе магнезитов позволяют предположить, что первоначально эти тела представляли собой линзы магнезита в доломитах. Аналогичные тела магнезитов в составе доломитовых пачек отмечаются и в ряде других мест развития магнезиальных скарнов (Лисицын, 1970; Лисицын и др., 1966), однако возможное их происхождение не указывается.

¹ В Леспромхозном месторождении (Синяков, Синякова, 1959).

Сульфидно-цинковое, серебро- или золото-свинцовое оруденение в апопериклазовых бруситовых мраморах известно в ряде магнезиальноскарновых месторождений. При этом наибольшая концентрация рудных минералов в поперечных сечениях скарных контактов нередко приходится на бруситовые мраморы (Хаджиев, 1962, 1964, 1965; Бадалов, 1965). Такому распределению оруденения, несомненно, способствует не только высокая основность и химическая активность породы, но и ее обычно значительная пористость.

Химические анализы периклазовых, в той или иной мере бруситизированных мраморов из магнезиальноскарновых месторождений соответствуют чистым доломитам (19–22% MgO). Содержания кремнезема, связанного в магнезиальных силикатах, и глинозема в анализах лишь редко превышают 1% (каждого в отдельности).

Имеющиеся в распоряжении автора спектрально-химические характеристики пород и минералов зоны периклазовых мраморов ограничены по существу данными В.И.Синякова (1967), кроме которых И.Я.Некрасов (1966) для района с проявленной оловоносностью и борной минерализацией указывает отсутствие олова в 16 образцах периклазовых и бруситовых мраморов, в двух образцах периклаза и в трех - брусита. В двух из последних присутствовал бор (около $8 \cdot 10^{-4}\%$).

ЗОНА КАЛЬЦИФИРОВ (ЗОНА Г)

Под кальцифирами здесь понимаются карбонатные породы, состоящие из кальцита с доломитом или без него и содержащие вкрапленность безводных магнезиальных силикатов и шпинели или низкотемпературных минералов, развитых по этим первичным в качестве гистерогенных.

Кальцифиры занимают промежуточное положение между магнезиальными скарнами и доломитами, отличаясь от них количественным содержанием магнезиальных силикатов и шпинели. Общепринятых разделительных характеристик пород этой группы не имеется. В данной работе породы, содержащие более 50% объема. % форстерита и шпинели или продуктов их преобразования, в ассоциации с кальцитом относятся к скарнам. Если указанных минералов содержится меньше 5%, породы обозначаются мраморами. Серпентин-кальцитовые породы, образующиеся на основе низкотемпературных изменений кальцифиров и скарнов и обозначаемые некоторыми исследователями как офикальциты, нами отдельно не выделяются. Равным образом не рассматриваются в деталях (как не имеющие непосредственной связи со скарнами) и низкотемпературные серпентиновые образования (обычно жильные) в мраморах, формирующиеся иногда с непосредственным замещением доломитов в контактовых ореолах интрузивов (Бадалов, 1964, 1965; Клийблей, 1971). Серпентиновые кальцифиры отличаются от этих пород уже внешне (распределением и формами обособления силикатной части в массе породы) и по микроструктуре. Серпентин образует в них вкрапленные зерна обычно оваловидной, почти округлой формы. Внутреннее строение этих зерен соответствует характерным псевдоморфозам по форстериту, многократно описанным в литературе (Лодочников, 1936).

Зернистость кальцифиров варьирует. Встречаются как плотные тонкокристаллические, так и крупнозернистые разновидности. Тонкокристаллические преобладают в гипабиссальных месторождениях. Текстуры кальцифиров массивные, полосчатые и пятнистые. Полосчатость проявляется в прерывисто-цепочечном распределении силикатного материала и шпинели в карбонатной массе, особенно вдоль слоев различной зернистости. Пятнистые разновидности пород сравнительно редки. Изучение состава пятен под микроскопом показывает, что в ряде случаев слагающие их обильные магнезиальные силикаты и шпинель могли образоваться при десицикации алюмосиликатных пород, обломки которых возникали в массе доломитового мрамора за счет нарушения прослоек этих пород при пластической деформации доломита.

Некоторыми исследователями кальцифиры рассматриваются как результат метаморфизма карбонатных пород, загрязненных терригенным материалом. Не

отрицая в принципе возможность таких образований, в том числе и в скарново-рудных полях, заметим следующее. В поперечном сечении контакта с интрузивом или в сечении изолированного трубообразного тела скарнов положение кальцифиров закономерно устойчиво. Это особенно наглядно около апофиз и живообразных выступов гранитоидов в мраморах, когда кальцифиров слагают зоны, симметрично расположенные по обеим сторонам интрузивной породы. При секущем положении интрузивного контакта по отношению к простирацию вмещающих пород граница зоны кальцифиров также секуще пересекает слоистость мраморов.

Количество силикатной части и шпинели в кальцифирах обычно заметно возрастает к контакту со скарнами. В минеральном составе породы обращает на себя внимание наличие не только форстерита и шпинели, но и гистерогенных минералов по ним, а также реакционных минералов, последовательное появление которых обусловлено воздействием просачивающихся через породу магматогенных растворов. Структура кальцифиров зачастую также убедительно свидетельствует о развитии силикатов и шпинели с замещением карбонатной части породы. На табл. I, 9, например, отчетливо выражено развитие форстерита с замещением карбонатов на стыке зерен последних.

Распределение шпинели в кальцифирах обычно неравномерное, и содержание глинозема в штучных пробах может сильно колебаться (табл. 8). Средним следует считать содержание глинозема, составляющее около 1,5–2,0%. В большинстве случаев единственным силикатом в кальцифирах является форстерит, ассоциирующий как с кальцитом, так и с остатками доломита. Реже в этих породах присутствует одновременно и диопсид. В отдельных месторождениях абиссальной фации известны мощные тела диопсидовых кальцифиров, образование которых следует, по-видимому, связывать с пониженной магниезностью исходных карбонатных пород. Этого рода кальцифиров описаны в Адирондаке (Leonard, Buddington, 1964), на о-ве Шри-Ланка (Соомагасвами, 1902) и на Гебридских островах (Davidson, 1942–1943).

Как известно, доломиты обнаруживают меньшую по сравнению с кальцитовыми мраморами пластичность (Keith, 1946). В связи с проявлениями дифференциальных линейных движений, расчленяющих первоначальные пласты доломитов, кальцифиров в пределах скарновых месторождений часто залегают в виде линз, изредка в виде блоков неправильной формы. Обычно их тела или окаймлены скарново-рудными образованиями различной мощности, или сменяются ими по простирацию (также по падению толщи). Сравнительно часто кальцифиров вмещают скарново-рудные тела различных размеров и ярко выраженной трубообразной формы (месторождения золото-медно-висмутовое Холь-Гол, оловорудные Иелутан, Беатрис Майн и др.).

Химический состав аподоломитовых кальцифиров из месторождений в различных фациях глубинности характеризуется данными табл. 8. Что касается "кальцифиров" (без кальцита) по магнезитам, то имеющийся анализ образца из месторождения Кугилал (по материалам Л. С. Зильберфарба) показал содержание в нем 7,54% SiO_2 при 47,4% MgO и 0,79% CaO .

Наличие форстерита или замещающих его гумитовых минералов или серпентина при пониженных содержаниях магния в части анализированных кальцифиров следует, по-видимому, относить за счет послемагматической кальцитизации остаточного доломита, аналогичного тому, как это имеет место в смежной с ними зоне доломитовых мраморов. Такие явления наблюдались нами в кальцифирах ряда месторождений как в абиссальной, так и в гипабиссальной фации.

В кальцифирах гипабиссальной фации известковоскарновое замещение с развитием везувиана, граната, ксантофиллита, а также волластонита и ряда других минералов проявляется сравнительно часто. Местами в этих породах наблюдается и рудная минерализация. Из рудных минералов, известных в магниезно-скарновых месторождениях, в зоне кальцифиров встречаются практически все. При этом, поскольку они образуются с замещением как силикатной, так и особенно карбонатной составляющей кальцифира, создаются определенные затруднения в классификационном делении минералов возникающей при этом руды. В тех случаях, когда объем массы рудных минералов относительно невелик и

Химические анализы (в вес. %) кальцифиров (зона Г)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	2,3 - 17,7	2,38	17,40	7,64	16,92
Al ₂ O ₃	0,2 - 4,9	1,8	4,86	1,55	2,55
Fe ₂ O ₃	0,1 - 3,0	0,10	1,75	0,25	0,42
FeO	0,1 - 0,5	0,35	-	-	1,47
MnO	0 - 0,1	-	-	-	0,05
MgO	12,9 - 28,8	18,10	16,83	23,93	28,77
CaO	29,0 - 37,8	33,0	31,08	34,73	18,30
Na ₂ O	0,0 - 0,16	-	-	-	0,14
K ₂ O	0,0 - 0,14	-	-	-	0,29
B ₂ O ₃	0,0 - 12,0	-	-	9,83	-
H ₂ O ⁺	0,0 - 5,2	0,16	5,22	21,76	3,07
CO ₂	25,2 - 44,3	44,3	23,80		27,6
С у м м а	-	100,19	101,24	99,69	99,58

1—предел колебаний содержаний окислов для 16 образцов кальцифиров (Trüstedt, 1907; Сердюченко, Леонова, 1960; Жариков, 1959; Лисицын, 1970; Василев и др., 1962; Watanabe, 1943. Три анализа по месторождению Сюрень-Ата взяты из материалов И.П. Заревич).

Обр. 2 - месторождение Факия (Василев и др., 1962). Обр. 3 - месторождение Кансай (Жариков, 1959). Обр. 4 - месторождение Холь-Гол (Watanabe, 1943); этот образец представляет собой уже борную руду котоитового типа. Обр. 5 - форстеритовый кальцифир месторождения Жолдыбай (Лисицын, 1970).

развитие их не сопровождается так называемыми жильными минералами¹, рудой является кальцифир, сохраняющий часть своих главных особенностей как породы определенного минерального состава и структуры. Примером могут служить вкрапленное золото и сульфидное оруденение, которому не предшествовала грейзеновая минерализация, а также боратовые руды. Однако не менее часто следствием процесса оруденения является столь интенсивное замещение, что возникающая порода (руда) уже не может далее называться кальцифиром. При этом в одних случаях главная масса породы сложена уже рудными минералами (например, магнетитом или боратами), в других же - "жильными", а рудная часть по объему вполне подчинена (как в оловянных, вольфрамовых и редкометалльных месторождениях).

В обоих случаях рудой является валовая масса породы, лишенная всех или главной части характерных черт кальцифира. Отнесение всех минералов такой породы (руды) к числу минералов кальцифиров, очевидно, неправильно. Однако

¹ В магнезиальноскарновых месторождениях такие "жильные" минералы, как флюорит, мусковит, и литиевые слюды, получают значительное распространение лишь в связи с высокотемпературным окисным оруденением стадии кислотногo выщелачивания.

пространственное положение этой породы – нахождение ее в зоне кальцифира – делает целесообразным рассмотрение положения, а отчасти и особенностей слагающих такую породу минералов и их ассоциаций именно при обсуждении характеристик минералов кальцифиров. Если минералы, слагающие эти жилы, встречаются в кальцифире и в других формах выделения (например, в виде вкрапленника), они включаются нами в число минералов, характеризующих кальцифир.

Магнетитовое оруденение в кальцифирах наблюдается сравнительно редко. В большинстве железорудных месторождений кальцифиры и магнетитовые руды имеют резкие границы. Наличие в массе магнетита остатков силикатов смежной (более внутренней) зоны метасоматической колонки в количествах, резко превосходящих их наличие в кальцифире (табл. XIII, 2,3), с полной определенностью указывает на то, что рудному замещению подвергалась масса скарна, а не кальцифира. Сказанное справедливо и для большей части боратов (кроме котоита). Из этой группы минералов в кальцифирах известны: алюмолюдвигит, боркарнит, варвикит, вонсенит, гулсит, котоит, курчатовит, людвигит, ольшанскит, сахаит, сингалит, суанит, уайтменит, флюоборит, вимсит, канит, пентагидроборит и фроловит. Промышленные концентрации образуют котоит, сахаит, суанит, курчатовит. Остальные, как правило, встречаются в небольших телах или не превышают значения примесей, однако широкое распространение тех или иных из них в пределах соответствующих рудных полей может служить признаком возможного наличия промышленного боратового оруденения иного минерального состава. Что касается сульфидной минерализации в кальцифирах, то она разнообразна. При этом в одних случаях полиметаллическое оруденение концентрируется вблизи контакта со слабооруденелыми скарнами, образуя в кальцифирах компактные тела массивных руд (с зоной вкрапленных или без нее). В других случаях оруденение целиком вкрапленное, но интенсивность его с глубиной так или иначе меняется. Примером первого рода месторождений могут явиться некоторые тела месторождения Кумышкан (Средняя Азия), второго – Новое рудное тело месторождения Холь-Гол (КНДР). В последнем сульфидное оруденение, в верхних горизонтах заключенное преимущественно в кальцифирах, с глубиной уменьшается и переходит в основном в скарновую часть столба.

Ассоциации сульфидных минералов в кальцифирах в целом не отличаются большим разнообразием, а закономерности их не изучены. В общем виде можно заметить, что в магнетитовых и боратовых месторождениях абиссальной фации без существенных проявлений кислотного выщелачивания сульфиды в кальцифирах или отсутствуют полностью, или представлены небольшими количествами пирита, пирротина и халькопирита. Лишь в сульфидных месторождениях Центральной Швеции, где кислотное выщелачивание значительно более интенсивно, часть промышленного оруденения заключена в кальцифирах. Здесь представлены сульфиды меди, железа, серебра, висмута, сереброносный галенит, сфалерит. В силикатной части кальцифиров существенны гумитовые минералы, серпентин, тремолит, флогопит и диопсид.

В гипабиссальной фации разнообразие сульфидов и их ассоциаций в кальцифирах возрастает. Кроме обычных разностей полиметаллических руд здесь известны, например, золото-медно-висмутовые (Watanabe, 1943), магнетито-висмутовые (Есимов, 1968), золото-мышьяковые (Neuhaus, 1933) и другие руды.

Интенсивные и широкие проявления кислотного выщелачивания имеют место лишь в части кальцифиров, заключающей трещинные магнезиальные скарны. В составе и строении отдельных полосок такого рода образований (см. табл. 17) первоначально (до их послемагматического преобразования) участвуют плагиоклаз-пироксеновые околоскарновые породы, шпинель-пироксеновые и шпинель-форстеритовые скарны, ритмически перемежающиеся с кальцифирами. Мощность таких полосок очень мала, и процессы преобразования и замещения каждой из них развиваются с полным перекрытием всей их совокупности. Это сильно затрудняет рассмотрение особенностей грейзеновой (в том числе рудной) минерализации в каждой отдельной зоне (точнее, в каждой совокупности полосок однородного минерального состава), особенно по литературным данным. Вследствие этого главные петрографические черты такого типа образований удобнее рассмотреть после характеристики пород всех зон магнезиальных скарнов.

ЗОНА ФОРСТЕРИТОВЫХ СКАРНОВ (ЗОНА В)

В составе зоны следует выделять четыре группы пород: 1) скарны магматического этапа, 2) послемагматические преобразованные магнезиальные скарны, 3) известковые скарны и 4) развивающиеся на месте тех и других апоскарновые породы.

Скарны магматического этапа обычно сложены двумя или тремя главными минералами. Соответственно выделяются разности: шпинель-форстеритовая и шпинель-диопсид-форстеритовая с переменными количествами кальцита и магнетитом, который может присутствовать. Вторая из этих разностей в гиабиссальных месторождениях временами слагает отдельную зону. Количество диопсида в таких породах иногда достигает 70% объема (Жариков, 1959, стр. 227). Значительно реже и только в абиссальной фации встречаются скарны, сложенные форстеритом с переменными количествами энстатита, к которым местами добавляется и диопсид. Последний развивается с замещением форстерита. В большинстве свежих и незатронутых рудным замещением скарнов форстеритового состава кальцит совершенно подчинен и нередко полностью отсутствует.

Минеральный состав таких форстеритовых скарнов после их преобразования в послемагматическом этапе слагается из минералов гумитовой группы, флогопита, кальцита и переменных количеств серпентина, амезита и гидроталькита. При наличии известковоскарнового замещения к этим минералам добавляются пироксен, гранат, везувиан, ксантофиллит, монтичеллит в тех или иных сочетаниях и количествах. Указанная здесь последовательность развития перечисленных минералов хорошо проиллюстрирована серией микрофотографий в работах И. Я. Некрасова (1966) и С. Тилли (Tilley, 1951). Появляющиеся в форстеритовых скарнах пироксены известковоскарнового комплекса в начальной стадии замещения слагают жилки, секущие массу породы (табл. II, 1) или неравномерно распределенные в ней гнезда.

Рудные минералы, встречающиеся в составе пород данной зоны, очень разнообразны. Наибольшего развития могут достигать магнетит и бораты, однако сульфиды также нередко образуют в этих скарнах массивные руды. Среди сульфидов здесь наиболее распространены минералы железа, меди, цинка, также свинца и висмута. Касситеритовая минерализация в форстеритовых скарнах и их производных редко бывает значительной (Благодарева, 1966; Черепанов, 1972), а существенная шеелитовая неизвестна и встречается уже лишь в известковых скарнах, заместивших главную часть форстеритовой массы. При интенсивном магнетитовом и боратовом оруденении зона этих пород в разрезе скарноворудного тела зачастую исчезает вследствие полного их замещения рудной массой.

В зависимости от условий глубинности размеры зернистости и структурные особенности форстеритового скарна сильно меняются. В гиабиссальной фации преобладают плотные, роговикового облика разности. Сравнительно однородная текстура этих пород в последующем существенно меняется в связи с процессами известковоскарнового и рудного замещения. При этом в отдельных случаях происходит укрупнение зернистости, в других — появляется линейность в текстуре, в третьих — на месте крупных исходных кристаллов форстерита возникает мозаичный агрегат зерен гумитовых минералов.

Частичное замещение форстерита гумитовыми минералами обычно, однако нередко крупные скарновые тела совершенно не затронуты этим преобразованием (в Сино-Корейском шите, на Юго-Западном Памире и др.). При этом в одних таких телах форстеритовый скарн уже нацело переведен в серпентиновую породу, в других же слабо затронут этим процессом. В отличие от форстеритовых клиногумитовые скарны лишь очень редко интенсивно серпентинизируются, что отмечается многими исследователями магнезиальноскарновых месторождений.

Химический состав пород зоны шпинель-форстеритовых скарнов приведен в табл. 9.

Химический состав (в вес. %) пород зоны шпинель-форстеритового скарна (зона в)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	23,0-45,2	30,56	31,67	37,44	31,3-47,3	43,68	33,23
TiO ₂	0,0- 0,8	0,24	Следы	0,57	0,1-0,2	0,16	0,31
Al ₂ O ₃	1,2-12,0	8,81	4,01	11,67	3,9-12,2	6,40	1,16
Fe ₂ O ₃	1,2-5,9	5,78	3,30	2,73	0,7-3,4	0,90	11,07
FeO	0,3- 4,1	2,84	0,29	2,93	1,0- 4,4	2,11	7,35
MnO	0,0- 0,3	0,34	0,08	0,10	0,0- 0,1	0,10	0,79
MgO	17,3-41,7	36,03	31,67	24,12	22,5-38,9	22,53	23,35
CaO	0,6-18,8	0,62	10,30	4,00	1,5-17,4	17,42	21,40
Na ₂ O	0,0-0,7	0,47	0,73	0,32	0,0- 0,1	0,10	-
K ₂ O	0,0- 8,4	0,40	9,06	8,38	0,2- 2,0	0,18	-
H ₂ O ⁺	2,7-11,7	11,68	0,96	3,63	3,50-12,6	3,52	1,10
H ₂ O ⁻	0,0- 1,9	1,05	8,20	-	-	Не обн.	0,16
CO ₂	0,2-15,8	1,00	0,15	3,50	0,5- 3,0	2,96	0,44
S	-	0,22	-	<0,05	-	<0,05	-
F	-	-	-	1,03	-	0,09	0,17
P ₂ O ₅	-	-	-	0,02	-	0,02	-
ZnO	-	0,30	-	-	-	-	-
С у м м а *	-	100,23	100,65	100,01	-	100,13	100,46

* За вычетом S = 0 F₂ = 0.

1 и 5 - пределы колебаний содержаний окислов: 1 - для 20 образцов форстеритовых скарнов, 5 - для семи образцов пироксен-форстеритовых разностей по доломитам (эти анализы см.: Комаров, 1958, 1959; Жариков, 1959; Василев и др., 1962; Лисицын, 1970; Синяков, 1967; Маракушев и др., 1969; Tilley, 1951; Нёмес, 1963; Иванова-Панайотова, Бояджиян, 1969).

Обр. 2 - серпентинизированный шпинель-форстеритовый скарн месторождения Железный Кряж (Комаров, 1958). Обр. 3 - флогопит-кальцит-серпентиновый скарн месторождения Кансай (Жариков, 1959). Обр. 4 - шпинель-клиногумит-флогопитовый скарн. Обр. 6 - форстерит-пироксеновый скарн месторождения Жолдыбай (Лисицын, 1970). Обр. 7 - частично затронутый известковоскарновым замещением монтichelлит-пироксен-форстерит-клиногумитовый скарн с магнетитом из месторождения Скай (Tilley, 1951).

Химические анализы пяти образцов флогопит-клиногумитовых скарнов с 15-20% магнетита из Леспромхозного месторождения показали содержание глинозема в 3,1-8,5% (Синяков, 1967). В анализах эпидот-пироксен-гранатовых скарнов, образовавшихся на месте флогопит-клиногумитовых пород (Синяков, 1967), содержание глинозема сохраняется высоким (≈ 15%), возрастает количество марганца (1-1,5% MnO) и резко уменьшается содержание магния (4-5% MgO).

Форстеритовые скарны по магнезитам могут быть охарактеризованы следующим анализом* (в вес.%):

SiO ₂ - 38,41	Na ₂ O - 0,07
Al ₂ O ₃ - 0,48	K ₂ O - 0,06
Fe ₂ O ₃ - 0,61	П.п.п. - 4,67
MgO - 55,61	Сумма - 100,71
CaO - 0,80	

* По материалам Л.С. Зильберфарба.

Из табл. 9 следует, что в форстеритовых скарнах по доломитам содержание глинозема и остаточного кальцита колеблется в весьма широких пределах. При этом вероятное среднее (из 25 анализов) для глинозема (6,5%) уже значительно превосходит таковое для кальцифиров.

Структура свежих форстеритовых скарнов преимущественно роговиковая (торцовая) с характерной для скарнов резко различной размерностью зерен в отдельных участках породы. Эта структура наследуется обычно и возникающими на месте форстеритовой массы клиногумитовыми (хондродитовыми) скарнами и серпентиновыми породами. Встречающиеся значительные различия в микроструктурах указанных пород и исходного форстеритового скарна чаще всего обусловлены явлениями раздавливания и перекристаллизации значительной части зерен форстерита.

Отличительной чертой серпентиновых пород на месте форстеритовых скарнов является сохранение зернистости исходных пород в микроструктуре серпентиновой массы при своеобразном строении "зерен", вполне аналогичном структурам серпентинитов, возникающих на месте дунитов. Внешний облик серпентиновых пород, возникающих на месте форстеритовых скарнов, временами также весьма сходен с обликом аподунитовых серпентинитов, начиная с окраски и текстуры и кончая наличием концентрически-скорлуповатой отдельности (табл. XIII, 4). Однако в большинстве случаев заметные количества кальцита, магнезиальной шпинели, флогопита или заместившего их амезита, а также элементы пятнистости и пятнистости за счет брусита или перекристаллизованных остатков магнезита (табл. X, 2) создают существенные различия между апоскарновыми и иными серпентиновыми породами.

Упомянутые выше характерные микроструктуры обсуждаемых серпентиновых пород теряют свою выразительность при процессах рудного и известковоскарнового замещения форстеритовых (клиногумитовых) масс.

Начальные стадии рудного замещения обычно выражены в появлении гнездовой вкрапленности и жилок рудных минералов в массе скарна с отчетливым замещением форстерита и гумитовых минералов (табл. XII, 6, 7; табл. XIII, 5-7; табл. XIV, 1, 2). При более интенсивном оруденении, которое обычно сопровождается и нарастанием серпентинизации породы, исходная структура последней стирается. Вместе с тем селективность замещения рудными минералами только одного из скарновых силикатов иногда сохраняет главные черты первоначальной текстуры породы. Так, пятнистость энстатит-форстеритового скарна (табл. XIV, 3) сохраняется в руде после селективного замещения форстерита магнетитом. Послемагматическое преобразование и серпентинизация форстеритового скарна также сильно сказываются на его структуре и текстуре.

ЗОНА МОНТИЧЕЛЛИТОВЫХ СКАРНОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

В единичных случаях породы форстеритовой зоны в составе метасоматической колонки отсутствуют, и их место занимают монтичеллитовые скарны. Наиболее изученным контактом такого рода является южный контакт - интрузии сиенитов в Леспромхозном месторождении, детально описанный В. И. Сняжковым (1967).

В отличие от северного контакта, имеющего нормальную последовательность и число зон магнезиальных скарнов, несущих промышленное магнетитовое оруденение, южный контакт имеет следующий разрез:

Сиенит	Пи-Ка-Шп скарн 0,0-8,0 м	Шп-Монт скарн до 76 м	Ка-Бр мрамор до 120 м	Дол мрамор
--------	--------------------------------	-----------------------------	-----------------------------	---------------

Оруденение в скарнах здесь отсутствует. Диффузионные известковые скарны обеих частей контакта сложены гроссуляром и везувианом, частично пироксеном. Диопсид-везувиановые скарны, кроме того, образуют в массе монтичеллита линзовидные тела замещения мощностью до 16 м. Химические анализы и другие характеристики монтичеллитовых скарнов месторождения и заместивших их послемагматических пироксеновых скарнов приведены в работе В. И. Синякова (1967) и здесь не повторяются. Отметим лишь, что очень малое изменение железистости монтичеллита в поперечном сечении зоны подтверждает инфильтрационно-метасоматическое происхождение этих монтичеллитовых скарнов (в отличие от некоторых близкого состава контактово-метаморфических пород в других районах, описанных В. В. Ревердатто, 1970). Наблюдавшиеся нами послемагматические изменения шпинель-монтичеллитовых скарнов Леспромхозного месторождения выражены в развитии ксантофиллита, граната, везувиана, пироксена, хлорита, гидроталькита и серпентина и в частичной перекристаллизации монтичеллита вдоль трещин. Тело сиенитов имеет мощность, не превышающую 100 м; доломиты обоих контактов не различаются между собой, и причины столь различного состава скарнов этих контактов интрузива неясны. Обращает на себя внимание ограниченная подвижность кальция при большей его концентрации в зоне монтичеллитового скарна и меньшее содержание кремнезема в породах обеих скарновых зон этого (южного) контакта. Очевидно, что образованию в данном контакте монтичеллитовой зоны вместо форстеритовой могли способствовать: 1) более высокая температура ($Mg_2SiO_4 + CaCO_3 \rightarrow CaMgSiO_4 + MgO$) и 2) падение давления CO_2 в растворах в лежащем боку интрузивной массы, что должно было обусловить повышение активности кальция в этих растворах. Однако никаких геологических данных для предпочтения того или иного фактора в качестве более вероятного в данном случае не имеется.

Вторая находка мощной зоны (свыше 10 м) в составе метасоматической колонки относится к долине р. Кондёр. М. А. Богомолов (1970) указывает наличие здесь и зоны форстеритового скарна (более внешней по отношению к монтичеллитовой). Однако положение во времени пород этой зоны по отношению к породам форстеритовой зоны здесь недостаточно изучено. Приводимые М. А. Богомоловым соображения по этому вопросу слишком общие. Карбонатные породы и здесь являются доломитами, а интрузивные представлены габбро-диоритами.

Л. И. Иоффе и Н. Н. Перцев (1972) справедливо отмечают, что температура образования скарнов магматического этапа не может превосходить температуру застывания магмы. Поэтому отсутствие монтичеллитовых скарнов в гранитоидных контактах ($T < 800^\circ C$) предполагает давление $CO_2 < 150$ атм. В целом указанные авторы считают, что монтичеллитовые скарны образуются при небольших давлениях CO_2 (≈ 100 атм) и температурах, меньших $800^\circ C$. Эти величины подтверждаются и приводимыми ими определениями магнезиальности кальцитов в соответствующих месторождениях.

ЗОНА ШПИНЕЛЬ-ПИРОКСЕНОВЫХ СКАРНОВ (ЗОНА Б)

В составе магнезиально-скарновой метасоматической колонки зона шпинель-пироксеновых скарнов является наиболее постоянной, присутствуя всегда и независимо от наличия или отсутствия зоны диопсид-форстеритового скарна. Сравнительно часто, как уже говорилось, шпинель-пироксеновые скарны или продукты их изменений являются уже единственной породой, заместившей весь объем доломитового тела (Шабынин и др., 1961). Характерные примеры пласто-

образных и линзовидных масс таких скарнов мощностью несколько десятков метров имеются в ряде флогопитовых месторождений Алдана и о-ва Мадагаскар. Диопсидовые с флогопитом скарны нижнего пласта доломитов в рудном поле Питкяранты также могут иллюстрировать скарновые тела этого рода. Наряду с такими относительно правильными телами шпинель(-флогопит)-пироксеновых скарнов существуют и весьма неправильные. Примером их являются различных размеров столбообразные и жилообразные массы. На табл. XIV, 5 приведено одно из небольших тел флогопит-пироксенового скарна месторождения Клара II в Питкяранте.

Особое положение занимают шпинель-пироксеновые скарны, возникающие иногда в качестве диффузионных, реже инфильтрационных (табл. IV, 2,3) образований на месте гнейсов и роговиков в контактах их с доломитами. Условия образования этой части обсуждаемых скарнов рассмотрены выше (см. фиг. 4 и 22), здесь же заметим только, что для их минерального состава характерна повышенная титанистость пироксена и развитие шпинели с замещением плагиоклаза (табл. V, 2). В силу ограниченной распространенности данного типа скарнов они не выделены на фиг. 27. Поскольку форстерит в скарнах зоны б встречается редко и лишь как реликтовый (обычно у границ этой зоны с зоной форстеритового скарна, на которую она наступает), наибольшие различия в минеральном составе шпинель-пироксеновых скарнов связаны с характером пироксенов.

В гипабиссальной фации пироксен рассматриваемых скарнов представлен всегда моноклинной разностью. В месторождениях абиссальной фации встречается и энстатит. Значительно более редко в скарне присутствуют одновременно тот и другой пироксены. В шлифах таких скарнов отчетливо выступают реакционные отношения между клино- и ортопироксенами, причем во всех известных автору случаях энстатит замещается диопсидом (табл. XIV, 6). В качестве парагенетических ассоциации клино- и ортопироксенов в скарнах (и в околоскарновых породах) нами не наблюдались; и мы не можем разделить высказанное А.А. Маракушевым (1965, стр. 35) мнение о распространенности и устойчивости ассоциации двух пироксенов в магнезиальных скарнах. Упоминаемые им (там же) форстерит-энстатит-диопсидовые скарны, как закономерно возникающие при скарнировании магнезитовых и кальцит-доломитовых мраморов, наблюдаются крайне редко. В них всегда отчетливо замещение: форстерит → энстатит → диопсид, и зерна форстерита выглядят типично реликтовыми. Положение таких образцов в разрезе скарновых тел свидетельствует о том, что указанного рода "совмещения" скарнов различных зон метасоматической колонки имеют место на границах смежных зон последней и обусловлены, по-видимому, различной скоростью разрастания этих зон.

Главнейшими общими особенностями шпинель-пироксеновых скарнов являются следующие.

1. Шпинель-пироксеновые скарны экзоконтакта часто несут тонкие жилные инъекции магматического материала активных гранитоидов (см. фиг. 2), отмеченные многими исследователями (Коржинский, 1955; Жариков, 1959; Комаров, 1959; Шабынин, 1961а; Хаджиев, 1962; Некрасов, 1966; Степанов, 1966; Мишкин, Рязанцева, 1966; и др.), а в приконтактных частях интрузива нередко весьма многочисленны различной величины ксенолиты этих скарнов (табл. XIV, 7).

2. Содержание шпинели в аподоломитовых шпинель-диопсидовых скарнах может колебаться в очень широких пределах. В обычных случаях оно не опускается ниже 3-5% и редко превышает 50% объема значительных масс скарна. Случаи последнего рода редки и описаны В.И. Сияковым (1967), К.С. Газизовой (1962), А. Нопф и Д. Ли (Knopf, Lee, 1957). Оригинальные шпинеллиты описаны также А. Лакруа (Lacroix, 1941), А. Саворниным (Savornin, 1937) и Г. Бисери (Besairie, 1966) на о-ве Мадагаскар.

Шпинель в скарне распределена неравномерно. Отдельные значительные участки в пределах зоны ее почти не содержат, другие же обогащены ею (до 85% массы породы). Минерал образует кучки зерен, гнезда, струйки в пироксеновой массе, иногда микродиабластические (симплектоидные) сростки с фассаитом и скапливается у границ со смежными зонами. Увеличение коли-

чества шпинели в этих местах, возможно, следует объяснять эффектом просачивания части растворов вдоль границ физически различных сред при поперечном положении этих границ к общему направлению просачивания потока растворов.

3. Шпинель-фассаитовые скарны аналогичного состава на месте алюмосиликатных пород, контактирующих с аподоломитовыми магнезиальными скарнами, в большинстве входят в группу биметасоматических послемагматических скарнов флогопитовых месторождений, и только их незначительная часть возникает в магматическом этапе (см. фиг. 4). Минеральный и химический составы этой группы аналогичны таковым аподоломитовых разностей. Количество шпинели в части скарнов, образовавшейся на месте алюмосиликатных пород, контролируется содержанием глинозема в последних. Соответствующие расчеты для случая без выраженной метасоматической контракции (Коржинский, 1947) приводятся, например, Б.М.Шмакиным (1961, стр. 66).

4. Местами шпинель появляется с отчетливым замещением глиноземистого клинопироксена. Это явление, по-видимому, следует объяснять, исходя из соотношения величин кристаллизационного давления шпинели и пироксена (большей у шпинели), что, по Д.С.Коржинскому (1953а, 1957), в условиях изотермно-изохорического метасоматического процесса приводит к растворению минерала с большим кристаллизационным давлением.

5. Размеры зерен пироксена и шпинели, слагающих массу породы, часто резко неоднородны, как и у большинства скарнов.

6. Неподалеку от зоны околоскарновой породы в аподоломитовом скарне часто появляется небольшое количество основного плагиоклаза (обычно битовнита, анортита). По взаимоотношениям шпинели с плагиоклазом у границ с зоной а удобно отличать аподоломитовые скарны от апоалюмосиликатных. В первых четко выражено замещение шпинели плагиоклазом (табл. IV, 1), во вторых — отношения этих минералов обратные (табл. IV, 2).

7. Данные о содержании шпинели и глинозема в скарнах энстатитового состава значительно более ограничены. Автором наблюдались разности с 10–15% объемн. % шпинели, однако встречались и скарны с единичными зернами этого минерала (чаще с примесью флогопита, заместившего шпинель).

Своеобразные энстатитовые скарны с дистеном были показаны автору Л.С. Зильберфарбом на месторождении Кугилал на Юго-Западном Памире. В этих породах шпинель отсутствует, но имеется дистен. Энстатит в них интенсивно замещается антофиллитом, дистен же обрастает каемкой зерен кордиерита с некоторым количеством дравита. Некоторые сведения об этих образованиях приводит И.А.Зотов (1966; Зотов, Сидоренко, 1968).

8. Послемагматические преобразования шпинельсодержащих клинопироксеновых скарнов независимо от условий глубинности выражены однообразно. Соответственно характеру щелочности растворов они замещаются или флогопитом, или паргаситом. Обычно глинозема, заключенного в шпинели и в пироксене, оказывается недостаточно для перевода в флогопитовый или в паргаситовый скарн всей массы породы, и та или иная часть пироксена сохраняется. Однако нередко возникают и практически мономинеральные флогопитовые и паргаситовые преобразованные скарны. Крупные тела таких скарнов существенно флогопитового состава известны во многих магнезиальноскарновых месторождениях, аналогичные же тела паргаситовых скарнов редки. Они указываются, в частности, для месторождений Филипсберга (Holser, 1950).

Учитывая условия образования паргасита (Коржинский, 1945, §63), можно предположить, что скарны, сложенные натровым флогопитом, развиваются на месте шпинель-пироксеновых пород при повышенной натровой щелочности, однако при железистости растворов, меньшей, чем необходимая для паргасита.

Место паргасита в энстатитовых скарнах при преобразовании последних занимает антофиллит.

9. Замещение шпинель-пироксеновых скарнов гипабиссальной фации известковыми проходит интенсивней, чем пород более внешних зон метасоматической колонки. Однако и здесь сохраняется та или иная часть минералов магнезиального скарна магматической стадии. Так возникают характерные скарны с двумя различающимися по железистости клинопироксенами, с флогопитом (остатки шпи-

нели более редки), существенно или в основном глиноземистым гранатом (кроме более позднего андрадита, который может присутствовать), везувианом, ксантофиллитом. Менее распространен, но также встречается волластонит. С уменьшением глубинности появляются монтичеллит и геленит. Микроструктуры пород приобретают отчетливо выраженные признаки последовательного развития минералов, лишь частично обособляющихся в жилках. Такого именно происхождения известковые скарны хорошо представлены в месторождениях Оулд Хиккори (Hobbs, 1945; Kerr, 1946), Кристмэс (Петгу, 1969); Раунд Вэлли (Chapman, 1937; Lemmon, 1941a, b; Kerr, 1946) и др.

10. Кислотное выщелачивание в данной зоне, как правило, проявляется также более интенсивно, чем во внешних зонах колонки. При этом развиваются кварц-полевошпатовые метасоматиты, эпидотизация, пренитизация, появляются волокнистые амфиболы, иногда отмечается общее окварцевание породы. Чаще всего перечисленные минералы, а также более редкие в этой зоне колонки тальк и серпентин развиваются интенсивно вдоль тектонических нарушений. В тех случаях, когда шпинель-пироксеновые скарны формируются как трещинные и участвуют в строении ритмически-полосчатых пород, известковоскарновое преобразование и кислотное выщелачивание в них обычно проявлены особенно интенсивно и сопровождаются развитием специфического комплекса грейзеновых минералов.

Рудные минералы в породах зоны б разнообразны. За исключением части магнетита (см. табл. 2), все они относятся к послемагматическим. Наибольшего развития здесь достигают магнетит, бораты и сульфиды (меди и др.), однако известны и промышленные концентрации золота, шеелита и касситерита. Магнетитовое оруденение послемагматического этапа сопровождается чаще всего тремолитизацией остатков пироксена, хлоритизацией флогопита и, как правило, формируется после известковоскарнового преобразования. Более низкотемпературные изменения, сопровождающие шеелитовое, касситеритовое и сульфидно-полиметаллическое оруденение, обычно значительны, хотя могут и почти полностью отсутствовать.

Особенности химического состава шпинель-пироксеновых скарнов и продуктов их изменения - пироксен-флогопитовых, паргаситовых и амезитовых пород - видны из табл. 10, в которой для сравнения приведены и анализы двух образцов скарнов по алюмосиликатным породам (№ 9, 10).

Таблица 10 показывает, что сравнительно наибольшие колебания в химическом составе шпинель-фассаитовых скарнов имеют место за счет глинозема, кремнезема и кальцита. Наименьшее содержание кремнезема (2,7%) отмечается в образце скарна из Леспромхозного месторождения, в котором находится 45,5% глинозема и 21,5% кальцита. В то же время скарн с 50,82% глинозема с о-ва Мадагаскар содержит 23,27% кремнезема при отсутствии кальцита. Составы одноименных скарнов по алюмосиликатным породам (табл. 10, обр. 9 и 10) близки ко многим из анализированных аподоломитовых скарнов (табл. 10, обр. 3).

Из 28 анализов вычислены средние содержания глинозема в шпинель-фассаитовых скарнах (в вес.%): SiO_2 - 40,0; Al_2O_3 - 18,6; Fe_2O_3 - 3,4; FeO - 2,6; MgO - 14,6; CaO - 18,0. В измененных флогопитовых разностях скарнов среднее из 18 анализов содержание Al_2O_3 существенно ниже и составляет лишь 11,0% Al_2O_3 , что обусловлено как вхождением магнетита в анализированные флогопитовые скарны в количествах до 26%, так и пространственной несопряженностью анализированных образцов тех и других скарнов.

Химические анализы известковых скарнов, образовавшихся с замещением шпинель-пироксеновых пород, немногочисленны и представляют собой образования, очень различные по качественному и количественному минеральному составу (табл. 11).

Средние содержания глинозема, окиси магния, кальция и марганца для всех перечисленных анализов составляют соответственно (в вес.%): 10,5; 9,7; 34,6 и 0,3. Сопоставление этих данных с данными табл. 10 затруднено различием месторождений, из которых происходит большинство образцов табл. 10 и 11.

Химические анализы (в вес.%) шпинель-пироксеновых скарнов и продуктов их изменения - флогопитовых и других скарнов (зона б)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	2,7-49,4	6,80	37,20	25,8-49,4	36,76	36,94	44,97	14,41	32,32	44,16	49,89	56,02
TiO ₂	-	0,21	0,21	-	0,32	0,61	0,12	0,13	1,72	0,41	0,02	-
Al ₂ O ₃	8,5-50,8	34,51	21,40	5,0-17,4	13,23	17,42	10,79	38,63	21,89	11,32	1,58	3,50
Fe ₂ O ₃	0,5- 9,3	6,40	3,10	0,2- 7,6	2,49	Общ. 5,81	3,92	8,36	2,62	4,24	Общ. 17,28	0,87
FeO	0,6- 6,6	1,48	0,58	0,7- 6,0	4,67	-	1,11	2,36	5,38	3,53	-	-
MnO	-	0,25	0,05	-	0,53	0,15	0,04	0,18	0,23	0,07	0,07	-
MgO	6,2-22,0	20,13	14,80	10,7-24,9	15,68	23,15	17,11	22,58	11,57	16,60	23,98	37,71
CaO	11,0-28,2	14,87	19,75	2,2-21,4	15,22	2,22	20,41	5,91	20,96	14,86	4,80	0,10
Na ₂ O	Следы-0,6	-	0,34	Следы- 0,53	0,21	0,14	0,42	-	0,20	1,24	1,35	0,18
K ₂ O	Следы-0,3	0,07	0,22	0,5- 4,0	3,50	9,19	0,88	-	0,12	1,56	-	-
H ₂ O ⁺	0,2- 1,5	-	1,06	0,8-6,5	-	2,95	0,37	-	0,94	-	-	1,33
H ₂ O ⁻	-	0,10	0,34	-	-	0,09	-	-	0,11	0,13	-	-
CO ₂	0,0- 9,7	-	1,20	0,0-10,5	-	0,42	-	-	1,62	0,34	0,68	-
П. п. п.	2,7-15,9	15,85	-	-	6,48	-	-	8,00	-	1,17	0,36	-
F	-	-	-	-	0,68	0,05	-	-	-	0,55	-	-
Прочие	-	0,20	0,02	-	0,20	1,11	0,19	0,12	0,56	-	0,71	-
Сумма*		100,0	100,27	-	99,97	99,86	100,33	100,68	100,24	99,95	100,71	99,71

* За вычетом F₂-O и S-O

1 и 4 - пределы колебаний содержаний окислов: 1 - для 21 образца шпинель-фассаитовых скарнов различных месторождений, 4 - для 11 образцов пироксен-флогопитовых скарнов.

Обр. 2-3 - шпинель-фассаитовые скарны участка Карасай Гульшадского месторождения (Газизова, 1962) и месторождения Малко Тырново (Василев и др., 1964); сумма анализа 2 (100,0 вместо 100,87 приводится по первоисточнику). Обр. 5-6 - пироксен-флогопитовые скарны Леспромхозного (Синяков, 1967) и Таежного месторождений (ИГЕМ АН СССР, аналитик Е. Д. Кузнецова); среди "прочих" в обр. 6 - 0,79% S. Обр. 7 - паргасит-пироксеновый скарн месторождения Куранах (Шабынин и др., 1961). Обр. 8 - хлоритовая порода со шпинелью и кальцитом с Леспромхозного месторождения (Синяков, 1967). Обр. 9 - шпинель-фассаитовый скарн по гнейсу Таежного месторождения, обр. № 8120а (ИГЕМ АН СССР, аналитик М. А. Гаршина). Обр. 10 - то же, по пироксеновому амфиболиту Слюдянки (Коржинский, 1947). Обр. 11 - пироксен-энстатитовый скарн Таежного месторождения (по материалам А. И. Пухарева). Обр. 12 - антофиллит-энстатитовый скарн месторождения Кугилал (по материалам Л. С. Зильберфарба).

Примечание. Из 43 анализов, использованных в таблице, главная часть опубликована (Жариков, 1959; Шабынин, и др., 1961; Лицарев, 1961; Газизова, 1962; Василев и др., 1964; Некрасов, 1966; Синяков, 1967; Иванова-Панайотова, Бояджиян, 1969; Лисицын, 1970; Lacroix, 1941; Besairie, 1966), три неопубликованных выполнены в ИГЕМ АН СССР М. А. Гаршиной на материале автора.

Можно все же отметить значительные пределы колебаний содержания глинозема и железа в грановых скарнах и, что особенно существенно, столь же значительные колебания в содержании магния. Количество последнего ниже 5% MgO установлено в пяти анализах (из 11 учтенных). Количество марганца в скарнах, приведенных в табл. 11, заметно возросло. Естественно, что небогатая глиноземом часть скарнов со столь низким содержанием магния трудно различима от скарнов по известнякам.

Химические анализы (в вес. %) апомагнезиальных известковых скарнов зоны б

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	32,0-46,6	35,89	42,22	37,50	33,88	46,60
TiO ₂	-	-	0,44	0,21	0,22	0,42
Al ₂ O ₃	4,4-20,0	4,44	14,20	20,08	6,10	12,20
Fe ₂ O ₃	0,9-27,5	27,52	4,30	3,10	2,05	2,10
FeO	0,4- 5,7	-	1,82	0,58	5,70	3,00
MnO	0,1- 0,6	-	0,26	0,15	0,55	0,16
MgO	0,4-20,4	1,64	5,43	0,83	23,57	8,35
CaO	12,1-43,2	28,82	28,45	34,43	26,43	23,70
Na ₂ O	-	-	0,42	0,13	0,22	0,36
K ₂ O	-	-	0,44	0,34	0,11	0,18
H ₂ O ⁺	0,3- 1,9	-	1,93	0,28	1,05	-
H ₂ O ⁻	-	-	0,10	0,20	Не обн.	0,12
CO ₂	0,0- 7,8	-	-	2,54	-	-
P ₂ O ₅	-	-	0,01	0,01	-	0,40
П.п.п.	0,0- 3,5	1,27	-	-	-	1,97
S	-	-	0,01	0,01	-	0,03
С у м м а *		99,58	100,04	100,38	99,88	99,56

За вычетом S = 0.

1 - пределы колебаний содержаний окислов для 11 образцов известковых скарнов.

Обр. 2 - гранатовый скарн Железного Кряжа (Комаров, 1958). Обр. 3 - пироксен-гранатовый скарн с остатками шпинели и флогопита. Обр. 4 - гроссуляр-везувиановый скарн, оба из месторождения Малко Тырново (Василев и др., 1964). Обр. 5 - шпинель-монтichelлитовый скарн из хр. Черского (по материалам Н.Н.Перцева). Обр. 6 - пироксен-гранатовый с везувианом, шпинелью и реликтами плагиоклаза скарн месторождения Звездца (Иванова-Панайотова, Бояджиян, 1969).

П р и м е ч а н и е. Кроме приведенных данных, в исчислении величин графы 1 участвовали анализы скарнов: гранатового (Синяков, 1967), гроссуляр-волластонитового (Tilley, 1951), монтichelлитового с мервинитом клиногумитом, шпинелью, ксантофиллитом, гроссуляром, везувианом и спурритом (Burnham, 1959), пироксен-гранатового с флогопитом и шпинелью (Василев и др., 1964) и флогопит-пироксен-гранатового (Граменицкий, 1966б).

ЗОНА АПОДОЛОМИТОВЫХ ОКОЛОСКАРНОВЫХ ПОРОД (ЗОНА А)

Общими особенностями этой зоны являются следующие.

1. В абиссальной фации зона околоскарновых пород экзоконтакта в составе метасоматической колонки аподолмитовых магнезиальных скарнов магматической стадии присутствует всегда. Мощность ее здесь колеблется в пределах от сантиметров (табл. XIV, 8) до первых метров. Лишь в редких случаях эта мощность превышает 10 м или опускается до 1-2 мм.

2. В гипабиссальных месторождениях зона имеет меньшую мощность и подчас макроскопически не выражена (Шабьнин, Унанова, 1972а). Кроме того, в единичных случаях контактов с интрузивами сиенитового, диоритового и более основного состава эта зона отсутствует или отмечается лишь в зародышевой форме появления плагиоклаза возле зерен шпинели в скарнах зоны б (табл. XV, 1). Часто отсутствие зоны околоскарновой породы в разрезе контакта является лишь кажущимся и обусловлено известковоскарновым замещением, стирающим исходную границу между породами зон а и б метасоматической колонки. В общем же случае участие основного плагиоклаза в составе околоскарновых пород зоны а и отчетливое развитие его с замещением пироксена побуждают выделять эти породы из остальных пород экзоконтакта и с учетом их особенностей и закономерного положения в поперечных разрезах контактов относить их к аподолмитовым образованиям. Именно такими выглядят характеристики этих пород, например, у В. Кеннеди (Kennedy, 1931, стр. 104-105), В. Холсера (Holser, 1950, стр. 1063) и др.

3. В гипабиссальной фации околоскарновые породы на месте доломитов известны только как инфильтрационные образования. В гнейсовых комплексах адданской фации глубинности встречаются двупироксеновые околоскарновые породы, особенности которых свидетельствуют о значительной роли диффузии в начальный период формирования этих пород.

4. В подавляющем большинстве случаев полевой шпат породы представлен только основным плагиоклазом (An_{60-100}). Однако иногда отмечается появление более кислого плагиоклаза (An_{40-50}) и калиевого полевого шпата. Последний обычно выглядит несколько более поздним по отношению к плагиоклазу.

5. В скарновой стадии послемагматического этапа наиболее распространенными изменениями обсуждаемых околоскарновых пород в абиссальной фации являются их преобразование в скаполит-пироксеновые породы, а также замещение скарновой роговой обманкой, флогопитом и турмалином. В гипабиссальной фации эти процессы редко бывают столь же интенсивными и уступают место известковоскарновому замещению. Последующие более низкотемпературные изменения сводятся в основном к разложению плагиоклаза и скаполита на агрегат микрочешуйчатых слюд с кальцитом и к развитию эпидотовых минералов, пренита, волокнистых амфиболов и хлорита. Этот комплекс минералов представлен, например, в породах контакта гранита Кверигут (Struwe, 1958). Перечисленные преобразования проявляются неравномерно, и почти всегда существуют все переходы между исходными и возникающими на их месте породами.

Изменения в составах и оптических свойствах пироксенов при скаполитизации плагиоклазов околоскарновых пород охарактеризованы выше (стр. 79). Комплекс известковоскарновых минералов, появляющихся в породах зоны а, сходен с таковым в зоне б. Из различий существенны: отсутствие здесь ксантофиллита и монтичеллита, частое присутствие волластонита и появление иногда значительных количеств аксинита.

6. В абиссальной фации зоны а преобладает массивное среднезернистое, а также пегматоидное грубокристаллическое сложение пород; редко полевошпатовая часть обособляется в струйки и полосы. В гипабиссальной фации главенствуют разности роговикового облика, в которых плагиоклаз часто распределяется неравномерно, развиваясь из стыков зерен пироксена. При наличии реликтов шпинели всегда отчетливо ее замещение плагиоклазом. В двупироксеновых разностях гиперстен развивается с замещением клинопироксена (табл. XV, 2). В общей массе полевые шпаты, как правило, подчинены и составляют не больше 30-40%.

7. Промышленное оруденение в породах зоны неизвестно, хотя пирротин, пирит и молибденит встречаются здесь сравнительно часто. В отдельных случаях, например в месторождении пика Костабин, в известковых скарнах с реликтами разложенных полевых шпатов имеется шеелитовая минерализация, однако не установлена принадлежность этих скарнов к образованиям экзоконтакта (Гитар, Лаффитт, 1961). Представляет интерес, что в абиссальной фации двупироксеновые околоскарновые породы нередко содержат переменные количества магнетита, ряд признаков которого свидетельствует о его принадлежности к образованиям магматического этапа. Для этого магнетита характерно выделение его раньше плагиоклаза и калиевого полевого шпата; их многочисленные микропрокладки располагаются в стыках зерен магнетита

Химические анализы (в вес.%) аподоломитовых околоскарновых пород (зона a) и заместивших их скарнов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,7-55,2	52,70	46,56	48,30	50,93	55,25	46,60	44,93
TiO ₂	0,16-1,25	0,16	0,44	0,44	0,87	1,25	0,42	0,09
Al ₂ O ₃	6,0-19,4	9,02	14,28	9,73	17,05	19,39	12,20	8,45
Fe ₂ O ₃	0,45-5,6	0,70	1,41	1,72	0,88	1,21	2,10	0,92
FeO	1,9-5,5	4,61	3,38	4,03	4,13	5,02	3,00	1,30
MnO	0,04-0,2	0,16	0,03	0,15	0,21	0,04	0,16	0,39
MgO	3,5-15,4	12,49	7,50	8,10	3,54	3,98	8,35	1,24
CaO	8,7-21,6	15,35	20,40	17,20	14,75	8,74	23,70	41,14
Na ₂ O	1,0-3,2	2,09	1,28	1,39	1,77	1,44	0,36	0,14
K ₂ O	0,06-4,3	0,98	1,52	2,75	4,27	0,51	0,18	0,15
H ₂ O ⁻	-	0,17	0,38	0,15	0,11	0,12	0,12	0,23
H ₂ O ⁺	0,6-2,6	1,19	1,34	4,95	1,01	0,97	1,97	0,73
CO ₂	-	0,48	1,40		0,17	-		-
F	-	-	0,54	-	-	-	-	-
B ₂ O ₅	-	-	-	0,49	0,56	0,52	0,40	-
S	-	-	-	0,02	-	0,13	0,03	-
С у м м а		100,10	100,46	99,42	100,25	99,51	99,59	99,71

1 - пределы колебаний содержаний окислов для 12 образцов.

Обр. 2 - Таежное месторождение (колл. № 8371), аналитик Л. П. Царева, ИГЕМ АН СССР; минеральный состав: Фл₂₀ Пи₂₁ Гип₂₃ Пл₄₃ Орт. Обр. 3 - месторождение Малко Тырново (Василев и др., 1964); в породе имеются реликты шпинели, плагиоклаз (Ан⁴⁴⁻⁴⁹). Обр. 4 и 7 - месторождение Звездец (Иванова-Панайотова, Бояджиян, 1969); обр. 4 - пироксен-плагиоклазовая порода, обр. 7 - то же, с гранатом и везувианом. Обр. 5 - месторождение Траверселла (Kennedy, 1931); состав: Пи, Ан, Сф, Орт. Обр. 6 - с о-ва Мадагаскар (Besairie, 1966), плагиоклаз-пироксеновая порода (сумма по анализу 99,51 вместо 98,57 взята по автору). Обр. 8 - гранат-волластонитовый скарн, Полярная Якутия (по материалам Н. Н. Перцева).

П р и м е ч а н и е. Обр. 7 и 8 представляют известковые скарны зоны a и в исчислении величин графы 1 не участвуют. В этой графе кроме указанных анализов использованы данные из работ Л. Василева и др. (1962), В. Ивановой-Панайотовой и О. Бояджиян (1969), Н. С. Благодаревой (1966) и два анализа из материалов автора.

с зернами пироксенов (табл. XV, 3), а калиевый полевой шпат вдоль границ его с магнетитом мирмекитизирован (табл. XV, 4). В отдельных случаях видно (табл. XV, 5), что гиперстен развивается после магнетита и плагиоклаза. Это наводит на мысль, что там, где плагиоклаз наблюдается по стыкам магнетита и гиперстена, последний занимает место полностью замещенного им клинопироксена.

В составе ритмически-полосчатых трещинных образований магматического этапа пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы относительно мало распространены (известны в Сянухалине, на Аляске и в других местах). Вместе с остальными

скарнами они претерпевают изменения, связанные с грейзенизацией, о которых будет сказано ниже.

Химические анализы аподоломитовых околоскарновых пород приведены в табл. 12.

Средние содержания для 12 анализов получены следующими (в вес. %): SiO_2 - 49,7; TiO_2 - 0,5; Al_2O_3 - 12,0; Fe_2O_3 - 1,9; FeO - 3,7; MgO - 9,0; CaO - 15,7;

Na_2O - 1,7 и K_2O - 1,4. Значение для CaO явно завышено, поскольку в большинстве анализов имеется CO_2 , количество которой в одном из образцов составляет 6,8%.

Сопоставление анализов 7 и 8 с остальными показывает, что в процессе послемагматического известковоскарнового замещения аподоломитовых околоскарновых пород осуществлялся принос значительных количеств кальция и вынос магния.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ ЭНДОКОНТАКТА В ГИПАБИССАЛЬНОЙ ФАЦИИ (ЗОНА A₁)

Эти послемагматические скарны являются в основном биметасоматическими. Лишь их небольшая часть слагает инфильтрационные жилы, располагающиеся в гранитоидах впереди границ зоны.

Мощность этих скарнов, как правило, значительно меньше мощности близких по составу эндоскарнов в контактах с известняками. Основной причиной этого, по-видимому, является формирование рассматриваемых скарнов в контакте гранитоида с силикатной породой основного состава (магнезиальным скарном), а не с карбонатной. Наблюдавшиеся крайние значения мощности зоны колеблются от долей сантиметра до нескольких метров.

Границы зоны почти всегда являются более резкими в сторону околоскарновой породы (т.е. в сторону гранитоида), чем в направлении известкового экзоскарна, часто близкого по составу к скарну эндоконтакта. Слегка измененные пироксен-гранатовые скарны обеих частей контакта без детального исследования особенностей слагающих их минералов нередко разделить бывает весьма трудно. Большое значение имеют при этом реликтовые минералы (гранитоидов, с одной стороны, и магнезиальных скарнов - с другой). Иногда в эндоскарнах характерно наличие повышенных количеств сфена. Следует также учитывать, что известковый скарн эндоконтакта по отношению к послемагматической околоскарновой породе по интрузиву располагается всегда со стороны магнезиальных скарнов.

При слабой интенсивности процесса известковоскарнового замещения скарны обеих частей контакта, как правило, многоминеральны. Реликтовыми в эндоскарнах обычно являются частично измененные (в том числе скаполитизированные) зерна полевых шпатов, изредка листочки биотита и еще реже кварц. Эпидотизация и другие явления кислотного выщелачивания в эндоскарнах обычно выражены более интенсивно, чем в экзоконтакте. В отдельных случаях эпидотизация и окварцевание распространяются в гранитоиды уже за пределы зоны эндоскарнов, стирая особенности исходного состава последней.

В известковых скарнах эндоконтакта редко встречаются и для них не характерны везувиян и скарновая роговая обманка. Отсутствуют ксантофиллит, мелилит и монтичеллит. В качестве главного минерала нередко волластонит - в скарнах о-ва Скай (Tilley, 1949), Полярной Якутии и других месторождений. Наиболее распространены пироксен и гранат, количества которых меняются в широких пределах. Железистость пироксена в изученных образцах составляет 30-50% (по кривой для салит-авгитов, см. фиг. 30), глиноземистость же его не охарактеризована. Лишь на основании оптических свойств можно предполагать, что она много ниже, чем у фассаитов в экзоскарнах того же контакта. Гранаты являются главным образом промежуточными и гроссулярами. При этом часто содержание в них гроссулярового минала уступает таковому в гранатах экзоскарнов зон а и б. Реликты полевых шпатов и скаполитов встречаются главным образом у границы зоны в контакте с околоскарновой породой зоны а, за счет которой формируется скарновая масса. На табл. XX, 6 представлен один из таких контактов в полированном штуде. Для эндоскарна характерны небольшие количества сфена, возрастающие у зоны пироксен-скаполитовой околоскарновой породы. Ассоциации апоскарновых минералов не отличаются от таковых эндоскарнов известняковых контактов. Эпидотовая

группа, амфиболы ряда тремолит-актинолит, хлориты, пренит и кальцит встречаются чаще других.

Из рудных минералов в промышленных количествах в эндоскарнах зоны а отмечаются шеелит (Гитар, Лаффитт, 1961) и молибденит (Watanabe, 1943). Сульфиды Zn, Bi, Cu, Fe, As распространены, однако, без самостоятельного экономического значения.

Химические анализы обсуждаемых эндоскарнов, по-видимому, немногочисленны; известные автору приведены в табл. 13. Анализы скарнов пика Костабонн (Гитар, Лаффитт, 1961) и некоторые другие не использованы вследствие неясности в положении анализированных скарнов в сечении контакта.

Т а б л и ц а 13

Химические анализы (в вес.%) эндоскарнов (зона а₁)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,16	40,38	47,65	42,64	42,47
TiO ₂	0,72	0,55	0,09	0,58	1,27
Al ₂ O ₃	8,80	9,15	11,02	13,85	18,62
Fe ₂ O ₃	4,70	12,45	5,88	3,78	4,61
FeO	4,60	8,10	6,72	1,87	2,81
MnO	0,10	0,18	0,85	0,11	0,26
MgO	12,60	9,00	0,29	12,00	3,01
CaO	18,50	17,57	19,33	15,43	25,07
Na ₂ O	0,26	0,51	2,44	0,58	0,47
K ₂ O	0,62	0,66	0,87	0,60	0,49
P ₂ O ₅	0,02	0,03	-	0,36	0,45
CO ₂	1,00	-	2,69	-	0,13
S	0,51	0,25	-	-	Следы
F	-	-	0,95	0,08	-
H ₂ O	1,11	0,07	0,38	0,40	0,06
H ₂ O ⁺	-	-	1,30	1,52	0,62
П.п.п.	2,01	0,91	-	4,78	-
С у м м а *	100,71	99,81	100,06	101,82	100,34

* Сумма дается за вычетом F₂ = 0 и S = 0.

Обр. 1 - пироксен-эпидотовый скарн и обр. 2 - пироксеновый скарн из месторождения Факии (Василев и др., 1962). Обр. 3 - пироксеновый скарн с везувианом, плагиоклазом и другими минералами из жилы в граните (Tilley, 1951). Обр. 4 - эпидот-пироксеновый скарн с турмалином, магнетитом и гематитом из месторождения Сюрень-Ата (по материалам И.П. Заревич); в сумме анализа содержится 3,27 V₂O₃. Обр. 5 - пироксен-гранатовый скарн с плагиоклазом, сфеном, сульфидами и другими минералами из Траверселлы. В. Кеннеди (Kennedy, 1931, стр. 103) выражает неуверенность в принадлежности данного скарна к образованиям эндоконтакта, однако значительность сфена при отсутствии в породе скаполита позволяет предположить такую природу скарна.

ЗОНА ОКОЛОСКАРНОВЫХ ПОРОД ЭНДОКОНТАКТА (ЗОНА А¹)

В группу околоскарновых пород данной зоны нами относятся не только послемагматические образования в эндоконтактах активных гранитоидов (и на месте пегматитов) в абиссальной фации, но также и распространенные в условиях последней околоскарновые породы по гнейсам, образующиеся как в магматическом, так и в послемагматическом этапах. Для удобства эта сложная группа пород рассматривается отдельно по двум этапам их образования и по фациям глубинности. При этом их апопегматитовая часть, характерно и широко представленная в флогопитовых месторождениях, но не встречающаяся в рудных месторождениях, опускается. Ее детальное описание имеется в работах Д.С. Коржинского (1947), М.А. Лицарева (1961), Б.М. Шмакина (1961) и др.

Околоскарновые породы магматического этапа

В изученной части эти породы относятся к железорудным месторождениям Алданского шита (Шабынин, 1958б; Маракушев, 1958; Пухарев, 1959) и частично к месторождениям бора и флогопита в Сино-Корейском шите, хотя аналогичные по времени и способу образования породы могут, по-видимому, возникать и в гипабиссальных условиях на месте тех или иных алюмосиликатных пород вмещающего комплекса. В таких условиях автору не пришлось наблюдать эти породы самому, и он не располагает литературными сведениями об их нахождении. Возможно, здесь сказываются существующие терминологические различия, и при ближайшем рассмотрении некоторые из описанных метасоматических полевошпатовых пород гипабиссальных скарновых месторождений, например "гранулиты" Айрон Маунтин (Jahns, 1944), оказались бы именно околоскарновыми породами магматического этапа.

Общими особенностями зоны апогнейсовых околоскарновых пород в алданских месторождениях являются следующие. Эта зона с закономерным постоянством присутствует в контактах магнезиальноскарновых тел, залегающих в гнейсах и кристаллических сланцах. Контакты с породами экзоконтакта всегда резкие, в сторону же неизменных гнейсов наблюдаются иногда и более или менее постепенные переходы через частично измененные (близскарново-преобразованные) гнейсы. Отмечаются остатки таких гнейсов в пироксен-полевошпатовой массе (табл. XV, 7). Мощность тел околоскарновых пород обычно не превышает 20-40 см, изредка она достигает 2 м.

В минеральном составе рассматриваемых пород главными являются пироксены и полевые шпаты. Соответственно характеру пироксена выделяются салит-авгитовые и двупироксеновые (с гиперстеном) разновидности околоскарновых пород. Метасоматические колонки, в которые входят и другие разновидности, различаются между собой:

1. Би гнейс | Пи-Пш порода по гнейсу || Пш-Пи порода по доломиту | Шп Пи
скарн | Шп-Фор скарн | Шп-Фор кальцифир

2. Би гнейс | Пи-Гип-Пш порода по гнейсу (Гип→Пи) | Гип-Пш с остатками Пи
по доломиту | Пи-Пл порода | Шп-Пи скарн | Шп-Фор скарн | Шп-Фор кальцифир

Кроме тел на контактах с магнезиальными скарнами местами имеются и небольшой мощности (до 5 см) жилкообразные выделения околоскарновой породы, располагающиеся в небольшом удалении от контакта.

В большинстве контактов околоскарновые породы в различной мере, иногда очень сильно, замещены послемагматическими массами флогопитового, роговообманкового, а также турмалинового состава. Облик пород преобладает массивный. Сложение нередко пегматоидное, крупно- и грубокристаллическое; размер зерен пироксенов доходит до нескольких сантиметров. Количество полевых шпатов в породе меняется в зависимости от степени развития флогопита, рого-

вой обманки и турмалина. В свежих разностях лейкократовая часть преобладает. Замещение пироксеном плагиоклаза в шлифах этих пород обычно отчетливо (табл. IV, 3). Полевые шпаты в массе среднезернистых разностей пород распределены более равномерно, чем в аподоломитовых околоскарновых породах, где струйки полевых шпатов обычны. Калиевый полевой шпат (санидиновидный ортоклаз) в составе породы появляется спорадически и выглядит более поздним по отношению к плагиоклазу и пироксенам. В части пород, сохранившей грубополосчатую текстуру, зерна плагиоклаза, как правило, имеют однообразно полигональные очертания, подчеркивающие торцовую структуру.

Основность плагиоклаза различна в зависимости от присутствия в породе калиевого полевого шпата. В отсутствие последнего зональные плагиоклазы всегда имеют более кислое ядро (в обр. 8595 и 8597 Таежного месторождения содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе от центров зерен к краям меняется от 59 до 85–98%). С появлением калиевого полевого шпата плагиоклаз чаще всего представлен андезином. Взаимоотношения между пироксенами характеризуются замещением гиперстена салит-авгитом, что облегчает отличие этих околоскарновых пород от аналогичной по минеральному составу части пород экзоконтакта, в которых последовательность развития этих пироксенов обратная. Наиболее распространенные значения железистости пироксенов и их отношения в породах зоны таковы, что при несколько более высокой общей железистости гиперстена значения ее колеблются в основном в пределах 37–43%.

В отдельных случаях отмечены околоскарновые породы, содержащие шпинель. Клинопироксен в них представлен титанистым фассаитом. Со стороны доломитов с такими разностями граничат околоскарновые породы экзоконтакта и шпинель-фассаитовые скарны, в направлении же гнейса они быстро сменяются обычными (бесшпинелевыми) разностями. Характер контактов и переходов в этих случаях указывает на то, что породы формировались в условиях просачивания трансмагматических растворов со стороны аподоломитовых магнезиальных скарнов в направлении гнейсов, вдоль пересекающего контакт локального тектонического нарушения. Гранитизация пород зоны отчетлива лишь в немногих случаях.

Послемагматические изменения рассматриваемых пород не отличаются от описанных выше изменений близких по составу околоскарновых образований экзоконтактов. Конечным результатом их интенсивного скарнового замещения являются моно- и биминеральные флогопитовые и реже турмалиновые породы с реликтами пироксенов (табл. XI, 7,8) и новообразованиями кварца. Эти флогопитовые и роговообманковые породы нередко нацело слагают зоны, отделяющие породы экзоконтакта от неизмененных гнейсов, и связаны всеми переходами со свежими околоскарновыми породами.

Из рудных минералов для рассматриваемых пород характерен лишь магнетит, количество которого иногда достигает до 10–15% массы штуфа. Большая часть этого магнетита обладает признаками образования ее в магматическом этапе.

Химические анализы околоскарновой породы и гнейса, на месте которого она образовалась, приведены в табл. 14. Значительная десиликация исходной породы и привнос магния и железа в процессе ее околоскарнового преобразования здесь вполне наглядны. Кварц, обильный в гнейсе, в околоскарновой породе почти отсутствует.

Остановимся коротко на особенностях образования дупироксеновых околоскарновых пород по доломитам и по гнейсам. Околоскарновые породы этих двух групп наблюдались только в непосредственных между собой контактах и имеют большие мощности. Их взаимоотношения в разрезах контактов гнейсов и доломитов могут быть охарактеризованы на примере двух небольших интервалов скв. 272 и 274 Таежного месторождения, представленных в табл. 15. Нужно заметить, что устроенные таким образом контакты в месторождении не только не исключительны, но, наоборот, абсолютно распространены и устойчиво повторяются.

Взаимообусловленность появления гиперстена в аподоломитовой пироксен-плагиоклазовой породе (обр. 8367 и 8554) и в гнейсе в области их контакта отчетливо выступает в табл. 15 и характерна для всех контактов этого рода в Таежном месторождении.

Химический анализ (в вес.%) неизмененного биотитового гнейса и заместившей его околоскарновой породы

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	68,82	55,97	K ₂ O	2,69	2,16
TiO ₂	0,37	0,42	H ₂ O ⁻	Не обн.	0,09
Al ₂ O ₃	14,32	15,81	H ₂ O ⁺	0,45	0,46
Fe ₂ O ₃	Не обн.	1,06	S	0,10	0,42
FeO	2,79	8,28	F	0,06	0,25
MnO	Следы	0,15	P ₂ O ₅	0,33	0,36
MgO	4,46	7,65	С у м м а	100,23	99,97
CaO	4,15	5,21	-F ₂ = 0 и S = 0		0,30
Na ₂ O	1,69	1,68			99,67

Обр. 1 - биотитовый гнейс. Обр. 2 - околоскарновая порода, заместившая этот гнейс. Ее минеральный состав (табл. XV, 7): Пл₄₀ - Орт - Би₄₀ - Гип₄₃.

Месторождение Таежное обр. 1597 и 1598. Аналитик Л.П. Царева (ИГЕМ АН СССР).

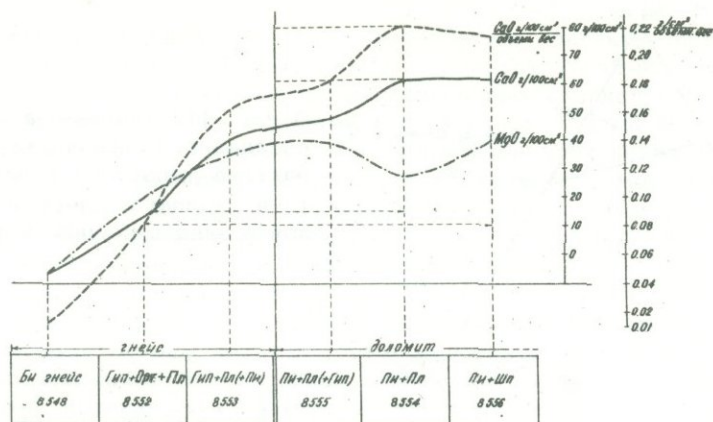
Особенности химических составов граничащих между собой пород в разрезах, аналогичных приведенным в табл. 15, и изменений исходных доломитов и гнейсов в процессе их преобразования до околоскарновых пород были прослежены в обр. 8551, 8552, 8556 и 8557 из скв. 274, подвергшихся химическому анализу. Кроме того, химический состав обр. 8554 и 8555 был вычислен из количественного минерального состава этих пород. За исходный гнейс был принят и проанализирован обр. 8548, в котором кроме биотита имеется примесь турмалина и магнетита, среди полевых шпатов преобладает ортоклаз-микропертит, обильны мирмециты. Данные анализов были сведены в диаграмму (фиг. 43), на которой показаны не только кривые изменений содержаний магния и кальция в единице объема пород по зонам колонки, но и кривая изменения содержаний кальция, отнесенных к объемным весам пород. Величины, легшие в основу последней кривой, примерно отражают уже значения концентраций кальция в растворах.

Ход кривых на графике (плавный) убедительно свидетельствует об участии диффузии в метасоматическом процессе, проходившем в контакте доломита и гнейса. По мере удаления от контакта в сторону доломита диффузия, по-видимому, быстро ослабевала, а процесс замещения приобрел чисто инфильтрационный характер. Нет никаких сомнений в том, что характер метасоматического процесса при образовании двупироксеновых околоскарновых пород и при соответствующем близкарновом изменении гнейсов не оставался неизменным. Очевидно также преобладание в контактовых зонах диффузии в начальные стадии развития метасоматического процесса. Об этом со всей определенностью свидетельствует характер распределения кальция, магния и железа по зонам метасоматической колонки по обе стороны исходного контакта гнейсов и доломитовых мраморов (см. фиг. 43). О проявлении диффузии на общем фоне просачивания трансмагматических растворов вдоль контактов и слоистости пород указывают особенности строения метасоматических колонок рассматриваемого типа, в частности положение наименее измененных пород в средних (считая от лежащего к висячему боку) частях пачек и слоев.

Положение двупироксеновых околоскарновых пород Таежного месторождения
в контактах магнезиальных скарнов и вмещающих их гнейсов

№ скв.; глубина, м	№ обр.	Состав породы						Структурные особенности	
272 183,7	8367, 8368	Пи ₂₃ ⁵⁷⁻⁵⁰	Пл ₄₈₋₄₀ ¹⁰⁻²³	Орт ²⁰⁻¹²	Фл ₁₈ ⁵⁻¹¹	Кв ⁸⁻⁴	Пи → Пл	→ Орт	
184,2	8369- 8372	Пи ₂₁ ⁶⁰	Гип ₂₃ ¹⁰	Пл _{47/38} ¹⁵	Орт ⁵	Фл ₂₁ ⁹	Кв ²	Пи → Пл ↓ → Гип → Орт	
185,0	8373, 8374	Пи ₁₇ ²⁵⁻²	Гип ₁₈ ¹⁰⁻⁸	Пл ₃₈₋₄₄ ³⁰⁻⁴²	Кв ²⁰⁻⁴⁰	Орт	Фл ₁₆ ¹⁵⁻¹⁰	(Кв+Би+Пл) → $\frac{\text{Гип, Орт}}{\downarrow \text{Пи}}$	
	8375	Пл ₃₈ ²⁷	Кв ³⁴	Орт ³⁴	Фл ₁₂ ⁵			Роговиковая структура	
274 152,0	8552	Гип ₂₆ ²⁴	Пл ₈₄ ²⁶	Кв ³⁵	Орт ¹⁰	Фл ₂₈ ⁵		(Пл + Кв + Би) → Гип, Орт	
152,8	8553	Пи ₂₃ ⁵⁶	Гип ₂₅ ¹²	Пл ₇₆ ²⁴	Фл ₂₉ ⁸		Пл → Гип	→ Пи	
153,0	8555	Пи ₂₁ ⁵⁵	Гип ₂₁ ²⁵	Пл ₉₈ ¹⁵	Фл ₃₀ ⁵		Пи → Пл	→ Гип	
153,8	8554	Пи ₂₂ ⁸⁵	Пл ₉₆ ¹⁵	Сф			Пи → Пл		
	8556- 8558	Пи ₁₂ ⁷²⁻²¹	Пл ₉₆ ⁹⁻⁰	Шп ₂₈ ¹³⁻¹	Фл ₇ ⁵⁻⁸⁰			(Пи + Шп) → Пл	
154,7	8559	Фор ³⁰⁻⁷⁰	Ка ⁶⁰⁻¹⁵	Шп ⁵⁻¹⁵	Фл ⁵⁻⁰	+ Дол			

П р и м е ч а н и е. Вертикальная (или горизонтальная) линия между символами минералов обозначает, что минерал, стоящий справа (или внизу) от черточки, развивается с замещением всех минералов, стоящих от нее слева (или сверху). Таково же значение и круглых скобок.

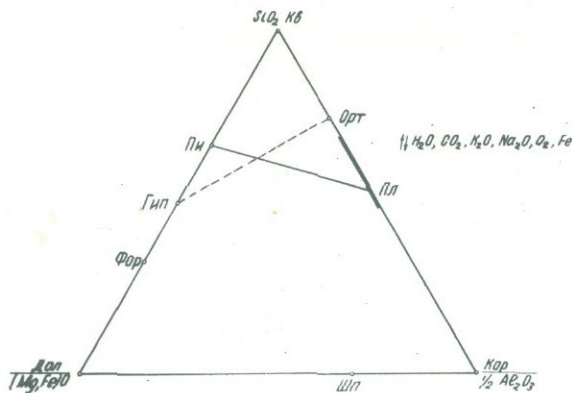


Фиг. 43. Диаграмма изменений содержания CaO и MgO в единице объема пород по зонам метасоматической колонки магматического этапа. Символы минералов, появляющихся вследствие смены характера метасоматического процесса, заключены в скобки. Плаггиоклаз в обр. 8552 – реликтовый

Поскольку диффузия успевала проявиться существенным образом, следует считать скорость инфильтрации в этом отрезке времени меньшей, чем в последующем, когда уже более значительные по мощности части гнейсов и кристаллических сланцев, прилежащие к доломитам, подвергались близкарновым изменениям. Выделение гиперстена и полевых шпатов в "глазках", секущих жилках подтверждает возрастание роли инфильтрации. Смена характера метасоматического процесса непосредственно влияла на минеральный состав отдельных зон и на строение метасоматической колонки. Устойчиво повторяющиеся отношения последовательности развития клино- и ортопироксена в околоскарновых породах обеих частей контакта позволяют предположить следующее.

При слабом просачивании трансмагматических растворов повышенной щелочности по обе стороны контакта происходили биметасоматические изменения с образованием гиперстен-ортоклазовой (\pm плаггиоклаз) околоскарновой породы на месте гнейса и салит-авгитовой с плаггиоклазом (\pm ортоклаз) на месте доломита. С увеличением скорости инфильтрации и прекращением действия диффузии общая щелочность просачивающихся растворов в более основных породах аподолмитовой части контакта возрастала, а в более кислой среде частично преобразованного гнейса снижалась. Соответственно этому активность различных оснований, в частности магния и кальция, в прилежащих частях рассматриваемых контактов менялась таким образом, что в гнейсовой части магний начинал вытесняться кальцием и гиперстен начинал замещаться клинопироксеном, а в доломитовой части имели место обратные отношения. Повышение щелочности растворов в экзоконтакте подтверждается нередким появлением в породах вместе с гиперстеном значительных количеств ортоклаза, замещающего плаггиоклаз (табл. IV, 5).

Предлагаемая схема процесса, конечно, сильно упрощена, и соотношения между диффузией и инфильтрацией во времени и пространстве менялись сложно. Степень воздействия растворов на контактирующие между собой гнейс и доломитовый мрамор также была различной. Насыщенные в отношении компонентов гранитной магмы трансмагматические растворы должны были производить меньшие качественные изменения в составе гнейса (породы, близкой по составу к граниту), нежели в доломите. В последнем связывались и поглощались из раствора значительно большие количества привносимых кремнезема и глинозема. По мысли А. А. Маракушева, привносом глинозема, продолжавшимся после формирования клинопироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породы на месте доломита, можно объяснить появление в этой породе гиперстена, замещающего кли-



Ф и г. 44. Диаграмма состав - парагенезис, поясняющая смену характера пироксена и полевого шпата в околоскарновых породах при повышении щелочности растворов

нопироксен. Существо реакции при этом заключалось бы в связывании кальция, заключенного в клинопироксене, глиноземом, с образованием анортитовой молекулы и с освобождением магния и железа, которые и входили в молекулу ортопироксена.

По-видимому, одной из основных причин, определявших возникновение дупироксеновых разностей околоскарновых пород, являлась все же указанная выше последовательная смена характера метасоматического процесса в контактах доломитов с гнейсами при просачивании растворов вдоль этих контактов.

При вступлении растворов, прошедших через доломиты, в алюмосиликатную породу, что может иметь место и без пересечения их контакта, например в месте выклинивания тела доломитов (на его продолжении), образование гиперстена в околоскарновых породах облегчается возможностью существенного изменения концентрации кальция в растворе. Если же, наоборот, после преобразования гнейсов в гиперстенсодержащую околоскарновую породу раствор вступает в аподолмитовые клинопироксен-плаггиоклазовые породы, то в последних, очевидно, также могут возникать явления замещения клинопироксена гиперстеном.

Естественно, что при смене одного пироксена другим и при преобразовании исходно полевошпатовых пород в околоскарновые породы должны происходить изменения в составе полевых шпатов и других минералов пород, подвергшихся преобразованию, как это имеет место в действительности.

Здесь следует обратить внимание на противоположный характер первоначального распределения и последовательности смены парагенезисов полевых шпатов и пироксенов в аподолмитовых и апогнейсовых породах. На треугольнике "состав - парагенезис" (фиг. 44) соответствующие конноды перекрещиваются, хотя обе породы находятся в непосредственном контакте. Это указывает на неэквипотенциальность ассоциаций (в данном случае по щелочности). На треугольнике изображено положение, которое соответствует как моменту смены диффузии инфильтрацией в процессе образования обсуждаемых пород, так и положению, возникающему после этой смены. Первому из них в доломитовой части контакта отвечает ассоциация Пн+Пл, в гнейсовой - Гип+Орт, которые со сменой характера метасоматического процесса как бы меняются местами. Смена условий щелочности очевидна из схем реакций этих процессов замещения.

Послемагматические околоскарновые породы, вмещающие магнетитовое оруденение

Подавляющая часть широко распространенных в докембрии Алданского щита послемагматических пироксен-скаполитовых околоскарновых пород, заместивших кристаллические сланцы в контактах последних с магниезиальными скарнами, не несет металлического оруденения. Эти околоскарновые породы являются биминеральными и возникают в условиях, когда прошедшие через доломиты

растворы, просачиваясь вдоль трещин, пересекающих контакты пород, вступают в кристаллические сланцы (см. фиг. 22). В результате взаимодействия послемагматических растворов в контактах магнезиальных скарнов с пироксен-полевошпатовыми околоскарновыми породами магматического этапа, замещившими гнейсы, нередко происходит скаполитизация плагиоклазов этих пород.

Только интенсивное инфильтрационное воздействие послемагматических растворов на благоприятные по литологическому составу породы в тектонически нарушенных зонах, проходящих через магнезиальные скарновые (или карбонатные) породы, в условиях Алданского щита приводило в отдельных случаях к появлению рудоносных пироксен-скаполитовых пород.

Наблюдения показывают, что наиболее подходящими для преобразования в пироксен-скаполитовые породы являются параамфиболиты. Их преобразование проходит с относительно небольшой перестройкой химического состава породы в отношении компонентов, проявляющих инертность при магнезиальноскарновом процессе (табл. 16). Сопоставление соответствующих пар анализов показывает, что в случае гранитов (и пегматитов) процесс образования пироксен-скаполитовых пород проходит со значительной десиликацией и выносом калия исходной породы, осуществляющимися при биметасоматическом взаимодействии последней с доломитом. При очень сильной тектонической нарушенности пластов амфиболитов преобразование их в околоскарновые породы пироксен-скаполитового состава будет, очевидно, наиболее полным.

Примерами месторождений, в которых околоскарновые породы данной группы ярко выражены и имеют большие мощности, могут служить три железорудных месторождения в архейском комплексе Алданского щита - Сивагли, Комсомольское и особенно Пионерское. В литературе известны описания некоторых доломитовых скарновых контактов с интенсивно проявленной в них скаполитизацией (например, в юго-западной Финляндии), однако все они очень скудны. Относительно лучшим из них, но также скудным, является описание В. Эммонса и Ф. Калкинса (Emmons, Calkins, 1913) широко проявленной скаполитизации в рудном поле района Филипсберга. В этом районе на контактах батолитовой интрузии и ряда связанных с ней штоков третичных гранодиоритов с доломитами кембрия имеется ряд скарново-рудных тел. Наряду с типично магнезиальноскарновыми (с форстеритом) рудами упоминаются руды, о которых говорится, что в их составе магнетит, кальцит, скаполит взаимно прорастают (Emmons, Calkins, 1913, стр. 220). Подчеркивая распространение скаполита в тех контактовых зонах, в которых имеются магнетитовые тела, авторы пишут о теснейшей ассоциации скаполита с магнетитом (там же, стр. 129). О составе скаполитов этого района сведения скудны. Скаполиты в контактах интрузивов примерно соответствуют составу $Ma_{50}Me_{50}$. Анализ показал, что в скаполите отношение $SO_3:Cl:CO_2 = 1:7:10$.

Ниже приведем характеристику интересующих нас пород на примере Пионерского месторождения, геология которого освещалась в литературе (Сердюченко, Павлов, 1960б).

В составе этих пород главными породообразующими минералами являются клинопироксен, скаполит и магнетит; подчиненное положение занимают ортит, роговая обманка, сфен, апатит, олигоклаз (An_{26}) и калиевый полевой шпат, кварц, сульфиды, эпидот, хлорит, амфиболы; изредка встречается андрадитовый гранат. Из перечисленных минералов полевые шпаты и кварц являются почти исключительно реликтовыми, сохранившимися от замещенных исходных параамфиболитов, биотитовых и роговообманковых гнейсов, в различной мере мигматизированных. Все постепенные переходы между этими породами и развивающимися с их замещением пироксен-скаполитовыми околоскарновыми породами в месторождении представлены как структурно, так и с изменениями в количественных соотношениях минералов (табл. XVI, 1-4).

Наиболее распространенной структурой рассматриваемых пород является роговиковая с грубополосчатым или плоско-линзовидным распределением пироксена и скаполита, отражающая текстурные особенности подвергшихся замещению метаморфических пород. Вследствие селективности замещения скаполитом в первую очередь плагиоклазовой части исходной породы калиевый полевой шпат и кварц мигматито-

Химические анализы (в вес.%) амфиболитов и гранита и заместивших их пироксен-скаполитовых околоскарновых пород

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	45,77	46,55	72,44	47,03
TiO ₂	0,49	0,44	0,04	0,09
Al ₂ O ₃	13,24	14,78	13,58	12,92
Fe ₂ O ₃	5,69	3,88	0,94	1,84
FeO	4,69	0,86	Не обн.	1,46
MnO	0,14	0,06	Следы	0,03
MgO	7,16	8,01	1,32	10,14
CaO	17,42	21,14	0,15	21,72
Na ₂ O	2,15	1,11	0,70	1,46
K ₂ O	0,48	0,26	9,89	0,96
H ₂ O ⁻	-	0,26	0,30	0,39
H ₂ O ⁺	-	-	0,00	0,54
CO ₂	2,09	1,90	-	-
П.п.п.	0,66	1,08	0,59	0,61
С у м м а	99,98	100,33	99,95	100,19

Обр. 1 - средний пироксеновый амфиболит, вычисленный из пяти анализов, и обр. 2 - скаполитизированный амфиболит (с примесью флогопита и кальцита) - с рудника № 1 Слюдянки (по Коржинскому, 1947, табл. 14 и 15). Обр. 3 - гранит (пертитовый калиевый шпат, плагиоклаз, кварц, апатит, сфен) и обр. 4 - заместившая этот гранит пироксен-скаполитовая порода - с месторождения Структурное (Лицарев, 1961, табл. 34).

вых шнуров остаются незамещенными, сохраняясь в пироксен-скаполитовой массе в виде унаследованных "жилок". В пределах возникающих мономинеральных полосок скаполита характерна полигональная форма его зерен.

На участке месторождения околоскарновое преобразование охватило значительную часть пачки кристаллических сланцев в тектонической зоне мощностью более 100 м, к которой приурочено и локальное тело аляскитового гранита. Длительная и сложная тектоническая жизнь участка характерна неоднократным раздавливанием (без перемешивания нарушенной массы пород), что обусловило брекчиевидный облик абсолютно преобладающей массы руд месторождения. Магнетит в руде представлен двояко; различной густоты вкрапленностью, а также гнездами и жилками массивного магнетита. Развитие его в подвергшейся раздавливанию пироксен-скаполитовой породе с замещением этих силикатов вполне отчетливо (табл. XVI, 5). В скаполитовой массе магнетит обычно вначале развивается из интерстиций зерен скаполита и пироксена и по трещинкам в них, как это видно на табл. VI, 5,6 и табл. VII, 1. Поскольку в то же время часть скаполита слагает жилки, рассекающие массу магнетита, заместившую пироксен-скаполитовую породу, следует, по-видимому, принять, что по времени образования в породе магнетит и скаполит довольно близки между собой. Интенсивность замещения магнетитом скаполита наглядным образом связана со степенью передавленности массы породы.

Химические анализы магнетита Пионерского месторождения показали его бедность титаном (до 0,4% TiO₂). Почти вся, местами обильная сульфидная вкрапленность, кроме части пирротина, здесь отчетливо более поздняя, чем магнетит.

Особенности главных минералов породы следующие. Пироксен представлен разностью, переходной от салита к салит-авгитам и ферриавгитам (см. стр. 79). Его железистость по замерам величины N_g в восьми образцах составляет 30% ($N_g = 1,717$). Скаполит представлен натровой разностью со средним содержанием мейонитовой составляющей в 35% (от 25 до 45%). Широко распространен в рассматриваемых околоскарновых породах и местами приобретает значение породообразующего минерала ортит. Количественное распределение его в массе породы подчеркнуто связано со степенью замещения пироксен-скаполитовой массы магнетитом. Именно к зернистым агрегатам последнего, с сохранившимися в них остатками пироксена приурочена подавляющая часть зерен ортита. Этим создается значительная аналогия в условиях нахождения ортитовой минерализации Пионерского месторождения и месторождений Норберга, где часть ортита концентрируется в магнетитовой массе, заместившей пироксеновый скарн (Seijer, 1927).

Другой характерной примесью данных пород и руд является сфен, рассеянные зерна которого в массе породы, подвергшейся оруденению, многочисленны.

Из более поздних минералов в рассматриваемых околоскарновых породах распространена скарновая сине-зеленая роговая обманка, замещающая пироксен и скаполит. Железистость ее, определенная по величинам измеренного N_g и диаграмме (см. фиг. 38), колеблется в пределах 47-60% ($N_g = 1,690$ и $1,708$). Количество роговой обманки в породе сильно варьирует: ее интенсивное развитие четко приурочено к участкам магнетитового оруденения. Положение роговой обманки во времени по отношению к магнетиту определяется распространенностью ее каемок в стыках зерен магнетита с пироксеном и скаполитом.

Магнетитовое оруденение пироксен-скаполитовых пород в магнезиальноскарновых месторождениях - явление редкое. Отложение в Пионерском месторождении магнетита не во внешних зонах метасоматической колонки, а в околоскарновой породе можно объяснить двумя главными причинами.

1. Благодаря особенностям тектонического положения месторождения скарны экзоконтакта в нем почти отсутствуют.

2. Условия, при которых происходило замещение магнетитом пироксен-скаполитовой породы, характеризовались повышенной и высокой щелочностью послемагматических растворов. На это указывают как ассоциация пироксена с кислым (натровым) скаполитом, так и появляющаяся в месторождении ассоциация андрадита с ортоклазом, замещающая первую.

Следует заметить, что в месторождении Комсомольском, лежащем в одной структурной зоне с Пионерским, массы андрадитового скарна (с ферриавгитом, скаполитом, ортоклазом) очень велики. Освобождение больших количеств углекислоты, связанных в скаполитах околоскарновых пород, подвергшихся замещению гранатом, в обстановке безволластонитовой фации глубинности, несомненно, облегчалось (если не обуславливалось) наличием крупной тектонической ослабленной зоны, в которой давление CO_2 могло быть пониженным.

Околоскарновые породы эндоконтакта в гипабиссальной фации

Эти послемагматические, в общем случае биметасоматические образования присутствуют не во всех контактах гранитоидов с магнезиальными скарнами, а лишь в той их части, в которой развито известковоскарновое замещение магнезиальных скарнов. Зона теряет свои границы (уничтожается) при очень интенсивных проявлениях кислотного выщелачивания, когда эпидотизация и окварцевание пород эндоконтакта распространяются за пределы мощности зоны. Последняя нередко измеряется сантиметрами и не превосходит обычно 1-1,5 м; в отдельных случаях она достигает 20 м.

Инфильтрационные (жилные) разности пород редки. Примерами их могут служить пироксен-лабрадоровые со сфеном породы в гранодиоритах месторождения Суан (Watanabe, 1943), плагиоклазовые (Ан⁴⁰⁻⁶⁰) с реликтами ортоклаза жилки в щелочных сиенитах Центрального Алдана (Смолин, 1960а) и некоторые другие.

В отличие от околоскарновых пород экзоконтакта в составе пород зоны скаполит (или плагиоклаз) преобладают над темноцветными минералами, среди которых от-

мечены пироксен, волластонит, роговая обманка и биотит. В числе остальных минералов встречены ангидрит, аксинит, альбит, апатит, гранат, кальцит, кварц, пренит, серицит, сфен, хлориты, цеолиты, эпидотовые минералы.

Из цветных минералов наиболее редок волластонит, встречающийся с плагиоклазом, пироксеном, гранатом и скаполитом. В условиях низкой щелочности и железистости послемагматических растворов он ассоциирует с основным плагиоклазом. Увеличение щелочности растворов влечет смену этой ассоциации ассоциацией пироксена со скаполитом, а возрастание железистости – ассоциацией пироксена с гранатом. Породы скаполит-гранатового состава редки; они отмечены в Алданских гольцах (Смолин, 1960а), где скаполит содержит 38–40% мейонитовой составляющей, а гранат представлен гроссуляром (15–30% андрадитового минала). Значительно чаще гранат отмечается в составе околоскарновых пород лишь у границ с эндоскарнами.

Распространенным минералом рассматриваемых пород является скарновая сине-зеленая роговая обманка, развивающаяся с замещением пироксена и полевых шпатов.

Калиевые полевые шпаты в большинстве случаев являются реликтовыми и не превосходят в сумме 2–3% от массы породы. Иногда они заключены в зернах плагиоклаза или замещаются им в виде антипертитов. Избирательное замещение скаполитом плагиоклаза в таких сложных сростаниях полевых шпатов в апопегматитовых околоскарновых породах флогопитовых месторождений Алдана приводит к появлению своеобразных скаполит-калишпатовых симплектитов, к которым имеются все переходы (табл. XVI, 6,7). В некоторых регионах распространены (Жариков, 1959, стр. 217) околоскарновые породы, в составе которых главенствует ортоклаз, а плагиоклаз отсутствует. Замещению здесь подвергались сиениты.

Основность плагиоклаза в рассматриваемых породах сильно меняется от месторождения к месторождению. Какой-либо устойчивой зависимости основности плагиоклаза от состава активных интрузивных пород и остальных геологических условий не выявлено. Состав плагиоклазов в изученных месторождениях колеблется в пределах 40–98% аноритовой молекулы.

Пределы колебания железистости пироксенов данной части околоскарновых пород недостаточно изучены. Во флогопитовых месторождениях Алдана (Шмакин, 1961) железистость пироксена из ассоциаций со скаполитом меняется от 20 до 40% ($N_g = 1,705-1,723$). Однако в этих цифрах не расчленены околоскарновые породы по гранитам и пегматитам от аналогичного состава пород по гнейсам. Во взаимоотношениях пироксена с плагиоклазом и скаполитом кроме обычных роговиковых структур можно отметить наличие симплектитовидных друзитовых сростков. Такие сростки описаны из различных месторождений (Eckermann, 1922; Drever, 1936; Лицарев, 1961; и др.), и, судя по иллюстрациям, приведенным в указанных работах, их особенности удивительно полно повторяются.

Химический состав околоскарновых пород по гранитоидам гипабиссальных месторождений не изучен.

ЗОНА БЛИЗСКАРНОВЫХ ПОРОД

Под этим названием нами объединяются частично метасоматически измененные породы активного интрузива или иные алюмосиликатного состава породы (гнейсы, роговики и др.), образующие зону с внешней (передней) стороны зоны околоскарновых пород эндоконтакта. Эта зона не постоянна, но присутствует часто. Близскарновые породы в гипабиссальной фации являются в основном диффузионными послемагматическими образованиями, в абиссальной же – инфильтрационными, возникающими в магматическом этапе скарнообразования.

Сводная характеристика особенностей структур минерального и химического составов близскарновых пород в настоящее время затруднена их недостаточной изученностью и большим разнообразием пород, на месте которых они образуются. Общими их особенностями в изученных месторождениях являются следующие.

1. В составе близскарновой породы преобладают минералы исходной породы, подвергшейся лишь частичному изменению; структурные и текстурные черты последней в значительной мере также еще сохранились.

2. Минеральный состав близскарновой породы сложнее, чем в обычных метасоматических образованиях. Поскольку более интенсивное преобразование привело бы к появлению на ее месте околоскарновой породы, зона которой располагается рядом (со стороны контакта с магнезиальными скарнами), минеральный состав близскарновой породы как бы сочетает в себе особенности двух пород: исходной и замещившей ее околоскарновой.

3. Из характерных изменений исходной породы можно указать на исчезновение в ней зерен магнетита, уменьшение количества кварца (если кварц и магнетит присутствовали), а также появление или количественный рост темноцветных минералов (роговой обманки и пироксенов). При этом перемены в минеральном составе породы соответствуют условиям повышения щелочности и имеют достаточно отчетливо выраженный в микроструктуре метасоматический характер (в виде замещения одних минералов другими).

В качестве примера близскарновых образований рассмотрим здесь некоторые породы Таежного железорудного месторождения (Алдан), пространственно и генетически связанные с обсуждавшимися выше двупироксеновыми околоскарновыми породами.

Исходными породами, подвергшимися близскарновым изменениям в Таежном месторождении, являются главным образом биотитовые и биотит-кордиеритовые кристаллические сланцы и гнейсы межрудной и надрудной пачек, неравномерно местами мигматизированные. Существо близскарновых изменений в этих породах выражается в развитии на месте ассоциации биотита с кварцем (\pm кордиерит, роговая обманка) ассоциации гиперстена с ортоклазом. Схема уравнения реакции, отвечающей данному процессу, показывает, что процесс соответствует условиям повышения щелочности раствора:

$Bi_m + pKv + (q K_2O) \rightarrow Гип_n + sОрт + t FeO$, где $m > n$ и $s > q$, и для случая с кордиеритом выражаются в $Корд_{10} + 9 Kв + (2 K_2O) \rightarrow Гип_{10} + 4 Орт$.

Подробные характеристики минералов, их ассоциаций, текстур и структур пород приведены в отдельной статье автора (Шабьнин, 1967) и здесь опускаются. В шлифах устанавливается, что вслед за образованием гиперстена в рассматриваемых породах он начинает замещаться клинопироксеном. Взаимоотношения между минералами исходной породы и вновь возникающими отчетливы на табл. XVI, 8. Интенсивный процесс такого рода, очевидно, потребует привноса магния и отчасти кальция растворами и приведет к появлению двупироксеновой околоскарновой породы (апогнейсовой). В схеме уравнения реакции видно, что направление реакции определяется именно ростом активности калия, и привнос магния (прибавление его в левую часть уравнения) поведет лишь к увеличению количества возникающего гиперстена, не изменив существа реакции.

Как привнос магния и кальция, так и повышение на этом фоне активности калия в растворах свидетельствует о сопряженности рассмотренных близскарновых изменений гнейсов с процессами гранитизации заключенных в них доломитов, которые протекают с выносом из последних магния и кальция.

Приведенными данными исчерпываются основные характеристики пород, встречающихся в составе зональных тел магнезиальных скарнов (включая и породы эндоконтакта). Обратимся теперь к той части скарновых образований, которая в большинстве, хотя и тесно (генетически и пространственно), связана с магнезиальными скарнами, однако не участвует в строении компактных зональных тел последних (точнее, выходит за их пределы). Среди этих образований имеются такие, которые принадлежат к магматическому и послемагматическому этапам, различаются по условиям глубинности и располагаются в обеих частях контакта. С одними из этих образований встречается промышленное магнетитовое оруденение, с другими - оловянно-редкометальное, третьи же являются безрудными.

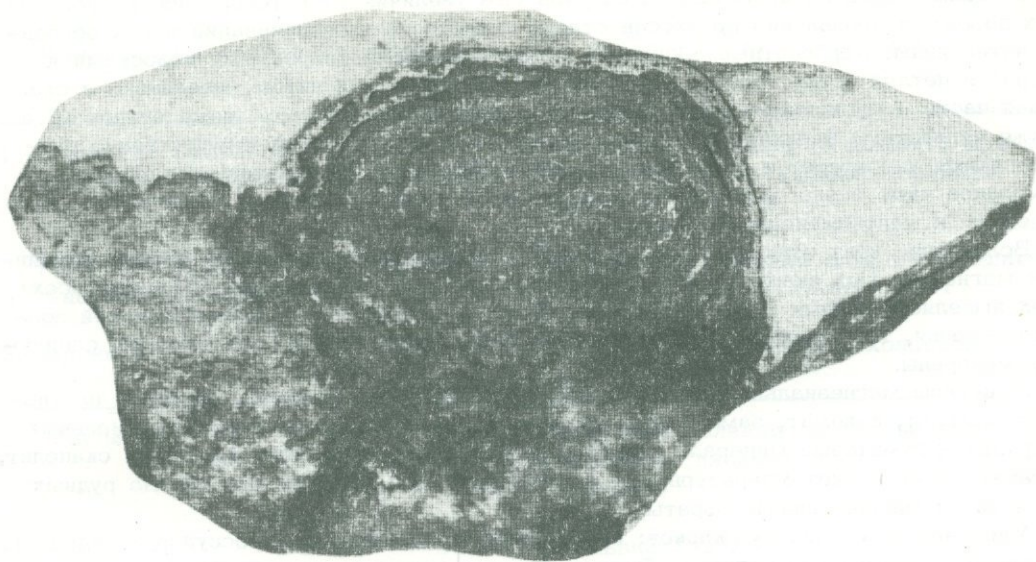
ВНЕЗОНАЛЬНЫЕ ТРЕШИННЫЕ СКАРНЫ В ДОЛОМИТАХ И ПРОДУКТЫ ИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Эта группа магнезиальных скарнов значительно распространена в гипабиссальной фации. Образование их в целом обусловлено наличием интенсивной микротрещиноватости в доломитах купольной области интрузива, внедряющегося в тектонически

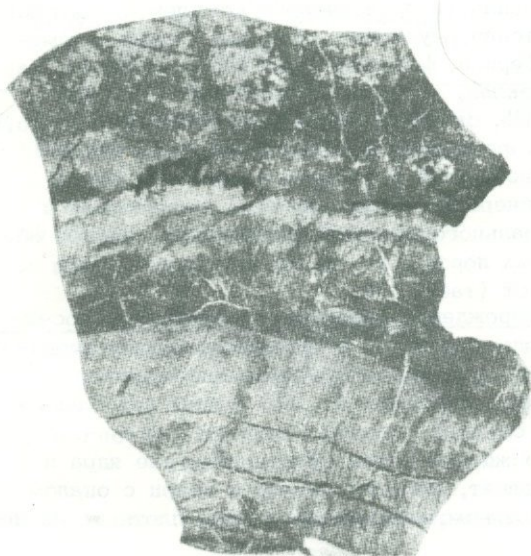
ослабленную зону. Именно в этих условиях трансмагматические растворы воздействуют на доломиты не только на непосредственной границе последних с магматическим расплавом, вызывая образование здесь обычных зональных магнезиальных скарнов. Наличие густой сети различно ориентированных и сообщающихся между собой трещин влечет быстрое просачивание по ним растворов на значительные (десятки метров) расстояния впереди внешнего фронта сплошного замещения доломитов. В этой области контакта, располагающейся между передним краем зоны форстеритового скарна (или кальцифира) и доломитовым мрамором, происходит трещинная гранитизация последнего (см. стр. 34) с образованием жильных тел магнезиальных скарнов. Формы и размеры отдельных из них зависят от морфологических и других особенностей трещиноватости и от интенсивности метасоматического процесса. Более или менее прямолинейные жилы, мощность которых не опускается ниже нескольких сантиметров, прослеживались до первых десятков метров. Одни из этих жил расщепляются, другие сливаются. В местах пересечений образуются трубчатые тела. Некоторые из них не имеют видимой связи с линейными телами. При большой густоте сети трещин, число которых на 1 см иногда доходит до полутора десятков, скарнообразование вдоль них приводит к появлению ритмически-полосчатых пород линейного или концентрического строения с сохранившимися в петлях сетки "ядрами" карбонатной породы. На табл. XVII, 1-3 приведены примеры трещиноватости доломитовых мраморов из части месторождений, в которых распространены "полосчатые породы", а общий облик последних и образуемых ими тел видны на табл. XVII, 4,5. Несколько более мощные тела трещинных скарнов можно видеть на фиг. 28, а также на табл. II, 5 и табл. XIV, 5. Такого рода образования распространены, в частности, в скарновых месторождениях Западного Узбекистана (Тиллягуль, Кызкурбан, Тым и др.; см. Кучукова и др., 1971). По личному сообщению М. С. Кучуковой и Т. Х. Арифджанова, на месторождении Яхтон участок, к которому относится зарисовка фиг. 29, отстоит от контакта с гранодиоритами примерно на 50 м, а мощность скарнов в самом контакте не превышает 0,2-0,3 м. На другом участке этого месторождения, где имеется людвижитовая минерализация (Кучукова и др., 1971), магнезиальные скарны являются своего рода метасоматическим цементом брекчии доломитового мрамора (напоминают эту брекчию и скарны в нижней центральной части фиг. 29).

Лишь в немногих месторождениях с развитыми трещинными магнезиальными скарнами суммарная мощность зональных скарнов в непосредственных контактах с интрузивами сохраняется в пределах средних ее значений, обычно же она не превосходит 1,0-1,5 м. Ширина полосы кальцифиров, насыщенных жильными скарнами, сильно колеблется нередко в одном и том же месторождении (от единиц до десятков метров). В соответствии с особенностями процесса образования скарнов (непосредственного контакта и трещинных) взаимоотношения между ними характеризуются тем, что иногда отмечается срезание ритмической полосчатости (линейной и концентрической) зональными скарнами непосредственного контакта (фиг. 45, 46); возникают также более мощные жилы в качестве апофиз этих зональных скарнов. Указанные соотношения вполне определяют принадлежность трещинных магнезиальных скарнов к образованиям магматического этапа.

Метасоматическая зональность в поперечных сечениях скарновых жил хорошо выражена лишь до некоторого минимума мощности этих жил, когда размеры единичных, наиболее крупных зерен минералов, слагающих скарны отдельных зон ("полосок"), начинают сравниться с шириной этих зон или превосходить ее. Минеральный состав зон в неизмененных и преобразованных разностях жильных скарнов не отличается от состава скарнов одноименных зон в непосредственных контактах с интрузивами. В поперечных сечениях жил центральные части сложены диопсидом с переменными количествами флогопита, а прилегающие с обеих сторон части - форстеритом или замещающими его гумитовыми минералами с флогопитом и кальцитом. Пироксен нередко сильно замещается тремолитом, а форстерит почти нацело серпентинизирован. Лишь в немногих месторождениях, кроме этих двух зон, в составе жил присутствует и зона околоскарновых пироксен-плагиоклазовых пород, занимающая в этих случаях центральные части жил. Эти породы известны в месторождениях Аляски (Knopf, 1908; Steidtmann, Cathcart, 1922), Сянхуалина (Ahlfeld u. a., 1939; Meng, Chang, 1935), Альп (Trommsdorf, 1966) и др.



Ф и г. 45. Контакт зонального тела скарна с рудной трубкой, заключенной в кальцифире. Видны "просвечивающие" стертые контуры рудных полосок в скарне. Питкяранта, обр. 185. Полированный штафф, нат. вел.



Ф и г. 46. Контакт гранита рапакиви и магнезиальных скарнов с полосчатой рудой. Светлая зона - шпинель-фассаитовый скарн, серая зона - серпентиновая масса по пироксену и форстериту. Питкяранта, обр. 460. Полированный штафф, 1/2 нат. вел.

Для трещинных магнезиальных скарнов (в том числе ритмически-полосчатых пород) каждая жилка (или полоска) по существу является самостоятельным инфльтрационным скарновым телом, границы зон в котором располагаются вдоль трещин по падению (т.е. перпендикулярно к направлению просачивания растворов), но имеется и латеральная диффузионная микрizonaльность (табл. II, 5 и табл. XIV, 5). Состав зон в поперечных срезах полосок и трубок на различных гипсометрических уровнях, естественно, может быть различен, и в одном гипсометрическом сечении могут совмещаться различные уровни срезов отдельных "полосок", затушевывая закономерность зональности. Послемагматические преобразования и изменения в минеральном составе пород зон (полосок) в скарновой стадии не отличаются существенно от таковых в обычных телах магнезиальных скарнов. Принципиальные различия часто возникают в высокотемпературном отрезке стадии кислотного выщелачивания, что объясняется следующим.

Сформировавшаяся на магматическом этапе, чрезвычайно гетерогенная по своим физическим свойствам совокупность скарновых "полосок" и карбонатных прокладок между ними остро реагирует на проявления трещинной тектоники послемагматичес-

кого этапа. Развитие известковых скарнов еще увеличивает гетерогенность "полосчатых пород", и проявления процессов стадии кислотного выщелачивания в них особенно интенсивны. Карбонатные прокладки между смежными скарновыми полосками и "ядра" в петлях сетки трещин замещаются флюоритом, селлаитом, шеелитом, а скарновая часть - мусковитовыми и литиевыми слюдами, турмалином, реже эпидотом, а также силикатами бериллия и другими минералами. Здесь же преимущественно располагаются касситерит и различные сульфиды. Минералы магнезиальноскарнового комплекса чаще всего сохраняются уже только в реликтах, однако существуют и все переходы к малоизмененным скарнам.

Вследствие всех этих послемагматических изменений минеральный состав трещинных магнезиальных скарнов часто становится сложным и включает минералы всех трех выделяемых нами групп (стр. 59). Если не стремиться к исчерпывающей полноте перечня, то в составе отдельных этих групп здесь могут быть указаны следующие минералы.

Минералы магнезиальных скарнов: форстерит, фассаит, шпинель, основной плагиоклаз, кальцит, доломит, замещающие их (минералы преобразованных магнезиальных скарнов) - гумитовые минералы, паргасит, антофиллит, тремолит, флогопит, скаполит, а также более низкотемпературные - серпентин, тальк, амезит, брусит. Из рудных - магнетит и магнезиальные бораты.

Минералы известковых скарнов: салит-авгит и геденбергит, гроссуляр и андрадит, везувиан, сине-зеленая роговая обманка, волластонит, минералы группы эпидота, актинолит, кальцит, из рудных - магнетит.

Минералы стадии кислотного выщелачивания (и грейзенового комплекса): ортоклаз, адуляр, альбит, кварц, флюорит, селлаит, топаз, мусковит, литиевые слюды, турмалин. Из рудных - гельвин, даналит, хризоберилл, фенакит, бертрандит, тааффеит, берилл, либерит, бромеллит, сянхуалит, бавенит, эвклаз, эвклимит, касситерит, шеелит, сульфиды и сульфосоли Fe, Sn, Cu, Mo, Zn, Pb, Bi, Sb, As, а также самородные золото, серебро, висмут. Только в отдельных месторождениях с интенсивно проявленным кислотным выщелачиванием и наибольшей пестротой в составе полосчатых пород встречается большинство перечисленных минералов в тех или иных количествах и сочетаниях. Однако такая сложность минерального состава проявляется главным образом в общей (валовой) массе "полосчатых пород", состав же отдельных групп однородных полосок значительно более прост (табл. 17).

Во всех трех типах пород первого месторождения встречаются секущие полосчатость жилки граната и везувиана. Часты ядра мрамора, в границах которых развиваются везувиан с флюоритом. Встречаются ядра серпентинизированного диопсида. Между всеми этими типами пород существуют переходы за счет смены преобладающего в развитии того или иного минерала светлых полос.

В породах первого типа второго месторождения часты кристаллические ядра и жезоды, в которых встречаются флюорит, гранат, гельвин, адуляр и кварц с опалом. Во втором типе ядра редки и сложены гельвином, флюоритом, иногда плотным магнетитом; встречаются даналит и адуляр.

В полосчатых породах третьего месторождения ядра часты. Они сложены кальцитом с вкрапленностью тех или иных минералов из состава полос. Изредка встречаются полоски гранат-пироксенового состава с флюоритом, чередующиеся с полосками магнетита.

В четвертом месторождении ядра в "полосчатых породах" сравнительно часты. Их минеральный состав такой же, как и в предыдущем месторождении. Обильны жилки, секущие полосчатость, сложенные литиевым турмалином и слюдами. Ядра в этом месторождении также широко распространены и заключают чаще всего гранат, флюорит, везувиан и слюды, изредка ортоклаз и сульфиды, а также опал и халцедон. Секущие полосчатость жилки обычны и сложены теми же минералами, что и ядра. Нередки жилки берилла с флюоритом.

Приведенные характеристики минерального состава "полосчатых" пород далеко не полны, однако они все же показывают элементы большого сходства этих образований в различных месторождениях. В отдельно взятых полосках последовательность развития слагающих их минералов полностью аналогична таковой у одноименных минералов в компактных скарнах данной формации (табл. XI, 3; табл. XII, 4,5; табл. XVII, 6-8). Вследствие этого остатки зерен хондродита и изъеденных зерен

Минеральный состав "полосчатых пород" различных месторождений

1. Магнетит (шпинель \pm хондродит, флогопит, серпентин). Хризоберилл	Флюорит, везувиан (\pm селлаит, шпинель, хондродит, реже диопсид, гранат). Фенакит
2. Магнетит (шпинель \pm хондродит). Касситерит, сульфиды	Флюоборит, зеленая слюда (\pm селлаит, везувиан, гранат). Касситерит
3. Магнетит	Серпентин (флюоборит, хондродит, флогопит)
4. Магнетит	Флюорит, зеленая слюда, везувиан (шпинель, диопсид, гроссуляр, гельвин, даналит)
5. Магнетит	Гельвин \pm флюорит
6. Роговая обманка, флюорит (магнетит, везувиан, диопсид, зеленая слюда). Касситерит, сульфиды	Флюорит (битовнит, диопсид, гранат, везувиан)
7. Магнетит (шпинель \pm роговая обманка). Сульфиды	Литиевые слюды, флюорит (шпинель, гранат, тремолит, хлорит). Касситерит, хризоберилл, фенакит
8. Флюорит, хондродит, шпинель	Литиевые слюды, флюоборит, флюорит (везувиан). Касситерит, бериллиевые минералы
9. Магнетит (шпинель)	Слюды, флюорит, ортоклаз (\pm топаз, гранат, кварц). Гельвин
10. Магнетит (шпинель)	Флюорит, везувиан, гранат (иногда в мономинеральных полосках)
11. Магнетит (шпинель). Хризоберилл	Флюорит, слюды (\pm гранат, везувиан, топаз и др.). Хризоберилл, гельвин, фенакит, шеелит, сульфиды

П р и м е ч а н и е. Вертикальная разграничивающая линия в этой таблице обозначает границу чередующихся полосок, составы которых приведены справа и слева от нее. Горизонтальные линии определяют месторождения. В круглых скобках - подчиненные, реликтовые и минералы-примеси. Из рудных минералов показаны только чаще других встречающиеся.

шпинели обычны в везувиане, гранате, касситерите, в микроагрегатах литиевых слюд, турмалина, а остатки диопсида и плагиоклаза - в роговообманковых и гранатовых массах и т.д. Из отношений минералов исходных магнезиальных скарнов обращает на себя внимание систематически выраженная пространственная связь магнетита и плеонаста в "полосчатых породах". Последний развивается в трещинах и с краев зерен магнетита (табл. XVII, 6), как это обычно в магнетитовых рудах магматического этапа. Поскольку при известковоскарновом замещении остатки шпинели в везувиане (также в турмалине) частично перекристаллизуются (табл. III, 3),

изменяя свой состав (стр. 84), принадлежность магнетита этих пород к магматическому этапу не может вызывать сомнения.

Нужно заметить, что в отдельных случаях (месторождения Клара, Люпикко и другие рудного поля Питкьяранты) массивнозернистые хондродит-магнетитовые руды со значительным развитием мусковитовой слюды и флюорита, залегающие в контакте с интрузивом, местами обнаруживают характерную микроритмически-полосчатую текстуру (табл. XVII, 9). Такие явления можно, по-видимому, рассматривать как развитие послемагматического оруденения в шпинель-форстеритовой зоне скарнов непосредственного контакта, которая в процессе своего развития включила в себя ту или иную часть полосчатых жильных скарнов близкого состава (см. фиг. 46). В целом текстурно-структурные особенности "полосчатых" пород оловянных и редкометальных месторождений в различных регионах весьма сходны между собой (табл. XVIII, 1-5). Вместе с тем исключительное многообразие микродеталей форм выделения и распределения отдельных минералов в этих породах, которые могут пролить свет на условия и характер процесса их образования, требует специального изучения.

Приведенная нами сравнительно расширенная характеристика "полосчатых полос" оправдывается не только тем, что литературные данные по ним очень незначительны (Knopf, 1908; Jahns, 1944a, b; Glass a. o., 1944; Eskola, 1951; Георгиевская, 1955; Беус, 1960; и др.), но также и тем, что эти породы в большинстве случаев представляют собой руды на олово, шеелит, редкие металлы и полиметаллы. В связи с этим имеет большое значение правильное определение условий и времени образования "полосчатых" пород. Приведенные выше фактические данные достаточны, чтобы утверждать образование исходной магнезиальноскарновой основы этих пород в магматическом этапе в виде инфильтрационных трещинно-метасоматических образований, сопровождающихся диффузионными (биметасоматическими) явлениями. Эта полосчатость магнезиальных скарнов в процессе их преобразования лишь наследуется в рисунке (в различной мере стираясь), состав же "полос" обновляется в соответствии со сменой температуры и кислотности-щелочности послемагматических растворов.

Данная схема противостоит высказанному М. Г. Георгиевской (1955) представлению, согласно которому образование "полосчатых пород" происходит на месте замещения известняки скарнов везувиян-гранатового состава под воздействием растворов, богатых фтором и другими летучими. Кольцевая форма полосок обусловлена якобы изометрической формой кристаллов граната, и чередование полос различного состава связывается с диффузией и ритмическим отложением железа и алюминия из растворов на фронте растворения скарновых минералов первой генерации.

Хотя точка зрения о послескарновом образовании "полосчатых пород" была поддержана также И. И. Куприяновой (1966, 1970), согласиться с ней нельзя. Этому препятствуют приведенные выше факты об особенностях последовательной смены минеральных ассоциаций данных пород и возрастных взаимоотношениях полосчатости с зональными магнезиальными скарнами непосредственных контактов. Дополнительно заметим, что во многих месторождениях можно видеть, как наиболее высокотемпературная (догрейзеновая, по Жарикову, 1961), часть образований стадии кислотного выщелачивания в виде жил кварц-калишпатового состава сечет ритмически-полосчатые массы (табл. XVIII, 6, 7). Эти факты непосредственно указывают на то, что полосчатость с участием магнетита и шпинели сформировалась задолго до грейзеновых проявлений.

Несколько слов о термине "полосчатые породы". Выделение среди внезональных трещинных магнезиальных скарнов "полосчатых пород" и применение этого термина представляются автору целесообразным и удобным по следующим соображениям. Объединяемые под ним породы нельзя обозначить каким-либо из известных петрографических терминов. Это невозможно уже в силу того, что масса такой породы складывается породами многих (или всех) зон экзконтакта в самых различных сочетаниях и количественных соотношениях, изменяющихся к тому же от одного участка контакта к другому. Кроме того, в такой породе совмещены минеральные ассоциации, характерные для различных этапов и стадий, с резко выделяющейся грейзеновой частью. Последняя неразрывно генетически

связана именно с "полосчатыми породами" и отсутствует в остальной части жильных скарнов (типа представленных в месторождении Яхтон и др.). В отличие от последних месторождения олова и редких металлов в "полосчатых породах" относятся к скарново-грейзеновым. Существенно, наконец, то, что резко выраженная и закономерно устойчивая внешняя особенность обсуждаемых пород — их ритмическая полосчатость — хорошо отражает геологические условия образования этих пород, которые в работах различных исследователей обозначаются термином "полосчатые" (ribbon rocks).

ВНЕЗОНАЛЬНЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ ПО АЛЮМОСИЛИКАТНЫМ ПОРОДАМ

Эта часть скарнов представлена образованиями магматического и послемагматического этапов и встречается в различных условиях глубинности. Они наиболее ярко представлены и лучше пока изучены в абиссальной фации.

В большинстве магнезиальноскарновых месторождений среди гнейсовых толщ докембрия гранитизация доломитов сопровождается скарнированием вмещающих их гнейсов и кристаллических сланцев. Эти инфильтрационные скарновые массы не образуют устойчивых зон метасоматической колонки, и появление их в значительной мере зависит от условий просачивания трансмагматических растворов, выносящих магний и кальций, освобождающиеся при скарнировании доломитов¹. Там, где тектоническая обстановка способствовала просачиванию растворов, возникали сложные жильные тела замещения гнейсов и кристаллических сланцев. Совокупность таких тел в железорудных месторождениях Южной Якутии, например, нередко образует крупные (мощностью в десятки метров) скарновые массы, подвергнувшиеся в последующем магнетитовому оруденению. По отношению к магнезиальным скарнам по доломитам эта часть скарнов располагается обычно в их висячем боку в том или ином удалении (до 30–50 м), иногда же в непосредственном соседстве. В последнем случае околоскарновые породы "эндоконтакта" оказываются также нацело скарнированными. Замещение, как правило, имеет неравномерный характер. Различной величины реликты слабо скарнированных алюмосиликатных пород и переходы между последними и скарнами распространены широко (см. фиг. 5 и табл. II, 6).

При линзообразной форме и значительных размерах тел скарнов по доломитам скарны, о которых идет речь, нередко слагают своего рода "зону", внутреннее строение которой напоминает штокверк. В минеральном составе их неизменных разностей абсолютно преобладает салит-авгит (см. табл. 2), к которому местами добавляются полевые шпаты. При этом плагиоклаз всегда подчеркнута реликтовый, калиевый же полевой шпат нередко обладает признаками практически одновременного развития с пироксеном, но концентрируется в лейкократовой (реликтовой) части породы. Остатки кварца сохраняются редко.

Принадлежность данных скарнов к магматическому этапу доказывается не только их геологической позицией, но и появлением мирмекитов на калиевом полевом шпате, в стыках его зерен с пироксеном, а также широко и интенсивно проявленными процессами высокотемпературного послемагматического преобразования самих скарнов. Лишь в центральных частях тел пироксен избежал замещения скарновой (сине-зеленой) роговой обманкой и флогопитом повышенной железистости ($N_m = 1,615-1,630$), с которыми иногда появляется турмалин. Магнетитовое оруденение слегка предшествует развитию роговой обманки и слюд. Вначале магнетит образует жилки в центральных частях пироксеновых жил (см. фиг. 5), а роговая обманка и флогопит располагаются по границам пироксеновой и полевошпатовой частей породы. В последующем пироксеновая масса полностью замещается, и промышленные руды в основном уже сложены магнетитом, роговой обманкой и флогопитом с реликтами пироксена. Одновременно с

¹ Вместе с этими двумя компонентами в таких растворах всегда присутствовало то или иное количество железа.

магнетитом в полевошпатовой части пород у границ со скарном нередко появляется вкрапленность ортита. Замещение пироксена и полевого шпата роговой обманкой и флогопитом местами сопровождается выделением небольших количеств кварца. Из других минералов для этих скарнов характерны примесь апатита, а также пирротин и пирит в участках магнетитового оруденения.

Значительно более ограниченные масштабы и распространение в месторождениях Южной Якутии имеют жильные магнезиальные скарны, возникающие в послемагматическом этапе с непосредственным замещением гнейсов и кристаллических сланцев. Пространственно эти скарны также тяготеют к участкам тектонических нарушений вблизи аподоломитовых скарново-рудных тел, хотя они наблюдались и на месте тонких прослоев гнейсов в аподоломитовых скарнах. В отмеченных случаях скарны были сложены флогопитом повышенной железистости ($f_m = 25-30\%$). Развитие в кристаллических сланцах жилок и гнезд флогопита не сопровождалось какими-либо другими характерными изменениями в минеральном составе прилежащих частей породы. Эти скарны не несут магнетитовой минерализации. Судя по описаниям шведских геологов (Geijer, Magnusson, 1944; Magnusson, 1970), большая часть так называемых скёл, заместивших лептиты в их контактах со скарново-рудными телами, должна быть причислена к этой группе послемагматических скарнов. Для минерального состава скёл характерны роговая обманка и биотит, но нередко реликты кварца, микроклина, плагиоклаза, скаполита, а также эпидот, хлорит, флюорит и сульфиды железа, меди, цинка и свинца. Мощностъ скёл в отдельных случаях достигает 30 м. В ряде месторождений Центральной Швеции скёлы вмещают богатое сульфидное оруденение.

Сходные со скёлами также в основном инфильтрационные послемагматические флогопитовые и роговообманковые скарны установлены в краевых частях магнезиальноскарновых магнетитовых тел месторождения Джейвилл в Адирондаке (Leonard, Buddington, 1964). Этими же исследователями и в том же регионе (в месторождении Тремблей Маунтин и др.) описываются так называемые "измененные" скарны, содержащие полевые шпаты и кварц (иногда скаполит). Б. Леонард (Leonard, Buddington, 1964, стр. 35-36) рассматривает их как аподоломитовые скарны, подвергшиеся полевошпатовому и кварцевому замещению. Однако нельзя, по-видимому, исключить возможной принадлежности их к группе магнезиальных скарнов магматического этапа (см. выше), заместивших гнейсы и подвергшихся послемагматическим изменениям и магнетитовому оруденению. Имеющиеся характеристики данных скарнов не позволяют идти дальше высказанных предположений.

В месторождениях гиабиссальной фации замещение алюмосиликатных пород вмещающего комплекса (роговиков и др.) магнезиальными скарнами имеет несопоставимо меньшие масштабы и распространение, чем в условиях докембрийских гнейсовых комплексов. Автором наблюдалось интенсивное замещение флогопитом пироксен-плагиоклазового роговика, частично гранатизированного, в узкой (0,5 м) зоне эндоконтакта Нового скарново-рудного тела в месторождении Холь-Гол. Количество флогопита в породе составляло около 30%.

ВНЕЗОНАЛЬНЫЕ ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Сложенные ферриавгитом и андрадитом послемагматические инфильтрационные скарны включаются нами в формацию магнезиальных скарнов как образования, непосредственно генетически с ними связанные. Соответственно здесь не рассматриваются андрадит-пироксеновые скарны магматического этапа, известные в некоторых из железорудных месторождений Южной Якутии (Ниричи и др.), поскольку они формируются на месте слабوماгнезиальных карбонатных пород при гранитизации последних и независимо от процесса образования магнезиальных скарнов.

Подлежащие рассмотрению скарны состава ферриавгит ± андрадит в литературе охарактеризованы скупо (Маракушев, 1958; Лицарев, 1961; Свешникова, Шабынин, 1961; Баддингтон, 1961; Leonard, Buddington, 1964). Отсутствие ка-

кого-либо промышленного оруденения в этих скарнах обусловило их сравнительно слабую изученность, поэтому ряд вопросов, связанных с условиями их образования, недостаточно выяснен.

В южноякутских железорудных месторождениях (Таежном, Сивагли, Комсомольском, Пионерском и др.) эти известковые скарны распространены очень ограниченно. Появление их значительных масс контролируется зонами раздавливания в алюмосиликатных породах фланговых частей месторождений. Ни в одном случае такие массы не наблюдались в скарново-рудных телах по доломитам и в кальцифирах. В нескольких местах отмечена пространственная приуроченность ферриавгит-андрадитовых скарнов к гранитным (алясцитовым) контактам. Морфологически это преимущественно неправильные, нередко жлообразные тела замещения различных гнейсов и кристаллических сланцев. Наиболее распространены мономинеральные андрадитовые (гранат состава Андр⁶⁵⁻⁹⁵) и ферриавгитовые разности, а также разности, сложенные этими двумя минералами с подчиненными кальцитом и магнетитом или без них. Они обычно сопровождаются околоскарновыми породами, в составе которых кроме пироксена и граната существенны плагиоклаз, скаполит, ортоклаз, иногда кварц, сфен, ортит и некоторые гистерогенные минералы (амфибол, хлорит, эпидот) в различных сочетаниях. В самих скарнах полевые шпаты и скаполит выступают уже как реликтовые минералы.

В месторождениях Южной Якутии независимо от размеров тел данных скарнов в строении их наблюдается метасоматическая зональность, в которой зона собственно андрадитовых скарнов выступает как крайняя внешняя.

В общем случае метасоматическая колонка рассматриваемых известковых скарнов такова¹:

Алюмосиликатная порода, часто мигматизированная	Пи-Пл (Орт) околоскарновая порода	Пи-Ск, Сф околоскарновая порода	Пи-Андр [±] Мгт скарн	Андр [±] Ка, Кв скарн
---	-----------------------------------	---------------------------------	--------------------------------	--------------------------------

Нередко зона пироксен-плагиоклазовой породы оказывается нацело замещенной следующей за ней, а эта последняя в значительной мере вытеснена зоной ферриавгита. Иногда зона скаполитовой околоскарновой породы отсутствует.

В зависимости от кислородного потенциала и щелочности растворов А. А. Маракушев (1958) выделяет подгруппы: безандрадитовых пироксен-ортоклазовых и пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород (низкая активность кислорода и в различной мере высокая - калия), андрадитсодержащие ассоциации пироксена с ортоклазом и кальцитом (высокая активность кислорода и калия), кварцсодержащие ассоциации андрадита (различной щелочности при высокой активности кислорода) и др. Роговая обманка в ассоциациях с гранатом в этих скарнах не встречается в полном соответствии с закономерностью (как недосыщенный кальцием минерал), установленной Д. С. Коржинским (1945, стр. 77).

Наиболее характерной общей чертой данных пород является высокая железистость слагающих их темноцветных минералов и наличие ассоциаций, указывающих на высокие щелочность и активность кислорода в послемагматических растворах. Преобладают ассоциации пироксена с калиевым полевым шпатом и с андрадитом. Магнетит входит почти во все ассоциации с пироксеном. Его значительные количества в обсуждаемых скарнах возможны, по-видимому, лишь при определенном составе ферриавгита (с железистостью около 50% геденбергитовой составляющей), ассоциирующего с андрадитом. Как показал Д. С. Коржинский (1945, стр. 78), менее железистые пироксены в присутствии кварца и кальцита не могут встречаться вместе с магнетитом, образуя при взаимодействии с ними молекулу андрадита, а более железистые пироксен и андрадит, взаимодействуя, дают магнетит, кварц и кальцит.

Характер пироксена в различных зонах приведенной выше колонки различен. В пироксен-полевошпатовых околоскарновых породах пироксен представлен са-

¹ В сторону, указанную стрелкой, зоны следуют в обратном порядке до неизменной алюмосиликатной породы.

лит-авгитом, который с появлением скаполита приобретает ряд особенностей, свойственных разностям, переходным к ферриавгиту. Последний слагает зону пироксенового скарна и входит в ассоциации с андрадитом.

Из структурно-текстурных особенностей рассматриваемых пород обращает на себя внимание частое сохранение в околоскарновых породах и в части скарнов полосчатости исходных пород. Зернистость андрадитовых масс меняется от 0,5 мм до нескольких сантиметров. Замещение андрадитом пироксенового скарна (\pm магнетит) вполне отчетливо, особенно в начальных стадиях, когда на стыках зерен пироксена и скаполита (или плагиоклаза) появляются каймы граната (табл. XVIII, 8). Разрастание последних приводит к полному замещению породы гранатом. При наличии в исходной породе мигматитовых шнуров или иной формы обособлений кварца с ортоклазом в ряде случаев скарновое замещение приводит к появлению андрадитовых масс, заключающих "гранитные жилки".

На диаграмме "состав-парагенезис" (см. фиг. 33) видно, что привнос CaO (направление которого соответствует линии, соединяющей фигуративные точки ортоклаза и кальцита) в условиях нарастающей щелочности и железистости растворов приводит к смене исходной пироксен-плагиоклазовой (скаполитовой) ассоциации ассоциацией Андр + Орт или Андр + основной скаполит. Замещение скаполита андрадитом и ортоклазом и ортоклаза андрадитом со скаполитом связано с дальнейшим привнесом CaO и нарастанием железистости растворов. Этому процессу благоприятствует фланговое положение рассматриваемых скарнов в месторождениях.

Сульфиды в андрадитовых скарнах незначительны. Сравнительно чаще встречается пирит.

Химический анализ ферриавгит-андрадитового скарна Таежного месторождения следующий* (в вес.%):

SiO ₂	- 37,69	CaO	- 26,26
TiO ₂	- 0,27	Na ₂ O	- Следы
Al ₂ O ₃	- 6,09	K ₂ O	- Не обн.
Fe ₂ O ₃	- 18,84	H ₂ O ⁻	- 0,47
FeO	- 7,19	H ₂ O ⁺	- 0,37
MnO	- 1,45	С у м м а	- 99,94
MgO	- 1,31		

* По А. А. Маракушеву (1958).

Резкое преобладание окисного железа над закисным в данном случае характеризует не только гранат, но и пироксен.

По отношению к существенно андрадитовым скарнам алданских месторождений в печати высказывалось представление о формировании их на фронте гранитизации. Соответственно описывались "секущие" жилки гранита или гранит-пегматита (например, Сердюченко, Глебов, Павлов, 1960, стр. 114-116). В основе этого заблуждения лежит тот факт, что мигматитовые шнуры кварц-ортоклазового состава, имевшиеся в гнейсе, подвергшемся скарнированию, сохраняются в тонкозернистой массе андрадита точно так же, как они сохраняются при турмалинизации мигматизированных кристаллических сланцев.

Из других регионов, в которых описаны известковые скарны, подобные охарактеризованным, можно указать Адирондак. Судя по описаниям американских исследователей (Баддингтон, 1961; Leonard, Buddington, 1964; Hotz, 1953, 1954; Postel, 1952; Sims, 1958; и др.), флогопит-диопсидовые скарны в крупных телах подвергаются замещению гранатом (андрадитом) с одновременным изменением состава пироксена (увеличение содержания в нем глинозема и железа, особенно окисного). Для части этих скарнов (Leonard, Buddington, 1964, стр. 33-35) в качестве характерного минерала указывается скаполит. Все это вместе взятое дает основание предполагать генетическое сходство их с ферриавгит-андрадитовыми скарнами южноякутских железорудных месторождений. Как и в последних,

магнетитовое оруденение в пироксен-андрадитовых скарнах Адирондака отсутствует.

Разнообразны, по-видимому, по условиям образования известковые скарны железорудных месторождений в докембрии Чехословакии (Nemes, 1963), однако тесная пространственная связь части их с типичными магнезиальными скарнами, положение во времени по отношению к процессу гранитизации и внедрениям пегматитов и отсутствие в них зональности позволяют отметить большое сходство этой их части с одноименными скарнами месторождений Южной Якутии и Адирондака. Наличие среди них образований магматического и послемагматического этапов усиливает это сходство.

Многочисленные описанные в литературе салит-андрадитовые скарны железорудных месторождений Центральной Швеции (Geijer, Magnusson, 1944; Magnusson, 1970; и др.) по их минеральному составу, отношению к магнетитовому оруденению, тесной пространственной ассоциации с флогопит-диопсидовыми, хондритовыми и другими магнезиальными скарнами стоят в одном ряду с охарактеризованными выше известковыми скарнами железорудных месторождений Южной Якутии, Адирондака и Чехословакии. Вместе с тем шведские геологи представляют эти скарны регионально-метаморфическими образованиями, которые предшествовали во времени магнезиальным скарнам, формировавшимся якобы с замещением скарнов известковых. Не останавливаясь здесь на критическом рассмотрении фактического материала, приводимого в описаниях шведских геологов по тем и другим скарнам, заметим лишь следующее. Судя по наличию ксенолитов, подвергшихся магнетитовому оруденению салитовых (иногда с андрадитом) скарнов в ранне-свекофенских гранитах, среди известковых скарнов Центральной Швеции имеется часть, образовавшаяся на магматическом этапе. Эта часть скарнов и заключенное в них магнетитовое оруденение очень близко напоминают скарны и руды месторождения Ниричи в Южной Якутии. Вместе с тем богатые андрадитом скарны (в которых андрадит замещает салит и часто присутствует диопсид, а магнетитовое оруденение отсутствует) сильно напоминают аналогичные образования ряда месторождений Адирондака.

В целом послемагматические известковые безрудные скарны, развивающиеся в магнезиальных скарнах и в породах вмещающего комплекса вне определенных зон метасоматической колонки магматической стадии, известны пока лишь в докембрийских скарново-железорудных месторождениях и изучены недостаточно.

ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ МАТЕРИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ В ЭНДОКОНТАКТАХ
МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВЫХ ТЕЛ

Как уже говорилось, в зависимости от характера магматического замещения доломитов в приконтактной части материнских гранитоидов может появляться зона повышенной щелочности или основности. Ширина такой зоны колеблется от долей сантиметра до десятков метров. Примеры контактов, в которых присутствует подобная зона, весьма многочисленны. Охарактеризуем лишь некоторые из них.

И. Я. Некрасов (1966) приводит большое число химических анализов гранитоидов, в контактах которых с доломитами имеются магнезиальноскарновые тела. Среди этих анализов значительное число иллюстрирует разности, измененные в связи с процессом магматического замещения вмещающих пород. Строение таких контактов И. Я. Некрасов (1966) иллюстрирует следующей схемой:

Тело магнезиальных скарнов	Авгитовый сиенит (3-50 см)	Авгит-рого- вообманковый гранит (10-60 см)	Калишпатовый аплитовидный гранит (20-100 м)	Нормальный биотитовый гранит
-------------------------------	----------------------------------	---	--	------------------------------------

Указывается, что мощность гранитоидов повышенной щелочности зависит от особенностей формы поверхности контакта и что щелочные разности пород наиболее развиты в контактах небольших выходов и в дайковых телах.

В трех массивах региона породы эндоконтакта представлены граносиенитами и содержат калиевого полевого шпата в среднем около 62%, кварца \approx 26%, плагиоклаза 6%, пироксена (в двух массивах) \approx 4,5%, биотита (в одном массиве) 4%, роговой обманки (в одном массиве) 3%. В калиевых полевых шпатах этих пород содержится от 20 до 50% альбита. Местами характерно выражено замещение плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом. Отмечается сильный рост железистости по мере приближения со стороны внутренней границы зоны к ее контакту со скарнами. Величина N_g обыкновенной роговой обманки здесь составляет 1,689, а железистость биотита доходит до 80%. В одном из массивов региона в непосредственном контакте с магнезиальными скарнами нами наблюдались двупироксеновые разности щелочных гранитов. Структура пород зоны эндоконтакта такситовая, с неравномерным распределением темноцветных минералов и плагиоклаза.

На различных участках месторождения Железный Кряж (Восточное Забайкалье) порфириовидные биотит-роговообманковые граниты в контактах с магнезиальными скарнами сменяются (Комаров, 1959) сиенодиоритами или сиенитами, а также монцонитами.

В Леспромхозном железорудном месторождении (Синяков, 1967) интрузивное тело сложено сиенитами, которые к контакту с магнезиальными скарнами сменяются монцонитами. Ортоклаз-микрпертит сиенитов содержит около 30-40% альбитовых вростков. Роговая обманка имеет железистость 61-64%, а биотит - 50%. В монцоните увеличивается количество плагиоклаза и темноцветных минералов, особенно авгита. Роговая обманка здесь менее железиста.

В магнезиальноскарновом контакте Предаццо между монцонитом и мрамором И. Лемберг (Lemberg, 1872) указывает четыре зоны (общей мощностью от 10 см до 3 м), из которых смежная с монцонитом сложена ортоклазом и авгитом со сфеном, вторая - авгитом, везувианом и волластонитом, третья - слюдой, везувианом, кальцитом и магнетитом, геленитом и фассаитом и четвертая - серпентином (с 2,7% Al_2O_3). Калиевый полевой шпат монцонита содержит 2,36% Na_2O и 1,05% CaO . Интересно, что для авгитовых сиенитов ряда магнезиальноскарновых контактов Монцони также характерно значительное содержание натрия и кальция в калиевых полевых шпатах. Указываются (Rath, 1875) 1,66% CaO и 4,91% Na_2O .

Хорошо выраженными зонами пород повышенной щелочности в эндоконтакте биотит-роговообманкового гранита широко известны скарновые контакты о-ва Скай (Tilley, 1949, 1951). В этих зонах в различной мере преобладают богатые калиевым полевым шпатом эгирин-геденбергит-авгитовые разности гранита. Граниты внутренних частей массива роговообманково-биотитовые. Мощность зон эндоконтакта обычно составляет десятки сантиметров. В одном месте выход гранита образует линзу $5 \times 1,3$ м в доломитовом мраморе и весь гранит линзы щелочной. Строение этого контакта следующее:

Пироксеновый гранит || Гроссуляр + волластонит | Светлый пироксен | Темный пироксен | Ксантофиллит | Шпинель + везувиан | Магнетит | Хондродит

Близкие к этим отношения пород описаны (Hatch, Rastall, 1910) для района Мраморной дельты, граниты которого А. Дю Тойт (Du Toit, 1920) характеризуют как биотитовые, а в силлах и жилах в окружении магнезиальных скарнов - как пироксеновые с ортоклазом.

Выразительную характеристику эндоконтактных изменений в составе кварцевых монцонитов Крестмора дает Дж. Дейли (Daly, 1935). Периферия крупных даек и многих мелких тел этих пород демонстрирует "эндоморфные эффекты ассимиляции инородного материала". Указываются: 1) рост количества железисто-магнезиальных минералов и смена их характера с появлением пироксенов; 2) рост количества и основности плагиоклаза; 3) исчезновение (во многих местах) кварца.

Очень своеобразные, резко повышенной основности породы эндоконтакта наблюдались автором на участке Младеново месторождения Малко Тырново, которые были кратко охарактеризованы ранее нами (Шабынин, 1961а) и в работе болгарских геологов (Василев и др., 1964).

Значительный фактический материал по изменениям состава интрузивных пород при кристаллизации магмы в приконтактных со скарнами частях массивов в месторождениях Средней Азии рассмотрен теоретически в работе В. А. Жарикова (1959).

Данные 40 химических анализов интрузивных пород внутренних и приконтактных частей массивов из магнезиальноскарновых месторождений в различных регионах показали следующее (в числовых характеристиках А. Н. Заварицкого).

Эндоконтактные изменения в составе магматического расплава в тылу магнезиальноскарновой метасоматической колонки проходят с уменьшением величины Q . Эти изменения иногда выражаются и в росте величины p , однако чаще происходит ее уменьшение (т.е. возрастает относительная роль калиевого полевого шпата в составе породы). В сравнительно более основных, а также в щелочных гранитоидных магмах имеет место преимущественно уменьшение величины a (или рост c), в остальных же - характер соотношения этих величин не проявляет устойчивости. В рассмотренных анализах представлены как главные линии эндоконтактных изменений состава интрузивных пород, (т.е. имеют место и более сильный рост величины a сравнительно с величиной b , и сильный рост b с уменьшением a), так и промежуточные случаи, когда в породе эндоконтакта одновременно несколько повышены и основность, и щелочность.

Причины и механизм таких изменений в составе магмы в области контакта с магнезиальноскарновыми телами в литературе достаточно освещены (Жариков, 1960 а, б; Шабынин, 1961 а), поэтому останавливаться на них здесь нет необходимости.

НЕСКОЛЬКО ОБЩИХ ЗАМЕЧАНИЙ О ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Рассмотренные выше главнейшие общие минералогические и петрографические характеристики метасоматических пород формации магнезиальных скарнов достаточно выразительно отличают большую часть этих образований от скарнов по известнякам. В самом сжатом виде некоторые главные из этих особенностей могут быть представлены на треугольных диаграммах Д.С. Коржинского "состав - парагенезис" в системе $MgO-SiO_2-Al_2O_3$ (фиг. 47). На диаграмме показаны составы минералов и пород и их парагенезисы по зонам метасоматической колонки магматического этапа¹. На диаграмму нанесены точки большого числа химических анализов, часть которых приведена выше в соответствующих таблицах, и обозначены поля, образуемые группами точек, относящихся к тому или иному минералу или к зоне метасоматической колонки.

Конноды гиперстенной фации скарнов и околоскарновых пород обозначены прерывистыми линиями, поскольку кальцит в парагенезисах зон, содержащих ромбический пироксен, не встречается.

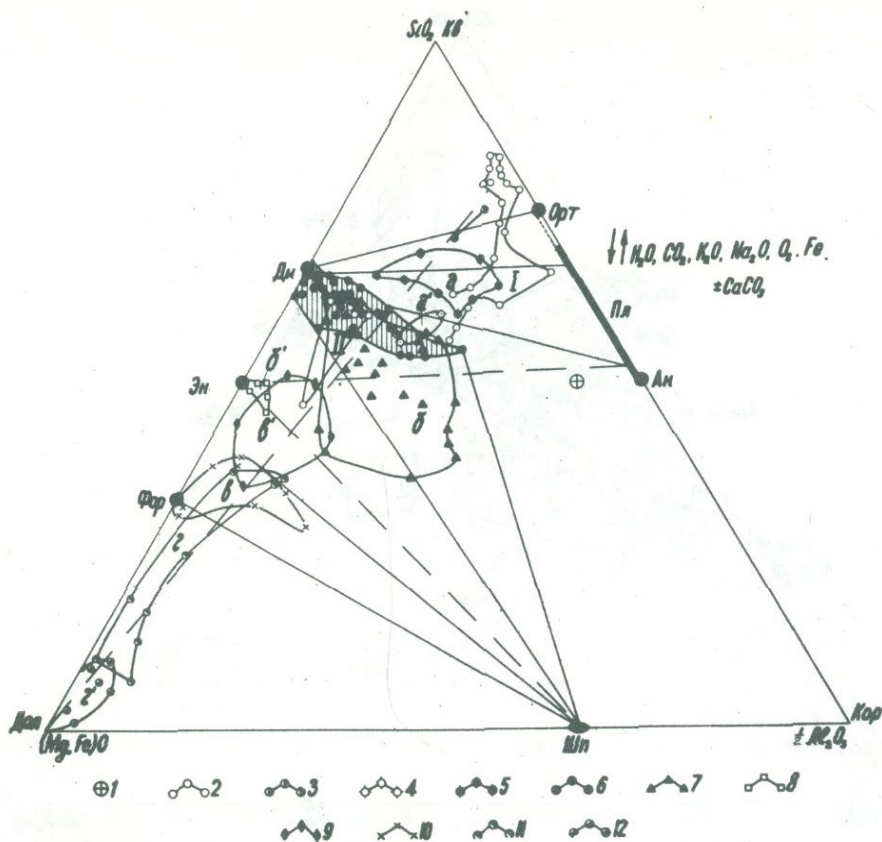
На диаграмме отчетливо выступает глиноземистость клинопироксенов магнезиальных скарнов. В силу отсутствия достаточного количества химических анализов пироксенов из шпинельсодержащих скарнов, в которых уже появляется основной плагиоклаз, положение точки, из которой на диаграмме проведена коннода пироксен - плагиоклаз, в значительной мере условно. Основность плагиоклаза показана наибольшей, и нужно учитывать существование пироксен-плагиоклазовых ассоциаций с плагиоклазами менее основными (см. табл. 2). Пироксены из таких ассоциаций не анализированы.

Положение прерывистой линии доломит - гранитоид, отражающей общее направление гранитизации доломита, на диаграмме может несколько меняться в зависимости от состава гранитоида. Обращает на себя внимание, что составы пород зоны околоскарнов и части скарнов очень тесно сближаются и частично даже взаимно перекрываются составами некоторых интрузивных пород эндоконтакта (особенно контаминационных габбро-пироксенитов и пироксенитов месторождения Малко Тырново). Это обстоятельство, несомненно, сильно облегчает магматическое расплавление породы тыловой зоны метасоматической колонки магнезиальных скарнов.

Смещение части точек поля шпинель-форстеритовых скарнов в сторону пироксенов объясняется значительной серпентинизацией этой части анализированных пород данной зоны.

На диаграмму фиг. 48 вынесены не только точки химических анализов минералов и пород группы послемагматических скарнов (преобразованных магнезиальных, известковых апомагнезиальных) и части апоскарновых минералов, но также и контуры полей пород по зонам метасоматической колонки с диаграммы фиг. 47. В силу совмещения на диаграмме скарнов различных фаций конноды,

¹ Буквенные обозначения отдельных зон соответствуют сводной схеме зональности, показанной на фиг. 27.



Ф и г. 47. Диаграмма "состав - парагенезис" для магнезиальных скарнов магматического этапа

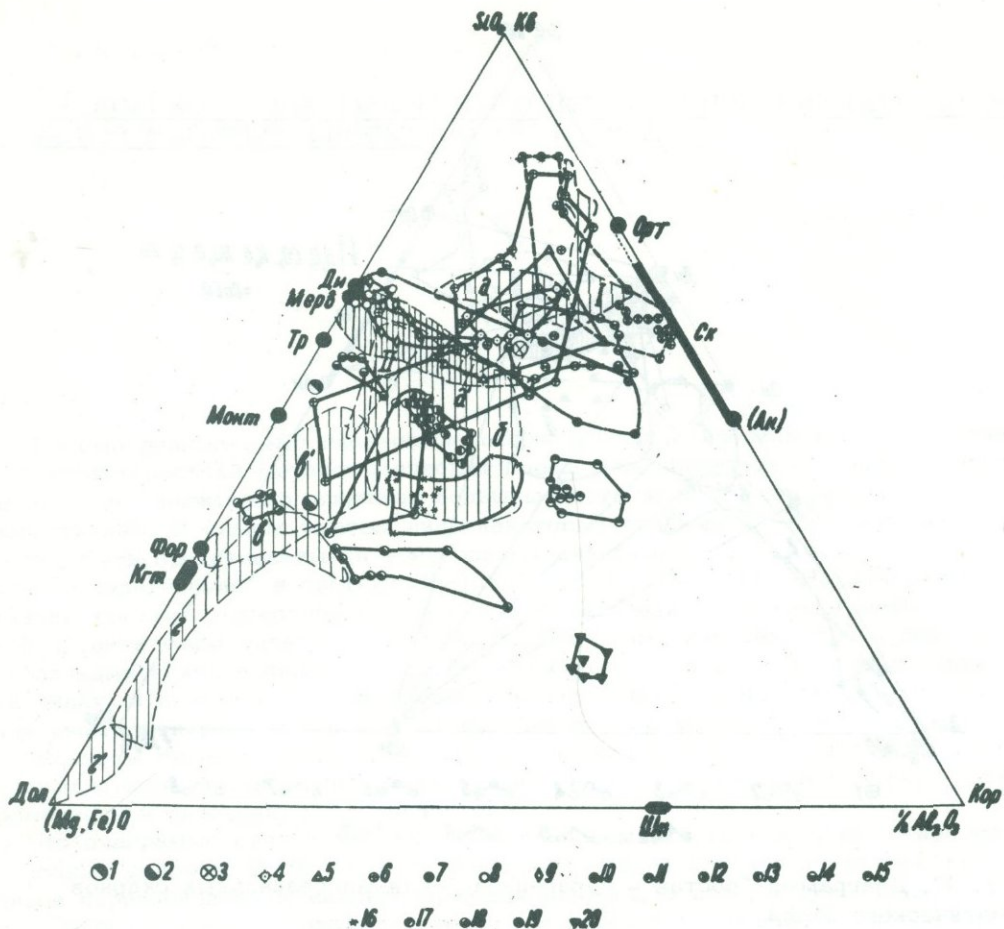
1 - шпинель-пироксеновый скарни по гнейсу; 2 - магматические породы эндоконтакта; 3 - близскарново-измененные гнейсы; 4 - околоскарновые породы по гнейсам и кристаллическим сланцам (зона $\underline{a'}$); 5 - околоскарновые породы по доломитам (зона \underline{a}); 6 - пироксены магнезиальных скарнов; 7 - шпинель-пироксеновые скарни по доломитам (зона \underline{b}); 8 - энстатитовые скарни (зона $\underline{b'}$); 9 - пироксен-форстеритовые скарни (зона $\underline{v'}$); 10 - форстеритовые скарни (зона \underline{v}); 11 - кальцифиры (зона \underline{r}); 12 - периклазовые (и бруситовые) мраморы (зона $\underline{r'}$).

I, II - поля составов материнских гранитоидов

отвечающие отдельным минеральным парагенезисам, не нанесены, и диаграмма имеет лишь обзорное значение.

Рассмотрение диаграммы позволяет отметить большую роль магния в формировании скарнов и апоскарновых пород послемагматического этапа, а также перераспределение глинозема, заключенного в шпинели и фассаите, с последовательным связыванием его в кальциевых минералах. На фиг. 48 (в системе $MgO-SiO_2-Al_2O_3$) возрастание роли кальция в составе образующихся силикатов может быть прослежено лишь в изменении соотношения $MgO:SiO_2$. Так, например, богатая кальцием (и более тыловая в разрезе контакта) мервинитовая зона располагается ближе к вершине SiO_2 диаграммы, чем более внешняя зона монтichelлита, в которой содержание кальция меньше¹. Однако при участии

¹ Андрадитовый скарни на данной диаграмме располагается в точке SiO_2 .



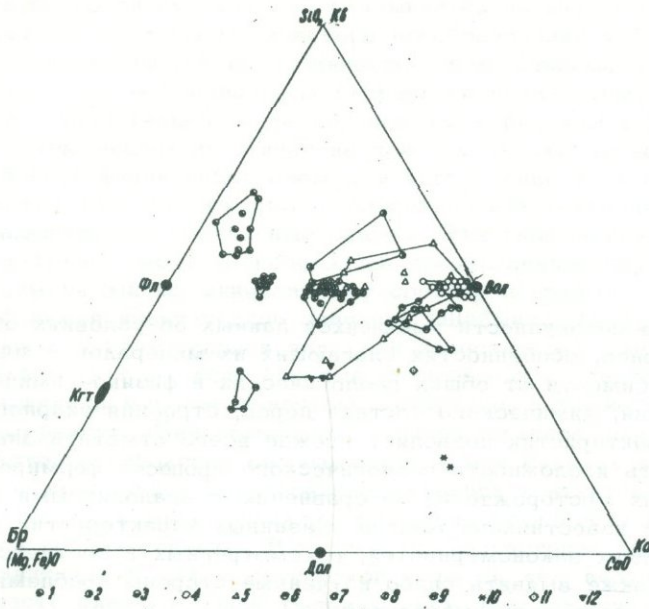
Ф и г. 48. Обзорная диаграмма составов послемагматических пород магнезиально-скарновой формации

1 - антофиллит; 2 - харкерит; 3 - околоскарновая порода по граниту; 4 - околоскарновая порода по гнейсу; 5 - эндоскарны; 6 - известковые экзоскарны; 7 - минералы группы мелилита; 8 - пироксены пироксен-скаполитовых околоскарновых пород; 9 - пироксены известковых скарнов; 10 - гранаты; 11 - везувианы; 12 - сине-зеленые скарновые роговые обманки; 13 - паргаситы; 14 - актинолитовые (малоглиноземистые) роговые обманки; 15 - турмалины; 16 - флогопиты; 17 - флогопитовые (\pm пироксен) скарны; 18 - серпентины; 19 - хлориты; 20 - ксантофиллиты. Заштрихованные участки соответствуют контурам составов пород на фиг. 47

в реакциях минералообразования и глинозема, например при замещении монтичеллита геленитом, а также при образовании везувиана и гроссуляра возрастание роли кальция может оказаться более выраженным в перемещении точек составов возникающих минералов к правой стороне треугольника ($\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$).

На диаграмме отчетливо выступает близкое сходство по глиноземистости скарнов эндоконтакта с большей частью экзоскарнов, а глиноземистость гранатовых, геленитовых и везувиановых скарнов оказывается даже более высокой. Подобные соотношения в глиноземистости эндо- и экзоскарнов в известковоскарновой формации не имеют места.

Поскольку в процессе послемагматического скарнообразования в доломитовых контактах магний длительное время проявляет инертность, общая картина отношений минералов и пород послемагматической стадии более выразительна на треугольной диаграмме $\text{MgO-SiO}_2\text{-CaO}$, представленной на фиг. 49.



Ф и г. 49. Обзорная диаграмма составов известковых скарнов магнезиальноскарновой формации

1 - турмалины; 2 - эндоскарны; 3 - скарновые роговые обманки; 4 - гранаты; 5 - известковые скарны экзоконтакта; 6 - везувианы; 7 - минералы группы мелилита; 8 - фассаиты и другие пироксены; 9 - ксантофиллиты; 10 - харкерыты; 11 - мервинит; 12 - монтичеллит

Как эндоскарны, так и особенно экзоскарны по отношению к форстеритовым (клиногумитовым) и фассаитовым скарнам содержат явно значительно большие количества кальция, привносимого послемагматическими растворами. На диаграмме и те и другие непосредственно граничат в пределе со скарнами, тождественными уже скарнам по известнякам (волластонитовыми и андрадитовыми).

Расположение ксантофиллита (ближе к углу MgO диаграммы) соответствует появлению этого минерала уже в начале послемагматического скарнообразования, когда инертность магния наиболее значительна. В последующем формируются - и это на диаграмме вполне отчетливо - минералы, количество кальция в которых все возрастает. Отмечавшиеся выше структурные взаимоотношения отдельных минералов в рассматриваемых породах в целом хорошо согласуются с этим положением.

Рассмотрение совокупности имеющихся данных об условиях образования магнезиальных скарнов, особенностях слагающих их минералов и минеральных ассоциаций в зависимости от общих геологических и физико-химических условий скарнообразования, химического состава пород, строения скарновых тел, а также ряда других характеристик позволяет прежде всего отметить значительно большую длительность и сложность геологического процесса формирования магнезиальноскарновых месторождений по сравнению с аналогичными месторождениями в скарнах по известнякам. Анализ указанных характеристик позволил также наметить ряд общих закономерностей, рассмотренных в соответствующих разделах работы, а также выявить слабо изученные стороны проблемы. Остановимся на некоторых из этих закономерностей.

1. Магнезиальные скарны возникают при магматическом замещении магнезиальных карбонатных пород под воздействием на эти породы трансмагматических растворов. Критические содержания магния в карбонатных породах (ниже которых образование форстеритовых скарнов становится невозможным) в контактах с интрузивами различной основности, по-видимому, различны и не выяснены. Известно лишь, что при гранитизации пород с содержанием магния около 12% MgO в безволастонитовой фации глубинности возникают своеобразные салитовые скарны с магнетитовым оруденением (типа скарнов месторождения Ниричи в Южной Якутии), а в гипабиссальной фации на месте карбонатных пород с содержанием MgO около 10% образуются геленит-спурритовые скарны (Богомолов, 1970, стр. 9). На примере Сино-Корейского щита и Юго-Западного Памира устанавливается, что при магнезитовом составе карбонатных пород закономерно появляются энстатитовые и форстеритовые скарны.

Среди карбонатных пород, подвергшихся замещению магнезиальными скарнами, отсутствуют гидротермально доломитизированные известняки, которые появляются в ряде месторождений в связи с процессами низкотемпературного сульфидного оруденения в известняках.

В месторождениях гипабиссальной фации с интенсивно проявленным замещением магнезиальных скарнов известковыми реликты карбонатных пород нередко представлены кальцитовыми мраморами. Одна часть таких мраморов возникает за счет послескарнового раздоломичивания исходных мраморов, а другая — представляет собой тела перекристаллизованных известняков, заключавшихся в доломитах и сохранившихся при замещении последних магнезиальными скарнами. В силу этого ориентировка в принадлежности известковых скарнов к той или другой формации на основании только кальцитового состава остатков карбонатных пород, граничащих со скарнами, невозможна.

2. Замещению магнезиальными скарнами подвергаются доломиты самого различного возраста: от архея до мезозоя включительно. Соответственно с преобладанием доломитов в докембрия и в низах палеозоя магнезиальные скарны чаще встречаются в комплексах того же возраста. Структурно-фациальная обстановка месторождений при этом оказывается весьма различной. Кроме областей гранитизации на древних щитах, магнезиальные скарны распространены в областях омоложения древних платформ (как на юге КНР) и среди геологических комплексов, относящихся к средним стадиям развития геосинклиналей. При этом эвгеосинклинали условия нередко оказываются более благоприят-

ными для образования многочисленных и более крупных скарново-рудных полей, чем в условиях миогеосинклиналей.

3. Фактор глубинности существенно сказывается на масштабах скарнообразования и на характере послемагматического преобразования магнезиальных скарнов. В соответствии с большей интенсивностью и масштабами гранитизации в абиссальной фации тела магнезиальных скарнов на древних щитах более многочисленны и имеют значительно более крупные размеры, чем в гипабиссальной фации. Вместе с тем послемагматические преобразования магнезиальных скарнов в гипабиссальной фации более сложны и часто приводят к появлению своеобразных известковых скарнов, которые в благоприятной тектонической обстановке почти нацело замещают магнезиальные скарны. Эти (апомagneзиальные) известковые скарны местами несут разнообразное промышленное оруденение, и различие их с одноименными по минеральному составу скарнами по известнякам приобретает и большое практическое значение (Шабынин, 1973).

Типоморфными для этих скарнов являются известково-магнезиальные и известковые силикаты, в том числе богатые глиноземом – ксантофиллит, мелилит, везувиан с повышенной магнезиальностью, гроссуляр, а также салит-авгит, монтичеллит и мервинит. Глиноземистость раннего граната здесь значительно выше, а железистость пироксена обычно ниже, чем в скарнах эндоконтакта. Пространственное положение (в поперечных сечениях контактов) скарнов, сложенных этими и другими минералами, существенно отличается от такового в сечениях скарнов по известнякам. В частности, волластонит обычно появляется в более внутренних зонах метасоматической колонки, чем везувиан, а пироксеновые скарны часто слагают более тыловую зону, чем гроссуляровый гранат, и т.д.

Если принять во внимание только наиболее контрастные различия известковых скарнов разных формаций, то одно из двух главных различий – высокие содержания глинозема в апомagneзиальных скарнах – окажется обусловленным выносом этого инертного компонента трансмагматическими растворами, а второе – богатство магнием – обусловлено составом исходной среды. Роль и поведение кремнезема, железа и кальция в послемагматическом скарнообразовании в известняковых и доломитовых контактах различаются мало и зависят от характера участия в этих процессах глинозема и магния (Шабынин, 1971). С нарастанием интенсивности процесса известковоскарнового преобразования вынос магния возрастает и сопровождается уже выносом глинозема (указанное выше распределение железистости минералов в сечении скарнового тела часто нарушается). Более поздний андрадитовый гранат без видимой закономерности появляется во всех зонах метасоматической колонки.

Привнос кремнезема в зоны, сложенные ортосиликатами магния, шпинелью и карбонатами, отмечается лишь при образовании в этих зонах пироксеновых, везувиановых и волластонитовых скарнов, т.е. при наибольшей интенсивности процесса замещения с выносом магния. Образование известковоскарновых минералов в зонах фассаитового скарна и околоскарновой породы протекает без привноса кремнезема растворами, что подтверждает низкую мобильность данного компонента в послемагматических растворах скарновой стадии.

Существование среди известковых скарнов доломитовых контактов таких разновидностей, которые непосредственно замещали бы доломиты, не доказано, и подобные известковые скарны, видимо, вообще не возникают. Получаемые из изучения минеральных парагенезисов характеристики относительной подвижности кальция и магния в процессе известковоскарнового замещения магнезиальных скарнов достаточно определены. Они свидетельствуют о том, что в этом процессе относительная подвижность указанных компонентов существенно меняется. Магний, обнаруживающий в начале процесса ограниченную подвижность, в последующем с возрастанием интенсивности процесса становится все более подвижным. Во внешних зонах (в и г) метасоматической колонки, где концентрация магния наибольшая, он вначале ведет себя как инертный компонент (образуются клиногумитовые с флогопитом скарны). Во всех остальных (более тыловых) зонах экзоконтакта как магний, так и кальций при интенсивном процессе ведут себя вполне подвижно, однако существует неопределенность в их подвижности по

отношению одного к другому. Как показал Д.С. Коржинский (1953а, стр. 25–27), при интенсивном инфильтрационном замещении с образованием реакционных минералов суждение об инертности и подвижности компонентов, один из которых отлагается, а другой растворяется и выносится, нередко становится невозможным. В рассматриваемом процессе ясно лишь, что развитие известковых скарнов в форстеритовой зоне связано с изменением растворимости магния и кальция, обусловленным изменениями кислотности–щелочности растворов.

4. Магнезиальные скарны возникают в контактах интрузивных тел различных типов (от апикальных выступов и апофиз батолитов и крупных штоков до малых интрузий), становление которых происходило с магматическим замещением вмещающих толщ. При формировании интрузивов в тектонически ослабленных зонах в условиях интенсивной трещиноватости доломитовых мраморов, возникают трещинные магнезиальные скарны. В результате послемагматического преобразования последних в контактах гранитов повышенной кремнекислотности и калиевой щелочности образуются так называемые полосчатые породы, часто несущие оловянное, редкометальное, вольфрамовое и полиметаллическое оруденение.

В трубообразных и жильных телах, возникающих в пересечениях трещин, главная масса скарна имеет пироксеновый состав, форстеритовые же разности (как более внешняя часть метасоматической колонки) развиты слабо. Эта особенность закономерна; она обусловлена механизмом формирования инфильтрационной и диффузионной частей трубообразных скарновых тел в условиях малой ширины области проявления градиента скоростей просачивания растворов. С учетом селективности рудоотложения по зонам метасоматической колонки в трубообразных скарновых телах следует ожидать в основном оруденения, для которого благоприятны породы тыловых зон колонки.

В докембрийских гнейсовых комплексах магнезиальные скарны находятся только среди мигматитов и гнейсо–гранитов, не встречаясь в незатронутых гранитизацией породах и в контактах с гранитными телами, внедрившимися без существенного магматического замещения вмещающих пород.

5. Состав материнских гранитоидов весьма разнообразен. Среди них широко представлены граниты, гранодиориты, граносиениты, сиениты и монцониты, встречаются габбро–диориты и габбро, известны габбро–пироксениты. В одной части этих интрузий гранитоидная магма после контаминации дифференцировалась, и магнезиальные скарны преимущественно связаны с последними кислыми фазами интрузий. В другой части отмечаются изменения состава, обусловленные диффузионным характером магматического замещения, с появлением в контактах с магнезиальными скарнами основных разностей интрузивных пород первой фазы (Малко Тырново и др.). Повышение щелочности в эндоконтактных частях интрузивов вследствие явлений "отраженной волны щелочности" широко распространено; и не исключено, что отдельные сиенитовые тела небольшой мощности (например, в Леспримозном месторождении) образуются при исходно гранодиоритовом составе магмы.

При прочих равных условиях состав магнезиальных скарнов и строение их тел в контактах с материнскими интрузивами качественно практически не меняются (за исключением железистости и глинозёмистости скарновых минералов), однако в определенных пределах глубинности (т.е. величины давления CO_2 в растворах) более высокие температуры в контактах гранитоидов повышенной основности вызывают появление шпинель–монтичеллитовых и мервинитовых скарнов магматического этапа. Большое значение петрохимических особенностей интрузивов проявляется в кислотном выщелачивании, которое оказывается более сильным в контактах с более кислыми гранитоидами.

6. Процесс формирования магнезиальных скарнов и их послемагматических преобразований и рудного замещения при прослеживании особенностей этого процесса по смене минеральных парагенезисов во времени хорошо иллюстрирует эволюцию изменения физико–химических условий минералообразования. Вместе с тем интенсивные изменения исходных магнезиальных скарнов тесно связаны с благоприятной трещинной тектоникой, а в стадии кислотного выщелачивания – и с составом материнских интрузивов.

В магнезиально-скарновых месторождениях кроме послемагматического оруденения установлено промышленное магнетитовое оруденение магматического этапа (месторождения Эмельджак в Южной Якутии, Шерегеш в Горной Шории, Крумово в Болгарии и др.), условия появления которого еще не изучены.

В скарново-рудных полях, в составе которых имеются различные скарны по доломитам и по известнякам, магнетитовое оруденение, как правило, концентрируется в магнезиальных скарнах (в частности, в породах форстеритовой зоны). Учитывая малую железистость ортосиликатов этой зоны, необходимо заключить, что осаждение железа именно в ней свидетельствует, по-видимому, о большей основности высокомагнезиальной среды этих скарнов, чем среды известковых скарнов (во всяком случае в границах ранней щелочной стадии).

Конкретные и выразительные "резюме" по различным совокупностям большого числа рассмотренных в данной работе характеристик магнезиально-скарновых месторождений представляют собой сами эти месторождения. Детальное рассмотрение особенностей отдельных групп последних по минеральным типам, связей их с магматизмом, обсуждение вопросов гнеззиса и поисковых критериев составит уже содержание другой работы.

- Агулов С.Н., Малинко С.В. 1966. О новом боропроявлении на Урале. - Мин. сырье, вып. 14.
- Александров С.М. 1961. Некоторые геохимические особенности процесса ашаритизации магнезиально-железистых боратов. - Геохимия, № 6.
- Александров С.М., Барсуков В.Л., Щербина В.В. 1968. Геохимия эндогенного бора. М., "Наука".
- Александров С.М., Перцев Н.Н. 1968. Корреляция составов магнезиально-железистых боратов и ассоциирующих с ними минералов в магнезиальных скарнах. - Геохимия, № 11.
- Аполлонов В.Н. 1966. Первая находка селлаита в Узбекистане. - Узб. геол. ж., № 5.
- Бадалов С.Т. 1964. О генезисе серпентина и хризотил-асбеста в карбонатных породах. - Научные труды Ташкентского гос. ун-та, новая серия, вып. 234.
- Бадалов С.Т. 1965. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, "Наука".
- Бадалов С.Т. 1970. О природе сульфатно-метасоматических процессов (на примере Кармазара). - В кн. "Проблемы метасоматизма". М., "Наука".
- Бадалов С.Т., Голованов И.М., Хожателев Б.Л. 1958. Монтичеллитовый скарн из Средней Азии. - Докл. АН СССР, т. 121, № 5.
- Бадалов С.Т., Есимов Б.О. 1968. О зональности висмутовой минерализации в скарново-магнетитовых месторождениях Чокадамбулакского рудного поля (Кармазар, Тадж. ССР). - Докл. АН Тадж. ССР, т. 11, № 12.
- Бадалов С.Т., Туресбеков А. 1968. О распространении и генетическом значении осадочных, метасоматических и жильных сульфатных минералов в Кармазаре (Узб. ССР и Тадж. ССР). - Докл. АН СССР, т. 178, № 6.
- Бадлингтон А.Ф. 1961. Окисные Fe- и Fe-Ti- минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США. - В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд". М., Изд-во АН СССР.
- Барсуков В.Л., Курильчикова Г.Е. 1957. О бороносности серпентинов. - Геохимия, № 5.
- Белякин Д.С., Петров В.П. 1941. О гибшите и плазолите. - Докл. АН СССР, т. 32, № 1.
- Беус А.А. 1957. О бериллиевом везувиане. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 8.
- Беус А.А. 1960. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР.
- Билибина Т.В., Богданов Ю.В., Ожгинский И.С. 1959. Об урановом оруденении осадочно-метаморфического типа в докембрийских мраморах и скарноподобных породах. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 8, № 4.
- Благодарева Н.С. 1966. Благодатненское месторождение как пример гидросиликатного типа оловорудной минерализации в скарнах. - В сб. "Геохимия и минералогия магматогенных образований". Владивосток.
- Богомоллов М.А. 1962. О турмалинах из магнезиальных скарнов Таежного месторождения (Южная Якутия). - Труды ЯФ АН СССР, серия геол., сб. II.
- Богомоллов М.А. 1964. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива. - В кн. "Изверженные породы Алданского шита". М., "Наука".
- Богомоллов М.А. 1970. Об известковых скарнах магматической стадии. - В кн. "Очерки физико-химической петрологии", т. II. М., "Наука".
- Богомоллов М.А., Никитина И.Б., Перцев Н.Н. 1969. Ольшанскит - новый борат кальция. - Докл. АН СССР, т. 184, № 6.
- Бровкин А.А., Лазебник Ю.А., Лебедева Л.И. 1967. О находке флюоборита на Северо-Востоке СССР. - Рентгенография мин. сырья, № 6.
- Василев Л. 1969. Птигматитовая текстура в железорудных Mg-скарнах. - Докл. Бълг. АН, т. 22, № 2.

- В а с и л е в Л., И в а н о в а - П а н а й о т о в а В., С т а й к о в М. 1962. Контактно-метасоматични образувания и свързаните с тях орудавания при с.Факия Бургаско. - Трудове върху геологията на България, серия геохимия и полезни ископаеми, книга III.
- В а с и л е в Л., С т а й к о в М., И в а н о в а - П а н а й о т о в а В., Н е ч е в Хр. 1964. Скарни и руди в ореола на Малкотърновския плутон, Странджа Планина. - Сб. в чест акад. Й.Йовчев. София.
- В а с и л ь е в а З.В. 1957. Фтор, хлор и гидроксил в апатитах. - Геохимия, № 8.
- В а с и л ь е в а З.В., Л и ц а р е в М.А., О р г а н о в а Н.И. 1958. О природном сульфат-апатите. - Докл. АН СССР, т. 118, № 3.
- В а х р у ш е в В.А. 1965. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск, "Наука".
- В а х р у ш е в В.А. 1972. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, "Наука".
- В а х р у ш е в В.А., Ц и м б а л и с т В.Г. 1967. Распределение золота в сульфидных скарновых месторождений Алтае-Саянской области. - Геохимия, № 10.
- В и н о г р а д о в В.И., Б а д а л о в С.Т., Т у р е с б е к о в А. 1969. О возможной роли осадочных сульфатов в эндогенном рудообразовании Карамазара. - Геол. рудных месторождений, т. 11, № 1.
- В и н ч е л л А.Н., В и н ч е л л Г. 1953. Оптическая минералогия. М.,ИЛ.
- В л а с о в а Д.К., Ж а р и к о в В.А. 1962. Метасоматические изменения гранитоидов Майхуры. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- В о л ь ф с о н Ф.И., Т и т о в В.Н. 1965. Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля. - В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., "Наука".
- Г а з и з о в а К.С. 1962. Основные черты геологии и минералогии Гульшадского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Г а л ь к В.А. 1957. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). - Труды МГРИ, № 31.
- Г а л ь к В.А., Ш м а к и н Б.М. 1961. Шпинели флогопитовых месторождений Южной Якутии. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 6.
- Г е о р г и е в с к а я М.Г. 1955. К вопросу о генезисе ритмично-витиеватополосчатой текстуры рудных тел некоторых контактово-метасоматических месторождений. - Докл. АН СССР, т. 101, № 5.
- Г и н з б у р г И.В. 1972. Об алюмосиликатном пироксене - фассаите метасоматических и магматических горных пород. - В сб. "Новые данные о минералах СССР". - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 21.
- Г и н з б у р г И.В., О с о л о д к и н а Г.А. 1966. О самом магнезиальном антофиллите. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 17.
- Г и т а р Ж., Л а ф ф и т т П. 1961. Скарны пика Костабони (Восточные Пиренеи). - В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Г о л о в а н о в И.М., М а н с у р о в М., М а м о н т о в Б.В., Е с и м о в Б.О. 1956. О висмутовой минерализации в магнезиальных скарнах одного из рудопроявлений Кураминского хребта. - Узб. геол. ж., № 6.
- Г о в о р о в И.Н. 1958. Метасоматическая зональность десиликации при грейзенизации мраморов. - Докл. АН СССР, т. 119, № 3.
- Г о в о р о в И.Н. 1966. Редкометалльные грейзены в карбонатных породах. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", т. 3. М., "Наука".
- Г р а м е н и ц к и й Е.Н. 1966а. Анализ парагенезисов флюоборита. - Геол. рудных месторождений, № 1.
- Г р а м е н и ц к и й Е.Н. 1966б. Возрастные отношения магнезиальных и известковых скарнов при совместном распространении и особенности условий их образования. - Вестник МГУ, № 1.
- Г у л я е в А.П. 1969а. Редкие щелочные элементы в слюдах как индикаторы рудоносности метасоматитов. - В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов" (Материалы к симпозиуму). Алма-Ата.
- Г у л я е в А.П. 1969б. О возможности применения термолюминесценции при поисках рудоносных метасоматитов (на примере редкометального месторождения). - В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов" (Материалы к симпозиуму). Алма-Ата.
- Д ж е н ч у р а е в Д.Д. 1970. Геологические и петрогеохимические особенности верхнепалеозойских магматических образований Гавасайского района и основные черты их металлоносности. Автореф. канд. дисс. Фрунзе, Ин-т геол. АН Кирг. ССР.
- Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Д.И. 1966. Породообразующие минералы, т.2. М., "Мир".

- Д у б р о в а И.В., К а ш и н ц е в а Е.Н. 1965. Распределение элементов-примесей в некоторых главнейших минералах руд месторождений Кансайского рудного поля. - В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., "Наука".
- Д у б р о в а И.В., Т и т о в В.Н. 1965. Некоторые новые данные о минеральном составе руд свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. - В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., "Наука".
- Е с и м о в Б.О. 1968. Геохимические особенности висмута в скарново-железородном месторождении Чокадамбулак (Тадж. ССР). Автореф. канд. дисс. Ташкент, ТПИ.
- Ж а р и к о в В.А. 1956. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 85, № 3.
- Ж а р и к о в В.А. 1959. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 14.
- Ж а р и к о в В.А. 1960а. Магматическое замещение карбонатных пород. - В сб. "Проблема гранито-гнейсов" (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14). Киев, Изд-во АН УССР.
- Ж а р и к о в В.А. 1960б. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарново-рудных месторождений. - В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Труды II Всес. петрогр. совещ.
- Ж а р и к о в В.А. 1960в. Условия образования скарновых руд. - В сб. "Генетические проблемы руд" (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16). М., Госгеолтехиздат.
- Ж а р и к о в В.А. 1961. Кварцево-полевошпатовые метасоматиты в скарновых месторождениях. - Докл. АН СССР, т. 138, № 3.
- Ж а р и к о в В.А. 1966а. Соответствие составов сосуществующих пироксенов и граната известковых скарнов. - Докл. АН СССР, т. 140, № 2.
- Ж а р и к о в В.А. 1966б. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. докт. дисс. М., ИГЕМ АН СССР.
- Ж а р и к о в В.А. 1966в. Зависимость от глубинности составов сосуществующих плагиоклаза и скаполитов. - Докл. АН СССР, т. 140, № 4.
- Ж а р и к о в В.А. 1967. Кислотно-основные характеристики минералов. - Геол. рудных месторождений, т. 9, № 5.
- Ж а р и к о в В.А. 1968а. Парагенезис минералов, фации и формации. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 97, вып. 4.
- Ж а р и к о в В.А. 1968б. Скарновые месторождения. - В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., "Недра".
- Ж а р и к о в В.А., В л а с о в а Д.К. 1961. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. - В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Ж а р и к о в В.А., П о д л е с с к и й К.В. 1955. О поведении пироксена как минерала переменного состава в инфильтрационных скарновых зонах. - Докл. АН СССР, т. 105, № 5.
- Ж е р у М.И. 1961. О метасоматических и ретроградно-метаморфических процессах в карбонатных породах месторождения Перевал (Южное Прибайкалье). - В сб. "Петрография и минералогия месторождений перлита, керамического сырья и слюды". М., Изд-во АН СССР.
- З а с е д а т е л е в А.М. 1972. К проблеме генезиса бериллиеносных скарнов. - Сов. геология, № 5.
- З о т о в И.А. 1966. О находке сапфирина в магнезиальных скарнах Юго-Западного Памира. - Докл. АН СССР, т. 170, № 3.
- З о т о в И.А., С и д о р е н к о Г.А. 1968. О магнезиальном жедрите с Юго-Западного Памира. - Докл. АН СССР, т. 180, № 3.
- З у б к о в Л.Б., Л о ж н и к о в а О.Н., Я к о в л е в а С.В. 1969. О минералогии и бериллиенности магнетитовых скарнов. - Новые данные о минералах СССР, вып. 19.
- И в а н о в а - П а н а й о т о в а В. 1962. Мервинитът при с.Иглика, Елховско. - Сп. геол. д-во, год XXIII, кн. I.
- И в а н о в а - П а н а й о т о в а В., Б о я д ж и я н О. 1969. Изследования върху скарните в мантията на младия Звездеcki плутон, Бургаско. - Изв. Геол. ин-т, Бълг. АН - Комитет геол., сер. геохим, мин., петрогр., кн. 18.
- И в л е в А.И. 1969. Везувиан в скарнах как индикатор их редкометального оруденения. - В кн. "Критерии рудоносности метасоматитов" (Материалы к симпозиуму). Алма-Ата, КазИМС.
- И о ф ф е Л.И. 1966. Опыт исследования магнезиальных кальцитов из метаморфических пород в целях термометрии. - В сб. "Геология и петрография докембрия Алданского шита". М., "Наука".

- И о ф ф е Л.И., П е р ц е в Н.Н. 1972. Оценка P_{CO_2} - Т условий образования магнезиальных скарнов малых глубин по магнезиальности кальцитов. - Геол. рудных месторождений, № 4.
- И с м а и л о в М.И. 1958. Рудные минералы полиметаллического месторождения Накпай. - Труды аспирантов САГУ, естество, науки, вып. 5.
- К а н и ш е в А.Д. 1966. Находка флюоборита и лювигита в Центральном Забайкалье. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 95, вып. 2.
- К а н и ш е в А.Д., П е р ц е в Н.Н. 1969. Котоитовые и алюмолювигитовые оруденения в Коротковском скарновом месторождении (Центральное Забайкалье). - Геол. рудных месторождений, № 2.
- К а р г а т ь е в В.А. 1970. Ангидрит в диопсидовых породах Центрально-Алданского района. - Мин. сырье, вып. 22.
- К а р п о в а Е.Д., И в а ш е н ц е в А.Г. 1954. Скарны. - В сб. "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". М., Госгеолтехиздат.
- К е р и м о в Г.И. 1959. Скарны Кедабекского района. - Изв. АН Аз. ССР, серия геол., № 5.
- К и н э О.Г. 1958. Типовые минералы и типы руд контактово-метасоматических железорудных месторождений. - В сб. "Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области". М., Изд-во АН СССР, т. I, кн. 1.
- К и ц у л В.И. 1966. Кристаллические свойства и химический состав амфиболов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита. - В сб. "Геология и петрология докембрия Алданского щита". М., "Наука".
- К л и б л е й Г.Х. 1971. Закономерности метасоматических процессов на месторождении Кургашинокан. Автореф. канд. дисс. М., ИГЕМ АН СССР.
- К л я р о в с к и й В.М. 1957. О боровой минерализации Верхне-Учуленского месторождения в Горной Шории. - Изв. Вост. фил. АН СССР, № 1.
- К л я р о в с к и й В.М. 1959. Геологическое строение Темир-Тельбесского железорудного района. - В кн. "Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области", т. I, кн. 2. М., Изд-во АН СССР.
- К о л е с н и к Ю.Н. 1966. Нефриты Сибири. Новосибирск, "Наука".
- К о м а р о в П.В. 1958. О взаимоотношениях Са- и Mg-скарнов при совместном их нахождении. - Материалы конференции молодых ученых Москворецкого р-на г. Москвы, посвященной 40-летию Ленинского комсомола, геол. секция, вып. IV.
- К о м а р о в П.В. 1959. О связи образования магнезиальных скарнов с гранитизацией. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- К о м а р о в П.В. 1961. Магнезиальные скарны Тейского месторождения. - Геол. рудных месторождений, № 2.
- К о м а р о в а Г.Н. 1965. О флюорит-слюдистой минерализации в карбонатных породах Забайкалья. - Геол. рудных месторождений, № 1.
- К о п ы л о в П.А. 1966. Диаграммы Si - K6 для пироксенов ряда диопсид - геденбергит из метасоматических пород Алданского щита. - В кн. "Геология и петрология докембрия Алданского щита". М., "Наука".
- К о р е л ь В.Г., Р у с а н о в Д.Г. 1960. Магнезиальный метасоматоз в контактовых железорудных месторождениях Западной Сибири. - Геол. и геофиз., № 7.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1936. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. - Труды ЦНИГРИ, вып. 71.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1940. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - Труды ИГН АН СССР, вып. 12, петрогр. серия, № 5.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1941. Контактные реакционно-метасоматические месторождения. - Докл. АН СССР, т. 33, № 2.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1944. Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати и р. Турьи и о факторе энергии превращения. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1945. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. - Труды ИГН АН СССР, вып. 61, петрогр. серия, № 21.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1947. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Труды ИГН, вып. 29, петрогр. серия, № 10.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1948. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. - Труды ИГН, вып. 68, серия рудных месторождений, № 10.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1951а. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. - Докл. АН СССР, т. 78, № 1.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1951б. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1952а. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1952б. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. - Докл. АН СССР, т. 86, № 3.

- К о р ж и н с к и й Д.С. 1953а. Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1953б. К вопросу о выводе уравнений инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности. - Докл. АН СССР, т. 83, № 3.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1953в. Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 82, вып. 3.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1955. Очерк метасоматических процессов. - В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., Изд-во АН СССР (2-е изд.).
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1956. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, № 7.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1965. Общие закономерности постмагматических процессов. - В кн. "Проблемы постмагматического рудообразования", т. II. Прага.
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1967. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. - В кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Л., "Наука".
- К о р ж и н с к и й Д.С. 1968. Новый вывод уравнений метасоматической зональности. - В сб. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". М., "Наука".
- К о р и к о в с к и й С.П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука".
- К о с а л с Я.А. 1961. О гельвиноносном типе скарновых месторождений. - Геол. и геофиз., № 2.
- К у п р и я н о в а И.И. 1966. Влияние состава вмещающих пород на локализацию бериллиевого оруденения. - Материалы ко II конференции по окологорному метасоматизму. Л., Изд. ВСЕГЕИ и научно-техн. горн. об-ва.
- К у п р и я н о в а И.И. 1970. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций бериллиевых месторождений грейзеновой формации. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 99, вып. 3.
- К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Д ж а м а л е т д и н о в Н.К. 1971. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент, ФАН.
- Л е б е д и н с к и й В.И. 1952. О голубовато-зеленой роговой обманке метаморфических пород. - Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, № 6.
- Л е т н и к о в Ф.А. 1965. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., "Недра".
- Л и с и ц ы н А.Е. 1970. Гранитизация докембрия Кокчетавской глыбы и генезис магнезиальных скарнов. М., "Недра".
- Л и с и ц ы н А.Е., М а л и н к о С.В. 1968. Некоторые генетические особенности боратовой минерализации в условиях гипабиссальной фации. - Мин. сырье, вып. 15.
- Л и с и ц ы н А.Е., М а л и н к о С.В. 1969. К вопросу о физико-химических условиях формирования боросиликатов и боратов в формации известковых скарнов. - Геол. рудных месторождений, № 4.
- Л и с и ц ы н А.Е., М а л и н к о С.В., П а н о в а М.А. 1966. Эндогенные бораты из Казахстана. - Мин. сырье, вып. 14.
- Л и с и ц ы н А.Е., М а л и н к о С.В., Р у м я н ц е в Г.С. 1965. О новых находках фроловита и пентагидроборита. - Докл. АН СССР, т. 164, № 1.
- Л и ц а р е в М.А. 1961. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 67.
- Л о д о ч н и к о в В.Н. 1936. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. - Труды ЦНИГРИ, вып. 38.
- М а л и н к о С.В. 1963а. Новый борат кальция - коржинскит. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 92, вып. 5.
- М а л и н к о С.В. 1963б. Новый тип эндогенной борной минерализации и некоторые вопросы генезиса боратов в гидротермальном процессе. - Геол. рудных месторождений, № 6.
- М а л и н к о С.В., Л и с и ц ы н А.Е., Д о р о ф е е в а К.А., О с т р о в с к а я И.В., Ш а ш к и н Д.П. 1966. Курчатовит - новый минерал. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 95, вып. 2.
- М а л и н к о С.В., Ч ы д е н о в а Д.Э. 1970. О новом типе эндогенных борных руд. - Разведка и охрана недр, № 9.
- М а р а к у ш е в А.А. 1958. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. - Труды Дальневосточн. фил. АН СССР, серия геол., т. 5.
- М а р а к у ш е в А.А. 1960. Парагенезисы людовигита. - В кн. "Генетические проблемы руд" (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16). М., Госгеолтехиздат.

- М а р а к у ш е в А.А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород". М., "Наука".
- М а р а к у ш е в А.А., К и м Х а к Д з е, К и м Х е н с о, М и ш к и н М.А. 1966. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые. - В кн. "Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья". М., "Наука".
- М а р а к у ш е в А.А., Х е т ч и к о в Л.Н., Е ф и м о в а А.И., К и м М и н С е б, К и м Ч а н В о к, К и м Х а к Д з е. 1960. О находке варвикита и пайгеита в докембрийских доломитовых мраморах Северной Кореи. - Докл. АН СССР, т. 134, № 1.
- М а х м у д о в С.А. 1960. Новые данные по везувиану Кедабекского месторождения. Тезисы докладов III Закавказской конфер. молодых научных работников геол. ин-тов Академии наук Аз. ССР, Арм. ССР, Груз. ССР. Тбилиси.
- М а ц о к и н а - В о р о н и ч Т.М. 1954. О находке франкеита. - Записки Узб. отд. ВМО, вып. 6.
- М и ш к и н М.А., Р я з а н ц е в а М.Д. 1966. О находке магнетит-людвигитовых скарнов в Ханкайском кристаллическом массиве. - В сб. "Геохимия и минералогия магматогенных образований". Владивосток.
- М о и с е е в а М.И. 1956. Минералогия скарнов одного из месторождений Кураминского хребта. - Записки Узб. отд. ВМО, вып. 10.
- Н а м о л о в В.А. 1959. Геолого-структурные факторы локализации разновозрастных рудоносных метасоматических образований одного рудного поля. - В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов" (материалы к симпозиуму). Алма-Ата.
- Н е к р а с о в И.Я. 1966. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., "Наука".
- Н е к р а с о в И.Я., Г р и г о р ь е в А.П., Г р и г о р ь е в а Т.А., Б р о в к и н А.А., Д и м а н Е.Н., Н о в г о р о д о в П.Г., С у к н е в В.С., Н и к и ш о в а Л.В. 1970. Изучение высокотемпературных боратов. М., "Наука".
- Н е к р а с о в И.Я., Д и м а н Е.Н., Б р о в к и н А.А., К о м а р Л.В. 1965. О новом типе оловянного оруденения в магнезиальных скарнах Северо-Востока СССР. - Геол. рудных месторождений, № 2.
- О р г а н о в а Н.И. 1964. О моноклинности ссайбелита. - Рентгенография мин. сырья, № 4.
- О с т р о в с к а я И.В., П е р ц е в Н.Н., Н и к и т и н а И.Б. 1966. Сахаит - новый карбонатоборат кальция и магния. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 95, вып. 2.
- О т р о ш е н к о В.Д., З е н и н М.Ф., З а р е ц к а я А.В. 1966. К геохимии бора в некоторых палеозойских комплексах пород Тянь-Шаня. - Геохимия, № 10.
- П е н Ч ж и - ч ж у н, У Ч э н - и й, Ч ж а П и - с и н. 1963. Кристаллическая структура ашарита. - Scientia Sinica, vol. 12, N 11.
- П е р ц е в Н.Н. 1965. Двойники форстерита из магнезиальных скарнов Полярной Якутии. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 16.
- П е р ц е в Н.Н. 1968. Новые данные о продуктах гипергенных изменений эндогенных боратов. - Труды ВИМС, № 18.
- П е р ц е в Н.Н. 1971. Парагенезисы борных минералов магнезиальных скарнов. М., "Наука".
- П е р ц е в Н.Н., А л е к с а н д р о в С.М. 1964. Разновидность людвигита с высоким содержанием глинозема из Полярной Якутии. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 93, вып. 1.
- П е р ц е в Н.Н., Б о г о м о л о в М.А., Н и к и т и н а И.Б. 1968. Новые находки харкерита и сахаита, их парагенезисы и продукты изменения. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 18.
- П е р ц е в Н.Н., Д о р о ф е е в А.В. 1970. Данбуритовая минерализация в кальцитовых жилах магнезиальноскарнового месторождения. - В сб. "Новые данные по минералам СССР", вып. 20. М., "Наука".
- П е р ц е в Н.Н., Н и к и т и н а И.Б. 1959а. Новые данные о серендибите. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 88, № 2.
- П е р ц е в Н.Н., Н и к и т и н а И.Б. 1959б. Флюоборит из Южной Якутии. - В сб. "Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии". М., "Наука".
- П е р ц е в Н.Н., О с т р о в с к а я И.В., Н и к и т и н а И.Б. 1965. Новый минерал боркарнит. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 94, вып. 2.
- П о с п е л о в Г.Л., К а у ш а н с к а я П.И. 1962. Стадии развития и типы бес-трещинного жлообразования. - Геол. и геофиз., № 9.
- П о с п е л о в Г.Л., К а у ш а н с к а я П.И. 1964. Внетрещинное образование рудных жил и штокверков при сорбционном замещении. - В кн. "Проблемы генезиса руд" (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16). М., "Недра".

- П о с п е л о в Г. Л., К а у ш а н с к а я П. И., Л а п и н С. С. 1961. О бестрещинном образовании жиллоподобных минеральных тел и брекчиевидных зон минерализации. - Геол. рудных месторождений, № 2.
- П у х а р е в А. И. 1959. О геологии и особенностях локализации оруденения Южно-Якутских железорудных месторождений. - Геол. рудных месторождений, № 1.
- П у х а р е в А. И. 1960. Опыт использования особенностей сопутствующей минерализации в качестве индикатора структурного контроля оруденения. - Сов. геология, № 6.
- Р а к ч е е в А. Д. 1956. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденениям в районе Южно-Кузнецкихинского месторождения на Среднем Урале. - Сов. геология, сб. 51.
- Р е в е р д а т о В. В. 1970. Фации контактового метаморфизма. Новосибирск, "Наука".
- Р о с с о в с к и й Л. Н. 1963. Пегматиты в магнетитовых мраморах из района месторождений благородной шпинели Куги-ляль на юго-западном Памире. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 14.
- Р у м я н ц е в Г. С. 1965. Состав и свойства вновь обнаруженных минералов ряда магнетит - яковсит в месторождении Магнетитовое (Бурятская АССР). - Докл. АН СССР, т. 164, № 5.
- С а х о н е н о к В. В. 1967. К минералогии магнезиальных скарнов Лянгарского месторождения. - В сб. "Минералогия и геохимия", вып. II. Изд-во ЛГУ.
- С в е ш н и к о в а Е. В., Ш а б ы н и н Л. И. 1961. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 2.
- С е р г е е в А. Д., Н а м о л о в В. А. 1969. Минеральные фации рудоносных апокарбонатных метасоматитов в редкометальных месторождениях одного из регионов. - В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов" (материалы к симпозиуму). Алма-Ата.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1955. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях. - Докл. АН СССР, т. 102, № 4.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1960а. Апатиты и апатитоносные породы в архейских толщах Алдана. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1960б. Минеральный состав и структурно-текстурные типы железных руд. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1960в. Пироксены из архейских рудоносных толщ Южной Якутии. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1960г. Скаполиты, их калиевые разновидности и вторичные преобразования. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1960д. Промышленное значение южноякутских железных руд. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П. 1960е. Магнезиально-железистые слюды из железорудных и слюдоносных пород алданского архея. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П., Г л е б о в А. В. 1960. Таежинская группа железорудных месторождений. - В кн. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П., Г л е б о в А. В., П а в л о в В. А. 1960. Контактнометасоматические процессы и образование скарнов. - В кн. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П., Л е о н о в а Е. П. 1960. Древние карбонатные породы - кальцифиры и мраморы. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П., П а в л о в В. А. 1960а. Гранаты из рудоносного комплекса алданского архея. - В кн. "Железные руды Южной Якутии", М., Изд-во АН СССР.
- С е р д ь ч е н к о Д. П., П а в л о в В. А. 1960б. Сиваглинская группа железорудных месторождений. - В кн. "Железные руды Южной Якутии". М., Изд-во АН СССР.
- С и н я к о в В. И. 1967. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, "Наука".
- С и н я к о в В. И. 1968. О поведении микроэлементов в процессе образования магнезиальных скарнов. - Геохимия, № 4.
- С и н я к о в В. И., С и н я к о в а Н. М. 1959. Бруситовые мраморы Леспромхозного месторождения. - Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр, вып. 3.
- С и н я к о в В. И., С и н я к о в а Н. М. 1961. Монтичеллитовые скарны Горной Шории. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 90.
- С м о л и н П. П. 1955. Дедоломитизация и раздоломичивание при контактном метаморфизме доломитов Алданского района. - Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 165, петрогр. серия, №47.
- С м о л и н П. П. 1960а. Контактные процессы послелюрских интрузий Алдана. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 38.
- С м о л и н П. П. 1960б. Основные черты эпигенетической и метаморфической эволюции доломитов. - В кн. "Вопросы седиментологии". М., Госгеолтехиздат.

- С о б о л е в В.С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та.
- С о б о л е в В.С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.- Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, № 4.
- С о б о л е в Н.В. 1964. Парагенетические типы гранатов. М., "Наука".
- С т е п а н о в О.А. 1966. Особенности образования магнезиальных скарнов и связанного с ними оруденения. - Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., изд. ВСЕГЕИ и научно-техн. горн. об-ва.
- С т е п а н о в О.А. 1969. Бруситы Дальнего Востока и их генезис. - Геол. рудных месторождений, № 4.
- С т р а х о в Н.М. 1956. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). - Труды ИГН АН СССР, вып. 4.
- С у м и н Н.Г. 1950. Об элементах-примесях в шпинелях. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 2.
- С у м и н Н.Г. 1951. О типоморфных шпинелях железорудных месторождений скарнового типа. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 3.
- С у м и н Н.Г. 1957. О некоторых особенностях апатита скарновых железорудных месторождений. - Труды Мин. музея АН СССР, вып. 8.
- У щ и н с к и й П.П. 1912. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в юго-западной Финляндии. - Труды СПб. об-ва естествоиспыт., т. 36, вып. 5.
- Т р ё г е р В.Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеоллиздат.
- У т е х и н Г.М. 1961. О находке свабита в магнезиальных скарнах Средней Азии. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 90.
- Х а д ж и е в Т.Ш. 1962. Инфильтрационное магматическое замещение и связанные с ним процессы в Кумышканском рудном поле. - Вопр. геол. Узбекистана, вып. 3.
- Х а д ж и е в Т.Ш. 1964. Первичные ореолы рассеяния как индикаторы скрытого оруденения в Кумышкане. - В сб. "Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса". Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.
- Х а д ж и е в Т.Ш. 1965. Измененные породы и первичные ореолы рассеяния Кумышканского рудного поля как индикаторы скрытого оруденения. Автореф. канд. дисс. Ин-т геол. и геофиз. АН Узб.ССР.
- Х а д ж и е в Т.Ш. 1966. Пример образования известковых скарнов в магматическую стадию (Кумышканское рудное поле, Кураминская подзона). - Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., изд. ВСЕГЕИ и научно-техн. горн. об-ва.
- Х а д ж и е в Т.Ш., М а к с у д о в М. 1964. Некоторые данные о вертикальной зональности в распределении рудных минералов и элементов-примесей в них в Кумышкане. - В сб. "Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса". Ташкент, изд-во АН Узб. ССР.
- Х а з о в Р.А. 1967. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Приладожье (Кителское месторождение). - Сов. геология, № 8.
- Х а р к е р А. 1937. Метаморфизм. М., изд-во "Главзолото".
- Х у а н В э н ь - к у й, Д у Ш а о - х у а, Л ю С ю - л у н ь. 1958. Новый бериллиевый минерал - сянуалит. - Докл. на Всекитайской конфер. по рудным месторождениям.
- Х у а н Н а н ь - в э й, Д у Ш а о - х у а. 1958. К изучению некоторых бериллийсодержащих минералов в скарновых породах. Докл. на Всекитайской конфер. по рудным месторождениям.
- Ч е р е п а н о в А.А. 1972. О наличии оловянного оруденения в магнезиальных скарнах на рудопроявлении Береговое (Западный Тянь-Шань). - Сов. геология, № 4.
- Ч и с т я к о в В.К. 1970. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетит.- Геохимия, № 2.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1955. К диагностике боратов в магнезиальных скарнах. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 84, вып. 3.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1956. О находке сингалита в СССР. - Докл. АН СССР, т. 10, № 2.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1958а. Еще раз о значении железистости фемических минералов. - Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, № 12.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1958б. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1960. О находке брусита с включениями бората в доломитовом мраморе. - Геол. и геофиз., № 6.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1961а. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. - Геол. рудных месторождений, № 1.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1961б. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах. - Геол. рудных месторождений, № 3.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1966. О магнезиальноскарновой рудной формации. - В сб. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений". М., "Наука".
- Ш а б ы н и н Л.И. 1967. О некоторых связанных с гранитизацией метаморфических преобразованиях гнейсовых толщ, заключающих доломитовые мраморы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

- Ш а б ы н и н Л.И. 1968. О геохимических условиях образования везувиана в скарнах. - Геохимия, № 10.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1969а. Магнетитовое оруденение магматической стадии в месторождениях магнезиально-скарновой рудной формации. - Геол. рудных месторождений, № 4.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1969б. О фассаитовом характере клинопироксена магнезиальных скарнов. - Докл. АН СССР, т. 187, № 6.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1969в. По поводу термина "наложенное оруденение" применительно к скарновым месторождениям. - Геол. рудных месторождений, № 2.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1970а. Некоторые вопросы послемагматического скарнообразования в доломитовых контактах гипабиссальной фации. - В кн. "Очерки физико-химической петрологии", т. II. М., "Наука".
- Ш а б ы н и н Л.И. 1970б. О некоторых особенностях грейзеновых месторождений олова и бериллия в скарновых контактах. - В кн. "Проблемы метасоматизма". М., "Недра".
- Ш а б ы н и н Л.И. 1970в. Еще раз о возрастных соотношениях пространственно совмещенных магнезиальных и известковых скарнов и об условиях их образования. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1971. Геохимические различия в эволюции скарново-рудного процесса в доломитовых и известняковых контактах. - Тезисы докл. I Междунар. геохим. конгрессу. Изд. ВИНТИ.
- Ш а б ы н и н Л.И. 1973. Об известковых скарнах магнезиально-скарновой формации и связанном с ними оруденении. - Геол. рудных месторождений, № 2.
- Ш а б ы н и н Л.И., З а р е в и ч И.П. 1967. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений. - Геол. рудных месторождений, № 6.
- Ш а б ы н и н Л.И., Л и ц а р е в М.А., П е р ц е в Н.Н., Ш м а к и н Б.М. 1961. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. - В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд". М., Изд-во АН СССР.
- Ш а б ы н и н Л.И., М и т ю ш и н а Т.М. 1964. Новые данные о ссайбелиите и о так называемом алюмоферрошарите. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 93, вып. 1.
- Ш а б ы н и н Л.И., П е р ц е в Н.Н. 1956. Варвикит и серендит из магнезиальных скарнов Южной Якутии. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 85, № 4.
- Ш а б ы н и н Л.И., П е р ц е в Н.Н. 1963. Некоторые новые данные о суаните и его парагенезисах. - Записки Всес. мин. об-ва, ч. 92, вып. 2.
- Ш а б ы н и н Л.И., П е р ц е в Н.Н., М а л и н к о С.В. 1964. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М., "Недра".
- Ш а б ы н и н Л.И., У н а н о в а О.Г. 1972. О фассаите и о природе скарнов Везувиановой горки и других Кедабекского месторождения. - В сб. "Новые данные о минералах СССР", вып. 21.
- Ш м а к и н Б.М. 1961. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений. - Труды МГРИ, вып. 37.
- Ш н е й д е р х е н Г. 1958. Рудные месторождения. М., ИЛ.
- Щ е р б а к О.В. 1963. О влиянии концентрации элементов на рН их осаждения. - Мин. сборник, № 7.
- Щ е р б и н а В.В. 1956. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au . - Геохимия, № 3.
- Я к о в л е в а М.Е. 1946. Об одном амфиболе переменного состава из района Челябинского гранитного массива. - Докл. АН СССР, т. 31, № 8.
- A h l f e l d F., M o s e b a c h R., Ö e h m i c h e n H. 1938. Zinnerzvorkommen in der Provinz Hunan (China). - Neues Jahrb. Mineral, Geol. und Paläontol. A, Bd 73, N 3.
- B a y l e y W.S. 1941. Pre-cambrian geology and mineral resources of the Delaware Water Gap and Easton quadrangles, New Jersey and Pennsylvania. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 920.
- B e n n e t W. 1962. Mineralogy and geochemistry of the Read magnetite deposit, Southwestern Stevens County, Washington. - Econ. Geol., v. 57, N 6.
- B e s a i r i e H. 1961. La ressources minerales de Madagascar, Tananarive. - Ann. géol. Madagascar.
- B e s a i r i e H. 1966. Gites minéraux de Madagascar. - Ann. géol. Madagascar, v. 34, N 1.
- B i a n c h i A. D a l P i a z Gb. 1937. Il settore meridionale del Massiccio dell' Adamello. - Boll. uff. geol. Italia, v. 62, N I-VI.
- B i r c h F. 1966. Handbook of physical constants. - Geol. Soc. America.
- B o w d e n P., K n o r r i n g O., B a r t h o l o m e w R.W. 1969. Sinhalite and serendibite from Tanzania. - Mineral Mag., v. 37, N 285.
- B r e n o n P. 1954. Prospectant the thorianite dans les régions d'Isoanala, Bekily, Beraketa, Antanimora et Tsihombe. - Ann. géol. Madagascar, p. 111.
- B r e n o n P. 1958. Contribution à la géologie des gisements de thorianite à Madagascar. - Bull. Soc. géologique France. Ser. 6, v.5, N 8.
- B r o w n J.S. 1936a. Structure and primary mineralization of the zinc mine at Balmat, New York. - Econ. Geol., v. 31, N 3.
- B r o w n J.S. 1936b. Supergene sphalerite, galena and willemite at Balmat, N.Y. - Econ. geol., v. 31, N 4.
- B u d d i n g t o n A.F. 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. - Mem. Geol. Soc. America, v. 7.

- Burnham C.W. 1959. Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore. - Bull. Geol. Soc. America, v. 70, N 7.
- Calkins F.C. Butler B.S. 1943. Geology and ore deposits of Cottonwood - American Fork-area, Utah. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 201.
- Chao Chuen-lin. 1964. Liberite ($\text{Li}_2\text{BeSiO}_4$), a new lithium-beryllium silicate mineral from the Nanling ranges, South China. - Acta geol. sinica, v. 44, N 3.
- Chapman R.W. 1937. The contact-metamorphic deposit of Round Valley, California. - J. Geol., v. 45, N 8.
- Colbertaldo D. 1940. Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale). - Mem. Ist. geol. e mineralog. Univ. Padova, v. 14.
- Colony R.J. 1923. The magnetite iron deposits of southeastern New York. - N.Y. State Museum Bull., N 249-250.
- Coomaraswamy A.K. 1902. On the crystalline limestone of Ceylon. - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 58.
- Coomaraswamy A.K. 1903. Observation on the Three marble, with notes on others from Jona. - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 59.
- Coombs D.S. 1960. Lower grade mineral facies in New Zealand. - In: "Intern. Geol. Congress. Reports of the 21th Session, Norden". Copenhagen.
- Daly J.W. 1935. Paragenesis of the mineral assemblage at Crestmore, Riverside County, California. - Amer. Mineralogist, v. 20.
- Davidson C.F. 1942-1943. The archaean rocks of the Rodil district, South Harris, Outer Hebrides. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 61, pt 1, N 2.
- Delbos L. 1957. Sur le mode de gisement d'un mineral nouveau, la hibonite, de l'Androy mandrareen (Madagascar). - Compt. rend. Acad. sci. Paris, v. 244, N 2.
- Devore G.W. 1957. The association of strongly polarizing cations with weakly polarizing cations as a major influence in element distribution and crystal growth. - J. Geol., v. 65, N 2.
- Doelter C. 1912. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 2, N 12.
- Drever H.J. 1936. Symplectite-bearing nodules in the Aragour marble, Argyllshire. - Geol. Mag., v. 73, N 865.
- Du Toit A. 1920. The geology of the Marble delta (Natal). Quart. J. Geol. Soc. London, v. 75, N 298.
- Eakle A.S. 1916. Xanthophyllite in crystalline limestone at Crestmore, Riverside County, California. - J. Wash. Acad. Sci., v. 6.
- Eakle A.S. 1917. Minerals associated with the crystalline limestone at Crestmore, Riverside County, California. - Bull. Univ. Calif. Dept Geology, v. 10, N 19.
- Eakle A.S. 1927. Famous mineral localities: Crestmore, Riverside County, California. - Amer. Mineralogist, v. 12, N 8.
- Eckermann H. 1922. Rocks and minerals of the Mansjö Mountain. - Geol. fören. i Stockholm. förhandl., v. 44, N 3-4.
- Eckerman H. 1924. The rocks and contact minerals of Tennberg. - Geol. fören. i Stockholm. förhandl., v. 45, N 355.
- Emmons W.H., Calkins F.C. 1913. Geology and ore deposits of the Phillipsburg quadrangle, Montana. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 78.
- Engel A.E., Engel C.F. 1958. Progressive metamorphism and granitization of the mayor paragneiss, North-West Adirondack Mountains, New York. Pt. I - Bull. Geol. Soc. America, v. 69.
- Engel A.E., Engel C.F. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the mayor paragneiss, North-West Adirondack Mountains, New York. Pt. III - Bull. Geol. Soc. America, v. 71.
- Eskola P. 1951. Around Pitkäranta. - Suomalais. tiedecat. toimituks. Ser. A III.
- Faust G.T. 1949. Dedolomitization and its relation to a possible derivation of a magnesium rich hydrothermal solutions. - Amer. Mineralogist, v. 34, N 11/12.
- Fel's W.M. 1947. Xanthophyllite near Butte, Montana. - Bull. Geol. Soc. America, v. 58.
- Geijer P. 1917. Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. - Sver. geol. undersökn., ser. C, N 275.
- Geijer P. 1920. The cerium minerals of Bastnäs at Riddarhyttan. - Sver. geol. undersökn., ser. C, N 304.
- Geijer P. 1927. Some mineral associations from the Norberg district. - Sver. geol. undersökn., ser. C, N 343.
- Geijer P. 1963. The geological significance of the cerium mineral occurrences of the Bastnäs type in Central Sweden. - Arch. Mineral. Geol., v. 3, N 2.
- Geijer P., Magnusson N.H. 1944. De mellansvenska järnmalmernas geologi. - Sver. geol. undersökn., ser. C, N 35.

- Gheorghită J. 1969. Anhidritizarea stadiu de transformare în cadrul activității hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă. - Studii și cercetări geol., geofiz., geogr., ser. geol., v. 14, N 2.
- Gilbert M.Ch. 1966. Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. - Amer. J. Sci., v. 264, N 9.
- Glass J., Jahns R., Stevens R. 1944. Helvite and danalite from New Mexico and the helvite group. - Amer. Mineralogist, v. 29, N 56.
- Goldsmith J.R., Graf D.L., Joensuu O.J. 1955. The occurrence of magnesian calcites in nature. - Geochim. et cosmochim. acta, v. 7, N 5/6.
- Graf D.L., Goldsmith J.R. 1955. Dolomit - magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures. - Geochim. et cosmochim. acta, v. 7, N 3/4.
- Haake R., Ossenköpf W. 1966. Zur Verwendbarkeit des Granatchemismus als Suchkriterium bei Erkundung von Magnetitkarnlagerstätten. - Z. angew. Geologie, v. 12, N 7.
- Hatch F.H., Rastall R.H. 1910. Dedolomitization in the marble of Port Shepstone (Natal). - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 66.
- Hess H.H. 1949. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Pt. 1. - Amer. Mineralogist, v. 34.
- Hobbs S.W. 1945. Tungsten deposits in Beaver County, Utah. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 945-D.
- Holser W.T. 1950. Metamorphism and associated mineralization in the Philipsburg region, Montana. - Bull. Geol. Soc. America, v. 61, N 10.
- Hotz P.E. 1953. Magnetite deposits of the Sterling Lake, Ringwood, N.Y. Area. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 982-F.
- Hotz P.E. 1954. Some magnetite deposits in New Jersey. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 995-F.
- Hsieh C.Y., Sun C.C., Cheng J.C., Chern K. 1935. Geology of the iron deposits in the lower Yangtze. - Mem. Geol. Surv. China. Ser. A.
- Huang Jun-hui, Du Shon-hua, Chao Chuen-lin. 1965. A study on micas in association with greisenized granite and skarn. - Acta geol. sinica, v. 45, N 1.
- Hudson D.R., Wilson A.F. 1966. A new occurrence of sapphirine and related anthophyllite from Central Australia. - Geol. Mag., 103, p. 293.
- Hudson D.R., Wilson A.F., Threadgold J.M. 1967. A new polytype of taaffeite - a rare beryllium mineral from the granulites of Central Australia. - Mineral. Mag., v. 36, N 279.
- Hunt W.F., Faust G.T. 1937. Pencatite from the Organ Mountains, New Mexico. - Amer. Mineralogist, v. 22.
- Hurlbat S. 1955. Beryllium idocrase from Franklin, N.J. - Amer. Mineralogist, v. 40, N 1-2.
- Hytönen K., Schairer J.F. 1961. Aluminous diopsidic pyroxenes in the joint enstatite-anorthite-diopside. - Yearb. Carnegie Inst. Washington.
- Jahns R.H. 1944a. Beryllium and tungsten deposits of the Iron Mountain district, Sierra and Socorro Counties, New Mexico. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 945-C.
- Jahns R.H. 1944b. "Ribbon rock" an unusual beryllium-bearing tactite. - Econ. Geol., v. 39, N 3.
- Kanenori S., Tatsuo T. 1969. Pargasite and zincian spinel in calcareous metamorphic rocks from Skallen district, east coast of Lützow-Holmbukta, East Antarctica. - J. Geol. Soc. Japan, v. 75, N 4.
- Keith M.L. 1946. Brucite deposits in Rutherglen district, Ontario. - U.S. Geol. Soc. Bull., v. 57, p. 967.
- Kennedy W.O. 1931. The igneous rocks, pyrometasomatism and ore deposition at Traversella, Italy. - Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., v. 11, N 1.
- Kerr P.F. 1946. Tungsten mineralization in the United States. - Mem. Geol. Soc. America, 15.
- Kirsch H. 1956. Die metasomatische Skarn-Zinklagerstätte von Gelbe-Birke-Fundgrube bei Schwarzenberg in Erzgebirge. - Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., v. 89, N 2.
- Kissling Al. 1967. Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat).
- Kleibelsberg R. 1935. Geologie von Tirol. Berlin.
- Knopf A. 1908. Geology of the Seward Peninsula tin deposits. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 358.
- Knopf A. 1953. Clintonite as a contact metasomatic product of the Boulder batholith, Montana. - Amer. Mineralogist, N 11-12.
- Knopf A., Lee D.E. 1957. Fassaitite from near Helena, Montana. - Amer. Mineralogist, v. 42, N 1/2.

- Knopf A., Schaller W. 1908. Two new boron minerals of contact metamorphic origin. - J. Amer. Sci., v. 25, N 4.
- Kowalski W.M. 1966. Minerality skarnów magnezowych ze Złotego Stoku. - Prace mineral, N 5.
- Lacroix A. 1941. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. - Ann. géol. Madagascar, N 11.
- Laitakari A. 1920. Über die Petrographie und Mineralogie der Kalklagerstätte von Paránien. - Bull. Commiss. géol. Finlande, v. 54. (Ref.: Neues Jahrb., 1922, Bd. II, S. 254).
- Lemberg J.1872. Über die Kontaktbildungen bei Predazza. - Z.Dtsch. géol. Ges., Bd. 24, N 1-4.
- Lemmon D.M. 1941a. Tungsten deposits in the Tungsten Hills, Inyo County, California. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 922-Q.
- Lemmon D.M. 1941b. Tungsten deposits in the Sierra Nevada near Bishop, California. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 931-E.
- Leonard B.F., Buddington A.F. 1964. Ore deposits of the St Lawrence County, Magnetite district, northwest Adirondack, New York.- U.S. Geol.Surv. Profess. Paper, N 377.
- Liu C.S., Lee M.T. 1957. On the formation and characteristics of mineralization of the Kochiu tin deposits, Yunnan. - Acta géol. sinica, v. 37, N 4.
- MacGregor J.D. 1965. Aluminous diopside in the three-phase assemblage: diopside solid solution+forsterite+spinel. - Yearb. Carnegie Inst. Washington, N 64.
- Magnusson N.H.1950. Zinc and lead deposits of Central Sweden. - Reports of the XVIII Session of the International Geological Congress, p. VII.
- Magnusson N.H. 1960. Iron and sulfide ores of Central Sweden. - The XXI Session of the International Geological Congress. Guide to excursions, NA 26 a. C21.
- Magnusson N.H. 1970. The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations. P. I, II. - Sverig. géol undersökn., ser. C, N 643.
- Meng H.M., Chang K. 1935. Geology of the Hsianghualing tin deposits, Lingwu, Hunan. - Mem. Nat. Res. Inst. Geology, N 15, Nanking.
- Moorhouse W.W. 1941. Geology of the zinc-lead deposit on Calumet island, Quebec. - Bull. Geol. Soc. America, v. 52, N 5.
- Moreau M. 1959. Le gisements d'uranothorianites du sud-est de Madagascar et le probleme de l'uranium et du thorium dans le metamorphism profond. - Assoc. Serv. géol. africains. Numéro special, N 279.
- Murdoch J. 1962. Wightmanite, a new borate mineral from Crestmore, California. - Amer. Mineralogist, v. 47, N 5/6.
- Murdoch J., Fahey J.J. 1949. Geikielite, a new find from California. - Amer. mineralogist, v. 34, N 11/12.
- Němec D. 1963. Mg-Skarne des westmährischen Kristallins. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, Bd 172, H.6-8.
- Neuhaus A. 1933. Die Arsen-Golderzlagertstätten von Reichenstein in Schlesien. - Arch. Lagerstätt., H.56.
- Niinomy K. 1925. The magnesite deposit of Manchuria. - Econ. Geol.,v. 20, N 1.
- Nishihara H. 1956. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria.- Econ. Geol., v. 51, N 7.
- Nolan T.B. 1935. The Gold Hill mining district. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 177.
- Ödman O.H. 1933. Erzmikroskopische Untersuchung der Sulfiderze von Kaveltorp in Mittelschweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., Bd. 55,N 394.
- Offield T.W. 1967. Bedrock geology of the Goshen-Greenwood Lake area, N.Y. - N.Y.State Museum and Sci. Serv. Map and Chart. Ser., N 9.
- Osborne G.D. 1932. The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of the Carlingford district, Co-Louth. - Geol. Mag., v. 69, N 812.
- Page L.K. 1945. Contact metamorphic deposit of cassiterite in California. - Bull. Geol. Soc. America. Abstracts, v. 56.
- Palache Ch. 1935. The minerals of Franklin and Sterling Mill, Sussex County, New Jersey. - U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 180.
- Perry D.V.1969. Skarn genesis at the Christmas Mine, Gila County, Arizona.- Econ. Geol., v. 64, N 3.
- Postel A.W. 1952. Geology of Clinton County magnetite district, New York. - U.S. Geol Surv. Profess. Paper, N 237.
- Pusyrewski P. 1865. Eozoon Canadense im Kalkstein von Hopunwara in Finnland. - Mélanges physiques et chimiques. Bull. Acad. Imp. Sci. St.-Pétersb., v. VI.

- Ramdohr P. 1935. Ein Zinnvorkommen in Marmor bei Arandis, Deutsch Südwestafrika, N.Y., Beilage-Bände, Abt. A, Bd. 70.
- Rath G. 1875. Über die Gesteine de Monzoni. — Z.Dtsch. geol. Ges., Bd 27.
- Raymond F.G., Hoffman V.J., Bagan R.J., McKinley H.L. 1968. Bishop tungsten district California. — In: "Ore deposits of the United States, 1933-1967"
- Rogers A.F. 1929. Periclase from Crestmore, near Riverside, California.— Amer. Mineralogist, v. 14.
- Rosenberg P.E., Holland H.D. 1962. Stability of calcite, dolomite and magnesite in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. — Geol. Soc. America Special Papers, Abstracts.
- Roy R., Osborne E.F. 1951. The system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. — Bull. Geol.Soc. America, v. 62.
- Sainsbury C.L. 1960. Metallization and post-mineral hypogene argillization, Lost River tin mine, Alaska. — Econ. Geol., v.55, N 7.
- Sainsbury C.L. 1963. Beryllium deposits of the Western Seward Peninsula, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Circ., N 479.
- Sainsbury C.L. 1964. Association of beryllium with tin deposits rich in fluorite. — Econ. Geol., v.59, N 5.
- Sainsbury C.L. 1968. Tin and beryllium deposits of the Central York Mountains, Western Seward Peninsula, Alaska. In: "Ore deposits of the United States, 1933-1967", v.2.
- Sainsbury C.L. 1969. Geology and ore deposits of the Central York Mountains, Western Seward Peninsula, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull., N 1287.
- Saksela M. 1951. Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkaranta-Erze. — Bull. Commis. géol. Finlande, N 154.
- Salotti C.A. 1965. Mineralogy and paragenesis of the Cotopaxi Colorado, Cu-Zn Skarn-deposit. — Amer. Mineralogist, v. 50.
- Savornin A. 1937. Les gisements de mica phlogopite du Sud de Madagascar. — Ann. Géol. serv. mines.
- Schneiderhöhn H. 1941. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. B.I. Jena.
- Sharwood W.J. 1911. Notes on tellurium-bearing gold ores. — Econ. geol., v.6, N 1.
- Shaw D.M. 1960. The geochemistry of scapolite. — J. Petrol. Technol.,v.1,N 3.
- Shaw D.M., Moham R.L., Filby R.H., Lapkowsky W.W. 1963. The petrology and geochemistry of some Grenville skarns. P. II. — Canad.Miner., v.7, p.4.
- Sims P.K. 1958. Geology and magnetite deposits of Dover district, Morris County, N.Y. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 287.
- Sims P.K., Phair G., Moon'ch R. 1958. Geology of the Copper King uranium mine, Larimer County, Colorado. — Bull. Geol. Soc. America, v. 66,N 12.
- Sjögren H.J. 1910a. The Falun mine. — Geol. fören. i Stockholm förhandl., v. 32, N 5.
- Sjögren H.J. 1910b. The Sala mine. — Geol. fören. i Stockholm förhandl., v. 32, N 5.
- Steidtmann E., Cathcart S. 1922. Geology of the York tin deposits, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull., N 733.
- Struwe H. 1958. Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Querigut granite, French Pyrenees. — Leidse Geol. Meded., v. 22.
- Sundius H. 1916. Zur Kenntnis des Zusammenhangs zwischen den optischen Eigenschaften und der chemischen Konstitution der Skapolithe. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N 15.
- Superceanu G. 1958. Skarne vesuvianice și granatice cu continut de beriliu și bor în zăcămintul de contact de la Chiclova, Banatul de sud-west. — Rev. minelor., v. 9, N 12.
- Sabyrin L.I. 1970. Über die Fassaite der Magnesium-Skarnkontakte. — Geologie, Bd.19, H.5.
- Tilley C.E. 1938. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. — Geol. Mag., v. 75.
- Tilley C.E. 1948. On iron-wollastonites in contact skarns; an example from Skye. — Amer. Mineralogist, v. 33, N 11/12.
- Tilley C.E. 1949. An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye. — Geol. Mag., v.86, N 2.
- Tilley C.E. 1951. The zoned contact-skarns of the Broadford ares, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. — Miner. Mag., v. 29,N 214.
- Tomasi L. 1940. Fassaite di Val di Solda e sua paragenesi. — Studi Trentini di Scienze Natur., v. XXV.

- Trommsdorf V. 1966. Beobachtungen zur Paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondroit) - Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins. - Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., Bd. 46, N 2.
- Trüstedt O. 1907. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga See. - Bull. Commiss. géol. Finlande, N 19.
- Tsusue A. 1961. Contact metasomatic iron and copper ore deposits of the Kamaishi mining district, North-Eastern Japan. - J.Fac. Sci., Tokyo Univ., sec. II, v. 13; pt 2.
- Tweto O. 1960. Sheelite in the precambrian gneisses of Colorado. - Econ. Geol., v. 55, N 7.
- Umpleby J.B. 1913. Geology and ore deposits of Lemhi County, Idaho. - U.S. Geol. Surv. Bull., N 528.
- Vokes F.M. 1960. Mines in south and central Norway. - International Geological Congress, XXI Sess. Guide to Excursions, NC10, Norden.
- Wang C.C., Hsiung Y.H. 1935. The cassiterite-arsenopyrite pipes in Southern Hunan, China. - Bull. Geol. Surv. China, N 26.
- Wang Pu, Lu Wan-chuen. 1965. Fluorantigorite and fluorochrysotile-two new varieties of mineral of serpentine group. - Kexue Tongbao, N 9. (Sci. Abstrs China, Earth Sci., 1966, v. 4, N 1).
- Wang Shu-chang. 1965. Discussion of conditions of formation of endogenetic asharite and other endogenetic Mg-Fe-borates. - Sci. geol. sinica, N 2 (Sci. Abstrs China, Earth Sci., 1965, v.3, N 4).
- Wang Shu-chang, Hsu Hsueh-yien. 1964. On the condition of formation of tabular asharite deposit of skarn type. - Sci. geol. sinica, v. 3, N 3.
- Wang Shu-chang, Hsu Hsien-yen. 1965. On the mineralogical properties and origin of hydromagnesite from China. - Sci. geol. sinica, N 4. (Sci. Abstrs China, Earth Sci., 1966, v. 4, N 2).
- Warner L.A., Holser W.T., Wilmarth V.R., Cameron E.N. 1959. Occurrence of nonpegmatite beryllium in the United States. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, N 318.
- Watanabe T. 1943. Geology and mineralization of the Suian district, Työsen (Korea). - J. Fac. Sci. Hokkaido Imper. Univ., ser. 4, v. 6, N 3-4.
- Watanabe T. 1954. On the occurrence of warwickite $(Mg, Fe)_3 TiB_2O_8$ at Hol Kol, Korea. - J. Fac. Sci. Tokyo Univ., sect. II, v. 9.
- Watanabe T. 1967. On "Kotoite" and "Suanite". - Geol. and Miner. Resources of the Far East, v.1.
- Watanabe T., Kato A. 1956. Kotoite from the Kamineichi dolomite quarry, Miyano city, Iwate Prefecture. - J. Geol. Soc. Japan, v. 62.
- Watanabe T., Kato A., Katsura T. 1963. Kotoite, $Mg_3(BO_3)_2$, from the Neichi mine, Iwate Prefecture, Japan. - Proc. Japan Acad., v.39, N 3.
- Welin E. 1961. Uranium mineralization in a skarn iron ore at Håkantorp County of Örebro, Sweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., v. 83.
- Welin E. 1964. Uranium disseminations and vein fillings in iron ores of northern Uppland, Central Sweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., v. 86, pt 1, N 516.
- Welin E. 1966. Uranium mineralization and age relationship in the precambrian bedrock of central and south-eastern Sweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., v. 88.
- Wells R.C., Fairchild J.G., Ross, C.S. 1933. Thorianite from Easton, Pa. - Amer. J. Sci., ser. 5, v. 26, N 151.
- Wiese J., Page L. 1946. Tin deposits of the Gorman district, Kern County, California. - Calif. J. Mines and Geol., v. 42, N 1.
- Willbourn E.S. 1926-1927. The Beatrice Mine, Selibin, Fed. Malay. States. - Mining Mag., v. 35, p. 329-332; v.36, N 1.
- Willbourn E.S. 1931-1932. The Beatrice Mine, Selibine, Fed. Malay. States. - Mining Mag., v. 45, N 6; v. 46, N 1.
- Wilson A.F. 1960. Co-existing pyroxenes: some causes of variation and anomalies in the optically derived compositional tie-lines, with particular reference to charnokite rocks. - Geol. Mag., v. 97, N 1.
- Wilson A.F. 1963. The significance of sapphirine in the granulite terrains of Western Australia. - Papers and Proc. Third General Meeting, Internat. Miner. Assoc., Special Paper N 1.
- Wilson A.F., Hudson D.R. 1967. The discovery of beryllium-bearing sapphirine in the granulites of the Musgrave Ranges (Central Australia). - Chem. Geology, v. 2, N 3.
- Wilson M.E. 1924. Amprior-Quyon, and Maniwaki areas, Ontario, and Quebec. - Mem. Geol. Surv. Canada, N 136.
- Wilson M.E. 1957. The phlogopite-apatite deposits of Eastern Ontario and the Southern Laurentian Highlands, Quebec. - In: "The geology of Canadian industrial mineral deposits".
- Winchell A.N. 1951. Elements of optical mineralogy, N.Y.
- Young R.B. 1916. Trans. Geol. Soc. S. Africa, v. 19.

Т а б л и ц а I.*

1. Концентрация сфена в пироксен-скаполитовой породе по амфиболиту. Пионерское (Алдан); обр. 1264, увел. 20.
2. Взаимоотношения доломита (светлое) и кальцита (темно-серое) в кальцифире. Таежное (Алдан); обр. 1682, увел. 30.
3. Субграфические прорастания доломита (белое) и кальцита (темное) в структурах распада твердых растворов (Soomaraswamy, 1902).
4. Протравленная слабой HCl поверхность кальцифира с рельефно выступающими зернами доломита (белое). Таежное; нат. вел.
5. Перекристаллизованные остатки магнезита (M), частично замещенного бруситом, в серпентин-бруситовой массе. Темные призмы - разложенный людвигит. Сино-Корейский шит; нат. вел.
6. Строение псевдоморфоз брусита по периклазу. Полярная Якутия; обр. В-164 из коллекции Н.Н.Перцева, николи +, увел. 150.
7. Агрегат брусита (белое) и магнетита (черное) в псевдоморфозах по людвигиту. Вмещающая среда - волокнистый ссайбелиит по суаниту. Сино-Корейский шит; николи +, увел. 30.
8. Зерна хондрита (полисинтетически сдвойникованы) в пироксеновом скарне. Питкьянта; обр. 118ф, николи +, увел. 46.
9. Развитие форстерита из стыков зерен карбонатов. Таежное; обр. 3355, увел. 20.
10. Антофиллит (лучистое) в форстеритовом скарне. Белое слева - флогопитовый агрегат. Сино-Корейский шит; николи +, увел. 30.

Т а б л и ц а II

1. Форстеритовый скарн с жилками диопсида (белое). Карьер Магнет (Банат, Румыния); нат. вел.
2. Агрегаты клиногумита второй генерации в крупных зёрнах клиногумита, заместившего форстерит. Черное - магнетит. Таежное; обр. 1345, николи +, увел. 30.
3. Удлиненно-призматические кристаллы форстерита в скарне. Карьер у дер. Чхейн (КНДР); обр. 122, николи +, увел. 10.
4. "Эзоон-структура" около трубчатого тела пироксенового скарна (ядро в нижнем левом углу снимка) в кальцифире. Полоски форстеритового скарна в различной мере серпентинизированы. Клара III (Питкьянта); обр. 93, 1/2 нат. вел.
5. Жила диопсидового скарна (серое) с оторочками кальцит-форстеритового скарна (черное) в кальцифире. Белое - кальцит. Тиллягульсай, образец из коллекции М.И.Кучуковой, нат. вел.
6. Сетка скарново-магнетитовых жил в гнейсо-граните. Таежное; развертка керна части обр. 6170а, 2/3 нат. вел.
7. Замещение шпинель-пироксеновым скарном (темное) околоскарново-преобразованного гнейса. Таежное; обр. 8941, 3/5 нат. вел.

* В приводимых описаниях отсутствие указания на положение николей при микрофотографировании означает положение "без анализатора".

8. Замещение гиперстена (Г) и плагиоклаза (П) роговой обманкой (Р) и флогопитом (Ф) с кварцем. Таежное; обр. 3612, увел. 30.
9. Гиперстен (Г) и ортоклаз (О) замещаются роговой обманкой (Р), флогопитом (Ф), а затем турмалином с кварцем (субграфические сростки). Таежное; обр. 3355, увел. 12.

Т а б л и ц а III

1. При замещении гиперстена и ортоклаза только флогопитом и кварцем количество последнего часто значительно. Таежное; обр. 3355, николи +, увел. 8.
2. Гиперстен-плагиоклазовая аподоломитовая околоскарновая порода. Биотит и кварц в стыках зерен магнетита (черное) и плагиоклаза - явно более поздние. Таежное; обр. 3611, увел. 30.
3. Микрозернистые агрегаты шпинели (темно-серое) в везувиане (серое с высоким рельефом) и перекристаллизованная шпинель в участке флюорита (белое). Черное - магнетит. Средняя Азия; обр. 84, увел. 30.
4. Диаспор (белое) в трещинах зерен шпинели. Таежное; обр. 5395, увел. 70.
- 5-6. Замещение шпинели гидроталькитом. 5 - в начальной стадии (черное - шпинель), 6 - с образованием полной псевдоморфозы. Таежное; обр. 3297, николи +, увел. 90.
7. Шаровидные гидроталькитовые псевдоморфозы (белое) по шпинели (темные - центры) в форстеритовом скарне. Таежное; обр. 5515, увел. 2.
8. Развитие гидроталькита (белое) по спайным трещинам кристалла людвигита (черное). Видно более позднее образование шнуров микроволокнистого ссайбелиита (серое). Таежное; обр. 1455, николи +, увел. 30.

Т а б л и ц а IV

1. Замещение фассаита и шпинели (черное) анортитом (белое). Таежное; обр. 8442, увел. 30.
2. При замещении апогнейсовой околоскарновой породы шпинель-фассаитовым скарном плагиоклаз (белое) замещается шпинелью. Таежное; обр. 5187, увел. 70.
3. Развитие пироксена с замещением битовнита в околоскарновой породе по гнейсу. Таежное; обр. 5396, увел. 46.
4. Кристаллы битовнита и пироксена (темное без двойников) пойкилобластически включены в крупных зернах ортоклаза. Двупироксеновая околоскарновая порода Таежного месторождения; обр. 1451, увел. 12.
5. Замещение клинопироксена плагиоклазом и обоих их - гиперстеном (Г) с ортоклазом (О). Алдан; обр. 8369, увел. 30.
6. Ортоклаз (О) по плагиоклазу и мирмекиты в околоскарновой породе. Таежное; обр. 7113, николи +, увел. 30.
7. Ортоклазизация кристаллического сланца. Реликты кордиерита пинитизированы. Светлое - кварц. Алдан; обр. 8388, николи +, увел. 30.
8. Ортоклаз в спайных трещинах биотита, который вместе с кварцем (К) развился на месте пироксена и плагиоклаза. Таежное; обр. 8305, увел. 30.

Т а б л и ц а V

1. Полигональная форма зерен скаполита в околоскарновой породе по амфиболиту. Пионерское (Алдан); обр. 1071, николи +, увел. 46.
2. Форма зерен пироксена в скарне. Таежное; обр. 508, увел. 20.
3. Форма зерен плагиоклаза в околоскарновой породе по гнейсу. Таежное; обр. 5396, николи +, увел. 46.
4. Форма зерен апатита в жилке с везувианом. Гора Мансьо (Eckertmann, 1922); увел. 30.
5. Изометрические зерна турмалина с остатками зерен салит-авгита (на месте околоскарновой породы). Алдан; обр. 5396, увел. 46.
6. Замещение магнетита шпинелью вдоль трещины. Эмельджак (Алдан); обр. 667, отраженный свет, увел. 90.

Т а б л и ц а VI

1. Жилы пироксенового скарна, замещенного магнетитом в гнейсо-граните (светлое). Черные каймы - роговая обманка. Сивагли; обр. 1478, полированный штуф, нат. вел.
- 2,3. Развитие шпинели (темно-серое с высоким рельефом) и фассаита в трещинках магнетита (черное) и по стыкам его с кальцитом (светлое с низким рельефом). Шерегеш; обр. 2-63 из коллекции С.С. Лапина; 2 - увел. 30, 3 - увел. 46.
4. Развитие диопсида по трещинкам в магнетитовой массе (черное). Крумово (Болгария), по материалам Л. Василева (1969); увел. 30.
- 5,6. Замещение магнетитом (черное) скаполитовой массы в околоскарновых породах. Пионерское месторождение. 5 - начальная стадия, обр. 1040, увел. 70; 6 - более интенсивное замещение, обр. 1073, увел. 46.

Т а б л и ц а VII

1. Преимущественное замещение пироксена магнетитом (в начальной стадии). Бедная руда Пионерского месторождения; обр. 1040, увел. 30.
2. Положение магнетита магматического этапа (черное) по отношению к гиперстену (серое) и плагиоклазу (белое) в околоскарновой породе. Плагиоклаз здесь отчетливо позже магнетита. Магнетитовое (Алдан); обр. 3226, увел. 30.
3. Околоскарновая порода. Развитие плагиоклаза (светлое) из стыков зерен калиевого полевого шпата (серое) и магнетита (черное). Таежное, обр. 6089, николи +, увел. 30.
4. Околоскарновая порода. Замещение клинопироксена магнетитом произошло до развития плагиоклаза. Пхосу (КНДР); обр. 147, николи +, увел. 30.
- 5,6. Магнетиты разных генераций. Компактные зерна - рудный магнетит, пылевидные - гистерогенный. 5 - в серпентиновой породе по форстеритовому скару. Таежное; обр. 627, увел. 20. 6 - в "пироксените", измененном в агрегат талька, хлорита и серпентина с магнетитом. Светлые таблички - флогопит. Месторождение Клоув Майн (Colony, 1923); николи +, увел. 35.

Т а б л и ц а VIII

1. Компактные зерна рудного магнетита (светлое) и гистерогенные его выделения с ссайбелитом по людвигиту. Алдан; обр. 1350, отраженный свет, увел. 106.
2. Людвигит (черное) в экстативном скарне. Светлые ореолы - тремолит. Сино-Корейский шит; увел. 30.
3. Концентрация микропризм людвигита в зернах клиногумита при почти полном его отсутствии в карбонатной части кальцифира. Пионерское; обр. 5832, увел. 30.
4. Людвигит (черное) в форстеритовом скарне (светлое). Полярная Якутия; обр. 16д, увел. 20.
5. Людвигит (черное) в пироксеновом скарне (светлое). Полярная Якутия; обр. 120д, увел. 20.
6. Жилки людвигита (черное) в флогопитовом скарне. Полярная Якутия; обр. В-30 из коллекции Н.Н. Перцева, николи +, увел. 30.
7. Кристаллы суанита (серое) в спайных трещинах флогопита (белое). Черное - людвигит. Магнетитовое (Алдан); обр. 3224, николи +, увел. 46.

Т а б л и ц а IX

1. Людвигит (черное) и реликты пироксена в интерстициях кристаллов граната. Полярная Якутия; обр. 28д, увел. 10.
2. Людвигит развивается после ксантифиллита (серое в призмах). Белое - флогопит, темно-серое - шпинель. Полярная Якутия; обр. 136-В из коллекции Н.Н. Перцева, увел. 30.
3. Замещение суанита людвигитом (черное). Сино-Корейский шит; николи +, увел. 30.
4. Людвигит (темное) замещается магнетитом (светлое). Крумово (Болгария); отраженный свет, увел. 30.
5. Псевдоморфозы брусита по котоиту и секущие их жилки ссайбеллита. Полярная Якутия; обр. 323-В из коллекции Н.Н. Перцева, увел. 30.

6. Замещение кристалла суанита (темно-серое) агрегатом волокон брусита. Сино-Корейский щит; николи +, увел. 30.
7. Псевдоморфозы ссайбелиита по суаниту с выделившимся гистерогенным магнетитом. Алдан; обр. 1547, увел. 30.
8. Закономерные вростки волокон ссайбелиита в кристалле брусита (погашен). Таежное; николи +, увел. 30.

Т а б л и ц а X

1. Монотабличка брусита (погашена) замещается агрегатами ссайбелиита. Сино-Корейский щит; николи +, увел. 20.
2. Реликты зерна магnezита (погашены) в апофорстеритовой серпентиновой породе замещаются ссайбелиитом. Сино-Корейский щит; николи +, увел. 30.
3. Замещение серпентина (темно-серое) ссайбелиитом. Сино-Корейский щит; николи +, увел. 30.
4. Хризантемовидные выделения флюоборита в кальцифоре. Полярная Якутия; обр. 21д, 3/2 нат. вел.
5. Турмалиновая масса с грубокристаллическими остатками апогнейсовой околоскарновой породы, подвергшейся замещению. Таежное; обр. 1624, 1/2 нат. вел.
6. Более крупные кристаллики силлиманита турмалин расчленяет и залечивает, тонкие же иглы захватываются с меньшими нарушениями. Таежное; обр. 5166, николи +, увел. 150.
7. Струйчатые выделения плагиоклаза в пироксеновой массе околоскарновой породы по доломиту замещаются изометрически-зернистым турмалином. Таежное; обр. 5212, нат. вел.

Т а б л и ц а XI

1. Развитие турмалина в стыках зерен плагиоклаза и пирротина (черное) в околоскарновой породе. Таежное; обр. 5188, увел. 30.
2. Пироксеновая масса, прилегающая к турмалиновым участкам, замещившим плагиоклаз, перекристаллизована, и в ней отсутствует флогопит, обильный в остальной части породы (темное на краю слева). Таежное; обр. VI-58, нат. вел.
3. Реликты шпинели (черное) в турмалине (темно-серое) "полосчатой породы". Белое - флюорит. Средняя Азия; увел. 30.
4. Каемки сине-зеленой роговой обманки в стыках зерен пироксена и замещающего его магнетита (черное). Алдан; обр. 2531, увел. 30.
- 5,6. Роговая обманка (серое) явно после магнетита (черное), однако там, где реликты пироксена (светлое) не сохранились (6), отношения ошибочно могут быть приняты за обратные. Таежное; обр. 6001, увел. 30.
7. Флогопитовый скарн с остатками гиперстена (серое) по околоскарновой породе. Таежное; обр. 3401, нат. вел.
8. Флогопитовый скарн по гнейсу и участки турмалинового замещения (Т). Белое - реликты полевых шпатов. Алдан; обр. 1594, нат. вел.

Т а б л и ц а XII

1. Агрегаты зерен граната в апофорстеритовой серпентиновой массе. Темиртау (Горная Шория); обр. 6611 из коллекции К. В. Подлесского, увел. 70.
2. Замещение форстерита и шпинели (темно-серое) ксантафиллитом из стыков с людвицитом (черное). Полярная Якутия, обр. 16, увел. 70.
3. Замещение флюорита (черное) протолитионитом. Сянхуалин (КНР); николи +, увел. 30.
- 4,5. Развитие мусковита (светлые агрегаты и жилки) с замещением шпинели и хондродита. Питкяранта. 4 - хондродит-магнетитовая руда (шпинель - темно-серые зерна в широкой жилке), обр. 252; 5 - хондродитовый скарн, обр. 251; николи +, увел. 20.
6. Шеелит в флогопит-клиногумитовом скарне. Черное - сульфиды. Холь-Гол (КНДР); увел. 46.
7. Замещение форстеритового скарна (темное) халькозином (светлое) в рудах района Коттонвуд (Calkins, Butler, 1943, табл. 25с); увел. 35.

8. Бруситовая порода по магнезитовому мрамору. Серые "узлы" - микрочешуйчатый брусит, светлое - серпентин и ссайбелиит. Сино-Корейский щит; увел. 2.

Т а б л и ц а XIII

1. Лейстовидный брусит по магнезиту. Сино-Корейский щит; увел. 20.
2. Между людовигитсодержащей магнетитовой рудой и кальцифром и островками в руде (серое) располагается апофорстеритовая серпентиновая масса. Отсутствие таких же участков в кальцифре говорит о том, что магнетит замещал массу форстеритового скарна. Холь-Гол, 1/4 нат. вел.
3. Резкая граница форстеритовой массы, замещенной магнетитом с сохранением реликтов, и мрамора. Крумово (Болгария); обр. 124, увел. 20.
4. Концентрически-скорлуповатая отдельность в серпентиновой породе по форстеритовому скарну. Сино-Корейский щит.
5. Оруденелый магнетитом форстеритовый скарн, позднее серпентинизированный (виден серпентин в трещинках магнетита). Таежное; обр. 679, николи +, увел. 30.
6. Замещение клиногумит-форстеритового скарна (светлое) людовигитом (темное). Восточное Забайкалье, образец из коллекции С. М. Александрова, нат. вел.
7. Гнезда и жилки ссайбелиита по суаниту (светлое) в серпентинизированном форстеритовом скарне. Сино-Корейский щит.

Т а б л и ц а XIV

1. Форстеритовый скарн в начальной стадии замещения магнетитом (черное). Таежное; обр. 7091, увел. 30.
2. Расчленение двойникового зерна клиногумита массой магнетита (черное). Таежное; обр. 1341, николи +, увел. 30.
3. Пятнистый энстатит-форстеритовый безрудный скарн (энстатит - светлое). Таежное; обр. 1651, увел. 2.
4. Послемагматический магнетит (серое) сформировался уже после ортоклазизации кристаллических сланцев и околоскарновых пород магматического этапа. Нерудная часть на снимке - ортоклаз-микрпертит. Таежное; обр. 8463, полированный штуф, нат. вел.
5. Сложное жильное тело флогопит-пироксенового скарна (светлое) в кальцифре. Темные каймы - форстеритовый скарн, частично замещенный хондродитом и серпентином. Питкяранта; 1/2 нат. вел.
6. Энстатитовый скарн. Отчетливы каймы диопсида около зерен энстатита. Черное - магнетит, белое - флогопит и серпентин. Таежное; обр. 1108; увел. 30.
7. Ксенолиты флогопит-фассаитового скарна в суанском граните. Холь-Гол (КНДР); 1/8 нат. вел.
8. Зона пироксен-плаггиоклазовой аподоломитовой околоскарновой породы между шпинель-пироксеновым скарном (темное) и околоскарновой породой по гнейсу. Таежное; обр. 8717, полированный штуф, нат. вел.

Т а б л и ц а XV

1. Начальная стадия развития околоскарновой породы по шпинель-пироксеновому скарну. Плаггиоклаз в каемках около зерен шпинели и в интерстициях зерен пироксена. Малко Тырново (Болгария); обр. 1 мт, увел. 20.
2. Замещение клинопироксена гиперстеном (частично разложен с образованием волокнистого амфибола) из стыков зерен клинопироксена и плаггиоклаза (Пл). Таежное; обр. 8370, николи +, увел. 30.
3. Положение магнетита магматического этапа в околоскарновых породах: плаггиоклаз проникает между зернами гиперстена и магнетита. Магнетитовое (Алдан); обр. 3226в, николи +, увел. 70.
4. Мирмекитизация в околоскарновых породах позднее, чем ранний магнетит. Таежное; обр. 3517, николи +, увел. 30.

5. Околоскарновая порода. Гиперстен (Г) появился позднее магнетита, плагиоклаза и клинопироксена. Пхосу (КНДР); обр. 147, николи +, увел. 30.
6. Контакт пироксен-скаполитовой породы по граниту (светлая часть) с пироксен-гранатовым эндоскарном (темное). Состав граната - Андр₃₇Грос₆₃. Холь-Гол (КНДР); нат. вел.
7. Контакт гнейса и околоскарновой породы (см. химические анализы в табл. 14). Таежное; обр. 1597а, нат. вел.

Т а б л и ц а XVI

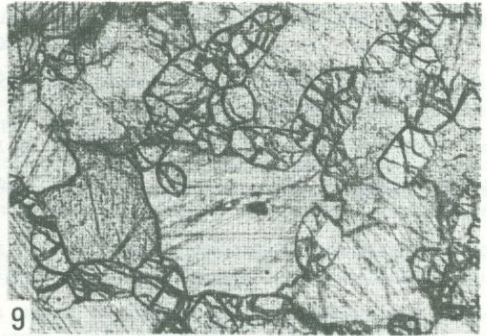
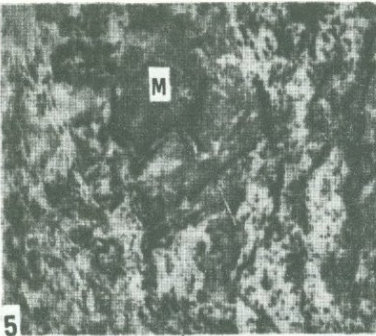
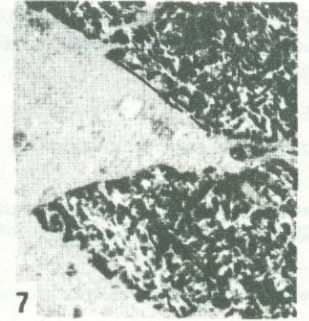
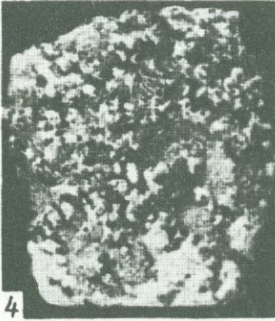
- 1,2. Пироксеновый амфиболит, очень слабо затронутый скаполитизацией. Пионерское; обр. 1264. 1 - нат. вел, 2 - увел. 20; скаполитовое замещение лишь в первой сверху полоске плагиоклаза.
3. Несогласное с тонкой полосчатостью амфиболита распределение зерен магнетита. Пионерское; обр. 1286, полированный штупф, нат. вел.
4. Неправильные, в том числе секущие полоски скаполита (светлое) в пироксеновой массе. Пионерское; обр. 8853, нат. вел.
5. Типичные текстуры руд Пионерского месторождения. Метасоматический характер оруденения и его связь с трещинной тектоникой наглядны. В светлых участках скаполит преобладает над пироксеном (см. 4), 1/4 нат. вел.
6. Антипертит замещения. Леглиер (Алдан); обр. 549э, увел. 70.
7. Тот же образец со скаполит-ортоклазовым симплектитом, образовавшимся на месте антипертита. Увел. 70.
8. Реликты гиперстена (Г) в зернах клинопироксена и ортоклаза (О) в стыках зерен кварца. Темно-серое - биотит. Таежное; обр. 8766, увел. 70.

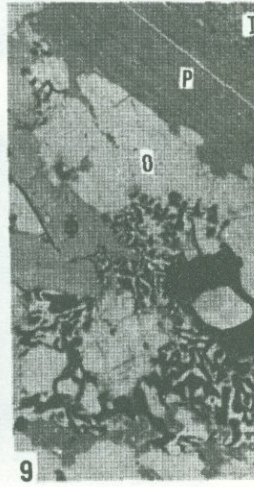
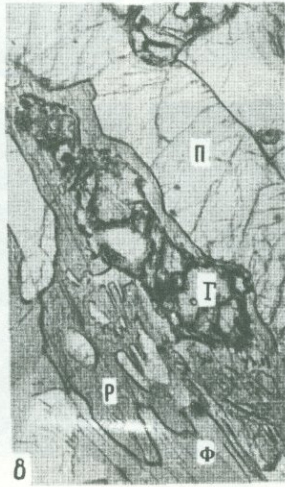
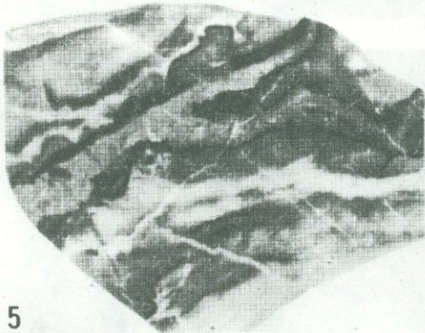
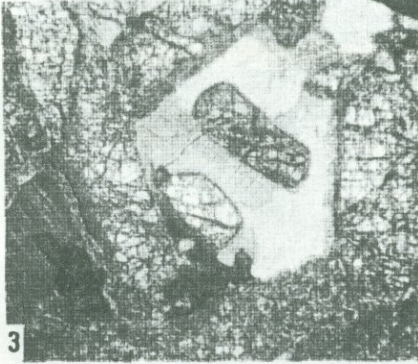
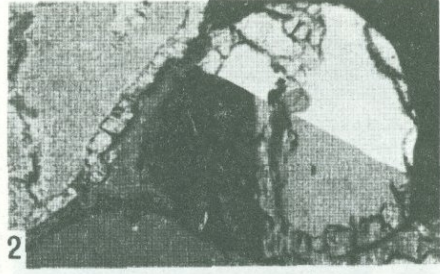
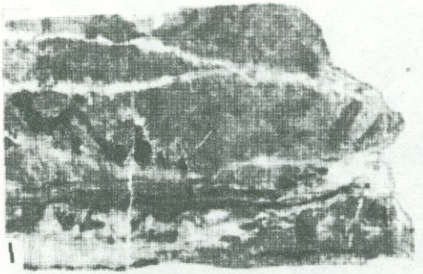
Т а б л и ц а XVII

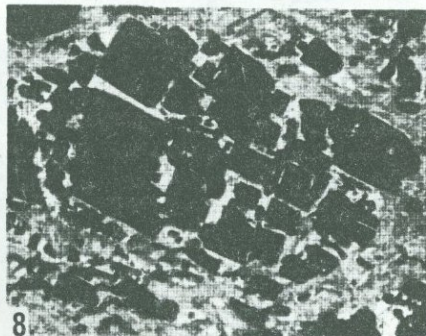
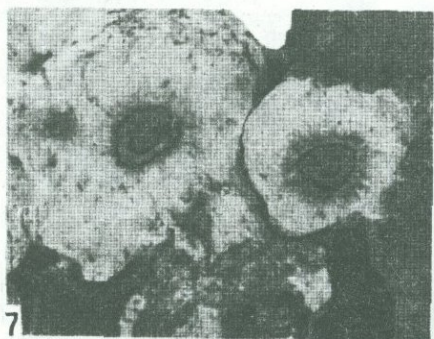
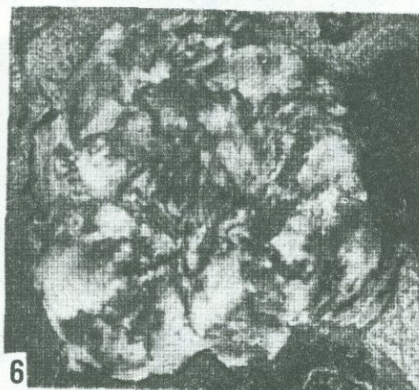
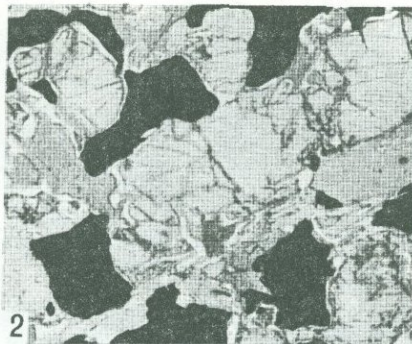
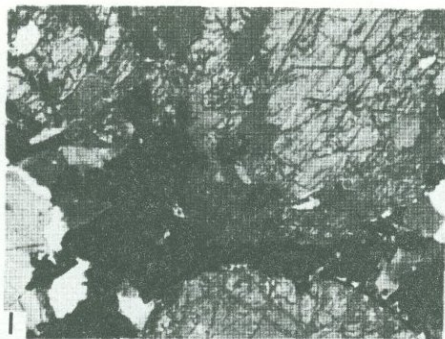
- 1-3. Характер трещиноватости в мраморах, заключающих "полосчатые породы". Средняя Азия; Касситерайт-Крик, Аляска, нат. вел. (Кпорф, 1908); провинция Хунань (КНР).
4. Начало развития жильной массы "полосчатой породы" с оставшимися участками мрамора (будущими "ядрами"). Средняя Азия.
5. "Ядра" тонкозернистого мрамора в "полосчатой породе". Средняя Азия.
6. Хондродит (светлое)-магнетитовая руда. Развитие шпинели (темно-серое) из стыков и по трещинкам зерен магнетита (черное). Питкьярнта; обр. 234, увел. 30.
7. Флоголит-хондродитовый скарн (главная масса) с кальцитом замещается везувианом (более темные зерна с высоким рельефом). Люппико (Питкьярнта); обр. 140, увел. 30.
8. Шпинель (темно-серое)-хондродитовый скарн, замещаемый везувианом (изъеденное большое серое зерно справа). Светлое в левой части снимка - хондродит, в правой - агрегаты мусковитовой слюдки. Питкьярнта; обр. 234, увел. 30.
9. Шпинель-хондродит-магнетитовая полосчатая руда. Питкьярнта; обр. 70, увел. 46.

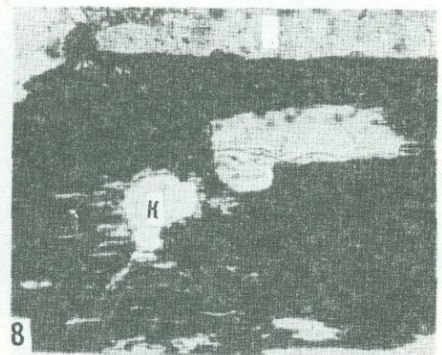
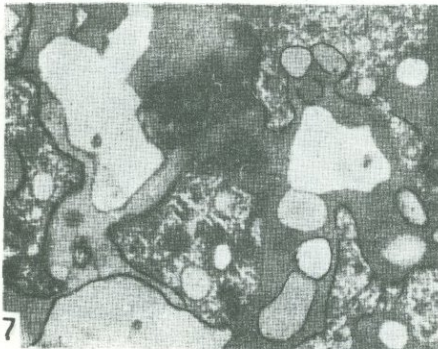
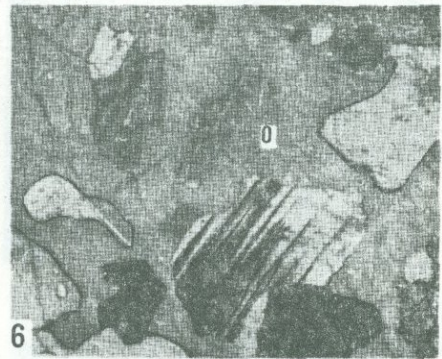
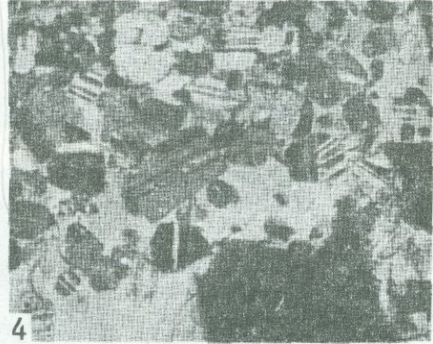
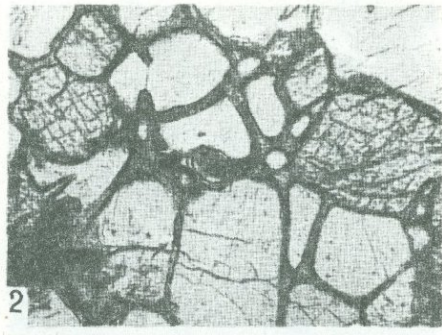
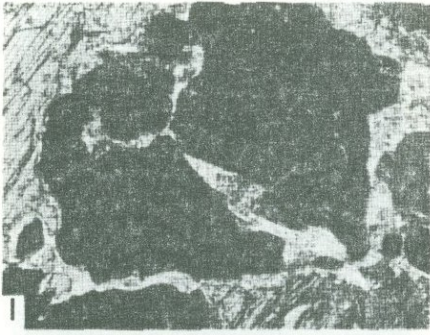
Т а б л и ц а XVIII

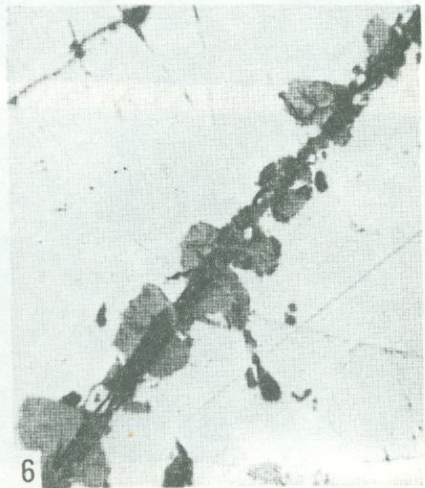
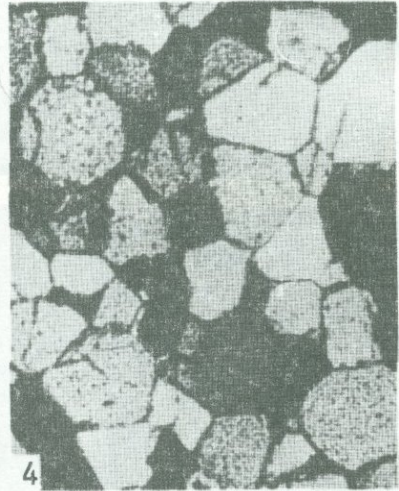
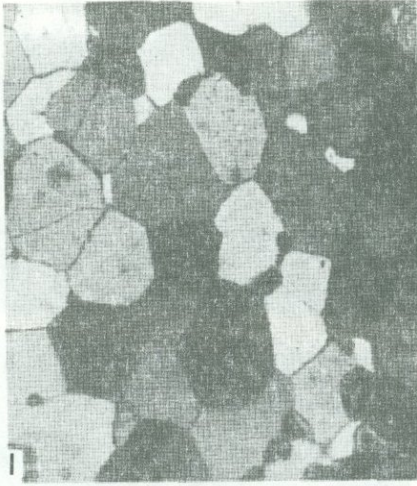
- 1-5. Общий облик "полосчатых пород" различных месторождений. 1 - Айрон Маунтин (Jahns, 1944), 2 - Сянхуалин (Meng, Chang, 1935), 3 - Средняя Азия; 4 - Питкьярнта, 5 - Тин Крик, Аляска (по Кпорф, 1908).
6. Полосчатый рудный скарн месторождения Сянхуалин с метасоматическими жилками кварц-полевошатового состава. Нат. вел.
7. Кварц-полевошатовые метасоматические жилки в "полосчатой породе". Средняя Азия; обр. 54, нат. вел.
8. Начало замещения ферриавгита андрадитом (каймы) в пироксен-скаполитовой околоскарновой породе. Таежное; обр. 2658, увел. 70.

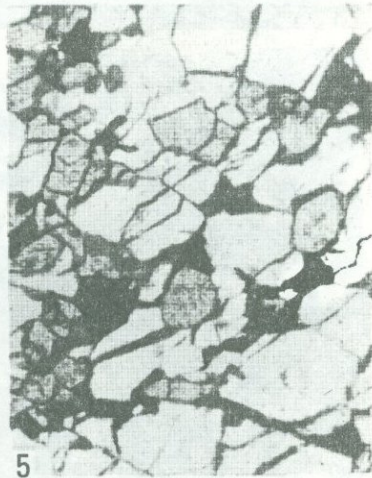
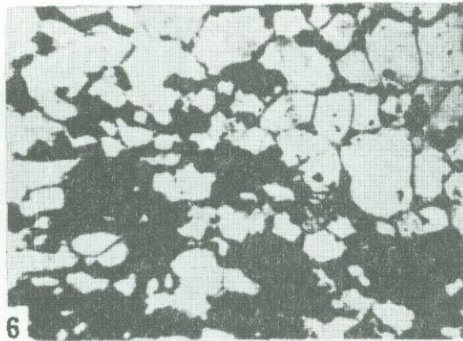
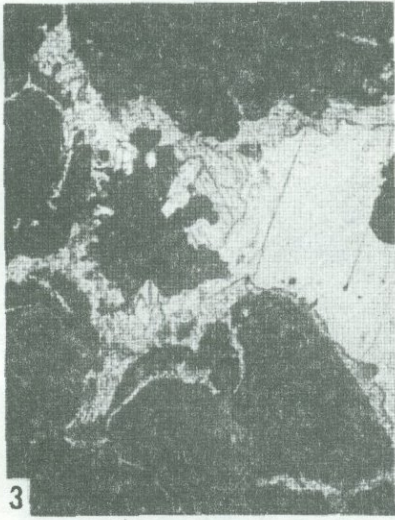


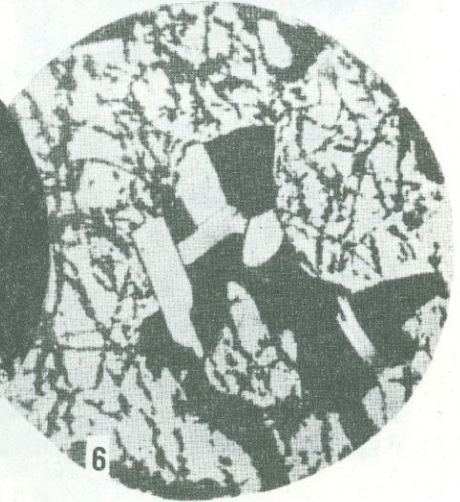
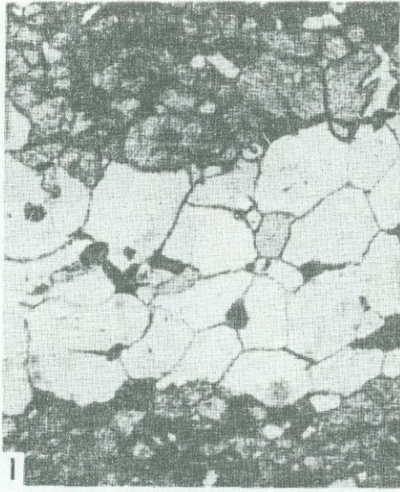


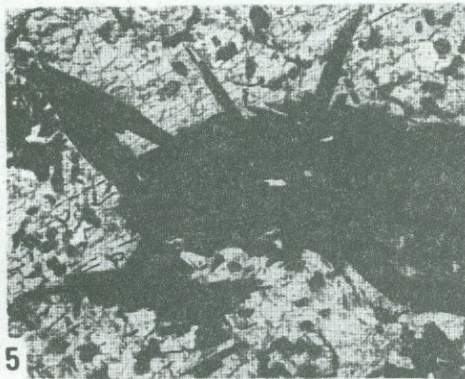




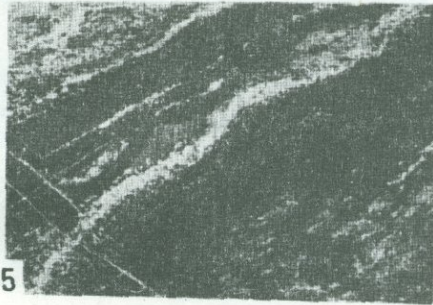
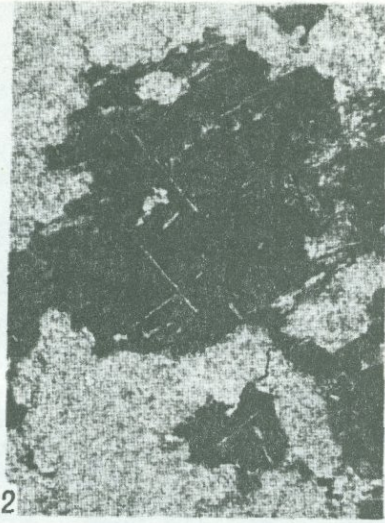
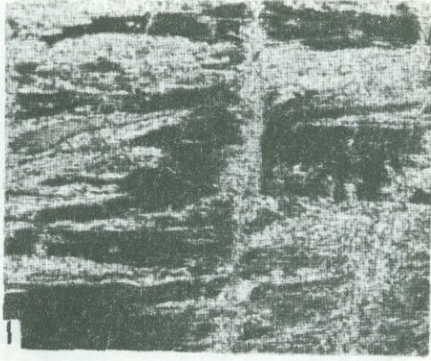


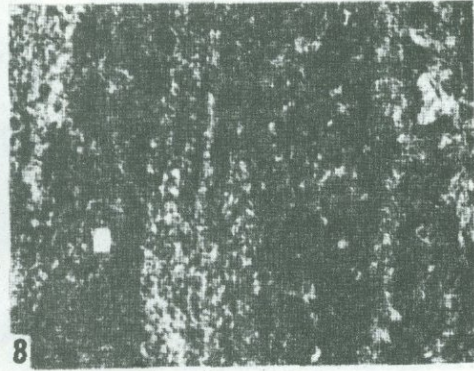
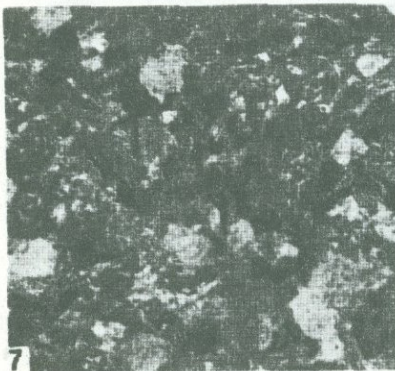
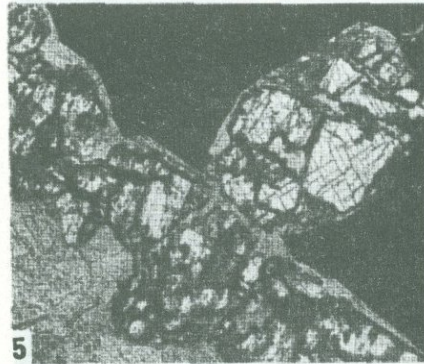
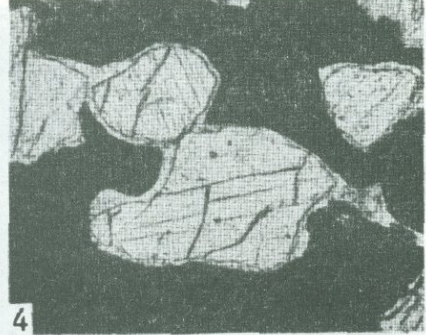
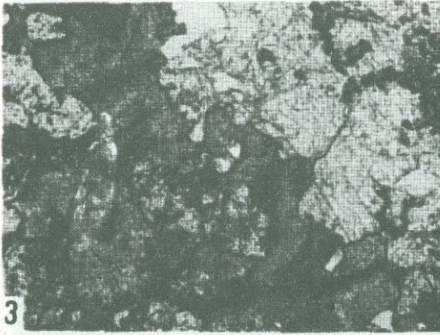
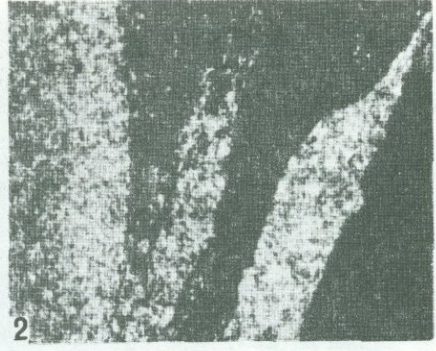


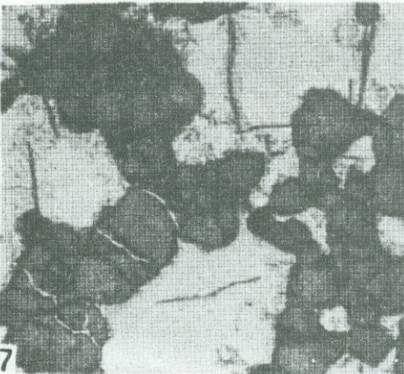
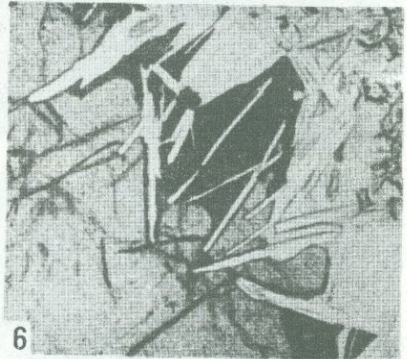
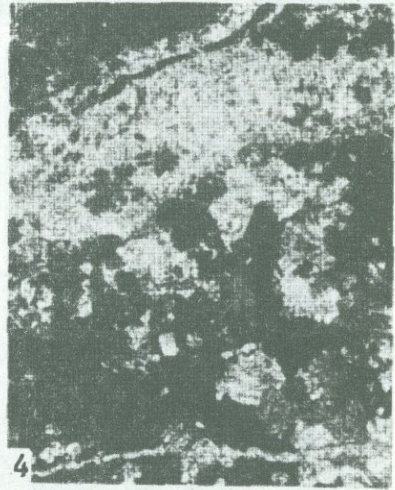
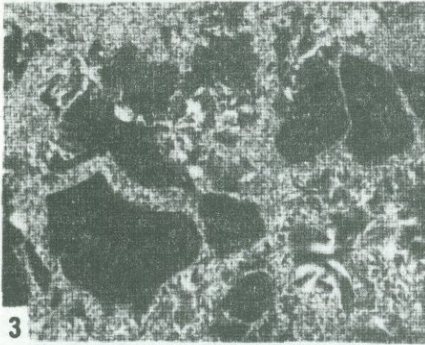
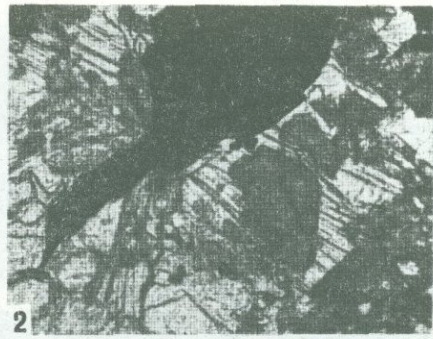
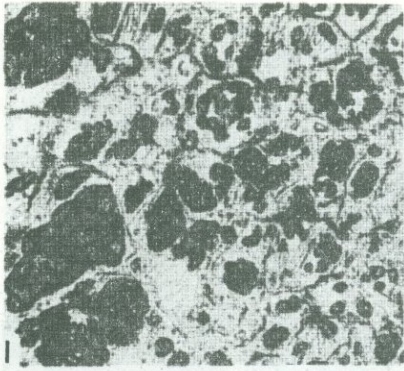


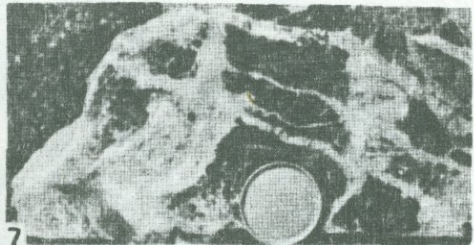
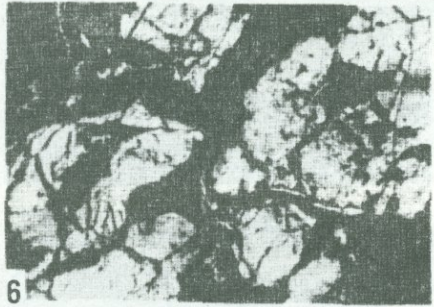
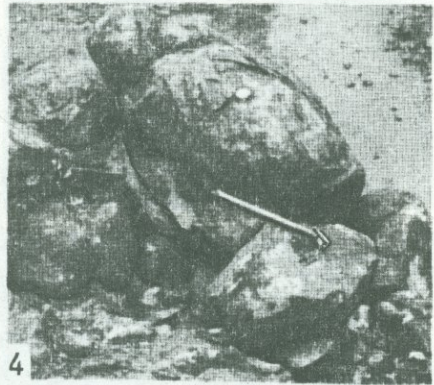
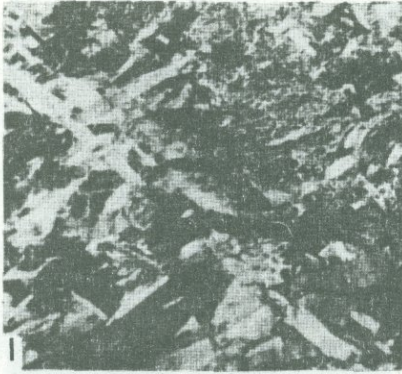


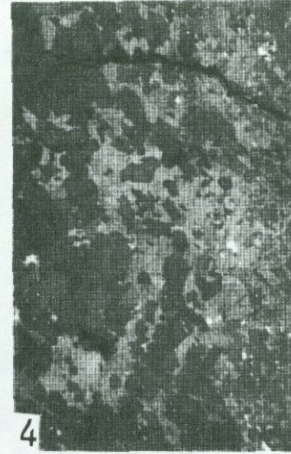
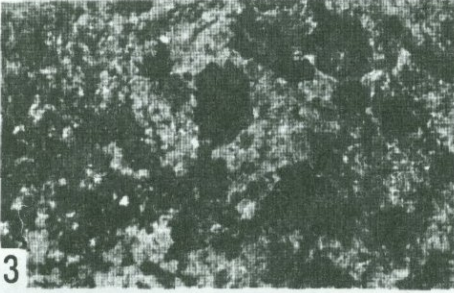
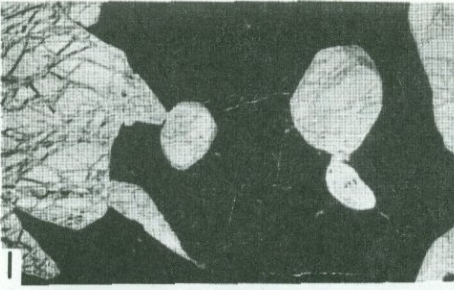


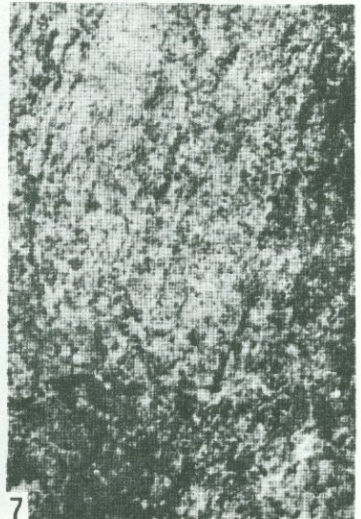
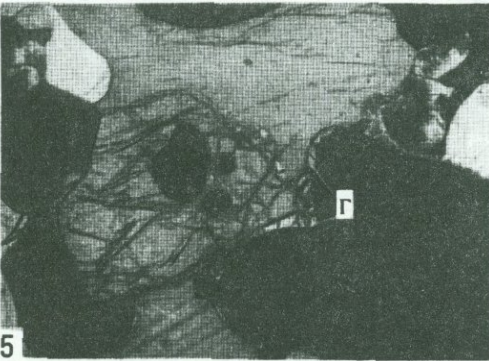
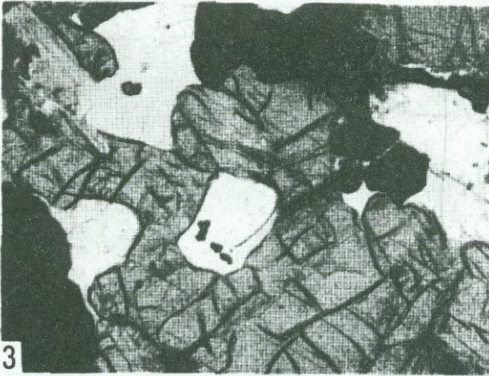
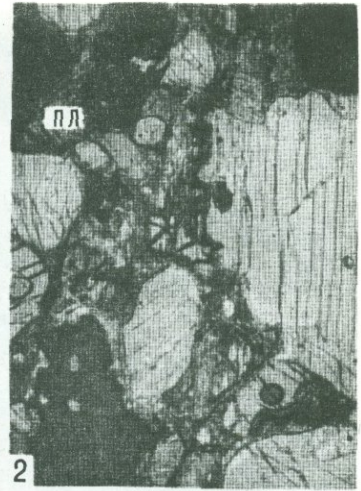
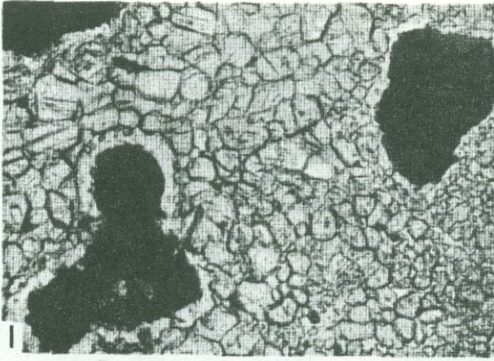


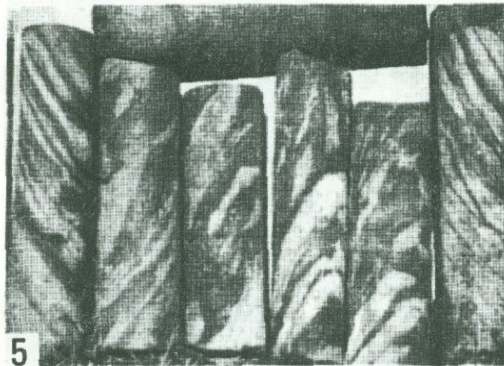
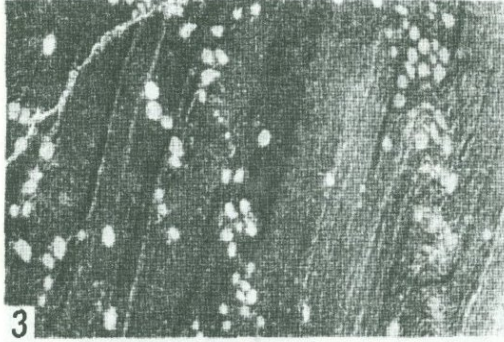
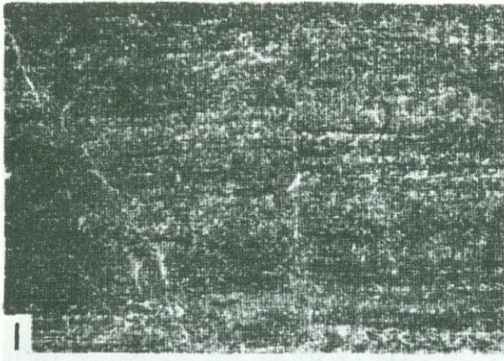


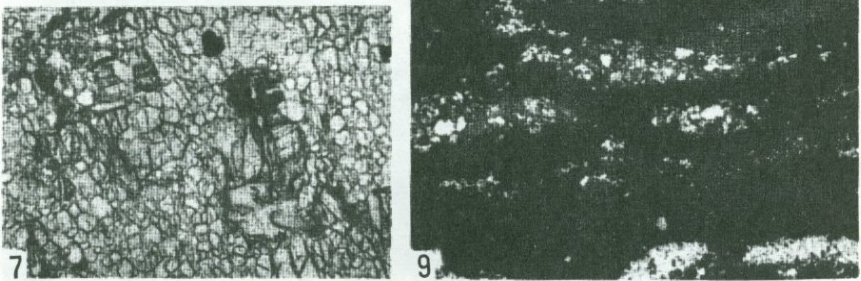
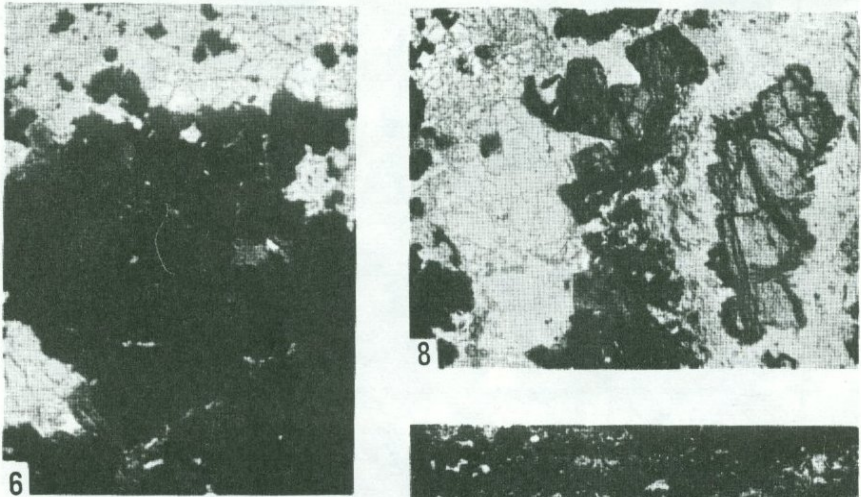
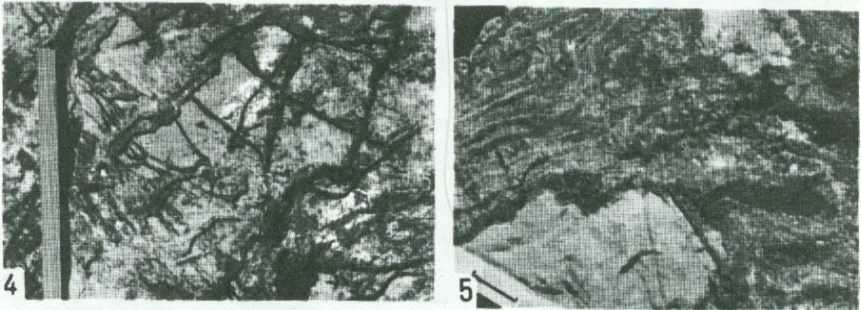
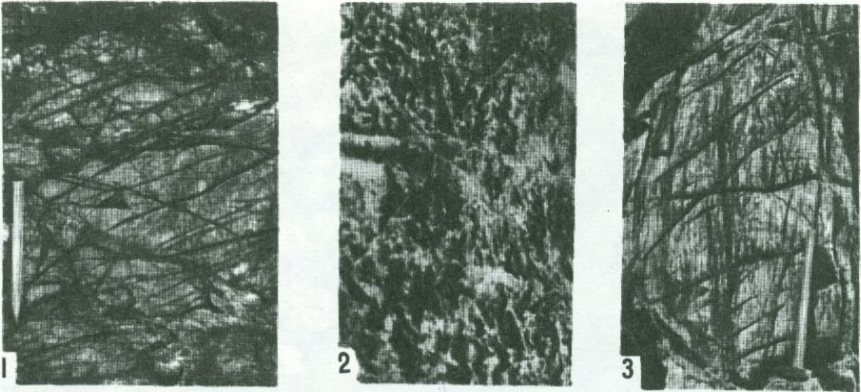


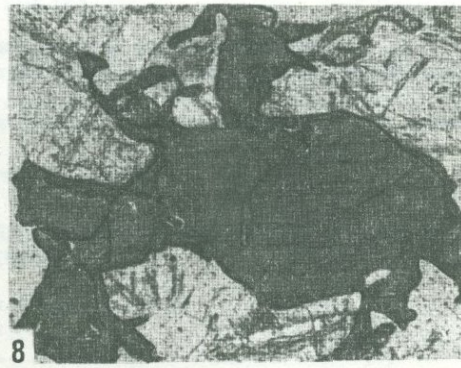
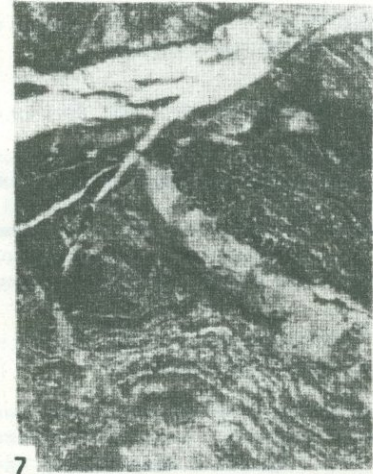
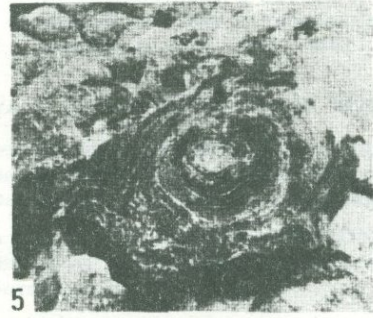
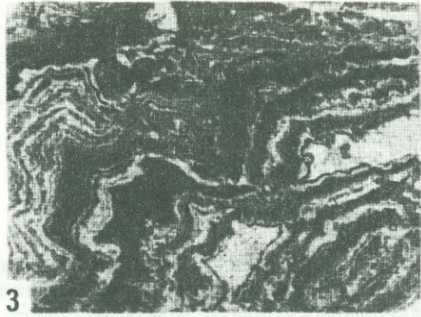
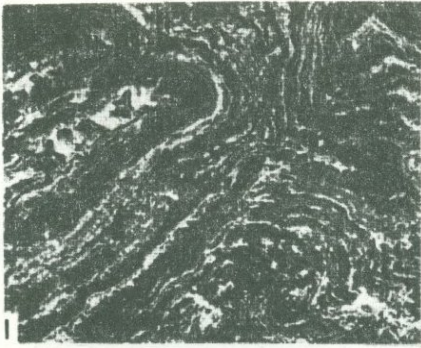












СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава I. МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ КАК ПРОДУКТ ГРАНИТИЗАЦИИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД	7
Глава II. ЗАВИСИМОСТЬ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕТАСОМА- ТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ ОТ СТРОЕ- НИЯ ПАЧЕК КАРБОНАТНЫХ ПОРОД	15
Влияние зернистости слоев	15
Влияние прослоев алюмосиликатных пород в доломитах	20
Влияние градиента скоростей просачивания растворов	23
Скарнообразование в контактах доломитов с алюмосиликатными породами	23
Скарнообразование в пересечениях трещин в доломитах (скарновые столбы и зональные трубчатые тела)	20
Глава III. МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА	35
Новообразованные магнезиальные скарны	35
Преобразованные магнезиальные скарны	36
Известковые скарны магнезиальноскарновой формации	37
Глава IV. ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СКАРНОВ	43
Некоторые особенности кислотного выщелачивания в магнезиальноскарновых месторождениях	43
Глава V. ПРИЧИНЫ ОТКЛОНЕНИЙ В СТРОЕНИИ И В СОСТАВЕ МАГНЕЗИ- АЛЬНОСКАРНОВЫХ ТЕЛ	53
Глава VI. МИНЕРАЛЫ ПОРОД МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ	59
Минералы магнезиальных скарнов и продукты их преобразования	68
Минералы комплекса известковых скарнов - апомагнезиальных, внезональных и эндоконтакта	106
Минералы стадий кислотного выщелачивания и поздней щелочной, не имеющие экономического значения	112
Рудные минералы стадии кислотного выщелачивания	115
Глава VII. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАГНЕЗИАЛЬ- НОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ	121
Зона мраморизованных карбонатных пород (зона д)	121
Зона периклазовых мраморов (зона г')	124
Зона кальцифиров (зона г)	126
Зона форстеритовых скарнов (зона в)	
Зона монтгеллитовых скарнов магматического этапа	
Зона шпинель-пироксеновых скарнов (зона б)	133
Зона аподоломитовых околоскарновых пород (зона а)	138
Известковые скарны эндоконтакта в гипабиссальной фации (зона а ₁)	141

Зона околоскарновых пород эндоконтакта (зона <u>а'</u>)	143
Околоскарновые породы магматического этапа	143
Послемагматические околоскарновые породы, вмещающие магнетитовое ору- денение	148
Околоскарновые породы эндоконтакта в гипабиссальной фации	151
Зона близскарновых пород	152
Внезональные трещинные скарны в доломитах и продукты их изменений	153
Внезональные магнезиальные скарны по алюмосиликатным породам	159
Внезональные известковые скарны	160

Глава VIII. ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ МАТЕРИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ В ЭНДОКОН-
ТАКТАХ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВЫХ ТЕЛ 164

Глава IX. НЕСКОЛЬКО ОБЩИХ ЗАМЕЧАНИЙ О ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСО-
БЕННОСТЯХ ПОРОД МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ 166

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 170

ЛИТЕРАТУРА 174

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ 188

Леонид Иванович Шабынин
ФОРМАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор издательства Л. С. Тапельзон
Художник А. Г. Кобрин
Технический редактор Л. М. Сурикова

Подписано к печати 4. 5. 73 г. Формат 70x108 1/16
Бумага офсетная № 1. Усл. печ. л. 18,9 Уч.-изд. л. 21,55
Т - 04856 Тираж 800 экз. Тип. зак. 295.
Цена 2 р. 51 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер. 21
1-я типография издательства "Наука". Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

Опечатки и исправления

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
16	7 св. (в подписи к фиг.)	дна	<u>д</u> на
47	12-13 сн.) по сравнению с верхней темпе- ратурной границей стадии в целом.	по сравнению с верхней температур- ной границей ста- дии в целом).
73	29 св.	Соомарасвам	Соомарасвами
75	17 сн.	глиноземность	глиноземистость
77	5 св.	везувияльной	везувияновой
78	Табл. 4	Майн	Маунтин
93	16 св.	боркаритом оль- шанскитом	боркаритом, ольшан- скитом
107	10 св.	Руманцева	Румянцева
109	22 "	гранита	граната
123	28 "	в	обычно в
135	19 "	большим	меньшим
137	5 сн.	грановых	гранатовых

1 2p. 6k.

838