

А. Е. Лисицын

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСНОВЫ ПОИСКОВ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БОРА**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
(ВИМС)

А. Е. Лисицын

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСНОВЫ ПОИСКОВ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БОРА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1974

Лисицын А. Е. Геологические основы поисков эндогенных месторождений бора. М., «Недра», 1974. 160 с. с ил. (ВИМС).

Монография посвящена разработке геологических основ поисков эндогенных месторождений бора. Показано, что практически значимые эндогенные месторождения бора представлены скарновой формацией. Дана генетическая классификация скарнивых месторождений бора, рассмотрены их геологическая позиция, минеральный состав бороносных скарнов, вопросы геохимии бора в скарновом процессе, физико-химические условия формирования борных минералов, генетические особенности и поисковые критерии месторождений борных руд различных скарновых формаций.

Книга представляет интерес для геологов, занимающихся изучением и поисками месторождений полезных ископаемых в скарнах.

Таблиц 28, иллюстраций 32, список литературы — 140 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема изучения и поисков эндогенных месторождений бора является сравнительно новой. Она возникла немногим более двух десятков лет назад, но широкое развитие научно-исследовательских и поисковых работ на борное сырье началось в основном с конца пятидесятих годов в связи с необходимостью создания прочной минеральносырьевой базы бора, способной обеспечить растущие потребности новых отраслей народного хозяйства страны.

За последние годы выявлено много эндогенных месторождений бора различных минеральных типов, в том числе и месторождения промышленного значения. Однако в полной мере поставленная перед геологической службой задача все еще остается невыполненной.

По масштабам оруденения и качеству борного сырья среди эндогенных месторождений встречаются объекты, заслуживающие самого серьезного внимания, однако поиски их сопряжены с немалыми трудностями. Поэтому предлагаемая работа, основанная на теории эндогенного процесса, разработанной Д. С. Коржинским и его учениками, является попыткой обобщить накопленные к настоящему времени знания об эндогенных месторождениях бора и направить их на помощь геологам в решении этой сложной и важной задачи.

Проводя работу по выявлению и оценке районов, перспективных для поисков промышленных месторождений бора, изучению закономерностей их размещения, образования и вещественного состава руд, автор ознакомился с большей частью эндогенных борных месторождений. В результате накопился значительный материал, обобщение и систематизация которого послужили основой для разработки классификации эндогенных месторождений бора, определенной концепции на геологические, геохимические и физико-химические условия их формирования, а также для разработки ведущих поисковых критериев промышленных эндогенных борных месторождений.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

| | | | |
|------|-------------------------|-----------------------------|--|
| Акс | — аксинит | Пн | — пироксен |
| Акт | — актинолит | Пкт | — пектолит |
| Ан | — анортит | Пл | — плагиоклаз |
| Анг | — ангидрит | Пнт | — пентагидроборит |
| Анд | — андрадит | Пр | — пренит |
| Ант | — антигорит | Пт | — пирит |
| Апф | — апофиллит | Рв | — ровент |
| Бр | — брусит | Р. о. | — роговая обманка |
| Брк | — боркарит | Сб | — сибирскит |
| Буст | — бустамит | Св | — свабит |
| Вар | — варвикит | Се | — серендит |
| Вез | — везувиян | Сп | — сингалит |
| Вм | — вимсит | Ск | — скаполит |
| Вол | — волластонит | Сп | — серпентин |
| Гя | — галенит | Сс | — ссайбелинит |
| Гд | — геденбергит | Су | — сузунит |
| Гпс | — гипс | Сус | — суссексит |
| Гр | — гранат | Сф | — сфен |
| Грос | — гроссуляр | Сфа | — сфалерит |
| Гум | — гумит | Сх | — сахант |
| Дб | — данбурит | Тмс | — таумасит |
| Ди | — диопсид | Тр | — тремолит |
| Дол | — доломит | Ту | — турмалин |
| Дт | — датолит | Ур | — уралборит |
| Ка | — кальцит | Фл | — флогопит |
| Кан | — канит | Флб | — флюоборит |
| Кб | — кальциборит | Флт | — флюорит |
| Кв | — кварц | Фо | — форстерит |
| Кгт | — клиногумит | Фр | — фроловит |
| Клт | — клинтонит | Хпт | — халькопирит |
| Крж | — коржинскит | Хл | — хлорит |
| Крч | — курчатовит | Хр | — харкерит |
| Кс | — касситерит | Шп | — шпинель |
| Кт | — котонит | Эп | — эпидот |
| Лд | — людвигит | N _с ^а | — мольная доля минерала «в» в минерале «а» |
| Ме | — мейонит | K _p | — константа равновесия |
| Мит | — монтчеллит | μ | — химический потенциал компонентов |
| Мт | — магнетит | f | — железистость минералов |
| Нрд | — норденшельдин | В. М. К. | — водные метабораты кальция |
| Нф | — нифонтовит | | |
| Орт | — калиевый полевой шпат | | |
| Пер | — периклаз | | |

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Эндогенные концентрации бора весьма многочисленны и разнообразны по условиям нахождения. Не освещая эндогенных проявлений бора в виде турмалина, аксинита, дюмортьерита, редкоземельных борных минералов, редко встречающихся сингалита, серендибита, рассмотрим лишь такие минералы, которые представляют сейчас или могут представлять практический интерес в ближайшем будущем в качестве борного сырья (кальциевые боросиликаты и бораты, магниевые и железо-магниевые бораты). Среди нескольких сотен известных концентраций боросиликатов и боратов, образующих в благоприятных условиях борные руды, подавляющее их большинство генетически связано со скарнообразованием. Вне скарновых контактов редко встречаются обычно очень незначительные скопления кальциевых боросиликатов или железо-магниевых боратов. Большая их часть представлена датолитовыми концентрациями в контактовых зонах диабазовых интрузий. К ним относятся проявления датолита в роговиках и ороговикованных глинистых и терригенных породах в контактах с диабазами в Игарском районе (Черепанов, 1963) и в Чехословакии (Ulrich, 1923; Strand, 1961); в жилках и пустотах диабазов в США (Tomlinson, 1945), Канаде (Tanton, Poitevin, 1948), Италии (Дир и др., 1965); в контакте диабазовых даек с карбонатными породами на Бакальском месторождении (Варлаков, 1962); в зонах брекчирования карбонатно-глинистых отложений вблизи диабазовых даек и в самих дайках в одном из районов Западной Сибири (Черненко, 1966); в контактовой зоне серпентинитов с роговообманковыми сланцами, прорванными долеритовыми дайками в Корнуоле (Mc Lintock, 1910); в жеодах и трещинах андезитов Крыма (Попов, 1911; Шкабара, Штурм, 1939); в кальцитовых жилках и минераловых пустотах в диорит-порфиритах и диабазовых порфиритах, секущих аргиллиты и песчаники, в отдельных районах Крыма (Гетлинг, 1960; Макаров, Сизова, 1967); в кимберлитах Сибири и в контактирующих с ними брекчированных известняках (Козлов, Музыка, Смирнов, 1964); в кварц-кальцитовых жилах с кинварью, приуроченных к зонам, оперяющим крупный разлом

в одном из районов Большого Кавказа, сложенного толщей мергелей, аргиллитов, базальтов и порфиритов мезозоя (Черницын, Апостолов, Дивахов, 1966); в пустотах и кальцитовых жилах, секущих вулканогенные образования эоцена в окрестностях Тбилиси (Гвахария, 1939; Шубладзе, 1960); в минерализованных трещинах известково-кремнистых сланцев Чаткало-Кураминского района (Отрощенко, Клемперт, Хорват, 1966); в прожилках, секущих гипербазиты Алайского хребта (Кравченко, 1961).

Данбурит известен в грейзенизированной дайке (возможно, гранит-порфира) Долкоут (Касситерит Крик, Аляска) и в контактирующих с ней известняках в ассоциации с топазом, турмалином, касситеритом, арсенопиритом (Кпорт, 1908); в ассоциации с датолитом и новым щелочным боросиликатом — тяншанитом — в пегматитовой жиле, секущей сиениты («Тяншанит...», 1967).

Людвигит и котонит установлены в дайках дунита в экзоконтакте штока кварцевого диорита в штате Вашингтон в США (Bennet, Thorsen, 1960). Людвигит, кроме того, встречен в доломитовых жилах, цементирующих туфобрекчии нижнего палеозоя Северного Казахстана. Вонсенит известен в жеодах лав Везувия (Federico, 1957, 1958). Ссайбелит найден в прожилках на контакте диабазовых даек с доломитами в рудном поле Бакальского месторождения (Варлаков, 1962).

Приведенный выше перечень охватывает большинство эндогенных проявлений боросиликатов и боратов, не имеющих связи со скарнами.

В связи со скарнами встречаются многочисленные проявления борной минерализации, образующей здесь наряду с незначительными по масштабам концентрациями крупные месторождения борных руд. Нередко борная минерализация, генетически связанная с процессом скарнообразования, локализуется не только в скарнах или скарноидах, но и за их пределами, в породах, которые непосредственно контактируют с метасоматитами и по которым последние развиваются (в роговиках и тонкопереслаивающихся карбонатно-силикатных породах — боросиликаты, в карбонатных породах — бораты).

Переходя к характеристике генетической классификации скарновых месторождений бора, необходимо подчеркнуть, что основным элементом ее строения является фактор глубинности, так как это один из главных факторов, обуславливающих появление в условиях той или иной фации глубинности не только скарнов различной формации, но и связанных с ними различных по минеральному составу месторождений бора. В связи с этим следует напомнить, что под фацией глубинности понимается совокупность метаморфических или метасоматических пород, характеризующаяся различными по глубинности условиями формирования (Коржинский, 1940). Особенности мине-

ралообразования в различных фациях глубинности обусловлены главным образом изменением давления CO_2 в соответствии с изменением общего давления. Под метасоматической формацией подразумевается совокупность метасоматических пород, образовавшихся в различных фаціальных условиях, но в результате одних и тех же петрогенетических процессов, в сходной геологической обстановке (Жариков, 1959, 1968).

В предлагаемой классификации гипабиссальная и мезоабиссальная фации объединены под названием — гипабиссальная фация. Это связано с тем, что часто не представляется возможным обоснованно более подробно разделить условия формирования месторождений бора, возникших вне пределов абиссальной фации. Такое довольно грубое деление на фации глубинности считается известными петрологами более оправданным (Тернер и Ферхуген, 1961).

Данная генетическая классификация скарновых месторождений бора (табл. 1) построена по принципу ранее известных классификаций (Шабынин, Перцев, Малинко, 1964; Лисицын, Малинко, Орлова, 1966), но является наиболее полной и детальной, так как учитывает последние новые данные. Более подробная характеристика различных типов скарновых месторождений бора дана в нижеследующих разделах, здесь же необходимо привести некоторые дополнительные пояснения к классификации. Прежде всего это относится к термину «полиформационные скарновые месторождения». Под ним понимаются месторождения, образованные скарнами разных формаций, одно- или разновозрастными, генетически связанными с одним или с различными интрузивными комплексами и сформированными либо в одинаковых, либо в разных фациях глубинности. Борное оруденение в них может быть разнотипным по минеральному составу и полигенным.

Термин «полиформационные скарновые месторождения» применен впервые, однако подобного рода образования отмечались ранее в Казахстане (Лисицын, Жаров, 1964), в Западной Моравии (Немец, 1964), в Питкярантском рудном поле (Шабынин, 1968).

Относительно некоторых минеральных типов борных месторождений и руд нужно отметить следующее. Обоснование выделения боратного типа месторождений в известковоскарновой формации дано С. В. Малинко (1963). Месторождения бора и олова нередко встречаются в одних и тех же районах, а иногда в пределах одного рудного поля. Борная минерализация отмечается и непосредственно в оловянных месторождениях. Известна геохимическая связь бора и олова не только в региональном металлогенетическом плане (Лугов, 1958; Некрасов, 1966), но и в гидротермальном процессе, где, будучи нередко весьма тесной, она приводит к изоморфному вхождению олова в борные минералы (в людвигит в количестве до 1%) или к образо-

Генетическая классификация эндо

| Фазы глубинности формации | Группа месторождений | Минеральный тип месторождений бора по главным первичным борным минералам | Тип борных руд | Сопутствующие борные минералы | Характерная минеральная ассоциация |
|--|----------------------------|--|--|--|------------------------------------|
| Гипабиссальная Известково-скарпювая Боросиликатная | Данбуритовый | Данбуритовый, датолит-данбуритовый, датолитовый | Аксинит, турмалин | <i>Данбурит</i> — датолит, аксинит, гранат, пироксен, кварц, кальцит <i>Датолит</i> — данбурит, аксинит, гранат, пироксен, волластонит, эпидот, пренит, кварц, кальцит <i>Аксинит</i> — датолит, данбурит, турмалин, плагиоклаз, гранат, пироксен, эпидот, кварц, кальцит <i>Турмалин</i> — аксинит, плагиоклаз, гранат, пироксен | |
| | Норденшельдин-данбуритовый | Датолит, аксинит, турмалин | <i>Данбурит</i> — датолит, аксинит, турмалин, плагиоклаз, пироксен, гранат, скаполит, кварц, кальцит <i>Датолит</i> — данбурит, норденшельдин, плагиоклаз, пироксен, гранат, волластонит, везувиан, пренит, кварц, кальцит, касситерит <i>Аксинит</i> — турмалин, плагиоклаз, пироксен <i>Турмалин</i> — аксинит, плагиоклаз, пироксен <i>Норденшельдин</i> — датолит, турмалин, плагиоклаз, пироксен, кальцит, касситерит | | |

генных месторождений бора

| Тип металагического сопутствующего оруженния в пределах месторожденной и скарпювых полей | Породы, вмещающие борное оруженние | Форма рудных тел | Среднее содержание в рудах В ₂ O ₃ , % | Относительные масштабы борного оруженния | Примечание |
|--|---|------------------------------|--|--|-------------------------|
| Озояваянос | Скарпы, скарпюнды, роговики и другие карбонатно-силикатные породы | Пластовая | 7—11 | Очень крупные | Руды требуют обогащения |
| | | Неправильная, пластообразная | 3—6 | Мелкие | |

| Фазии габриности формации | | Минеральный тип месторождений борных месторождений | Тип борных руд | Сопутствующие борные минералы | Характерная минеральная ассоциация | Тип металлического сопутствующего оруденения в пределах месторождений и скарновых пород | Породы, вмещающие борное оруденение | Форма рудных тел | Среднее содержание в рудах B_2O_3 , % | Относительные масштабы борного оруденения | Примечание |
|--|-----------------------|---|----------------------------|--|--|---|--|---|---|---|-------------------------|
| Гипабиссальная Известковооскарнивая Боросиликатная | Датолитовый | Датолитовый, данбури-датолитовый, данбури-датолитовый | Аксинит | <i>Датолит</i> — данбури, аксинит, плагиоклаз, пироксен, гранат, везувин, волластонит, бустамит, пектолит, эпидот, пренит, кварц, кальцит, флюорит, таумасит, апофиллит, сульфиды <i>Данбури</i> — датолит, аксинит, пироксен, гранит, кварц, кальцит <i>Аксинит</i> — датолит, данбури, плагиоклаз, пироксен, гранат, эпидот, кварц | <i>Датолит</i> — данбури, аксинит, турмалин, плагиоклаз, ортоклаз, пироксен, гранат, волластонит, пектолит, везувин, эпидот, кварц, кальцит, сульфиды <i>Данбури</i> — турмалин, везувин, кварц <i>Аксинит</i> — датолит, турмалин, полевые шпаты, пироксен, гранат, эпидот, актинолит <i>Турмалин</i> — датолит, аксинит, полевые шпаты, пироксен, гранат, эпидот, сульфиды <i>Сибирскит</i> — датолит, кальцит, хлорит | Железное, медное, полиметаллическое | Скарны, скарниды, роговики и другие карбонатно-силикатные породы | Линзовидная, пластообразная, неправильная | От 2—4 до 9—11 | От мелких до очень крупных | Руды требуют обогащения |
| | Сибирскит-датолитовый | Данбури, аксинит, турмалин | Данбури, аксинит, турмалин | <i>Датолит</i> — сибирскит, аксинит, турмалин, плагиоклаз, ортоклаз, пироксен, гранат, волластонит, пектолит, везувин, эпидот, кварц, кальцит, сульфиды <i>Данбури</i> — турмалин, везувин, кварц <i>Аксинит</i> — датолит, турмалин, полевые шпаты, пироксен, гранат, эпидот, актинолит <i>Турмалин</i> — датолит, аксинит, полевые шпаты, пироксен, гранат, эпидот, сульфиды <i>Сибирскит</i> — датолит, кальцит, хлорит | Полиметаллическое | Линзовидная, гнездовая | 2—4 | Мелкие | | | |

| Глубинность формации | Группа метасоматитов | Минеральный тип месторождения борных минералов | Тип борных руд | Сопутствующие борные минералы | Характерная минеральная ассоциация | | | | |
|-------------------------|-----------------------|--|-----------------|--|---|--|----------------|-------------------------------|------------------------------------|
| | | | | | | Исходная форма | Тип борных руд | Сопутствующие борные минералы | Характерная минеральная ассоциация |
| | | | | | | | | | |
| Гипабиссальная | Известковокарбонатная | Боратная | Кальциборитовый | Кальциборитовый | Фроловит, нифонтовит, уралборит, вимсит, пентагидроборит, коржинскит, сибирскит, ссайбеллит | <i>Кальциборит</i> — сибирскит, коржинскит, фроловит, кальцит, ангидрит, доломит <i>Коржинскит</i> — кальциборит, сибирскит, кальцит, доломит, ангидрит <i>Уралборит</i> — фроловит, вимсит, кальцит <i>Вимсит</i> — уралборит, фроловит, кальцит, доломит <i>Нифонтовит</i> — ссайбеллит, кальцит <i>Фроловит</i> — уралборит, вимсит, кальциборит, ссайбеллит, кальцит, доломит, гипс <i>Пентагидроборит</i> — кальцит <i>Сибирскит</i> — кальциборит, кальцит <i>Ссайбеллит</i> — фроловит, нифонтовит, антигорит | | | |
| | | | Людвигитовый | Людвигитовый, суанит-людвигитовый, людвигит-ссайбеллитовый, ссайбеллитовый | Флюоборит, варвикит, датолит, аксинит, турмалин | <i>Людвигит</i> — суанит, котонит, флюоборит, варвикит, ссайбеллит, шпидель, пироксен, форстерит, кальцит, доломит, периклаз, флогопит, гумитовые минералы, брусит, серпентин, тальк, магнетит <i>Суанит</i> — людвигит, котонит, варвикит, ссайбеллит, шпидель, пироксен, форстерит, доломит, кальцит, флогопит, гумитовые минералы | | | |

Продолжение табл. 1

| Тип металлического сопутствующего оруденения в пределах месторождения и скварных полей | Породы, вмещающие борное оруденение | Форма рудных тел | Среднее содержание в рудах В ₂ O ₃ , % | Относительные масштабы борного оруденения | Примечание |
|--|-------------------------------------|--|--|---|--------------------------------|
| Железное, медное | Скарнированные известняки | Гнездовая, жильная, линзовидная | 5—7 | Мелкие | Руды требуют обогащения |
| Железное, оловянное | Скарны, кальцифиры | Пластообразная, линзовидная, гнездовая, неправильная | От 2—5 до 14—15 | От мелких до крупных | Бедные руды требуют обогащения |

| Гипабиссальная Магнезиально-скарпозная Боратная | Фаша глубинности Формации Группа месторождений | Мя нераль- ный тип месторож- дений бора по главным первичным борным минералам | Тип борных руд | Сопутствую- щие борные минералы | Характерная минеральная ассоциация | |
|---|--|--|-------------------------|--|--|------------|
| | | | | | | Суанитовый |
| | | | Котонитовый | Котонитовый, суанит-кото- нитовый, люд- вингит-кото- нитовый, котоит-ссай- беллитовый, ссайбеллитовый | Флюорит, варвикит, датолит, аксинит, турмалин | |
| | | | Харкерит- сахантовый | Харкерит- сахантовый | Боркарнит, людвингит, котоит, суанит, ссайбеллит | |

Продолжение табл. 1

| Тип металлического сопутствующего руднообразования в пределах месторождений и скарпозных полей | Породы, звещающие борные руднообразования | Формы рудных тел | Среднее содержание в рудах B_2O_3 , % | Относительные исчисления борного руднообразования | Примечание |
|--|--|--|---|--|---|
| См. людвингитовый тип | | | | | |
| Полиметаллическое, золотое, молибденовое, вольфрамовое, висмутное | Кальцифилы, ириформы | Линзовидная, столбовидная, жильная | От 5—7 до 12—15 | Средние | Бедные руды тре- буют обо- гащения |
| См. людвингитовый тип | | | | | |

| Фация глубинности | | Формации | | Группы месторождений | | Минеральный тип месторождений бора по главной первичным борным минералам | | Тип борных руд | | Сопутствующие борные минералы | | Характерная минеральная ассоциация | |
|--|--------------------------|----------|--|---|---|--|--|----------------|--|-------------------------------|--|------------------------------------|--|
| Абиссальная | Магнезиально-скарпуровая | Боратная | Людвигитовый | Людвигитовый, людвигит-суанитовый, людвигит-ссайбелитовый | Варвикит, флюоборит, серендит, турмалин | <i>Людвигит</i> — суанит, варвикит, флюоборит, ссайбелит, шпатель, пироксен, форстерит, доломит, кальцит, флогопит, гумитовые минералы, брусит, серпентин, тальк, магнетит <i>Суанит</i> — людвигит, варвикит, ссайбелит, шпатель, пироксен, форстерит, доломит, гумитовые минералы, брусит <i>Варвикит</i> — людвигит, суанит, сингалит, ссайбелит, шпатель, пироксен, форстерит, карбонаты, флогопит, гумитовые минералы <i>Турмалин</i> — серендит, плагноклаз, клино- и ортопироксены, шпатель, роговая обманка, флогопит, магнетит, пирротин | | | | | | | |
| | | | Суанитовый | Суанитовый, суанит-ссайбелитовый, ссайбелитовый | | | | | | | | | |
| Полиформационные скарпуровые месторождения | | | Месторождения сложены скарнами разных формациями интрузивными комплексами и сформированными может быть разнотипным по минеральному составу и | | | | | | | | | | |

ваниям комплексных боро-оловянных минералов (гулсит, норденшельдин). Характерная ассоциация норденшельдина с боросиликатами — данбурином и датолитом, среди которых преобладает первый (Маршукова, Сирниа, Павловский, 1968), позволяет выделить норденшельдин-данбуриновый тип минерализации.

Открытие за последние годы месторождений суанитового типа в гипабиссальной фации позволяет дополнить магнезиально-скарпуровую формацию еще одним минеральным типом.

Представляется целесообразным в пределах датолитового типа месторождений выделить сибирскит-датолитовый тип руд,

| Тип металлургического оруденения в пределах месторождений и скарпуровых полей | | Породы, вмещающие борное оруденение | | Форма рудных тел | | Среднее содержание в руде В ₂ O ₃ , % | | Относительные масштабы борного оруденения | | Примечание | |
|---|---|-------------------------------------|-----------------------------|------------------|---------|---|-----------------------|---|--|------------|--|
| Железное | — | Скарны, кальцифимы | Пластообразная, линзовидная | 4—6 | Крупные | Руды требуют обогащения | | | | | |
| | | | | | | 12—17 | От средних до крупных | Руды не требуют обогащения | | | |

ций, одинаков разновозрастными, генетически связанными с одним или несколькими в одинаковых, либо в разных фациях глубинности. Борное оруденение полигенным

имеющий некоторую специфику (Василькова, Кузьмин, 1961).

Своеобразие химического состава курчатовита и ассоциирующих с ним борных минералов (как магнелиевых, так и кальциевых) позволяет выделить курчатовит-сахитовый тип оруденения в людвигитовом типе месторождений на тех же основаниях, что и в случае обособления карбонато-боратного типа руд (Шабынин, Перцев, Малинко, 1964).

Учитывая генетический принцип построения классификации, в нее включены для сравнительного анализа месторождения бора различных масштабов. Как видно из табл. 1, по масштабам оруденения среди месторождений известковоскарпуровой

формации большое практическое значение имеют месторождения датолитового и данбуритового типов, а в пределах магнезиальноскарновой формации — месторождения суанитового и людвиговитового типов, особенно образовавшиеся в условиях абиссальной фации. По качеству борных руд с учетом их технологических свойств практическая значимость минеральных типов среди крупных скарновых месторождений бора следующая (в порядке убывания): суанитовый, датолитовый, данбуритовый, людвиговитовый.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Характеристика месторождений бора известковоскарновой формации так же, как и магнезиальноскарновой, показана на примерах месторождений, типичных, но различных в геологическом отношении и отличающихся, кроме того, масштабами оруденения и степенью концентрации в них полезного компонента. Подобное сопоставление позволяет показать не только существенные черты сходства и различия борных месторождений в скарнах, но и подчеркнуть те из них, которые присущи наиболее крупным промышленным месторождениям, что важно для поисков.

Месторождения бора известковоскарновой формации приурочены к известковым скарнам и скарноидам, образовавшимся по существу кальциевым карбонатным породам (известнякам, слоистым известково-силикатным породам) как в непосредственной близости от гранитоидных интрузивов, так и в удалении от них. Месторождения образуются в условиях гипабиссальной фации (в безволастонитовой фации глубинности они не встречаются).

В пределах этой формации выделено две группы месторождений — боросиликатная и боратная с присущими им специфическими генетическими особенностями. Наиболее обширной является первая группа месторождений, среди которых известны промышленные месторождения бора.

БОРОСИЛИКАТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Промышленные месторождения боросиликатов редки, но отличаются значительными масштабами и сравнительно высокими содержаниями в рудах борного ангидрида. Поэтому среди эндогенных месторождений бора они имеют весьма существенное значение.

Боросиликатные месторождения преимущественно датолитовые и в меньшей степени данбуритовые; встречаются месторождения с боратно-силикатным типом борных руд — сибирскит-датолитовым и норденшельдин-данбуритовым.

Месторождения данбуритового типа

Район одного из месторождений данбуритовых руд находится в зоне сочленения крупных альпийских тектонических структур и сложен терригенными, эффузивно-пирокластическими и кремнисто-карбонатными породами перми и триаса, интенсивно дислоцированными и прорванными гранитоидами послевеерхнеюрского возраста.

Месторождение приурочено к крылу синклинали складки, осложненной складками более высокого порядка и разбитой многочисленными разновозрастными тектоническими нарушениями типа взбросов, сбросов и сбросо-сдвигов (рис. 1). Разрывные нарушения контролируют на месторождении развитие гидротермальных процессов, в том числе и борное оруденение. Образование большинства разрывов связывается со складчатостью, по времени они в основном предшествовали внедрению даек, хотя и были постдайковые, постскарновые и пострудные тектонические нарушения.

Интрузивные породы месторождения представлены главным образом доскарновыми дайками диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров. Мощность их колеблется в пределах 0,5—12 м, протяженность достигает 1 км. В меньшей степени распространены дайки пострудных андезитовых порфиритов, мощность которых не превышает 5 м. Подчиненное значение имеют самые молодые дайки диабазовых порфиритов, секущие ранее образовавшиеся дайки; мощность их не более 5 м, по простиранию они не превышают 400 м. Предполагается генетическая связь даек гранитоидного состава, скарнообразования и борного метасоматоза с интрузией гранитов, возраст которых верхнеюрский — нижнемеловой. Выходы гранитных массивов этого комплекса известны в 8—15 км к югу от месторождения. Вблизи месторождения имеются апофизы данных гранитов.

Отложения нижнепермского возраста представлены алевритами, песчано-глинистыми сланцами, диабазовыми порфиритами, известняками с прослоями кремнистых сланцев. Породы верхнепермского возраста сложены известняками, перемежающимися с кремнистыми сланцами, туфами и туфосланцами. Отложения триаса представлены известняками с прослоями мергелей, доломитовых известняков, пачками кремнистых сланцев.

По кремнисто-карбонатным породам верхней перми и триаса развиваются скарны, слоистые скарноиды, скарнированные породы.

Песчано-сланцевые и эффузивные породы нередко ороговиканы, фельдшпатизированы, окварцованы и местами слабо скарнированы и эпидотизированы. Фельдшпатизацией и скарнированием затронуты и дайки гранитоидного состава. Интен-

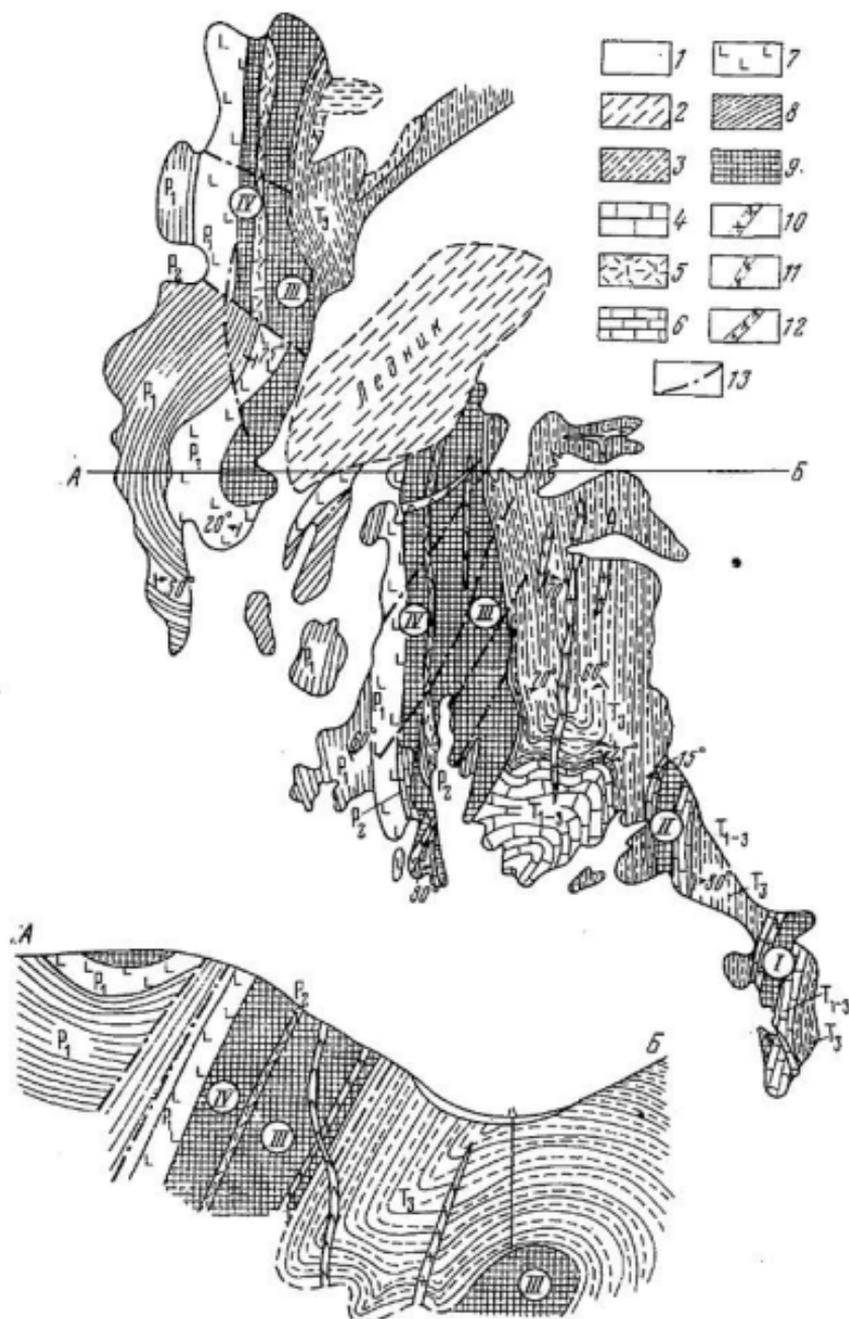


Рис. 1. Геологическая схема данбуритового месторождения (по материалам И. П. Шаповалова).

1 — рыхлые отложения; 2 — ледники, 3 — песчано-сланцевые отложения; 4 — известняки с прослоями мергелей, доломитовых известняков, кремнистых сланцев; 5 — туфы, туфопесчаники и кремнистые сланцы, 6 — известняки с прослоями кремнистых сланцев; 7 — диабазовые порфириты и диабазы; 8 — песчано-сланцевые отложения; 9 — боросиликатные скварново-рудные тела (и их номера); 10 — дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, граноснегит-порфиров; 11 — дайки диоритовых порфиритов; 12 — дайки диабазов; 13 — тектонические нарушения

сивность метасоматических процессов увеличивается вблизи зон тектонических нарушений. В участках, сложенных более однородными массивными известняками без существенной примеси кремнистых сланцев или других силикатных пород, развиваются скарны. В большинстве случаев скарнированием охвачены пачки тонкослоистых известково-силикатных пород, по которым интенсивно развиты типичные скарноиды.

Скарны и скарноиды месторождения преимущественно пироксен-гранатового состава, реже встречаются пироксеновые, гранатовые и волластонитовые разновидности. С юга на север, что соответствует повышению гипсометрического уровня, отмечается закономерное распределение скарновых минералов, которое отражает вертикальную зональность скарнов месторождения. В южной части месторождения преобладают скарны (скарноиды) существенно пироксенового состава, к северу в них увеличивается роль граната, в северной части заметно возрастает количество волластонита.

Гранат относится к андрадит-гроссуляровому ряду, преобладают андрадитовые разновидности; пироксен из серии диопсид-геденбергита, чаще представлен диопсидом, салитом и реже ферросалитом.

Борная минерализация месторождения представлена боросиликатами (данбуритом, датолитом) и алюмоборосиликатами (аксинитом и турмалином). Главным среди них является данбурит, который слагает подавляющую массу борных руд месторождения. Значительно менее развит датолит; подчиненное значение имеет аксинит; крайне редко встречается турмалин.

Данбурит и датолит развиваются в скарнах, скарноидах и примыкающих к ним карбонатно-кремнистых породах, замещающая как скарновые минералы, так и кальцит и кварц осадочных пород. Датолит, кроме того, нередко замещает данбурит, являясь продуктом его гистерогенного преобразования. Аксинит встречается в скарнах и скарноидах в ассоциации с данбуритом и датолитом, которые его частично замещают, но чаще он отмечается в скарнированных песчано-сланцевых и эффузивных породах. Очень редко в скарнированных алюмосиликатных породах встречается турмалин в ассоциации с замещающим его аксинитом. Включения борных минералов иногда наблюдаются в скарнированных дайках гранитоидного состава. Борные минералы нередко замещаются более поздними кварцем и кальцитом. Изучение распространения боросиликатов на месторождении показало преимущественное развитие данбурита в скарнах и скарноидах, которые образовались на месте исходных пород, содержащих большее количество кремнезема, в отличие от датолита, развитого по скарнам и скарноидам, заместившим породы с меньшим содержанием кремнезема.

Спорадически в незначительных количествах в скарнах, скарноидах и борных рудах встречаются сульфиды, представ-

ленные пирротином, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, марказитом, галенитом, арсениопиритом. На северном фланге месторождения известны зоны с касситеритом.

На месторождении выделено четыре рудных тела (см. рис. 1), которые, возможно, являются частями одной бороносной залежи. Скарново-рудные тела наследуют слоистость и складчатость замещаемых ими толщ и имеют соответственно пластовую форму.

Среди борных руд наибольшим распространением на месторождении пользуются гранат-пироксен-данбуритовые и гранат-данбуритовые промышленные типы, а датолит-данбурит-гранатовые и пироксен-данбуритовые типы имеют подчиненное значение. Текстуры борных руд полосчатые или слоистые, что обусловлено чередованием прослоев или прожилков данбурита и датолита со скарновыми минералами. Такие текстуры руд типичны для скарноидов. Имеют место также массивные, линзовидные и сетчатые текстуры руд, свойственные бороносным скарнам.

Характер распределения данбуритового или датолитового оруденения, как указывалось выше, во многом определяется литологическим составом скарнированных пород. Интенсивность борного метасоматоза в том или ином участке существенно зависит от степени проявления в скарнах и скарноидах синхронной с эталом борной минерализации тектонической активности, выражающейся в развитии в их пределах зон трещиноватости. Более полное представление о пространственном размещении различных типов и сортов борных руд можно получить по третьему скарново-рудному телу. Центральная его часть является наиболее оруденелой и сложена преимущественно гранат-данбуритовыми и гранат-пироксен-данбуритовыми (с датолитом) рудами. В южном направлении они сменяются пироксен-гранат-данбуритовыми и пироксен-данбуритовыми (с датолитом) рудами. К северу состав руд постепенно становится пироксен-гранат-волластонит-данбурит-датолитовый и волластонит-датолитовый.

Богатая руда (со средним содержанием V_2O_5 11%) локализуется в центральной части рудного тела. Среднесортные руды (со средним содержанием V_2O_5 6%) окаймляют зону богатых руд на всем ее протяжении и получают распространение на флангах по простирацию рудного тела. Бедные руды (среднее содержание V_2O_5 3%) составляют незначительный объем на южном окончании рудного тела и в его висячем боку.

Другое боро-оловорудное месторождение данбуритового типа приурочено к области северного экзоконтакта гранитного интрузива предположительно среднекарбонového возраста. Граниты интрузируют карбонатно-терригенную толщу нижнего — среднего карбона, слагающую в контактовой зоне пологую синклиналь. Толща карбона представлена пересланяющими

мися алевролитами, песчаниками и известняками. Породы экзоконтакта интрузивного массива прорваны многочисленными дайкообразными телами мелкозернистых биотитовых гранитов, являющихся, по-видимому, его апофизами. Наибольшее развитие эти тела получили в северной части месторождения, где они образуют гранитный шток (рис. 2). В южной и юго-восточной частях месторождения распространены дайки гранит-порфиров и аплитов. Карбонатно-терригенные породы и биотитовые граниты разбиты множеством разновозрастных разрывных трещин с крутым падением. Многие из них являются основными рудоконтролирующими структурами месторождения (см. рис. 2 и 3). В экзоконтактовом ореоле гранитного массива шириной 400—800 м вмещающие породы интенсивно ороговикованы и в меньшей степени скарнированы. Роговики полосчатые, преимущественно кварц-плаггиоклаз-пироксеновые, соответствуют наиболее высокотемпературной пироксеновой роговиковой фации.

В послемагматическую стадию ороговикованные породы экзоконтакта гранитного массива, роговики и в меньшей степени граниты подверглись известковому скарнированию. Участки скарнирования роговиков обычно имеют неправильные по форме очертания, размеры их изменяются от первых дециметров до нескольких метров, реже первых десятков метров. В целом эти участки образуют несколько зон скарноидов, вытянутых в северо-восточном направлении. Вероятно, зоны скарнирования приурочены к тектоническим нарушениям, имеют падение на северо-запад, противоположное падению основных трещинных зон, вмещающих оловорудные тела, и согласное залегание с породами осадочной толщи (см. рис. 3). Скарноиды гранатовезувиан-пироксенового состава иногда содержат волластонит.

Характерной особенностью данного месторождения, выделяющей его среди месторождений бора известковоскарновой формации, является наличие здесь скаполита. Интенсивной скаполитизации подвержены роговики и скарноиды.

Ведущее значение на месторождении в практическом отношении имеет оловянное оруденение. Основными рудовмещающими структурами являются разрывные трещины в роговиках северо-восточного простирания. В них залегают касситерит-кварц-турмалиновые тела с аксинитом, представляющие собой серии субпараллельных линейных, извилистых разветвляющихся тел, разделенных слабо оруденелыми интервалами. Сближенные тела образуют ряд рудных зон. Вне пределов указанных рудных тел, в зонах развития скарноидов оловянное оруденение имеет подчиненное значение по сравнению с широко распространенной здесь разнообразной борной минерализацией, представленной боросиликатами (данбурином, датолитом), бороалюмосиликатами (аксинитом, турмалином) и боратом — норденшельдином. Наиболее распространен среди борных ми-



Рис. 2. Схематизированный геологический план боро-оловорудного месторождения на уровне горизонтов штолен 2,3 (по материалам Г. Н. Акопяна). 1—роговики, ороговикованные песчаники и алевролиты (нижний—средний карбон); 2—скарноиды, в том числе бороносные; 3—гранты биотитовые (средний карбон); 4—гранты биотитовые, мелкозернистые; 5—гранит-порфиры; 6—аплиты; 7—касситерит-кварц-турмалиновые рудные тела; 8—тектонические нарушения

нералов данбурит, который корродирует зерна пироксена, везувиана, турмалина; нередко он ассоциирует с аксинитом, но имеет признаки более позднего выделения по отношению к последнему. Данбурит встречается также совместно с гранатом, плагиоклазом, кварцем, которые он частично замещает. Весьма характерна ассоциация данбурита со скаполитом, очевидно, они близки по времени образования. Датолит резко подчинен данбуриту в количественном отношении. Ассоциация этих двух

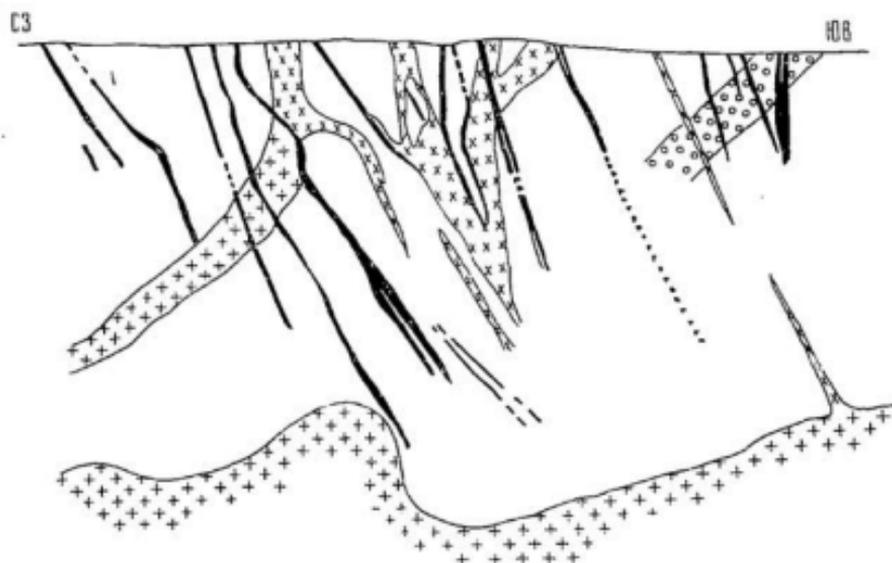


Рис. 3. Геологический разрез по профилю 21 боро-оловорудного месторождения (по Г. Н. Аюпану).

Условные обозначения те же, что и для рис. 2

минералов является обычной, причем датолит развивается по данбуриту с замещением последнего. Местами наблюдается частичное замещение датолитом волластонита и везувиана. Характерна ассоциация датолита с кварцем, кальцитом, пренитом. Аксинит образует скопления зерен, развивающихся в скарнированных роговиках и скарниодах с замещением пироксена и плагиоклаза; нередко он ассоциирует с турмалином, близким с ним по времени выделения. Турмалин встречается в виде мелких зерен и крупных метакристаллов, явно более поздних по отношению к пироксену. Норденшельдин образует гнездовые скопления или отдельные крупные зерна среди пироксена, иногда в ассоциации с турмалином. Взаимоотношения этих минералов бора свидетельствуют о близком времени их выделения. Характерно образование псевдоморфоз по норденшельдину, состоящих из агрегата мелких зерен касситерита и дато-

лита. Судя по наличию псевдоморфоз, можно предполагать, что борат кальция и олова имел ранее значительные концентрации. Однако последующее его разложение с образованием касситерита и датолита привело к тому, что сейчас можно наблюдать лишь реликты зерен этого минерала. Среднее содержание борного ангидрида в бороносных телах находится в пределах 3—6%.

Месторождения датолитового типа

Одно из месторождений датолитовых руд находится в третичной зоне складчатости. Осадочные породы верхнего палеозоя и мезозоя смяты здесь в узкие складки, обнажающиеся из-под эффузивов в ядрах молодых куполовидных структур. Для складчатых структур верхнемеловых и палеогеновых вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований свойственны пологие широкие брахискладки. Характерной особенностью данной зоны является широкое проявление молодого вулканизма верхнемелового и третичного времени. В районе месторождения развиты интрузивы нижнетретичного возраста пестрого состава — от габбро и диоритов до гранитов и кварцевых монзонитов. Вблизи месторождения (1,5—3 км) распространены палеоценовые интрузии (гранофиоров, гранит-порфиоров, кварцевых диоритов); предполагается, что борное оруденение имеет с ними генетическую связь.

Месторождение залегает в известняках верхнего триаса, которые подстилаются и перекрываются песчано-сланцевыми породами этого же возраста (рис. 4). Из интрузивных пород в пределах рудного поля известны лишь дорудные и инtrarудные дайки диабазовых и андезитовых порфиритов. В структурном отношении месторождение приурочено к асимметричной антиклинальной складке; простирающие осевой линии ее изменяются от меридионального до северо-восточного при юго-западном погружении. Углы падения на крыльях крутые. Юго-восточное крыло опрокинута с падением пород на северо-запад под углами 60—85°. К этому крылу складки и приурочено оруденение. В пределах месторождения выделяется много различных ориентированных тектонических нарушений.

По известнякам и песчано-сланцевым породам развиты скарны пироксен-гранат-волластонитового состава. Интенсивность скарнирования зависит от литологических и тектонических факторов. В известняках метасоматоз проявлен наиболее полно. Здесь скарны представлены всеми указанными выше разновидностями, образующими мощную линзообразную залежь. В песчано-сланцевых породах отмечается лишь незначительное скарнирование и окварцевание. Вблизи тектонических нарушений в зонах повышенной трещиноватости и дробления пород степень скарнирования заметно возрастает. В попереч-

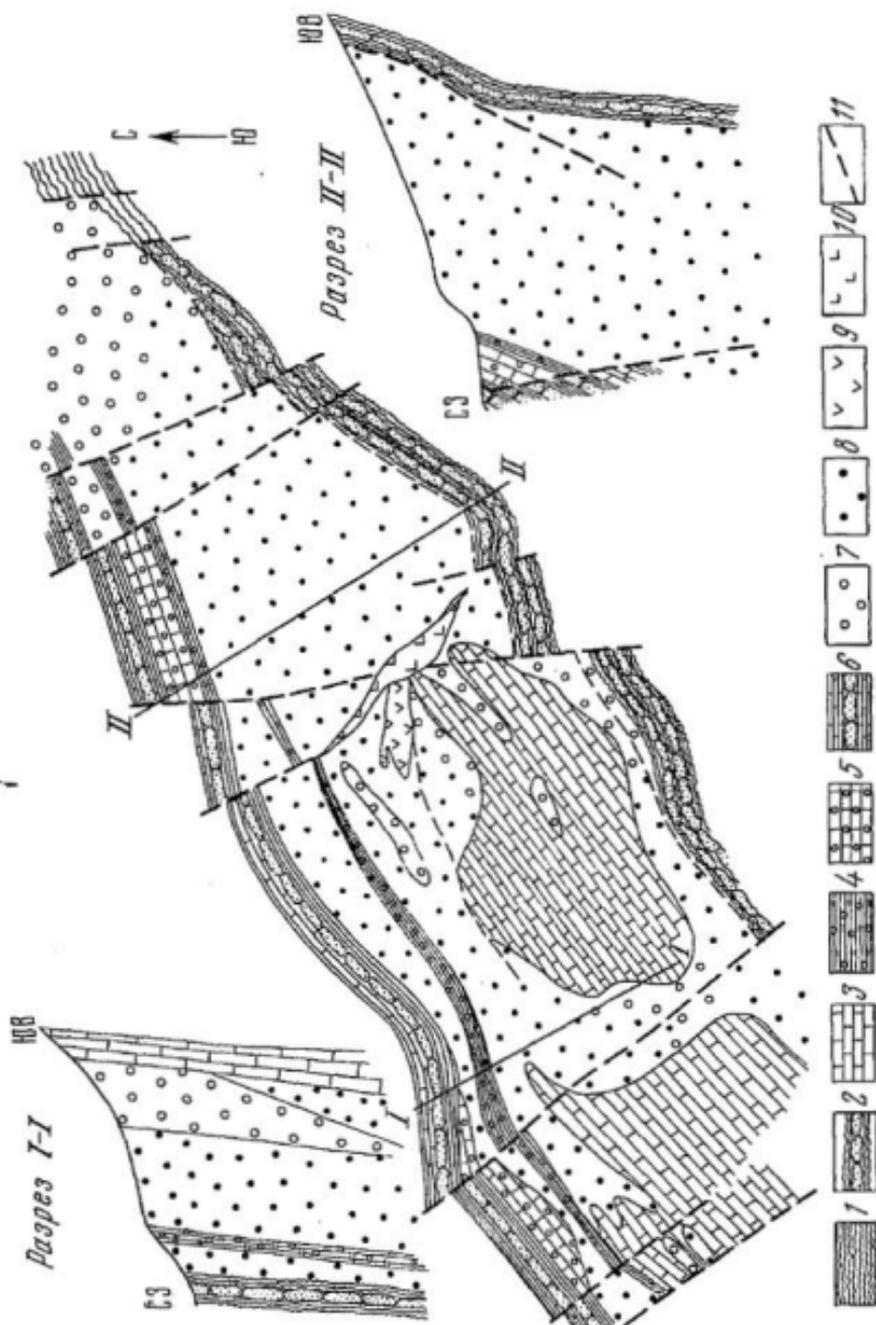


Рис. 4. Схема месторождения датолитового типа (по материалам В. М. Щербинина).

Породы верхнего тласа: 1 — кремнистые сланцы; 2 — песчанки и кремнистые сланцы; 3 — известняки; 4 — алевролиты с про-
 слоями песчаников, местами окварцованные и скварцованные; 5 — скварцованные известняки; 6 — алевролиты и песчаники
 с прослоями и линзами известняков; 7 — скверы, преимущественно гранатовые; 8 — датолитосодержащие скверы; 9 — дайки
 алмазные, палеозойские; 10 — дайки, палеозойские; 11 — скверы, палеозойские.

ном разрезе в направлении с северо-запада на юго-восток в строении месторождения намечается следующая зональность (см. рис. 4).

1. Песчано-сланцевые породы с прослоями и линзами известняков, участками гранатизированные, с датолитом.

2. Развитые по известнякам датолитсодержащие гранатовые скарны, которые замещаются кварцем и кальцитом.

3. Окварцованные алевролиты и песчаники, участками скарнированные гранатом и эпидотизированные.

4. Датолитсодержащие скарны, развитые по известнякам. Здесь распространены датолит-геденбергитовые, датолит-геденбергит-гранатовые, датолитовые и датолит-кварц-карбонатные породы. С глубиной в составе скарнов возрастает количество волластонита и снижается концентрация датолита. В северо-восточном направлении датолит в пределах этой зоны постепенно сменяется данбурином.

5. Известняки с гнездами и линзами гранатовых скарнов, содержащих датолит.

6. Гранатовые скарны с датолитом и незначительным количеством аксинита, замещающие известняки.

7. Окварцованные песчаники, местами скарнированные, с аксинитом.

В целом состав скарнов на месторождении и их размещение во многом определяются химическим составом замещаемых пород. По известнякам развиваются гранат (существенно андрадитовый) и волластонит (от обычного до марганцево-железистого). По песчаникам, сланцам и алевролитам развиваются гранат (существенно гроссуляровый) и эпидот. Скарны, образовавшиеся при замещении известняков, являются датолитсодержащими и представляют основную ценность месторождения. Они слагают главным образом центральные части месторождения (см. рис. 4). Данбурит имеет резко подчиненное значение по сравнению с датолитом и локализуется главным образом в северо-восточной части месторождения (рис. 5, 6). Он приурочен в основном к скарнам, развитым по известнякам, переслаивающимся с алюмосиликатными породами. Скарны, образовавшиеся по песчано-сланцевым породам, почти не содержат датолита, редко в них встречается данбурит. Основным борным минералом здесь является аксинит. Такие скарны развиты преимущественно по периферии месторождения.

Датолит развивается в скарнах с замещением волластонита, граната, геденбергита; данбурит распространен преимущественно в гранатовых скарнах, развиваясь по гранату и замещаясь в свою очередь датолитом и кальцитом; аксинит развивается по скарновым минералам и алюмосиликатам вмещающих скарны пород. В борных рудах изредка встречается слабо развитая металлическая минерализация в виде галенита, сфалерита, пирита и гематита.

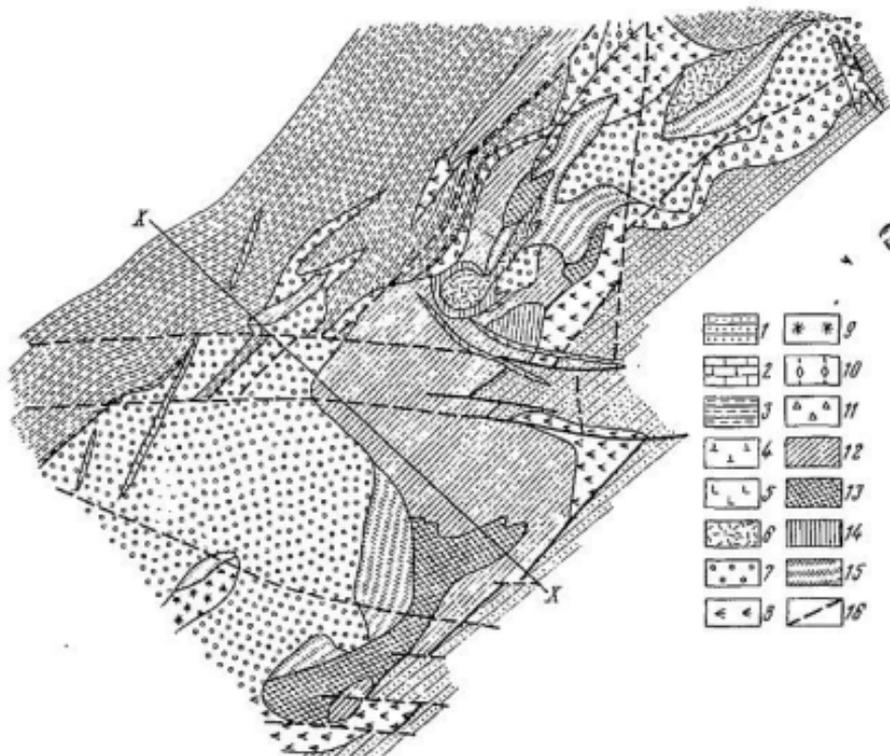


Рис. 5. Схематизированная геологическая карта данбуритового участка месторождения датолитового типа (по материалам А. В. Чернышева).

1 — песчаники и алевролиты средней юры; 2 — известняки верхней подбиты триаса; 3 — песчаники, алевролиты, кремнистые брекчии нижней подбиты триаса; 4—5 — одигоценовые порфириды; 4 — диабазовые, 5 — андезитовые, 6 — кварц-кальцитовые породы; 7—10 — скарны: 7 — гранатовые, 8 — гранат-гелленбертитовые, 9 — гранат-полластонитовые, 10 — гранатовые с аксинитом; 11 — скарнированные алюмосиликатные породы; 12 — данбуритовые руды с гранатом; 13 — датолит-данбуритовые руды с гранатом; 14 — кальцит-данбуритовые руды с гранатом; 15 — датолитовые руды; 16 — тектонические нарушения

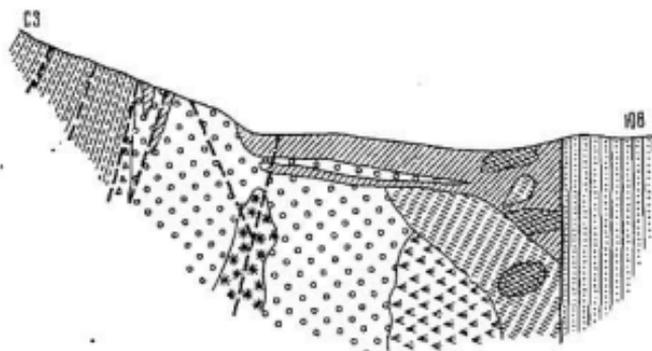


Рис. 6. Разрез по линии X-X к схематизированной геологической карте данбуритового участка месторождения датолитового типа (по материалам А. В. Чернышева).

Условные обозначения те же, что и для рис. 5

В целом скарново-рудный массив месторождения при общей линзовидной форме в плане имеет сложное строение, обусловленное наличием блоков незамещенных пород, даек, тектонических нарушений.

Выделяются пять промышленных типов и пять сортов датолитовых руд. Типы руд: геденбергитовый, гизингерит-кальцитовый, гизингерит-гранат-кальцитовый, гизингерит-гранатовый, волластонитовый. Сорта руд: очень богатые (более 16% V_2O_5),

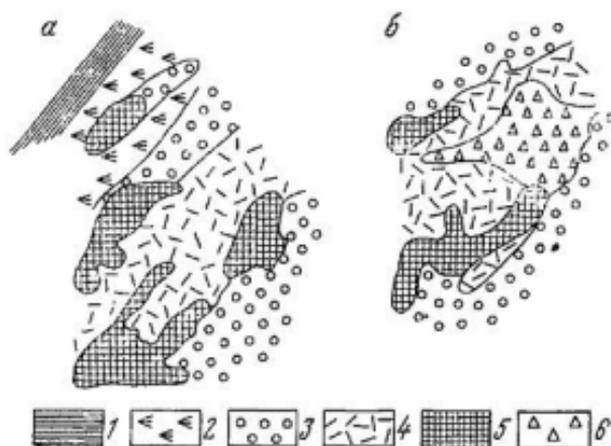


Рис. 7. Геологические планы горизонтов +225 м (а) и +235 м (б) данбуритового участка месторождения датолитового типа. 1 — песчаники и алевролиты траса; 2 — скарны, развитые по алюмосиликатным породам; 3 — гранатовые скарны; 4 — кварц-кальцитовые породы; 5 — данбуритовые руды; 6 — датолитовые руды

богатые (12—16%), средние (6,5—12%), бедные (3,5—6,5%), некондиционные (менее 3,5%).

Данбуритовая залежь является продолжением датолитового месторождения в северо-восточном направлении и отделяется от последнего зоной безрудных гранатовых скарнов. Геологическое строение этого участка в общем виде аналогично строению датолитового месторождения (см. рис. 5 и 6). Форма оруденелой части скарновой залежи сложная, неправильная. Распределение борного оруденения крайне неравномерное. Большую часть рудного поля слагают данбуритовые руды, представленные главным образом данбурит-гранатовыми разновидностями и в меньшей мере — данбурит-датолит-гранатовыми и данбурит-кальцит-гранатовыми. Датолит присутствует в количествах около 5% во всех типах руд.

Представление о пространственном взаимоотношении данбуритовых и датолитовых руд можно получить при рассмотрении рис. 7. Отмечается локализация данбуритового оруденения

в непосредственных контактах с безрудными гранатовыми скарнами или алюмосиликатными породами, а датолитового — вдали от них.

Преимущественное развитие данбурита объясняется наличием большого количества (по сравнению с датолитовым участком) замещенных скарнами алюмосиликатных пород. Это подтверждается также тем, что здесь около 50% граната представлено разновидностью с содержанием гроссуляровой молекулы, составляющим примерно 40%, в то время как на участке распространения датолита развит существенно андрадитовый гранат, образовавшийся по известнякам.

В пределах другого региона известно много проявлений борной минерализации различных генетических типов. Наиболее широко распространены боросиликаты в известковых скарнах. Здесь развиты эффузивно-осадочные породы силура — девона, слагающие вулканогенный прогиб. Палеозойские отложения, представленные порфиритами, порфирами, их туфами, туфогенными песчанками и сланцами, а также известняками, прорваны доверхнедевонскими малыми гипабиссальными интрузиями гранитоидов габбро-перидотитовой формации, среди которых развиты гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, спениты, диорито-сиениты, плагиограниты, габбро-диориты.

В контактовых ореолах гранитоидных массивов развиты известковые скарны, к которым приурочены железорудные и медные месторождения. Широким распространением в них пользуется борная минерализация, представленная преимущественно датолитом. Из 20 контактово-метасоматических месторождений железа, меди, марганца, где обнаружена боросиликатная минерализация, заслуживают внимания два.

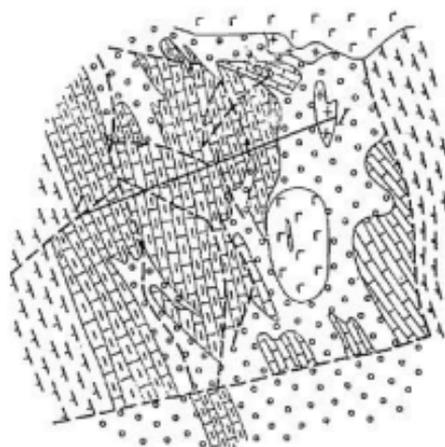
На одном из месторождений развиты породы среднедевонского возраста, представленные мраморизованными известняками, слонстыми силикатно-карбонатными породами и туфогенными образованиями. Эффузивно-осадочные толщи прорваны массивами габбро-диоритов и кварцевых диоритов, сопровождающихся дайками диоритовых и диабазовых порфиритов и лампрофиров. Месторождение приурочено к крылу синклинали, осложненной серией крутопадающих тектонических нарушений различных направлений.

На контактах интрузивных пород и эффузивов с карбонатными породами развиты известковые скарны. Для последних характерна следующая зональность: изверженная порода | околоскарновая (пироксен-полевошпатовая) порода | пироксеновый эпидозит (часто отсутствует) | пироксен-гранатовый эндоскарн | гранатовый экзоскарн | салитовый (иногда воластонитовый) скарн | мраморизованный известняк. Преимущественно в восточной части месторождения к внешним зонам скарнов приурочены меднорудные (халькопиритовые) тела и залежи медистых магнетитов. На западном фланге месторождения

в удалении от этих массивных зон скарнов развиты слоистые скарноиды гранат-волластонитового состава, образованные по толще перемещающихся прослоев известняков, известково-кремнистых сланцев, спонголитов, порфиритов и их туфов (рис. 8).

К скарнондам приурочена датолитовая минерализация, распределение которой контролируется разрывными нарушениями. Датолит замещает волластонит, гранат, кварц, кальцит. В парагенезисе с датолитом отмечаются пренит, кальцит, кварц, флюорит, таумасит, апофиллит. Распределение борного ангидрида неравномерное и изменяется от долей процента до 2—4%, максимальные содержания около 7%.

Другое месторождение в этом же регионе приурочено к ксенолиту известняков и ортофиров нижнего девона в эндоконтактной зоне сненитового массива. Эффузивно-осадочные породы разделены сненитами на ряд субпараллельных послойных тел; в контактах этих тел с сненитами развиваются пласто- и линзообразные залежи скарнов. Рудные (магнетитовые) скарны расположены преимущественно в висячем контакте ксенолита известняков и представлены гранатовыми и пироксен-гранатовыми разновидностями. Безмагнетитовые скарны залегают главным образом в лежащем контакте ксенолита известняков и представлены гранатовыми, пироксен-гранатовыми и везувиян-



Разрез по линии I-I

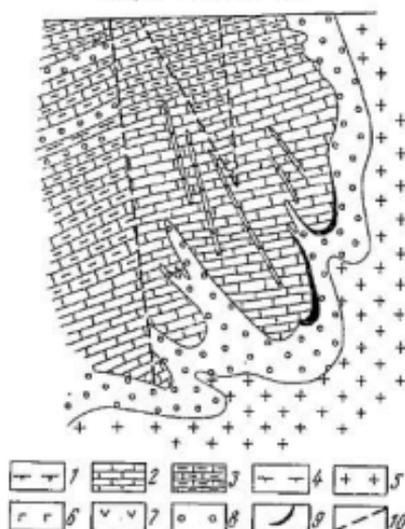


Рис. 8. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения медистых магнетитов с датолитом (с использованием материалов Г. Л. Гомберга).

1 — роговообманковые порфириты и их туфы зейфельского яруса; 2 — мраморизованные известняки зейфельского яруса; 3 — слоистые скарноиды с датолитом, переслаивающиеся с пластами порфиритов, туфосланцев и туфопесчаников живьского яруса; 4 — роговообманковые порфириты, их туфы, туфопесчаники и туфосланцы живьского яруса; 5 — кварцевые днориты; 6 — габбро-днориты; 7 — диабазовые порфириты и лампрофирмы; 8 — скарны и эпидиозиты; 9 — медистые магнетиты; 10 — тектонические нарушения

гранатовыми разновидностями, иногда с бустамитом и волластонитом.

Борная минерализация приурочена к линзам безмагнетитовых везувияносодержащих скарнов, развивающихся преимущественно по сленитам в их контакте с известняками и образующих зону эндоскарнов (рис. 9). Борная минерализация представлена главным образом датолитом, который образует прожилки и гнездовые выделения, замещая гранат, везувиян, волластонит и бустамит. Аксинит отмечается в отдельных участках мало мощных зон гранат-пироксенового эндоскарна. Среднее содержание борного ангидрида в скарнах 2%.

Ряд месторождений датолита другого региона связан с лакколитами трахилипаритов, которые приурочены к антиклинальному перегибу в зоне сопряжения платформы с геосинклиналью. Трахилипариты позднеальпийского возраста; глубина их формирования находится в пределах 1—2 км. Представлены они гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами. Лакколиты прорывают осадочные образования мела и палеогена. В контактах трахилипаритов с отдельными пачками и прослоями известковистых песчаников нижнего мела, известняков верхнего мела, а также мергелей, аргиллитов и песчаников палеогена развито известковое скарнирование, представленное в основном скарноидами и в незначительной степени собственно скарнами. Обычный их состав: гранат (андрадит — гроссуляр), пироксен (диопсид — геденбергит), везувиян и волластонит.

Датолит развивается по скарноидам в непосредственной близости от лакколитов. Бороносные тела образуют линзо- и пластообразные залежи, часто согласные с вмещающими породами, но иногда секущие их, залегают, как правило, одно под другим.

Датолит образует обычно тонкую рассеянную вкрапленность, прожилки, гнездовые скопления; реже мелкокристаллический датолит выполняет небольшие жеоды; характерны метакристаллы. Развивается он по гранату, везувияну, волластониту, пироксену, кальциту, кварцу, полевым шпатам. Отмечаются его парагенезисы с пренитом, кальцитом, таумаситом, апофилитом.

Все эти месторождения являются однотипными. Геологическое строение их характеризует разрез одного из месторождений (рис. 10).

Месторождение с сибирскит-датолитовой минерализацией приурочено к погружению антиклинория. Сложено оно карбонатными отложениями кембрия и эффузивно-терригенными толщами девона, прорванными раннегерцинскими гипабиссальными интрузиями габброидного и граносиенитового состава. Интрузии сопровождаются многочисленными дайками альбитофиров, кварцевых порфиров, диоритовых и диабазовых порфи-

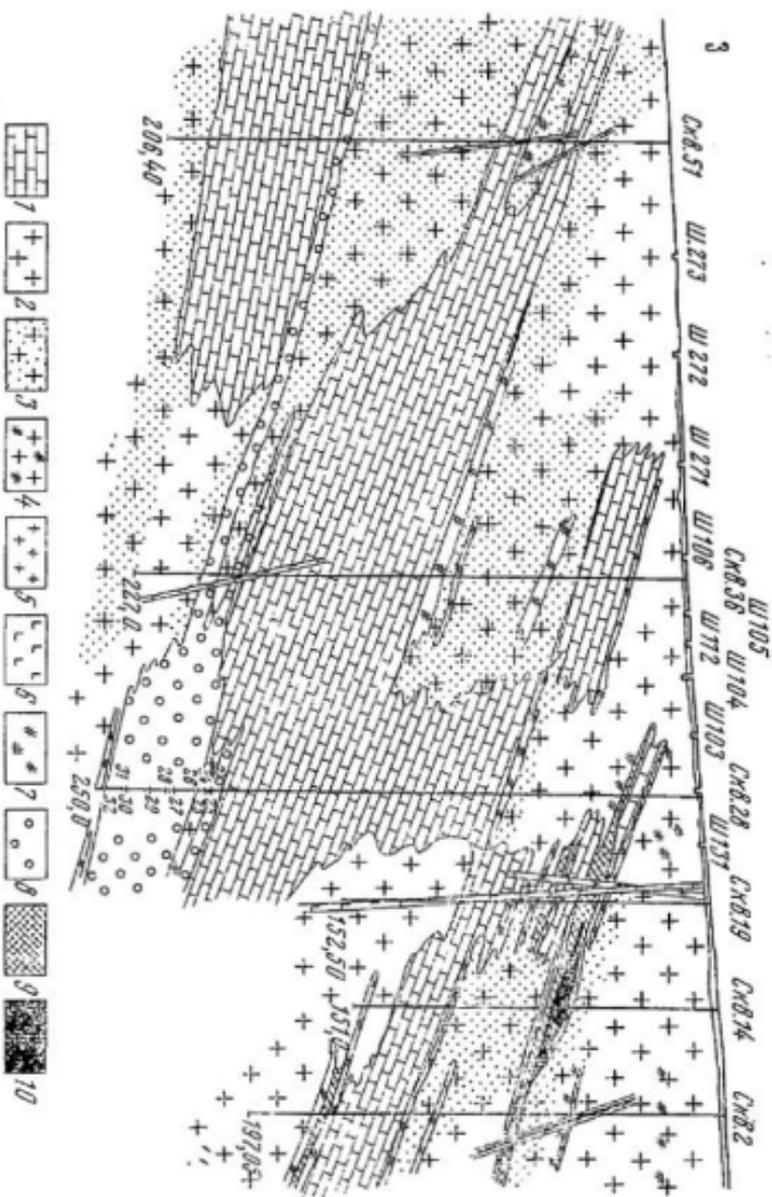


Рис. 9. Схематический геологический разрез месторождения магнетитовых и железных руд (по материалам Е. И. Клепцова).

1 — мраморы; 2 — гнейсы; 3 — гнейсы ортопироксеновые; 4 — гнейсы кyanитовые; 5 — гранит-порфир; 6 — амфиболовые порфириды; 7 — безрудные сланцы; 8 — амфиболовые сланцы; 9 — сланцы с магнетитом; 10 — магнетитовый сланец.

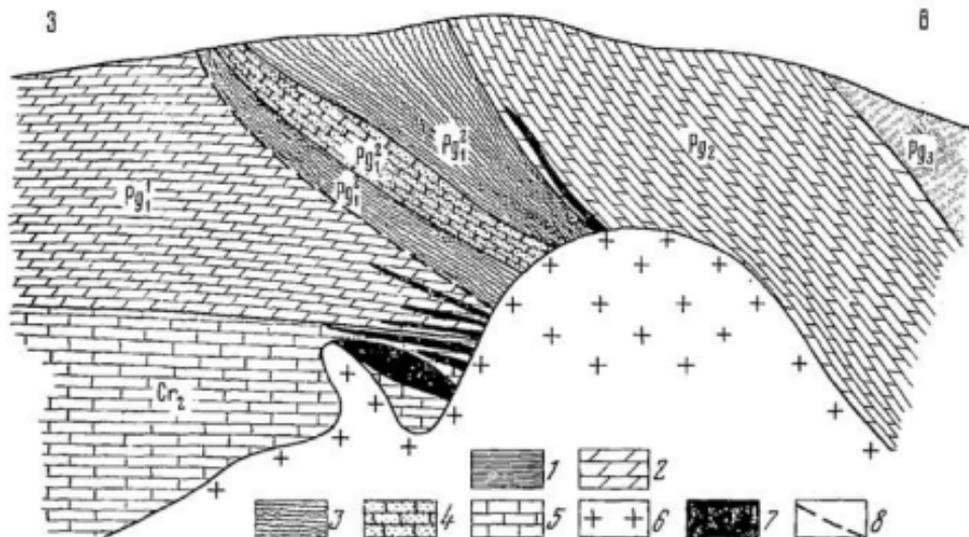


Рис. 10. Схематический геологический разрез датолитового месторождения (по материалам Н. Я. Мусатова).

1 — глины; 2 — мергели; 3 — аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — граносеинит-порфиры; 7 — боросодержащие тела; 8 — тектоническое нарушение

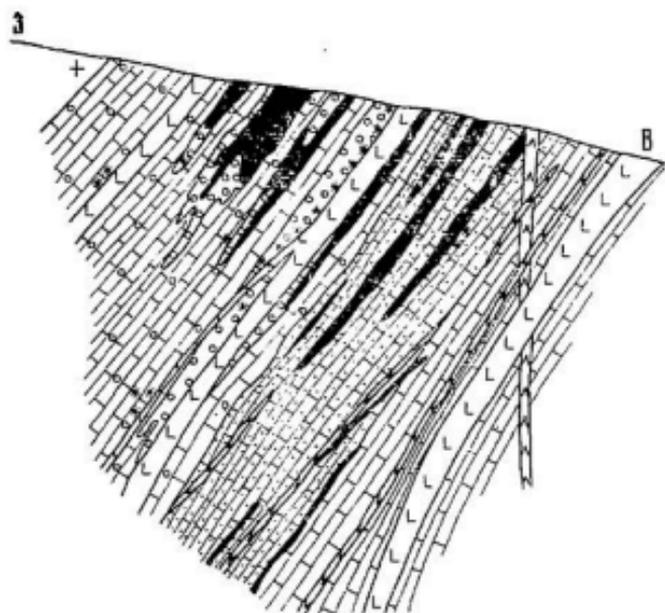


Рис. 11. Схематический геологический разрез месторождения с сибирскит-датолитовой минерализацией (по Н. Н. Васильковой и В. И. Кузьмину).

1 — мраморы; 2 — известняки черные, пятнистые; 3 — известняки скарированные; 4 — скарии; 5 — альбитизированные порфиры; 6 — диопритовые порфиры; 7 — сиеинит-порфиры, граносеиниты; 8 — диабазовые порфиры; 9 — боросодержащие тела; 10 — турмалинизированные участки

ритов. В контактах вмещающих пород с интрузивами развиты известковые скарны и скарноиды, несущие медно-молибденовое и свинцово-цинковое оруденение и борную минерализацию. Последняя представлена датолитом, сибирскитом, турмалином, реже аксинитом и крайне редко — данбурином.

Месторождение, на котором в основном сосредоточена борная минерализация рудного поля, расположено в экзоконтакте массива граносиенитов, гранодиоритов и гранитов на площади развития мраморизованных скарнированных известняков, скарноидов и скарнов в зоне распространения доскарновых даек, главным образом диоритовых порфиритов.

Вкрест простирация пород месторождения с запада на восток наблюдается следующая зональность (рис. 11). Вблизи контакта граносиенитов слабо развиты скарноиды существенно гранатового состава. Восточнее они сменяются интенсивно скарнированными известняками с мощными линзовидными телами скарнов и скарноидов гранат-везувианового и везувианового состава, с которыми связана наиболее богатая датолитовая минерализация. Еще восточнее находится пачка пятнистых (за счет хлорита и рудных) слабо метаморфизованных известняков, в которых встречаются маломощные прослои гранат-везувиановых и везувиановых скарнов с незначительными скоплениями датолита и сибирскита. Внешняя зона представлена известняками с редкими и маломощными прослоями скарноидов. Эта пачка вмещает основные тела свинцово-цинкового оруденения.

Среди борных минералов преобладает датолит, который замещает кальцит в интерстициях скарновых минералов, а также развивается по гранату, везувиану и волластониту. Турмалин концентрируется преимущественно вблизи контактов с дайками порфиритов, где он ассоциирует с пиритом, галенитом, сфалеритом, реже с датолитом. Единичные находки данбурита в ассоциации с турмалином встречены вблизи контакта с граносиенитами. Изредка в элидот-актинолитовых породах с турмалином отмечается аксинит. Борат кальция — сибирскит, приуроченный к пачке пятнистых известняков, где он замещает кальцит, установлен также в составе продуктов изменения датолита, развитого по скарноидам (Василькова, 1962).

Борные тела пространственно совмещены с зонами развития скарноидов и скарнированных известняков и обычно разобщены с основными залежами полиметаллического оруденения, располагаясь к западу от них.

БОРАТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Примером месторождения, где боратная минерализация связана с известковыми скарнами, может служить одно из железо-медных контактово-метасоматических месторождений Урала

(Петрова, 1955, 1957; Малинко, Лисицын, 1961; Малинко, 1961; «Новый...», 1968).

Месторождение сложено вулканогенно-осадочными толщами среднего девона. В основании разреза залегают роговообманковые порфириды и их туфы с редкими прослоями туфосланцев и мраморов. Их перекрывает толща мраморов. Выше залегают породы слоистой свиты, представленные различными туфогенными образованиями. Разрез заканчивается порфиридами, их туфами, туфопесчанками и туфосланцами. Комплекс осадочно-эффузивных пород интродуцирован кварцевыми диоритами, образующими два массива. Для массивов характерны многочисленные апофизы, сложенные кварцевыми диоритами, и сопровождающие их жилы диоритовых порфиритов. Наиболее поздними интрузивными породами являются диабазовые порфириды, образующие ряд даек, самая крупная из которых приурочена к разлому.

На месторождении выявлено две системы разновозрастных тектонических нарушений — одна доскарновая, другая послескарновая, но дорудная (относительно медного оруденения).

Процессы контактового метасоматоза, сопровождавшие внедрение интрузий, привели к образованию скарнов на контактах мраморов с диоритами и пластовых залежей между отдельными свитами и внутри них. Мощность скарнов изменяется от 2—10 до 100—120 м.

Участок месторождения, на котором обнаружена боратная минерализация, приурочен к контакту апофизы массива кварцевых диоритов с вмещающей эффузивно-осадочной толщей среднедевонского возраста, представленной чередованием пачек порфиритов, туфосланцев, туфопесчаников и мраморов (рис. 12). От массива кварцевых диоритов отходят многочисленные более мелкие жилородобные тела диоритовых порфиритов. На контакте массива кварцевых диоритов с мраморами развивается зона пироксен-гранатовых скарнов мощностью от 20 до 50 м. Аналогичные скарновые зоны развиваются и на контактах пачек эффузивных пород с мраморами. Скарнирование мраморов наблюдается также вблизи жил диоритовых порфиритов. Нередко диоритовые порфириды интенсивно скарнированы или нацело замещены скарнами. Участок месторождения пересекается двумя крупными крутопадающими нарушениями. Одно из них сопровождается зоной интенсивного дробления пород, имеющих мощность от 1 до 30 м. Местами нарушение разветвляется или сопровождается параллельными тектоническими нарушениями. Возраст нарушения дорудный (относительно медного оруденения), однако повторные подвижки здесь имели место и после рудоотложения, о чем свидетельствует зона сылучих медных руд, локализующихся в пределах этого нарушения. Второе крупное тектоническое нарушение (послерудное) фиксируется дайкой диабазовых порфиритов и

зоной дробления вмещающих пород в ее зальбандах мощностью 0,5 м. Помимо этих крупных тектонических нарушений на месторождении имеется много более мелких доскарновых, дорудных и послерудных (относительно меди) нарушений, особенно вдоль контакта мраморов со скарнами.

Боратная минерализация установлена в слабо скарнированных мраморах вблизи зоны пересечения указанных выше двух крупных тектонических нарушений. Слабое скарнирование мраморов, к которым приурочена боратная минерализация, наблюдается в участках, примыкающих к мощным зонам скарнов, а также нередко в непосредственной близости от мелких жил диоритовых порфиритов, и выражается в образовании по мраморам мелких гнезд, линз и прожилков гранатовых (существенно андрадитовых) и диопсид-гранатовых скарнов. Наоборот, в зонах массивных скарнов, развивающихся на контакте кварцевых диоритов и мраморов и сложенных гранатом (андрадит-гроссулярового ряда), диопсидом и эпидотом, борная минерализация отсутствует. В скарнированных мраморах в зоне боратной минерализации отмечают прожилки и гнездовые скопления магнетита, пирита и халькопирита. Здесь же пользуют

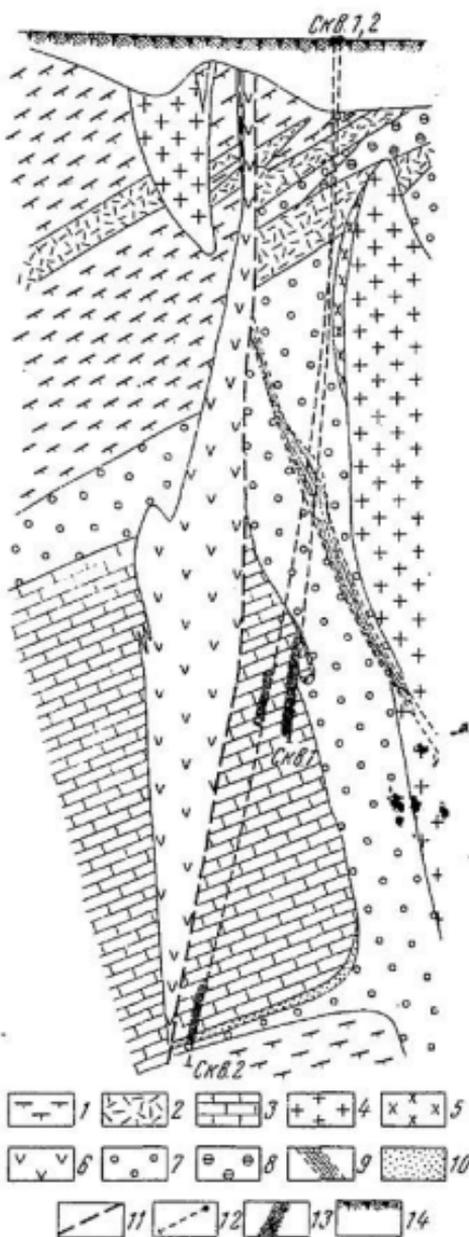


Рис. 12. Геологический разрез участка концентрации боратов известковоскарнивого месторождения.

1 — порфириты и их туфы; 2 — туфопесчаники и туфосланцы; 3 — мраморизованные известняки; 4 — кварцевые диориты; 5 — желоскарновые породы (десилицированные, диопсидизированные кварцевые диориты); 6 — диабазовые порфириты; 7 — пироксен-гранатовые скарны; 8 — эпидозиты; 9 — зона сызучих медных руд; 10 — вкрапленные медные руды; 11 — тектонические нарушения; 12 — скважины; 13 — зоны боратной минерализации; 14 — наносы

ся развитием ангидрит и гипс, редко встречающиеся в скарновых месторождениях. Непосредственно в участках локализации боратов иногда наблюдаются редкие мелкие зерна свабита.

Борная минерализация представлена боратами кальция — кальциборитом, фроловитом, нифонтовитом, уралборитом, пентагидроборитом; коржинскитом, сибирскитом, зимситом и боратом магния — ссайбелинитом.

Мощности зон развития боратов и их протяженность не установлены. Гнездовой и прожилковый характер боратной минерализации обуславливает резкие колебания в содержаниях борного ангидрида по отдельным штучным пробам — от 0,5 до 36%.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ БОРОНОСНЫХ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ И СКАРНОИДОВ

Скарновые минералы бороносных известковых скарнов и скарноидов представлены главным образом пироксеном и гранатом, в меньшей степени волластонитом, везувианом и редко — бустамитом. Из постериорных минералов характерны эпидот, амфиболы, пренит, в меньшей мере слюды, кальцит, кварц, хлорит, редко встречаются пектолит и гизингерит. Полевые шпаты являются существенной составной частью околоскарновых пород. Кроме того, в эндо- и экзоскарновых зонах присутствуют реликтовые минералы алюмосиликатных (обычно полевые шпаты) и карбонатных (кальцит) пород.

Пироксены слагают пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны и пироксен-гранатовые скарноиды, развиваясь в экзо- и эндозонах, а также в околоскарновых породах. Представлены они разновидностями диопсид-геденбергитового ряда, распределение которых подчинено обычной закономерности — в экзоскарнах железистость пироксенов выше, чем в эндоскарновых зонах. В большинстве известковоскарновых месторождений бора пироксены представлены главным образом диопсидом и салитом, реже ферросалитом и геденбергитом, иногда мангансалитом и мангангеденбергитом с содержанием в последнем окиси марганца 4—7% (Мельницкая, 1967).

Пироксены образуют в скарнах и скарноидах парагенетические ассоциации с гранатами, волластонитом, везувианом, кальцитом, а в околоскарновых породах — с плагноклазом и ортоклазом. Пироксены развиваются с замещением полевых шпатов, кальцита, волластонита и сами замещаются гранатом и эпидотом.

Гранаты слагают гранатовые, пироксен-гранатовые скарны и пироксен-гранатовые скарноиды, образуя как экзо-, так и эндоскарновые зоны. Представлены они разновидностями гроссуляр-андрадитовой серии, распределение которых отвеча-

ет известной закономерности — в экзоскарнах железистость гранатов заметно выше, чем в эндоскарнах.

В целом как в скарнах, так и в скарноидах отмечается преимущественное развитие существенно андрадитовых разновидностей по сравнению с гроссуляровыми. Гранаты месторождения, для которого весьма характерен марганцовистый геохимический профиль, имеют повышенное содержание окиси марганца — почти 2% (Мельницкая, 1967). Они находятся в парагенетической ассоциации с пироксенами, волластонитом, везувитом, кальцитом, а при разложении замещаются эпидотом.

Волластонит не всегда присутствует в известковоскарновых месторождениях бора. Часто ему принадлежат небольшие концентрации, но иногда он является одним из главных минералов скарнов и скарноидов. Волластонит характерен для экзоскарнов и скарноидов, но иногда встречается в ассоциации с гроссуляром в эндоскарновых зонах (Василькова, Кузьмин, 1961).

В большинстве случаев волластонит имеет обычный состав, но иногда распространена марганцево-железистая его разновидность с содержанием MnO 4,40—5,51% и FeO 5,04—5,66% (Мельницкая, 1967), в которой марганец и железо изоморфно замещают кальций. Эта разновидность по времени образования является более поздней (низкотемпературной) относительно обычного волластонита.

Волластонит образует парагенезисы с гранатом, пироксеном, кальцитом. Чаще волластонит развивается в известняках с замещением кальцита и в свою очередь замещается гранатом и пироксеном.

Везувит не характерен для известковоскарновых борных месторождений, но в некоторых из них он слагает обычно совместно с другими минералами фланговые зоны скарновых полей. Везувит входит чаще в состав эндо- и реже экзоскарнов, а также отмечается в скарноидах. Ассоциирует минерал с гранатами, пироксенами, реже с кальцитом. Образуется нередко позже граната и пироксена в интерстициях их зерен. Для везувитовых бороносных скарнов характерно повышенное содержание бора, достигающее иногда 1,5—3%.

Бустамит встречен лишь в некоторых боросиликатных месторождениях, где он образует бустамитовые скарны в экзоконтакте сиенитового интрузива. По положению в метасоматической колонке бустамит эквивалентен волластониту, слагая внешние зоны, но в отличие от последнего он характерен для менее высокотемпературных скарнов фланговых фаций (Жариков, 1959). Иногда бустамит ассоциирует с гранатом, пироксеном и везувитом. Гистерогенное разложение бустамита сопровождается образованием парсеттенита.

Эпидоты широко распространены в бороносных известковых скарнах, участвуя в строении экзо- и эндоскарнов,

околоскарновых пород и скарноидов. Эпидоты развиваются по полевым шпатам, гранатам, пироксенам и везувиану, нередко ассоциируя с актинолитом. На отдельных участках скарновых зон эпидоты образуют значительные скопления, где они являются главными породообразующими минералами. Среди них обычны мономинеральные, пироксеновые и ортоклазовые разновидности. Химический состав минералов колеблется в широком диапазоне — от клиноцоизитов до железистых эпидотов.

Скаполит отмечен на месторождении с норденшельдинданбуритовой минерализацией, где он развивается в скарнированных пироксен-плагноклазовых роговиках с замещением плагноклаза и пироксена. Скаполит представлен здесь дипиром, содержащим 22—30% мейонитовой молекулы.

Пектолит встречается в незначительных количествах на месторождении с сибирскит-датолитовой минерализацией и в датолитизированных скарнах рудника Чарльстон (Phemister and Macgregor, 1942). Ассоциирует пектолит с гроссуляром и волластонитом.

Гизингерит установлен и изучен на датолитовом месторождении Е. Ф. Мельницкой (1967), которая связывает его образование с гистерогенным разложением железо-марганцевых пироксенов, волластонита и реже граната в отличие от гипергенного гизингерита, образующегося в зоне окисления магнетитовых и сульфидных руд. Выявлена широкая вариация в составе гизингерита — от марганцовистого с содержанием окиси марганца 14—23%, до железистого, лишенного марганца.

Амфиболы обычно представлены разновидностями тремолит-актинолитового ряда, развивающимися в экзо- и эндоскарновых зонах и замещающими часто в ассоциации с эпидотом пироксены, гранаты и полевые шпаты. В околоскарновых породах отмечается обыкновенная роговая обманка.

Слюды имеют весьма ограниченное распространение в скарнах и скарноидах. Характерна их ассоциация с амфиболами. Представлены они обычно железистыми флогопитами или биотитами.

Пренит — часто встречаемый минерал в известковых бороносных скарнах и скарноидах, где он развивается с замещением гранатов, пироксенов, волластонита, эпидотов, а также плагноклазов околоскарновых пород. Характерна ассоциация пренита с кальцитом в прожилках. Иногда интенсивная пренитизация приводит к образованию в скарнах и особенно в скарноидах участков и зон, сложенных главным образом этим минералом.

Кальцит является, с одной стороны, реликтовым минералом замещаемых скарнами известняков, а с другой — продуктом последующего разложения скарновых минералов. В последнем случае ему свойственны мелкозернистые агрегаты, за-

мещающие гранаты, пироксены, волластонит и другие минералы экзо- и эндоскарновых зон.

Кварц аналогично кальциту является как реликтовым минералом, но алюмосиликатных пород, так и продуктом разложения скарновых минералов. В последнем случае он нередко ассоциирует с кальцитом и хлоритом.

Полевые шпаты, входящие в состав околоскарновых пород, представлены плагиоклазами среднего состава (30—60% анортитовой молекулы) или калиевым полевым шпатом. Ассоциируют они с пироксенами (обычно с диопсидом), реже с грюссуляром.

БОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ И СКАРНОИДОВ

Боросиликаты

Боросиликаты, слагающие главную массу борных руд известковоскарновых месторождений, представлены датолитом и данбуритом, которые обычно сопровождаются бороалюмосиликатами — аксинитом и турмалином. Наиболее широко распространены датолит и аксинит. Данбурит встречается реже, но иногда образует значительные концентрации. Для турмалина в боросиликатных месторождениях характерно в целом подчиненное положение, а в промышленных месторождениях он практически отсутствует. На одних месторождениях присутствуют все эти минералы обычно с преобладанием датолита или данбурита, на других встречаются только некоторые из них, а нередко развит лишь один датолит.

Датолит слагает руды скрыто-, мелко- и крупнозернистой структуры, друзовидной, полосчатой, массивной, концентрически зональной текстуры; образует хорошо оговоренные кристаллы, нередко собранные в щетки и друзы; изредка встречается волокнистая разновидность датолита — ботриолит.

Развивается датолит преимущественно в экзоскарновых зонах и слоистых скарноидах, в значительно меньшей мере — в эндоскарнах и околоскарновых породах. Характерно замещение им скарновых минералов — волластонита, граната, пироксена, везувiana, в меньшей степени бустамита. Из апоскарновых минералов датолитизации подвержены эпидот и пектолит. В околоскарновых породах и в скарноидах датолит развивается, кроме того, с замещением реликтовых минералов — полевых шпатов, кварца и кальцита. Образование датолита в «чистых» массивных известняках (мраморах) менее характерно, но в тонкослоистых известково-силикатных породах он часто развивается по карбонату. Весьма обычным является замещение датолитом данбурита и аксинита.

В парагенезисе с датолитом часто встречаются пренит, кальцит, реже кварц, апофиллит, таумасит, иногда флюорит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит.

Гистерогенные изменения датолита выражаются в его разложении с образованием кальцита, кварца, а иногда сибирскита; последнее сопровождается выделением хлорита или глиноподобного минерала типа монтмориллонита — бейделлита (Василькова, Кузьмин, 1961).

Данбурит образует зернистые массы, крупнокристаллические агрегаты, друзы, щетки, отдельные хорошо ограненные кристаллы, размеры которых иногда достигают первых дециметров. Наибольшее распространение данбурит имеет в скарноидах, экзоскарнах и в меньшей степени в эндоскарновых зонах, скарнированных роговиках и карбонатно-кремнистых породах, вмещающих скарны.

Данбурит развивается с замещением гранатов, диопсида, частично везувина, плагноклаза. Характерна ассоциация данбурита с аксинитом, по-видимому, близким с ним по времени выделения, а также с датолитом, кальцитом и кварцем, которые его замещают с образованием псевдоморфоз. Изредка данбурит находится в ассоциации со скаполитом, а также с турмалином.

По сравнению с датолитом данбурит интенсивнее развивается в тех участках, где скарнированием охвачены породы с более высоким содержанием кремнезема.

Аксинит представлен обычно мелкокристаллическими агрегатами различного габитуса с характерными копьевидными очертаниями. Локализуется минерал в эндоскарнах, околоскарновых породах, скарноидах, скарнированных роговиках. Из скарновых минералов в ассоциации с аксинитом отмечают гранаты, пироксены, из постскарновых — эпидот, кварц, актинолит, из околоскарновых — полевые шпаты. С аксинитом часто тесно ассоциируют данбурит, датолит, турмалин. Отмечается более позднее образование аксинита относительно скарновых минералов, но более раннее по сравнению с датолитом, которым он частично замещается. В низкотемпературных условиях изредка наблюдается разложение аксинита с образованием серицита и стильпномелана (Мозгова, 1962).

В известковоскарновых борных месторождениях пользуются распространением аксиниты, в которых содержание окиси марганца колеблется от 1,5—3 до 10—12%.

Турмалин локализуется главным образом в околоскарновых породах и эндоскарнах в ассоциации с полевыми шпатами, кварцем, пироксеном, гранатом, эпидотом. Часто он встречается совместно с аксинитом, иногда с данбуритом, редко с датолитом. Время его образования, по-видимому, близко к выделению аксинита и данбурита.

Бораты

К настоящему времени известно девять боратов, генетически связанных с известковоскарновой формацией: безводный метаборат — кальциборит; группа водных метаборатов — коржинскит, уралборит, нифонтовит, фроловит, пентагидроборит, вимсит; кислый ортоборат — сибирскит; оловянный борат — норденшельдин. Все эти минералы, кроме норденшельдина, открыты и изучены в основном за последние 10—12 лет. Два из них — кальциборит и фроловит — установлены Е. С. Петровой (1955, 1957), а остальные — С. В. Малинко и А. Е. Лисицыным (1961), С. В. Малинко (1961, 1963₂), Н. Н. Васильковой (1962), Д. П. Шашкиным («Новый...», 1968). Норденшельдин открыт в конце прошлого столетия, но в связи со скарнами (и роговиками) он установлен совсем недавно (Маршукова, Сирина, Павловский, 1968).

Характерным в геологических условиях нахождения большинства описываемых боратов является их приуроченность к зонам слабо скарнированных известняков (гнезда, линзы, прожилки), расположенных вблизи массивных скарнов пироксен-гранатового или везувийно-гранатового состава и в непосредственной близости к мощным «долгоживущим» тектоническим нарушениям.

Кальциборит — наиболее распространенный минерал среди боратов кальция. Он развивается в известняках с замещением кальцита и коррозией зерен граната, иногда образуя значительные мономинеральные скопления. Помимо этого, имеет место тесная ассоциация кальциборита с ангидритом и изредка с доломитом, развивающимся по известнякам в зоне их слабого скарнирования. Взаимоотношения этих трех минералов и температуры их декрепитации (Малинко, 1966) свидетельствуют о близкородственном их выделении при некотором отставании кальциборита. Характерным является замещение кальциборита тонкоиглольчатым агрегатом сибирскита, иногда полностью с образованием псевдоморфоз призматического габитуса. Частично он замещается также коржинскитом и фроловитом. Изредка в кальциборите встречаются мелкие идиоморфные зерна свабита.

Коржинскит тесно ассоциирует с кальциборитом и сибирскитом, корродируя их в периферических частях, или выполняет в них тонкие трещинки, а также замещает кальцит, ангидрит и доломит. Иногда коржинскит в виде неправильной формы гнездовых образований развивается по кальциту.

Уралборит образует радиальнолучистые агрегаты и в ассоциации с фроловитом мелкие выделения среди зернистых масс последнего. Оба эти минерала совместно развиваются по кальциту слабо скарнированных известняков.

Вимсит встречается в виде удлиненных призматических кристаллов, нередко собранных в лучистые агрегаты. Минерал ассоциирует с уралборитом, фроловитом, кальцитом, доломитом, анкеритом. Характерно его нахождение в мраморах, содержащих гранат и магнетит.

Нифонтовит образует тонкие мономинеральные прожилки в известняках, замещая кальцит; иногда приурочен к гнездам граната среди известняков, располагаясь по периферии таких гнезд и заполняя интерстиций зерен граната; наблюдается в сростании с ссайбелнитом, причем тонкие иголки последнего включены в зерна кальцевого бората.

Фроловит образует неправильной формы выделения и прожилки, развиваясь с замещением кальцита, кальциборита, доломита. Характерна ассоциация фроловита с уралборитом и гипсом; кристаллы последнего заключены среди бората. Иногда фроловит содержит включения тонкоигльчатого ссайбеллита.

Пентагидроборит приурочен к гнездовым обособлениям граната и магнетита, располагаясь в их периферии и выполняя промежутки между зернами этих минералов. Образует также прожилки в кальците.

Сибирскит на месторождении в Сибири установлен в составе пелитоморфных продуктов гистерогенного изменения датолита и в слабо скарнированных хлоритизированных известняках в виде ромбовидных метакристаллов, иногда содержащих зерна кальцита, хлорита, граната, везувiana. На Уральском месторождении сибирскит в виде радиальнолучистых тонкоигльчатых агрегатов развивается по кальцибориту и частично по кальциту. В зоне гипергенеза сибирскит неустойчив и интенсивно замещается криптокристаллическим кальцитом с выносом при этом бора.

Норденшельдин образует гнездовые скопления или отдельные зерна, спорадически распределенные в скарнированных роговиках. Для него характерны призматические кристаллы, размеры которых достигают 4—5 мм. По норденшельдину образуются псевдоморфозы, сложенные датолитом, касситеритом и кальцитом. Кроме того, борат ассоциирует с турмалином, пироксеном, иногда с кварцем и флюоритом.

Следует подчеркнуть особенности в локализации борных минералов месторождений известковоскарновой формации.

Как аксинит, так и турмалин локализуются обычно в богатых глиноземом песчано-сланцевых, эффузивных, интрузивных и околоскарновых породах, в роговиках, эндоскарнах и в меньшей степени в экзоскарновых зонах и скарноидах. Данбурит и датолит приурочены к породам, богатым кальцием и кремнием, развиваясь преимущественно в экзоскарнах, скарноидах, известково-кремнистых сланцах, иногда в волластонит-пироксеновых или полевошпат-пироксеновых роговиках и изредка в карбонатизированных алюмосиликатных породах. Реже да-

Распределение борных минералов по метасоматическим зонам известковых скарнов

| Гранитоиды, эффузивы, сланцы | Пл-Пл | Пл-Гр | Гр | Пл | Вол | Ка |
|------------------------------|-------|--------------|----|----|-----|-------------------|
| ← Турмалин → | | | | | | |
| ← Аксинит → | | | | | | |
| | | ← Данбурит → | | | | |
| | | ← Датолит → | | | | Кальциевые бораты |

толит встречается в чистых известняках. Данбурит по сравнению с датолитом концентрируется в участках с более высоким химическим потенциалом кремния. Кальциевые бораты локализируются в существенно известковой среде — в слабо скарнированных известняках, примыкающих к скарновым зонам; норденшельдин приурочен к богатым кальцием скарновым зонам.

Таким образом, намечается определенная зональность в локализации борных минералов в известковоскарновом комплексе, которая в общей схеме представлена в табл. 2.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ БОРА В ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВОМ ПРОЦЕССЕ

Характерная приуроченность эндогенной борной минерализации к скарнам, по-видимому, в определенной степени является отражением геохимических особенностей бора в процессе скарнообразования. Известный в настоящее время материал по распределению бора (данные количественного спектрального анализа) в различных скарновых минералах и скарнах позволяет вскрыть некоторые из этих особенностей.

В таблице 3 собраны данные по содержанию бора в известковых скарнах, с которыми генетически связана локализованная в них борная минерализация. Эти данные свидетельствуют о последовательном возрастании содержания бора от волластонитовых скарнов к пироксеновым и гранатовым. Максимальными содержаниями бора характеризуются везувияновые скарны, что находится в соответствии с известным свойством везувиянов концентрировать в себе бор. В эпидозитах содержания бора заметно ниже, чем в гранатовых скарнах, и близки к таковым в пироксеновых разновидностях.

Таблица 3

Содержание бора (в г/т) в известковых бороносных скарнах*

| Разновидность порока | Тем-Шань (Отрошенко, 1945) | Юг Красно- ярского края (Кузьмин, 1964) | Централ- ный Казахстан (Кузнецов, 1962) | Урал (Лисин, 1963) | Средне- азийское по разности видности порока |
|--|----------------------------------|---|---|--------------------------|--|
| | | | | | |
| Волластонитовые | 82 (15)** | — | 61 (192) | 3 (6) | 62 (213) |
| Пироксеновые | 62 (36) | 119 (13) | 163 (19) | 4 (7) | 77 (75) |
| Гранатовые | 135 (38) | 462 (40) | 100 (235) | 43 (36) | 92 (349) |
| Пироксен-гранатовые Везувиановые с гранатом (или пироксеном) | 298 (36) | 573 (39) | 610 (98) | 390 (8) | 528 (181) |
| Эпидозиты | 194 (26) | — | 14 (42) | 35 (15) | 74 (83) |
| Среднее | — | — | — | — | 164 (918) |

* В скарнах, которые незначат борную минерализацию, генетически связанную со скарнообразованием.

** Здесь и в табл. 4—6, 10, 11, 23—25 в скобках указано количество анализированных проб.

Распределение бора в минералах бороносных скарнов (табл. 4) в целом аналогично его распределению в породах. Но здесь еще более резко видна разница в содержаниях бора между волластонитом, пироксеном, с одной стороны, и гранатом и везувианом, с другой. В последних, особенно в везувиане, содержание бора значительно выше, чем в первых. Содержание бора в эпидоте вдвое выше, чем в пироксене, но значительно ниже по сравнению с гранатом и везувианом.

Содержание бора (в г/т) в минера

| Минерал | Юг Красно- ярского края (Кузьмин, 1964) | Урал | | |
|-----------------------|---|--|--|--------------------------------|
| | | Р. В. Гер- мант, Е. Н. Са- винова (1959) | А. Е. Ли- синько, В. Г. Хи- ров (1962) | В. В. Мель- ников (1966) |
| Волластонит | — | 90 (8) | — | — |
| Пироксен | 220 (2) | — | 57 (8) | — |
| Гранат | 520 (10) | 182 (18) | 70 (21) | — |
| Везувиан | 2900 (12) | — | 5532 (4) | 10600 (1)* |
| Эпидот | 610 (4) | 20 (9) | 140 (12) | — |

* Данные химического анализа.

Распределение бора в известковых скарнах, лишенных борной минерализации и генетически связанных с небороносными интрузиями, а также в минералах, составляющих эти скарны, отражает ту же тенденцию, которая характерна для скарнов, несущих борное оруденение. Здесь также наблюдается увеличение содержания бора от волластонитовых и пироксеновых разновидностей скарнов к пироксен-гранатовым и везувиановым (табл. 5) и соответственно от пироксена и граната к везувиану (табл. 6). В эпидозитах отмечается снижение содержания бора относительно пироксен-гранатовых скарнов (см. табл. 5). В гранате и пироксене содержания бора близки, а в эпидоте они выше относительно первых двух минералов (см. табл. 6).

Как известно, одной из характерных особенностей процесса известкового скарнообразования является существенное различие в условиях режима вполне подвижных в этом процессе железа, магния, марганца. В соответствии с величинами химических потенциалов этих компонентов в растворах выделяют следующие фации железистости известковых скарнов (Жариков, 1966). Для высокотемпературных скарнов: волластонитовая, диопсидовая, салитовая, геденбергитовая и андрадитовая. Для менее высокотемпературных скарнов, отличающихся отсутствием волластонита и нередко повышенной активностью в растворах марганца, выделяются родонитовая, бустамитовая, манган-салитовая, манган-геденбергитовая, диопсидовая, салитовая, геденбергитовая, андрадитовая фации железистости. Согласно В. А. Жарикову обычно центральные зоны скарновых полей, расположенные в области наиболее интенсивной циркуляции растворов, характеризуются развитием более железистых фаций. На флангах скарновых полей распространены волластонитовые и диопсидовые фации высокотемпературных

Таблица 4

лах известковых бороносных скарнов

| Средняя Азия | | | Дальний Восток (данные автора) | Арктика, Норвегия (Востобал, 1949) | Средне- азиатское по минералам |
|--|---|------------------|---|---|---|
| В. Д. Отро- шенко, А. В. Зарешка (1967) | Личные сооб- щения Е. Ф. Мельни- ковой и Г. А. Ма- лахова | Данные автора | | | |
| — | — | — | — | — | 90 (80) |
| — | — | — | — | — | 89 (10) |
| 100 (38) | 842 (2)* | 990 (14) | 528 (4) | — | 294 (107) |
| 214 (36) | — | — | — | — | 1430 (53) |
| 194 (26) | — | — | — | 40 (2) | 177 (53) |

Таблица 5

Содержание бора (в г/т) в известковых небороносных скарнах*

| Разновидность пород | Тынь-Шань (Отрошенко, 1965) | Юг Красноярского края (Кузьмин, 1964) | Алтай | | Северный Казахстан (данные автора) | Богемский массив (Нешетес, 1966) | Средне-взвешенное по разновидностям пород |
|---------------------|-----------------------------|---------------------------------------|-------------------------|---------------------|------------------------------------|----------------------------------|---|
| | | | Ф. В. Сухо-руков (1965) | Я. А. Косалс (1968) | | | |
| Воластонитовые | 10—15 (55)** | — | — | 5 (1) | — | — | 11 (12) |
| Пироксеновые | | 3 (16) | — | — | — | 10 (37) | 9 (64) |
| Гранатовые | | 6 (26) | 2 (41) | — | — | — | 5 (78) |
| Пироксен-гранатовые | | — | 8 (7) | 27 (4) | 19 (43) | — | 18 (54) |
| Везувиановые | | 80 (1) | — | 104 (14) | — | — | 64 (26) |
| Эпидозиты | | 3 (7) | 3 (4) | — | — | — | 7 (22) |
| Среднее | | | | | | | 16 (256) |

* В скарнах, которые не содержат борной минерализации. Они располагаются в контактах гранитоидных массивов, с интрузиями которых генетически не связана борная минерализация.

** Дифференцированные данные отсутствуют, поэтому для расчета средних содержаний взято по 11 анализов с содержанием 12 г/т для каждой разновидности (за исключением пироксен-гранатовых скарнов).

Таблица 6

Содержание бора (в г/т) в минералах известковых небороносных скарнов

| Минерал | Юг Красноярского края (Кузьмин, 1964) | Алтай | | Северный Казахстан (данные автора) | Средне-взвешенное по минералам |
|--------------------|---------------------------------------|-------------------------|---------------------|------------------------------------|--------------------------------|
| | | Ф. В. Сухо-руков (1965) | Я. А. Косалс (1968) | | |
| Пироксен | — | — | 75 (4) | 15 (20) | 25 (24) |
| Гранат | 18 (18) | 22 (8) | 17 (5) | 60 (7) | 24 (38) |
| Везувиан | 200 (1) | — | 293 (10) | — | 282 (11) |
| Эпидот | 4 (2) | 11 (2) | 62 (3) | — | 31 (7) |

скарнов или родонитовые и бустамитовые фации менее высокотемпературных скарнов. Соотношения во времени образования различных по железистости фаций скарнов подчинены общей закономерности, заключающейся в том, что в течение скарнового процесса химический потенциал железа в растворах возрастает, вызывая увеличение железистости скарновых минералов и смену менее железистых фаций скарнов более железистыми.

Проследив во времени смену фаций скарнов по железистости и распределение в них (и соответственно в скарновых минералах) бора, нетрудно заметить, что в целом с увеличением степени железистости скарнов (или скарновых минералов) возрастает содержание в них бора. Это обстоятельство можно рассматривать как основную геохимическую особенность известковых скарнов, отличающих их от магнезиальных скарнов в борных месторождениях. Увеличение роли железа в ходе известковоскарнового процесса обусловлено повышением кислотности растворов, соответствующей общему снижению температур постмагматического процесса (Коржинский, 1953). Аналогичная закономерность, очевидно, характерна и для бора.

Таким образом, с понижением температуры химический потенциал бора в постмагматических растворах возрастает, но в скарновом процессе активность элемента еще недостаточно велика для образования борных минералов. Только в заключительную стадию скарнообразования появляется борсодержащий везувин, а с дальнейшим понижением температуры растворов и увеличением активности бора в них в постскарновую стадию или в конце ее в благоприятных условиях образуются кальциевые боросиликаты и бораты. Это находится в соответствии с указанием Д. С. Коржинского (1953) о том, что повышенные активности какого-либо подвижного компонента в растворе (в данном случае бора) вызывает изменение парагенезиса с образованием минералов, обогащенных этим компонентом.

Известковые скарны, скарноиды, а также замещаемые ими карбонатные и кремнисто-карбонатные породы служат основной благоприятной средой, в результате взаимодействия с которой кислых бороносных растворов кислотной стадии постмагматического процесса происходит формирование боросиликатов и безводных кальциевых боратов, продолжающееся и в позднюю щелочную стадию (датолит, водные метабораты).

Показанное выше закономерное поведение бора в скарновом процессе характерно не только в целом, но и для частных случаев. В процессе же эпидотизации скарнов одинаковой картины не наблюдается. В одних случаях (Лисицын, Хитров, 1962; Кузьмин, 1964; Косалс, 1968) эпидоты, а иногда и эпидозиты (Отрощенко, 1965) характеризуются более высокими содержаниями бора, чем замещаемые ими гранаты, пироксены или скарны пироксен-гранатового состава; в других — менее высокими (Bertolani, 1949; Гетлинг, Савинова, 1959; Кулкашев, 1962; Лисицын, 1963; Кузьмин, 1964; Сухоруков, 1965). Тем не менее довольно высокие содержания бора в эпидоте, близком по времени образования датолиту и некоторым кальциевым боратам, еще раз подчеркивают значительную активность бора в постскарновом процессе.

Как отмечалось выше, характер поведения бора в бороносных и небороносных скарнах аналогичен. Следовательно, по

этому признаку, как ранее указывалось (Лисицын, 1963), еще нельзя судить о потенциальной бороносности гранитоидной интрузии, с которой связано скарнообразование. Для этой цели, по-видимому, необходимо учитывать соотношения содержания бора в породах и минералах тех и других скарнов. В табл. 7 показаны отношения средних содержаний бора

Таблица 7

Коэффициенты бороносности известковоскарновых пород и минералов

| Разновидность скарнов и апоскарновых пород | Отношение средних содержаний бора бороносных и небороносных пород. г/т | Коэффициент бороносности разновидностей пород | Минерал | Отношение средних содержаний бора в минералах бороносных и небороносных скарнов. г/т (данные табл. 4, 6) | Коэффициент бороносности минералов |
|--|--|---|----------|--|------------------------------------|
| Волластонитовые | $\frac{62}{11}$ | 6 | Пироксен | $\frac{90}{25}$ | 4 |
| Пироксеновые | $\frac{77}{9}$ | 9 | Гранат | $\frac{294}{24}$ | 12 |
| Гранатовые | $\frac{92}{5}$ | 18 | Везувиан | $\frac{1430}{282}$ | 5 |
| Везувиановые | $\frac{528}{64}$ | 8 | Эпидот | $\frac{177}{31}$ | 6 |
| Эпидотовые | $\frac{74}{7}$ | 11 | | | |
| Среднее | -- | 10 | | — | 7 |

в одноименных разновидностях бороносных и небороносных скарнов, апоскарновых пород и их минералах, а также отношения средних содержаний бора в целом по известковым бороносным и небороносным скарнам, названные коэффициентами бороносности пород и минералов. Коэффициенты бороносности для отдельных разновидностей скарнов и апоскарновых пород колеблются от 6 до 18, в среднем составляя 10, что близко по величине к коэффициенту бороносности минералов, равному 7. По-видимому, коэффициенты бороносности скарнов, апоскарновых пород и их минералов от 4—6 и выше могут свидетельствовать не только о вероятности нахождения в скарнах борной минерализации, но и о потенциальной бороносности интрузии, с которой генетически связаны известковые скарны. Наи-

более характерные колебания значений коэффициентов бороносности в таких случаях будут находиться в диапазоне от 6—8 до 15—18. За средние величины коэффициента бороносности скарновых и апоскарновых пород и минералов можно принять 7—10.

Более детальные исследования позволили провести сравнение содержаний бора в гранатах известковых скарнов, не содержащих борного оруденения, мелких непромышленных месторождений боросиликатов и промышленных месторождений того же типа. Представления о различиях в степени рудоносности объектов можно получить, принимая, что масштабы оруденения в первых равны нулю, а промышленных месторождений они в несколько сотен раз больше, чем мелких месторождений. Средние содержания борного ангидрида в рудах промышленных месторождений в 3—5 раз выше по сравнению с мелкими месторождениями.

Чистота мономинеральных фракций граната в отношении возможных примесей борных минералов проверялась по шлифам и в иммерсионных препаратах. Использование методики микроспектрального анализа (Лисицын, Хитров, 1962) в малых навесках минерала (2—5 мг) позволяло обеспечить должную чистоту анализируемого материала. Анализ бора в гранатах выполнен в спектральной лаборатории ВИМСа А. И. Юрченко-вой.

Содержания бора в гранатах скарнов промышленных боросиликатных месторождений представлены в табл. 8 и 9. Для

Таблица 8

Содержание бора в гранатах промышленного боросиликатного месторождения 1

| № пробы | Содержание бора, г/т | № пробы | Содержание бора, г/т |
|---------|----------------------|---------|----------------------|
| 1в—1 | 2883 | 3в—4 | 2387 |
| 1в—2 | 403 | 4в—1 | 449 |
| 2в—1 | 1162 | 4в—2 | 1240 |
| 2в—2 | 495 | 4в—3 | 236 |
| 2в—3 | 1860 | 175 | 842* |
| 3в—1 | 495 | 210 | 842* |
| 3в—2 | 217 | | |
| 3в—3 | 341 | | |

Среднее содержание по 14 пробам составляет 990 г/т.

* Данные химического анализа по материалам Е. Ф. Мельницкой и Г. А. Малахова.

Таблица 9

Содержание бора в гранатах промышленного боросиликатного месторождения 2

| № пробы | Содержание бора, г/т |
|---------|----------------------|
| 1 | 200 |
| 2 | 180 |
| 3 | 930 |
| 4 | 800 |
| Среднее | 528 (4) |

сравнения приведены средние содержания бора в гранатах боросиликатных мелких месторождений (табл. 10) и в гранатах скарнов, не содержащих борной минерализации (табл. 11).

Таблица 10

Содержание бора в гранатах мелких непромышленных боросиликатных месторождений

| Район и месторождения | Содержание бора, г/т |
|--|----------------------|
| Красноярский край (Кузьмин, 1964) . . . | 520 (10) |
| Вадимо-Александровское, Урал (Гетлинг, Савинова, 1959) . . . | 182 (18) |
| Средний и Северный Урал (Лисицын, Хитров, 1962) | 70 (21) |
| Средняя Азия (Отрощенко, Зарецкая, 1967) | 100 (38) |
| Среднее | 156 (87) |

Таблица 11

Содержание бора в гранатах известковых скарнов, не содержащих боросиликатного оруденения

| Район | Содержание бора, г/т |
|--|----------------------|
| Красноярский край (Кузьмин, 1964) . . . | 18 (18) |
| Алтай (Сухоруков, 1965) | 22 (8) |
| Горный Алтай (Косалс, 1968) | 17 (5) |
| Северный Казахстан (данные автора) . . . | 60 (7) |
| Среднее | 24 (38) |

Весьма показательно отношение среднего содержания бора в гранатах промышленных месторождений к содержанию его в гранатах мелких месторождений того же типа, в целом составляющее 5,8 (табл. 12). Для сравнения в этой таблице приведено отношение среднего содержания бора в гранатах бороносных и небороносных скарнов, составляющее 12, и отношение среднего содержания бора в гранатах мелких боросиликатных месторождений к среднему содержанию его в гранатах скарнов, не содержащих борной минерализации, составляющее 6,5.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что в гранатах промышленных месторождений известковоскарновой формации среднее содержание бора увеличивается примерно во столько же раз по сравнению с гранатами однотипных мелких непромышленных месторождений, во сколько раз среднее количество бора в последних превышает его содержание в гранатах небороносных скарнов (ориентировочно в 6 раз). Эта величина, характеризующая различия в уровнях содержания бора в гранатах, может быть использована при оценке боропроявлений известковоскарновой формации.

При определении степени бороносности скарновых минералов и тех или иных разновидностей известковых скарнов необ-

Соотношение средних содержаний бора в гранатах месторождений, различных по промышленной значимости

| | |
|--|-----|
| Средние содержания бора в гранатах промышленных месторождений, г/т | 900 |
| Средние содержания бора в гранатах мелких непромышленных месторождений, г/т | 156 |
| Отношение средних содержаний бора в гранатах промышленных и непромышленных боросиликатных месторождений . . | 5,8 |
| Средние содержания бора в гранатах скарнов, не содержащих борного оруденения, г/т | 24 |
| Отношение средних содержаний бора в гранатах бороносных и небороносных скарнов | 12 |
| Отношение среднего содержания бора в гранатах непромышленных боросиликатных месторождений к среднему содержанию в гранатах скарнов, не содержащих борного оруденения | 6,5 |

ходимо учитывать не только различную изоморфную емкость минералов (Белов, 1960), но и особенности изоморфизма бора в зависимости от геологического положения тех или иных скарновых пород. В. Л. Барсуковым (1960) показано, что изоморфизм бора в силикатах зависит от его валентного состояния. В ортосиликатах (в частности, в гранатах) возможно замещение кремнекислородных тетраэдров тетраэдрами $\text{BO}_3\text{OH}^{-4}$. В цепочечных силикатах (в частности, в пироксенах) возникает изоморфизм бора с алюминием, благодаря одинаковому валентному состоянию. Аналогичное явление наблюдается в некоторых ленточных силикатах (в частности, в амфиболах). Таким образом, распределение бора в пироксенах известковых скарнов во многом определяется пространственным положением пород. Более высокое содержание бора в пироксенах из эндоzon известковых скарнов по сравнению с содержанием в экзоzon в соответствии с большей глиноземистостью первых отмечалось ранее (Лисицын, Хитров, 1962).

Распределение бора в гранатах известковых скарнов (андрадит-гроссулярового ряда) обычно не зависит от их состава (Лисицын, Хитров, 1962; Кузьмын, 1964), что отвечает особен-

ностям изоморфизма бора в них. Однако есть указание на то, что количество бора в гранатах иногда заметно увеличивается в соответствии с возрастанием в них роли андрадитовой молекулы (Сухоруков, 1965).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛЬЦИЕВЫХ БОРОСИЛИКАТОВ И БОРАТОВ

На известковоскарновых месторождениях и проявлениях бора обращает внимание преимущественная обособленность в локализации боросиликатного и боратного минеральных типов. Так, в пределах боросиликатных месторождений и рудопроявлений, как правило, отсутствуют бораты. Даже в пределах единого рудного поля в одном из районов Урала датолит, интенсивно развитый на одном из месторождений, совершенно отсутствует на другом, где установлена боратная минерализация. Вместе с тем в участках распространения датолитовой минерализации не содержится даже незначительных выделений боратов.

Аналогично разобщена боросиликатная и первичная боратная — сибирскитовая — минерализация на одном из месторождений Сибири (Василькова, 1962). Однако здесь развита и другая форма проявления сибирскита, где он представлен продуктом гистерогенного изменения датолита.

Иной характер локализации, по-видимому, свойствен борату олова и кальция — норденшельдину. Судя по размещению норденшельдина на боро-оловорудном месторождении Средней Азии, где этот минерал установлен в скарированных роговиках, он локализуется непосредственно в зонах развития боросиликатов — данбурита, датолита, турмалина.

Другой интересной особенностью месторождений бора рассматриваемой формации является часто весьма заметная обособленность в локализации большей частью датолитового и данбуритового оруденения. Большинство известных месторождений и проявлений боросиликатных руд представлено либо существенно датолитовой, либо только датолитовой минерализацией. Подавляющее большинство боросиликатных месторождений по минеральному типу является датолитовыми и совершенно лишены данбуритовой минерализации. В таком же количестве соотношении находятся данбурит и датолит в боро-оловорудном месторождении Средней Азии.

Отмеченные выше особенности проявления борной минерализации имеют важное практическое значение для поисков и оценки подобных месторождений и, по-видимому, связаны в основном с различными физико-химическими условиями образования борных минералов.

Давление является одним из наиболее важных параметров, определяющих образование борных минералов вообще и кальциевых боросиликатов и боратов в частности.

О сравнительно невысоких величинах давления, при которых образуются в природе кальциевые боросиликаты и бораты, свидетельствуют данные экспериментальных исследований. Так, данбурит и датолит были получены воздействием раствора буры, CaCl_2 , HCl и метасиликата натрия или кварца на известняк при давлении 350 атм и температуре 360—400°С (Барсуков, Дерюгина, 1961). Американские исследователи показали, что при давлении 1000 бар данбурит устойчив при температурах 290—800°С и более, а при давлении 2000 бар верхний предел устойчивости датолита в ассоциации с кварцем составляет примерно 500°С (Eugster, Wise, 1963). Синтез и изучение полей устойчивости кальциборита и химических аналогов сибирскита и коржинскита проводились И. Я. Некрасовым и др. («Изучение...», 1970). Эти соединения были получены при различных температурах и концентрациях борного ангидрида в растворах при давлении около 1000 атм.

Геологические условия нахождения кальциевых боратов и боросиликатов также свидетельствуют о сравнительно невысоком давлении при их образовании, поскольку эти минералы характерны для скарновых месторождений гипабиссальной фации. Очевидно, кальциевые бораты и боросиликаты могут быть отнесены к типичным абиссофобным минералам, а в появлении боратного или боросиликатного типа борной минерализации фактор давления, вероятно, не играет заметной роли.

Примером месторождения бора, где можно произвести некоторую относительную количественную оценку глубины формирования (давления) борной минерализации, является среднеазиатское боро-оловорудное месторождение. Выше было показано, что на этом месторождении в скарнированных роговиках наблюдается тесная, очевидно, парагенетическая ассоциация данбурита и скаполита. В то же время здесь встречаются в роговиках сосуществующие скаполиты и плагиоклазы. На основе установленной В. А. Жариковым (1966₃) зависимости составов сосуществующих скаполитов и плагиоклазов от глубины сделан соответствующий расчет. Выявлено, что на месторождении сосуществуют плагиоклаз, содержащий 40% анортитовой составляющей, со скаполитом, имеющим 22% мейонитовой молекулы, а плагиоклаз с 60% анортитового минала сосуществует со скаполитом, содержащим 30% мейонитовой молекулы. Константы равновесия, вычисленные по формуле, предложенной В. А. Жариковым (1966₃), для минералов указанных

$$K_p = \frac{N_{\text{Me}}^{\text{Ск}}}{1 - N_{\text{Me}}^{\text{Ск}}} : \frac{N_{\text{Ал}}^{\text{Пла}}}{1 - N_{\text{Ал}}^{\text{Пла}}}$$

парагенетических ассоциаций соответственно, равны 0,29 и 0,42. Вероятно, на месторождении имеет место сосуществование минералов такого состава, которые характеризуются промежуточными величинами константы равновесия. Полученные значения константы равновесия отвечают образованию минералов в условиях наименьших глубин гипабиссальной фации, где вследствие низкого давления углекислоты скаполит оказывается более кислым, чем сосуществующий с ним плагиоклаз. Взаимоотношения скаполита с данбуритом и последнего с другими борными минералами этого месторождения (датолитом, норденшельдином, аксинитом, турмалином) свидетельствуют о формировании всего комплекса в одних условиях давления, т. е. в условиях малых глубин гипабиссальной фации.

Температура образования кальциевых боросиликатов может быть оценена по данным термометрического анализа и гидротермального синтеза. В табл. 13 представлены результаты дек-

Таблица 13

Температура декрепитации газово-жидких включений некоторых борных минералов известковоскарновых месторождений

| № п/п | Минерал | Температура декрепитации, °С | Район |
|-------|-------------|------------------------------|----------------|
| 1 | Аксинит | 430—455 | Кавказ |
| 2 | " | 380—460 | Средняя Азия |
| 3 | " | 320—350 | Дальний Восток |
| 4 | Данбурит | 280—480 | Средняя Азия |
| 5 | " | 350—420 | Дальний Восток |
| 6 | Датолит | 170—490 | Кавказ |
| 7 | " | 375—490 | " |
| 8 | " | 260—390 | Дальний Восток |
| 9 | " | 260—440 | Средняя Азия |
| 10 | Кальциборит | 325—345 | Урал |
| 11 | Уралборит | 160—170 | |
| 12 | Нифонтовит | 120—160 | |
| 13 | Фроловит | 95—100 | |

Примечание. Литературный источник: 1, 6—Н. Г. Родзянко (1967); 2, 4, 9—по данным автора; 3, 5, 8—Л. Д. Куршакова (1961); 7—Н. Г. Родзянко, В. Н. Труфанов (1964); 10—13—С. В. Маляико (1966).

репитации боросиликатов и некоторых кальциевых боратов. Из данных этой таблицы следует, что диапазон температур декрепитации включений в аксините из разных месторождений составляет 320—460°С; в данбурите—280—480° и в датолите—170—490°С. Следовательно, начало выделения боросиликатов близко по времени (460—490°С), а окончание их формирования существенно различается и соответствует следующей по-

следовательности: аксинит (320° С), данбурит (280° С), датолит (170° С).

Аналогичная, но более четкая картина температурной последовательности выделения боросиликатов выявляется при сравнении температур декрепитации включений в этих минералах в пределах отдельного месторождения (табл. 14).

Таблица 14

Температура декрепитации (в °С) газовой-жидких включений боросиликатов двух месторождений

| Минерал | Дальний Восток | Средняя Азия |
|--------------------|----------------|--------------|
| Аксинит | 320—350 | 380—460 |
| Данбурит | 350—420 | 280—480 |
| Датолит | 260—390 | 260—440 |

Температуры декрепитации жидких включений кальциевых боратов соответствуют наблюдаемым взаимоотношениям этих минералов, т. е. последовательность их образования согласуется с общим снижением температуры (см. табл. 13).

Температурные пределы гидротермального синтеза датолита и данбурита показывают, что оба эти минерала устойчивы в диапазоне температур от 300 до 500°С, в то время как при более высоких температурах устойчив только данбурит. Эти данные согласуются с результатами термометрических определений.

Гидротермальный синтез кальциевых боратов, проведенный И. Я. Некрасовым и другими («Изучение...», 1970), показал, что температурный предел устойчивости кальцийборита превышает 280°С, а химического аналога сибирскита составляет 200—270°С. Химический аналог сибирскита был получен, кроме того, в результате гидролиза соединения $Ca_2B_2O_5$ при нормальном давлении в пределах 200—400°С (Lehmann, Zielfelder, Herzog, 1958). Гидротермальный синтез норденшельдина осуществлен при температуре 350—700° (Диман, Некрасов, 1965).

Данные экспериментальных исследований по синтезу боратов согласуются как с последовательностью минералообразования, которая намечается по ассоциациям борных минералов и их взаимоотношениям, так и с результатами термометрических исследований.

Таким образом, наиболее высокотемпературными являются данбурит, аксинит, турмалин, норденшельдин, основная масса которых образовалась в диапазоне от 300—350 до 450—500°С, низкотемпературными — водные метабораты кальция, форми-

рующиеся при температурах от 100—150 до 300—350° С. Датолиту и кальцибориту свойствен более широкий температурный диапазон образования — от 250 до 450—500° С.

Поскольку главная масса известковых скарнов формируется в температурных условиях 400—800° С (Жариков, 1968), можно полагать, что образование боросиликатов и высокотемпературных боратов — кальциборита и норденшельдина — начинается еще в конце скарнового этапа, однако основная масса борного оруденения формируется в постскарновый этап.

Кислотность — щелочность растворов, по-видимому, является одним из главных параметров постмагматического процесса, в значительной мере определяющих тот или иной минеральный тип борного месторождения в известковоскарновой формации.

Работами Д. С. Коржинского показано, что режим кислотности — щелочности гидротермальных растворов определенным образом эволюционирует в соответствии с опережающей волной кислотных компонентов на фоне общего снижения температур постмагматического процесса. В общем плане применительно к месторождениям известковоскарновой формации эта эволюция выражается в том, что в процессе известкового скарнообразования, происходящего в раннюю щелочную стадию, в силу указанных выше причин, а также в результате взаимодействия растворов с породами, через которые они просачиваются, растворы постепенно нейтрализуются, после чего, уже в постскарновый этап, кислотность их увеличивается. Дальнейшее взаимодействие с вмещающей средой приводит вновь к стадии понижения кислотности растворов, но уже в иных, более низкотемпературных условиях.

Известно, что большое влияние на характер кислотно-щелочного режима постмагматических растворов оказывает химический состав родоначальных интрузий и литологический состав среды, в которой происходят гидротермальные процессы (Жариков, Омеляненко, 1965). Наиболее полно процессы ранней щелочной стадии, в которую формируются собственно скарны (в известковых контактах) проявляются в связи со средними, основными и щелочными интрузиями. В случае кислых гранитоидов процессы этой стадии не только смещены во времени, но и менее интенсивны и сравнительно быстро сменяются кислотным выщелачиванием. Несомненно также большое влияние, которое оказывает химизм вмещающей среды на характер эволюции постмагматических растворов. Так, кислые вмещающие породы, естественно, способствуют более интенсивному развитию стадии кислотного выщелачивания. Богатая основаниями вмещающая среда, наоборот, нейтрализует поток кислых компонентов, что приводит к слабому проявлению стадии возрастающей кислотности.

Рассмотрим несколько месторождений бора известковоскарновой формации, характеризующихся разными типами борной

минерализации, что обусловлено главным образом изменением кислотно-щелочного режима минералообразующих растворов. В этом отношении уральское месторождение с боратной минерализацией и боро-оловорудное месторождение Средней Азии служат примером проявления двух крайних случаев эволюции постмагматических растворов.

На уральском месторождении боратная минерализация приурочена к слабо скарнированным кальцитовым мраморам, примыкающим к зоне массивных пироксен-гранатовых скарнов мощностью 20—50 м, развитой на контакте мраморов с кварцевыми диоритами. Борная минерализация здесь представлена боратами кальция.

Изученные ранее соотношения различных боратов, а также боратов и ассоциирующих с ними минералов (Малинко, 1963), дополненные данными термометрического анализа (Малинко, 1966), позволяют наметить следующую смену минеральных ассоциаций в зоне скарнированных мраморов: диопсид и гранат, магнетит; кальциборит и близкие к нему по времени доломит, анкерит, ангидрит и пирит; сибирскит, ссайбелит и антигорит; гипс и водные метабораты кальция — коржинскит, уралборит, вимсит, нифонтовит, фроловит, пентагидроборит. Новообразования кальцита завершали процесс минералообразования на месторождении.

На боро-оловорудном месторождении Средней Азии борная минерализация развита в экзоконтакте массива лейкократовых биотитовых гранитов, локализуясь в ороговикованных и слабо скарнированных переслаивающихся алевролитах, песчаниках и известняках. Наибольшим распространением борная минерализация пользуется в зонах скарнированных роговиков или скарноидов. Борная минерализация представлена данбуритом, датолитом, аксинитом, турмалином и норденшельдином. Соотношение борных минералов, а также соотношение их с касситеритом и другими минералами были охарактеризованы выше. Оно свидетельствует о том, что вслед за образованием скарновых минералов происходило выделение бороалюмосиликатов, данбурита, скаполита, норденшельдина и касситерита, сменившееся окварцеванием, а затем появлением датолита. Наиболее поздними сформировались кальцит и флюорит.

Геологические условия возникновения характерных минеральных ассоциаций этих двух месторождений и смена их во времени позволяют предполагать существенные различия в образовании месторождений, явившиеся результатом разного хода кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов.

На уральском месторождении гранитоиды повышенной основности (кварцевые диориты) в совокупности с богатой основаниями вмещающей средой (известняки) способствовали интенсивному развитию ранней щелочной стадии, выразившей-

ся в образовании мощных зон пироксен-гранатовых скарнов. Те же причины привели к быстрой нейтрализации потока кислотных компонентов, в результате чего стадия возрастающей кислотности проявилась незначительно, о чем свидетельствует отсутствие кварца. Вероятно, формирование борной минерализации в существенно карбонатной (кальциевой) среде в условиях низкого химического потенциала кремния в растворах не создавало благоприятных условий для образования здесь датолита и других боросиликатов, но способствовало развитию кальциевых боратов.

На боро-оловорудном месторождении Средней Азии постмагматический процесс имел иной характер. Кислый состав интрузии (лейкократовые биотитовые граниты) и преимущественно кислый характер вмещающих пород (ороговикованные алевриты), очевидно, способствовали быстрому повышению кислотности потока постмагматических растворов. Вследствие этого процессы ранней щелочной стадии на месторождении оказались слабо проявленными, что выразилось в незначительном скарнировании пород. Быстрая нейтрализация потока слабощелочных растворов и дальнейшее повышение их кислотности в данной геологической ситуации привели к интенсивному развитию на месторождении стадии кислотного выщелачивания. Поэтому здесь распространена кислотофильная минерализация. Она выражена в скаполитизации, образовании касситерита и борной минерализации в виде аксинита, турмалина, норденшельдина и особенно широко данбурита. Последнее свидетельствует о возрастании активности бора в растворах одновременно с увеличением их кислотности. Интенсивное выделение данбурита, по-видимому, послужило своего рода разгрузкой бороносных растворов, в связи с чем последующее минералообразование происходило без значительного выделения борных минералов. Сильное окварцевание вслед за данбуритизацией явилось заключительным моментом стадии возрастающей кислотности на данном месторождении. Дальнейшее минералообразование, которое протекало на фоне понижения температур и кислотности постмагматических растворов, приводило к разложению норденшельдина и данбурита, неустойчивых в этих условиях, с замещением первого ассоциацией касситерита и датолита, а второго — датолитом.

Образования кальциевых боратов в стадии повышающейся щелочности здесь не происходило, вероятно, в связи со слабым развитием процессов этой стадии на месторождении и недостаточно высоким химическим потенциалом бора в растворах конечных этапов постмагматической деятельности.

Схема эволюции постмагматических растворов применительно к борной минерализации известковоскарниевой формации в обоих рассмотренных случаях графически изображена на рис. 13. Основой для построения этой схемы послужила

диаграмма, предложенная Л. И. Шабыниным (Шабынин, Перцев, Малинко, 1964), и величины условных потенциалов ионизации минералов, рассчитанные В. А. Жариковым (1967) и дополненные автором для боратов и некоторых других минералов. Подобная диаграмма не является точным отражением процесса минералообразования, но в целом она показывает общую его тенденцию и, кроме того, позволяет более или менее наглядно представить некоторые особенности формирования борной минерализации на основе изученных взаимоотношений

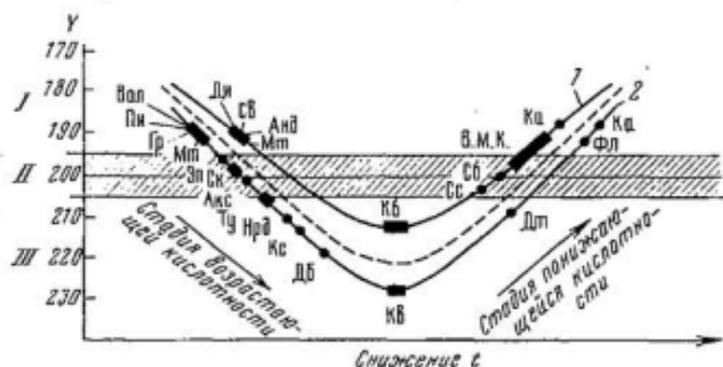


Рис. 13. Схема борного минералообразования в месторождениях известково-скарновой формации в ходе эволюции кислотности — щелочности постмагматических растворов.

Характер растворов: I — щелочной, II — нейтральный, III — кислый; Y — условный потенциал ионизации (в ккал/г · атом)

борных минералов, их ассоциаций и данных по температурам образования.

Кривая 1 на схеме (см. рис. 13) отражает постмагматический процесс со слабо развитой стадией кислотного выщелачивания на участке локализации боратной минерализации уральского месторождения, кривая 2 соответствует ходу постмагматического процесса в условиях интенсивного проявления стадии кислотного выщелачивания и иллюстрирует процесс минералообразования в породах среднеазиатского месторождения.

В первом случае стадия кислотного выщелачивания, сменяющая скарновую щелочную стадию, по существу проявлена образованием единственного минерала — кальциборита, характеризующегося наиболее высоким значением условного потенциала ионизации по сравнению со всеми другими минералами, развитыми на данном месторождении. Поэтому появление кальциборита соответствует этапу максимального развития здесь стадии кислотного выщелачивания. Устойчивость кальциборита в широком диапазоне температур при относительно высоких концентрациях бора в растворе, как показывают экспериментальные данные («Изучение...», 1970), вероятно, привела к интенсивному развитию этого бората. Выделение каль-

циборита послужило разгрузкой боросиликатных растворов, в результате чего дальнейшее борное минералообразование в основном шло за счет переотложения бора, содержащегося в кальциборите. Остальные бораты, установленные на месторождении — ссайбелит, сибирскит и водные метабораты кальция — образовались позднее, о чем свидетельствуют их взаимоотношения с кальциборитом, а также данные термометрического анализа. Выделение этих минералов, по-видимому, происходило из растворов, близких к нейтральным.

На месторождении Средней Азии образование скарновых минералов и последующая скаполитизация сменились интенсивным выделением боросиликатов — аксинита, турмалина, данбурита и бората олова и кальция — норденшельдина (см. рис. 13, кривая 2). Максимальное развитие стадии кислотного выщелачивания выразилось здесь интенсивным окварцеванием. Более позднее минералообразование заключалось в выделении датолита, в основном развивающегося за счет замещения данбурита без существенного привноса бора растворами.

Рассмотренные примеры отражают два крайних случая, характеризующихся различными кислотно-щелочными условиями формирования борной минерализации в известковоскарновом комплексе. Фактический материал по большинству месторождений бора известковоскарновой формации свидетельствует о том, что их образование происходило в условиях кислотности — щелочности, которые можно назвать промежуточными относительно указанных выше. Для них характерно развитие боросиликатов, отсутствие боратов, слабое окварцевание. По-видимому, кривая, отражающая тенденцию изменения кислотности — щелочности растворов при борном минералообразовании этих месторождений, близка к пунктирной линии на рис. 13.

Ведущее значение фактора кислотности — щелочности в формировании того или иного минерального типа борного оруденения также выявляется при сравнении других месторождений и проявлений бора известковоскарновой формации, локализуемых в различных условиях. Так, в непосредственной близости от упомянутого ранее месторождения с боратной минерализацией на Урале в пределах единого скарнорудного поля находится боросиликатное месторождение, в котором вся борная минерализация представлена одним минералом — датолитом. Сравнивая эти месторождения, можно полагать, что состав гидротермальных растворов, поступавших из единого магматического очага, был примерно одинаковым, а различные типы их борной минерализации объясняются сильным влиянием состава вмещающих пород. Действительно, боратная минерализация на первом месторождении локализуется в слабо скарнированных известняках, т. е. в основной среде. Образование ее происходило, очевидно, при очень низком химическом потенциале кремния и высокой активности бора в растворах.

Следовательно, условия формирования здесь были неблагоприятными для боросиликатов, в частности для датолита. Наоборот, на втором соседнем месторождении того же рудного поля датолит локализуется в толще слоистых скарноидов, где тонкая перемежаемость карбонатно-силикатных пород обусловила наличие наиболее благоприятного для данного боросиликата режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов и высоких значений химических потенциалов не только кальция, но и кремния. По-видимому, в аналогичных по режиму кислотности — щелочности условиях шло формирование борной минерализации в месторождениях, расположенных на юге европейской части СССР, которое привело к образованию здесь преимущественно датолитовой минерализации.

Образование разнотипной боросиликатной (датолитовой или данбуритовой) минерализации в зависимости от изменения режима кислотности — щелочности растворов, обусловленного влиянием химизма материнских интрузий, удобно рассмотреть на примерах месторождений, где борное оруденение локализуется преимущественно в сходных по литологическому составу и идентичных по основности вмещающих породах. К ним относятся месторождения боросиликатов, приуроченные к пачкам скарноидов (среднеазиатское, уральское, кавказское и сибирское). На всех этих месторождениях борная минерализация локализуется в слоистых скарноидах, представляющих собой перемежающиеся тонкие слои известняков, сланцев, песчаников, эффузивов, туфов, аргиллитов, алевролитов, по которым развито ороговикование и скарнирование. Борное оруденение на среднеазиатском месторождении представлено преимущественно данбуритом, а на всех остальных — датолитом. Оруденение среднеазиатского месторождения генетически связано с гранитным комплексом кислого состава (сланцевые и рогово-обманковые лейкократовые граниты), что послужило основой для интенсивного развития здесь стадии возрастающей кислотности, благоприятной для формирования данбурита, и причиной сравнительно слабого проявления стадии понижающейся кислотности, в которую образуется датолит. Образование датолита в более щелочной среде по сравнению со средой, в которой выделяется данбурит, доказано экспериментально (Барсуков, Дерюгина, 1961).

Уральское месторождение генетически связано с интрузией гранитоидов габбро-гранитовой формации, представленных в основном кварцевыми диоритами и габбро-диоритами; сибирское месторождение связано с граносиенитами, а кавказское — с трахилипаритами. Таким образом, перечисленные месторождения генетически связываются с интрузивами гранитоидов повышенной основности или субщелочных разностей, которые обусловили в постмагматический этап преимущественное развитие здесь стадии понижающейся кислотности (относительно

стадии возрастающей кислотности) и благоприятствовали образованию датолита, отличающегося от данбурита большей основностью (Жариков, 1967).

Такой вывод подтверждается соотношениями железистости сосуществующих пироксенов и гранатов скарниоидов и скарнов среднеазиатского и уральского месторождений.

Как известно, повышение кислотности скарнового процесса вызывает изменение распределения железа между сосуществующими фазами, приводя к увеличению железистости пироксена и к уменьшению железистости граната (Жариков, 1966₂). Соответственно этому В. А. Жариковым выделены фации повышенной кислотности ($f_{\text{пи}} \gg f_{\text{гр}}$), нормальной кислотности ($f_{\text{пи}} \approx f_{\text{гр}}$) и пониженной кислотности ($f_{\text{пи}} \ll f_{\text{гр}}$).

Из таблицы 15 видно, что находящиеся в парагенезисе скарновые минералы среднеазиатского месторождения представлены существенно андрадитовыми разновидями граната ($f = 90-94\%$, $f_{\text{ср}} = 92\%$) и ферросалитами ($f = 50-75\%$, $f_{\text{ср}} = 68\%$). В датолитсодержащих скарниоидх уральского месторождения

Таблица 15

Железистость и константа равновесия K_p сосуществующих пироксенов и гранатов скарниоидов и скарнов среднеазиатского месторождения

| № образца | Железистость минералов, мол. % | | Доля железистой молекулы в минералах | | K_p пироксена и граната |
|-----------|--------------------------------|-----------------|--------------------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| | $f_{\text{пи}}$ | $f_{\text{гр}}$ | $N_{\text{Fe}}^{\text{пи}}$ | $N_{\text{Fe}}^{\text{гр}}$ | |
| 1298 | 72 | 91 | 0,72 | 0,91 | 0,26 |
| 1473 | 75 | 93 | 0,75 | 0,93 | 0,22 |
| 1559 | 63 | 93 | 0,63 | 0,93 | 0,14 |
| 1431 | 67 | 93 | 0,67 | 0,93 | 0,15 |
| 1296 | 74 | 94 | 0,74 | 0,94 | 0,18 |
| 1432 | 63 | 91 | 0,63 | 0,91 | 0,17 |
| 1433 | 70 | 93 | 0,70 | 0,93 | 0,18 |
| 1294 | 70 | 91 | 0,70 | 0,91 | 0,23 |
| 1540 | 70 | 93 | 0,70 | 0,93 | 0,18 |
| 1542 | 60 | 93 | 0,62 | 0,93 | 0,12 |
| 1186 | 50 | 90 | 0,50 | 0,90 | 0,11 |
| Среднее | 68 | 92 | — | — | 0,18 |

Примечания. 1. Железистость каждого образца определена по коэффициентам светопреломления, удельным весам и рентгенометрически.

2. Константы равновесия минералов рассчитаны по формуле (Жариков, 1966₂).

$$K_p = \frac{N_{\text{Fe}}^{\text{пи}}}{1 - N_{\text{Fe}}^{\text{пи}}} : \frac{N_{\text{Fe}}^{\text{гр}}}{1 - N_{\text{Fe}}^{\text{гр}}}$$

Таблица 16

Железистость и константа равновесия K_p сосуществующих пироксенов и гранатов скарноидов и скарнов уральского месторождения

| № образца | Железистость минералов, мол. % | | Доля железистой молекулы в минералах | | K_p пироксена и граната |
|-----------|--------------------------------|----------|--------------------------------------|---------------|---------------------------|
| | $f_{Пн}$ | $f_{Гр}$ | $N_{Fe}^{Пн}$ | $N_{Fe}^{Гр}$ | |
| 630 | 5 | 58 | 0,05 | 0,58 | 0,04 |
| 641 | 17 | 82 | 0,17 | 0,82 | 0,05 |
| 668 | 22 | 90 | 0,22 | 0,90 | 0,03 |
| 702 | 23 | 82 | 0,23 | 0,82 | 0,06 |
| 710 | 42 | 93 | 0,42 | 0,93 | 0,05 |
| Среднее | 22 | 81 | | | 0,04 |

См. примечания к табл. 15.

(табл. 16) среди гранатов и пироксенов, находящихся в парагенетических ассоциациях, развиты главным образом железистые разности граната ($f=58-93\%$, $f_{ср}=81\%$) и диопсид-салиты ($f=5-42\%$, $f_{ср}=22\%$).

Таким образом, скарноиды и скарны среднеазиатского месторождения по сравнению с аналогичными образованиями уральского месторождения формировались в условиях, характеризующихся относительно большей кислотностью. Первые приближаются к фации нормальной кислотности, а последние относятся к фации пониженной кислотности. Это четко видно по различным для скарноидов и скарнов обоих месторождений величинам констант равновесия (см. табл. 15 и 16), а также по отношениям средних значений железистости минералов и констант из равновесия (табл. 17).

Таблица 17

Соотношение средних величин железистости скарновых минералов и констант их равновесия

| Месторождение | Железистость минералов, мол. % | | Отношение железистости минералов | Константа равновесия минералов | Отношение констант равновесия |
|---------------------------|--------------------------------|-----------|----------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|
| | Гранаты | Пироксены | | | |
| Среднеазиатское | 92 | 68 | 1,3 | 0,18 | 4,5 |
| Уральское | 81 | 22 | 3,7 | 0,04 | |

Следовательно, в сходных по литологическому составу и идентичных по основности вмещающих породах преимущественное развитие датолита или данбурита связано с различием в режиме кислотности — щелочности постмагматических растворов, обусловленном химизмом материнских интрузий. В связи с гранитоидами кислого состава ярче проявлена стадия возрастающей кислотности, для которой характерен главным образом кислотофильный данбурит. В связи с гранитоидами среднего и субщелочного состава интенсивнее развивается стадия понижающейся кислотности, для которой свойствен главным образом относительно более щелочной датолит.

В связи с тождественными по химизму интрузиями, но в разных по основности вмещающих средах также может появляться либо датолит, либо данбурит. Примером служит четкое обособление в локализации датолитового и данбуритового оруденения на дальневосточном месторождении, генетически связанном предположительно с интрузией гранитоидов (кварцевых диоритов, гранит-порфиров, гранодиоритов). Здесь датолит приурочен к скарнам, развитым по известнякам, а данбурит — к скарнам, заместившим толщу карбонатно-силикатных пород, представленную чередованием известняков, алевролитов и песчаников. Такое распределение свидетельствует о существенной роли химизма вмещающей среды, выражающейся в приуроченности данбурита к породам, в которых минералообразующие растворы имели более высокий потенциал кремния по сравнению с участками локализации датолита.

Следует отметить, что кислотно-щелочной режим гидротермальных растворов, их температура, а также высокая подвижность борных соединений определяют локализацию кальциевых боросиликатов и боратов в экзокарновых зонах, скарнондах или скарнированных мраморах, разумеется, при наличии соответствующих рудоподводящих и рудовмещающих структур. Именно эти участки характеризуются сравнительно высокой основностью пород и наименьшей прогремостью, что способствует хорошей нейтрализации кислых борсодержащих растворов и выделению главной массы борных минералов в условиях средних и даже низких температур. Преимущественное образование боросиликатного или боратного оруденения, данбурита или датолита также в основном связано с режимом кислотности — щелочности минералообразующей среды, который определяется главным образом химизмом материнских интрузий и литологическим составом вмещающих пород.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения бора известковоскарновой формации, характеризующиеся различной геологической обстановкой, масштабом оруденения и степенью концентрации в них бора, об-

наруживают множество сходных черт. Месторождения бора данной формации генетически связаны с процессом скарнообразования. При этом борная минерализация всегда развивается по известковым скарнам, скарноидам и скарнированным породам.

Вмещающими породами известковоскарновых месторождений, как правило, являются существенно кальциевые карбонатные толщи, представленные известняками или известково-силикатными породами. Для последних характерна частая перемежаемость прослоев известняков, мергелей, песчаников, аргиллитов, туфогенных и кремнистых пород. Таким образом, развитие борной минерализации в зонах экзоконтактов является характерным. Иногда борная минерализация (боросиликаты) приурочены к эндоконтактам, но и в этих случаях она локализуется непосредственно в контактах с известняками, а ее масштабы и концентрация здесь невелики.

Скарны и скарноиды, в которых развиваются боросиликаты, имеют преимущественно диффузионно-инфильтрационный характер, реже собственно инфильтрационный или диффузионный (биметасоматический). Для бороносных скарнов типична следующая метасоматическая зональность: алюмосиликатные породы|околоскарновые пироксен-плагноклазовые породы|пироксен-гранатовые эндоскарны|гранатовые экзоскарны|пироксеновые экзоскарны|волластонитовые экзоскарны|известняки.

Скарновые минералы обычно представлены гранатом (андрадит-гроссулярового ряда), пироксеном (чаще диоксид-геденбергитового ряда, иногда авгитом, нередко мангансалиитом, мангангеденбергитом), волластонитом (иногда отсутствует), везувитом (часто не характерен), бустамитом (редко). Из более поздних минералов, замещающих скарновые, часто присутствует эпидот, хлорит, кальцит, кварц, иногда пектолит, апофиллит и таумасит. Второстепенными рудными минералами обычно являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит, иногда касситерит.

Борные минералы представлены боросиликатами — датолитом и данбурином; бороалюмосиликатами — аксинитом и турмалином; боратами кальция — кальциборитом, фроловитом, нифонтовитом, коржинскитом, сибирскитом, уралборитом, вимситом, пентагидроборитом, норденшельдином. В боросиликатных месторождениях боросиликаты и алюмоборосиликаты встречаются совместно, обычно с преобладанием датолита или данбурита; нередко борная минерализация в них представлена только датолитом. Турмалин для всех месторождений не характерен.

Наблюдается определенная зональность в распределении борных минералов, которая зависит от химического состава вмещающих пород и некоторых физико-химических факторов постскарнового процесса. Так, аксинит и турмалин локализуют-

ся обычно в богатых глиноземом, железом и магнием песчано-сланцевых, эффузивных, интрузивных и окооскарновых породах, а также в роговиках, скарноидах, зонах эндоскарнов и в крайне незначительных количествах в экзоскарнах, что соответствует условию инертности глинозема в послемагматическом процессе. Данбурит и датолит локализуются в породах, богатых кальцием и кремнием, преимущественно в экзоскарнах, скарноидах и в известково-кремнистых сланцах, иногда в волластонит-пироксеновых или полевошпат-пироксеновых роговиках. При этом условия концентрации данбурита отличаются от таковых для датолита повышенным химическим потенциалом кремния вмещающей среды.

На примере одного из месторождений существенно данбуритовых руд ниже рассмотрен характер метасоматической зональности и связанные с ней особенности локализации разнотипного боросиликатного оруденения.

Скарноворудные тела месторождения сложены главным образом пачками слоистых скарноидов, которым подчинены зоны массивных скарнов. Скарны и скарноиды преимущественно пироксен-гранатового состава, реже встречаются пироксеновые, гранатовые и волластонитовые разности. Гранат андрадит-гроссулярового ряда, пироксен чаще представлен диопсидом, салитом, реже ферросалитом иногда с незначительной примесью глинозема.

Борная минерализация месторождения представлена данбуритом, слагающим подавляющую массу борных руд, менее развитым датолитом, подчиненным им аксинитом и крайне редко встречаемым турмалином. Данбурит и датолит развиваются в скарнах, скарноидах и примыкающих к ним карбонатно-силикатных породах, замещающая как скарновые минералы, так и кальцит, кварц, полевые шпаты осадочных пород. Аксинит встречается в скарнах и скарноидах в ассоциации с данбуритом и датолитом, но чаще отмечается в скарнированных песчано-сланцевых и эффузивных породах. В алюмосиликатных породах встречается турмалин в ассоциации с аксинитом. Включения борных минералов иногда наблюдаются в скарнированных дайках гранитоидного состава.

Схема строения скарнов следующая: алюмосиликатная порода (эффузивы, сланцы, гранитоидные дайки) | полевошпат-пироксеновые окооскарновые породы или эпидозиты | пироксен-гранатовые эндоскарны | волластонитовые экзоскарны | известняки (или кремнисто-известковые породы). Общая мощность метасоматической колонки изменяется от 0,2—0,4 до 40—60 м; обычно мощность скарнов не превышает 5—10 м.

Скарноиды представляют собой пачки с частой перемежаемостью тонких слоев ороговикованных и скарнированных известняков, сланцев, аргиллитов, алевролитов и эффузивных пород. Скарнированные прослои преимущественно пироксен-гра-

натовые или пироксен-гранат-волластонит-эпидотовые. В отличие от скарнов скарноиды полиминеральны и лишены зональности. Мощность отдельных скарнированных прослоев варьирует от 0,1—1,0 до 10—15 см. Мощность скарноидных пачек в целом колеблется от 4—5 до 120—140 м; чаще она составляет 20—50 м.

Для выяснения механизма скарнообразования проведено исследование железистости гранатов и частично пироксенов скарнов и скарноидов. Состав минералов определен по показателям светопреломления, удельному весу, рентгенометрически и частично по данным химических анализов. Результаты исследований представлены на рис. 14.

Как известно, одним из основных отличительных признаков диффузионных или инфильтрационных скарнов является соответственно переменный или постоянный состав минералов—твердых растворов в пределах каждой из метасоматических зон (Коржинский, 1969). На рис. 14 а, б, видно, что в пределах отдельных зон скарнов, развитых по литологически однородным породам, состав гранатов

почти всегда одинаков, что свидетельствует о преимущественной роли инфильтрации при их образовании. Высокая степень железистости гранатов во многих зонах ($f_{гр} = 89—98\%$) показывает, что скарны развиваются по существенно известковым породам. Вместе с тем в отдельных скарновых зонах наблюдается заметное изменение значений железистости минерала. Вероятно, оно объясняется литологической неоднородностью пород, по которым развиты скарны, и диффузионной природой метасоматоза. Данные рис. 14 дают возможность проследить изменение железистости гранатов в скарноидных пачках. Характерно, что железистость минерала как в пределах одного скарнированного прослоя мощностью от 0,5—1 см (см. рис. 14, в) до 0,2—0,3 м, так и в

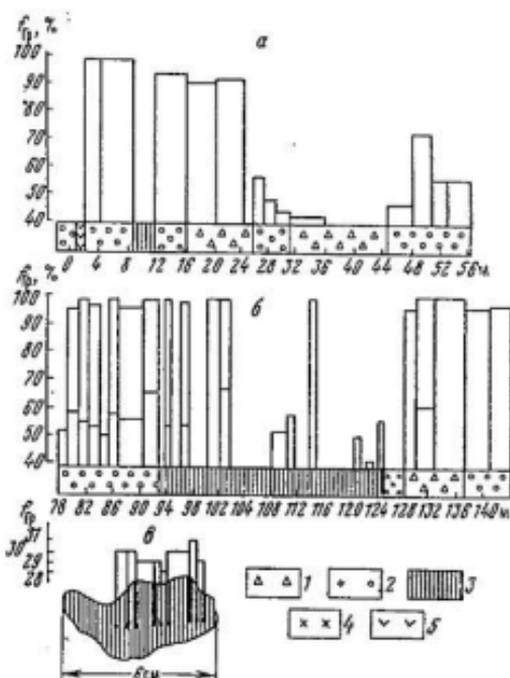


Рис. 14. Изменение железистости гранатов в скар-
нах (а) и скарноидах (б, в).

1 — пироксен-гранатовый скарп; 2 — гранатовый скарп; 3 — слоистые скарноиды; 4 — дайка сиенит-порфира; 5 — дайка андезитового порфирифта; $f_{гр}$ — железистость граната

скарнированных прослоях мощностью 1—3 м сохраняется на одном уровне, отличаясь на 1—3%. Такой характер изменения железистости минералов переменного состава свидетельствует о существенной роли инфильтрации растворов, на фоне которой проявляется осложняющий ее диффузионный метасоматоз. Кроме того, данные по железистости гранатов скарновых зон (см. рис. 14, б) показывают особенность гранатов, затрудняющую расшифровку природы скарнообразования. Состоит она в развитии в скарнах и скарноидах, помимо обычных гранатов, их зональных разновидностей. При измерении показателей преломления последних получается два или более значений, что зависит от того, каким зонам принадлежит часть измеряемого зерна—внешним или внутренним (внешние имеют меньшую железистость, чем внутренние). При этом четко вырисовываются два уровня железистости гранатов (для каждого образца). Очевидно, для установления характера метасоматоза сравнение значений железистости гранатов возможно только в пределах каждого уровня отдельно. Наиболее благоприятны для этих целей внутренние зоны гранатов, отличающиеся от внешних большей стабильностью железистости.

Установление существенно инфильтрационного характера постмагматического процесса, приведшего к образованию скарнов и скарноидов месторождения, имеет важное значение для поисков и особенно для оценки боросиликатных месторождений. Оно подтверждает справедливость ранее сформулированного тезиса об образовании крупных и богатых промышленных известковоскарновых месторождений бора при условии интенсивно проявленного инфильтрационного метасоматоза (Лисицын, 1965).

Спецификой рассматриваемого месторождения является особенность локализации в нем борного оруденения. Датолитовые и данбуритовые руды часто встречаются на одних и тех же участках, а нередко их сопровождает аксинит. Наряду с этим здесь наблюдается и раздельная локализация существенно данбуритового или датолитового оруденения.

Совместное нахождение данбурита, датолита, а нередко и аксинита имеет место как в зонах массивных скарнов, так и в скарноидных пачках. Датолит более поздний, чем данбурит и аксинит, и его выделение связано с повышением щелочности растворов в ходе минералообразования. Значительные концентрации датолита или слабое проявление его минерализации определяется в основном различным уровнем в растворах химических потенциалов кремния и кальция. Для образования датолита потенциал кремния в растворах должен быть ниже, а кальция выше, чем для возникновения данбурита и тем более аксинита. С этой точки зрения и следует рассмотреть характерные литологические черты пород, влияющие на локализацию

преимущественно того или другого минерального типа боросиликатного оруденения на месторождении.

Значительные скопления датолита встречаются главным образом в тех участках, где скарнирование развивается по существенно известковым (кремнисто-карбонатным) породам или известнякам. Это видно по реликтам пород, сохранившимся от метасоматоза, по наличию частой в таких случаях ассоциации датолита с волластонитом, а также по высокой железистости скарнов и скарноидов ($f_{Fe} = 89-98\%$). Наоборот, в скарнах и скарноидах, развитых по существенно силикатным породам с примесью известкового материала, датолит имеет меньшее распространение или отсутствует, а ведущую роль играет данбуритовое оруденение. Степень железистости метасоматитов при этом различна для локальных участков, но в целом менее высокая, чем для пород с датолитом, что показано ниже. Аксицит обычно концентрируется в околоскарновых или близскарновых алюмосиликатных породах (сланцах, туфах и др.), а в скарнах и скарноидах он отмечен лишь в зонах со сравнительно невысокой железистостью (f_{Fe} колеблется от 25—31 до 55—59%).

Эти наблюдения подтверждаются соотношением железистости гранатов скарнов (скарноидов) с количественным составом в последних боросиликатов, изученным по валовым технологическим пробам (табл. 18, 19, 20). Сравнивая данные проб 2 и 3 (см. табл. 20), видно что при максимальной железистости граната в пробе 2, равной 56%, содержание данбурита в ней примерно в 5 раз меньше, чем датолита, а в пробах 1 и 3 при минимальной железистости граната в 42% содержание данбурита в 2—3 раза больше, чем датолита. При промежуточной железистости граната в пробе 4, составляющей 48%, количество данбурита и датолита близко.

Приведенный материал ввиду небольшого числа проб не может претендовать на точность, а лишь отражает тенденцию количественного изменения оруденения различных минеральных типов в литологически разнородных породах. Сущность этой тенденции заключается в том, что с увеличением железистости гранатов (соответственно скарнов в целом) количество датолита в породах увеличивается, а данбурита уменьшается. По-видимому, справедливо предположение, что железистость граната порядка 50% следует считать граничным значением. В скарнах и скарноидах месторождения с железистостью граната выше этого значения можно ожидать преимущественное развитие датолитового оруденения, а ниже — данбуритового. В метасоматитах с железистостью граната около 50% соотношение обоих типов оруденения должно быть примерно одинаковым. Количество аксицита, близкое во всех пробах, связано с поправками в валовые пробы при отпалках аксицитсодержащими сланцами, примыкающими к скарновородным телам.

Химический состав гранатов (в вес. %)

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 38,49 | 37,36 | 39,10 | 38,15 |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,28 | 0,54 | 0,32 |
| Al ₂ O ₃ | 11,17 | 8,83 | 10,86 | 10,39 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,91 | 17,80 | 12,34 | 14,96 |
| FeO | 1,50 | 0,78 | 1,76 | 1,38 |
| MnO | 0,65 | 0,47 | 0,63 | 0,56 |
| MgO | 0,95 | 0,62 | 1,50 | 0,64 |
| CaO | 32,76 | 33,27 | 32,35 | 32,53 |
| П.п.п. | 1,74 | 1,08 | 1,09 | 1,69 |
| Сумма | 100,65 | 100,49 | 100,17 | 100,62 |

* Аналитик А. А. Колотвина

- $(Ca_{2,81}Mg_{0,11}Mn_{0,04}Fe^{2+}_{0,10})_{3,06}(Fe^{3+}_{0,76}Al_{1,05}Ti_{0,03}Si_{0,08})_{1,94} \times Si_3O_{12}$
- $(Ca_{2,65}Mg_{0,07}Mn_{0,03}Fe^{2+}_{0,06})_{3,03}(Fe^{3+}_{1,08}Al_{0,84}Ti_{0,02}Si_{0,02})_{1,96} \times Si_3O_{12}$
- $(Ca_{2,20}Mg_{0,18}Mn_{0,04}Fe^{2+}_{0,12})_{3,1}(Fe^{3+}_{0,74}Al_{1,02}Ti_{0,03}Si_{0,11})_{1,90} \times Si_3O_{12}$
- $(Ca_{2,81}Mg_{0,08}Mn_{0,04}Fe^{2+}_{0,09})_{3,03}(Fe^{3+}_{0,01}Al_{0,99}Ti_{0,02}Si_{0,07})_{1,99} \times Si_3O_{12}$

Таблица 19

Состав гранатов в пересчете на минералы (в вес. %)

| Минерал | 1 | 2 | 3 | 4 |
|----------------------|------|------|------|------|
| Андрадит | 42,1 | 56,2 | 41,7 | 47,7 |
| Гроссулярь | 50,0 | 38,7 | 47,8 | 45,5 |
| Пироп | 3,3 | 2,2 | 5,6 | 2,5 |
| Альмандин | 3,3 | 1,7 | 3,7 | 3,2 |
| Спессартин | 1,3 | 1,2 | 1,2 | 1,2 |

Известно, что в месторождениях известковоскарновой формации железистость скарновых минералов, образовавшихся по существенно известковым породам, обычно больше по сравнению со скарнами, которые развивались по силикатным породам. Результаты исследования минерального состава валовых пород подтверждают визуальные наблюдения особенностей локализации датолитового и данбуритового оруденения на изученном месторождении.

Соотношение железистости гранатов с количеством боросиликатов в валовых технологических пробах весом до 3 т

| Проба борных руд | Средняя железистость граната (количество андрадитовой молекулы, вес. %)) | Количество боросиликатов, вес. % | | |
|------------------|---|----------------------------------|---------|---------|
| | | Данбурит | Датолит | Аксинит |
| 1 | 42 | 18,0 | 5,8 | 4,6 |
| 3 | 42 | 18,0 | 9,5 | 4,4 |
| 4 | 48 | 20,4 | 16,2 | 5,5 |
| 2 | 56 | 2,6 | 13,6 | 4,6 |

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Значительные масштабы скарнообразования и борного оруденения месторождения обусловлены интенсивно проявленным инфильтрационным метасоматозом. Диффузионный метасоматоз имеет здесь подчиненное значение.

2. Высокое содержание во вмещающих метасоматиты породах силикатного материала (помимо карбонатного) способствовало образованию на месторождении главным образом данбуритового, а не датолитового оруденения.

3. Преимущественное развитие данбурита и особенно аксинита на месторождении происходило в эндоскарновых зонах, образовавшихся по существенно силикатным породам, а датолита — главным образом в экзоскарновых зонах, возникших на месте существенно известковых пород.

4. При оценке рудоносности отдельных участков месторождения, определении направления поисково-разведочных работ и подсчете запасов борного сырья следует учитывать, что в местах развития относительно мало железистых скарнов (скарноидов) с железистостью гранатов менее 50%, а пироксенов — менее 45%, следует ожидать преимущественного распространения данбуритовых руд. В местах развития более железистых скарнов (скарноидов) могут превалировать датолитовые руды.

Взаимоотношения между борными минералами, их парагенезисы, а также данные термометрии и экспериментальных исследований свидетельствуют о более раннем и близком по времени выделении турмалина, аксинита, данбурита, норденшельдина, образование которых происходило преимущественно в диапазоне 500—300°С, и о наиболее позднем выделении метаборатов кальция, сформировавшихся при температурах 350—100°С. Образование датолита и кальциборита происходило в широком интервале температур — от 500 до 250°С.

Формирование борной минерализации начинается на заключительном этапе скарнообразования (данбурит, аксинит), но основная ее масса образуется в постскарновый этап в условиях стадии возрастающей кислотности (данбурит, норденшельдин) и стадии возрастающей щелочности (датолит, кальциевые бораты). Преимущественное образование боросиликатного или боратного оруденения, данбурита или датолита в основном связано с определенным режимом кислотности — щелочности минералообразующей среды, который обусловлен не только изменением температуры растворов, но и составом рудогенерирующих интрузий и литологией вмещающих пород.

Тела, сложенные боросиликатами, обычно имеют форму пластообразных и линзовидных залежей, реже неправильную, иногда, возможно, воронкообразную. Размеры тел по простиранию составляют сотни метров, иногда более 1 км, мощность их колеблется от единиц и десятков до первых сотен метров. Тела, сложенные боратной или боратно-боросиликатной минерализацией, характеризуются линзовидной, гнездовой, жильной и неправильной формами. Размеры их по простиранию изменяются от десятков до сотен метров при мощности от единиц до первых десятков метров.

В структурном отношении месторождения бора известково-скарновой формации приурочены к крыльям антиклинальных и синклинальных складок, особенно к местам их замыкания, а также к участкам, где более интенсивно развиты дизъюнктивные нарушения. Иногда месторождения размещаются в крупных моноклинальных структурах. Отчетливо наблюдается контролирующая роль различных дизъюнктивных нарушений в распределении борного оруденения (Лисицын, Малинко, 1963).

Интрузивные породы, в экзоконтактах которых располагаются известковоскарновые борные месторождения, обычно представлены гранитоидами повышенной основности. Среди них преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты; встречаются граниты, сиениты, диориты, реже габбродиориты. Для крупных месторождений пространственная связь с интрузивными массивами настолько нечеткая, что правильнее считать, что она отсутствует. Для рудных полей всех месторождений характерно большое число даек жильных пород, среди которых отмечаются главным образом диоритовые и диабазовые порфиры, диабазы, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры. По времени образования среди даек различаются доскарновые, дорудные, интравудные и пострудные (относительно борной минерализации).

Фактический материал по бороносности гранитоидных пород не дает возможности однозначно судить о наличии или отсутствии в контактовом ореоле того или иного массива борного

месторождения соответственно по повышенным (относительно кларка) или пониженным содержаниям бора в слагающих его породах. Это положение в равной степени относится как к известковоскарновым, так и к магнезиальноскарновым месторождениям бора. В одних случаях эндогенные месторождения бора генетически связаны с интрузиями, гранитоиды которых характеризуются высокими средними содержаниями в них бора, превышающими кларковые в 4—15 раз (Барсуков, 1961; Лисицын, 1963; Кузьмин, 1964); в других — с интрузиями, в породах которых содержания бора лишь незначительно превышают кларковые значения или находятся на их уровне, а иногда и ниже (Кулкашев, 1962; Лисицын, 1963; Некрасов, 1966). Обычными являются случаи, когда средние содержания бора в гранитоидах, с интрузиями которых генетически не связаны борные месторождения, находятся на уровне кларковых или ниже (Барсуков, 1961; Кузьмин, 1964; Хардер, 1965; Сухоруков, 1965). Но часто содержания бора в гранитоидах (особенно в турмалиновых гранитах) во много раз выше кларка для данного типа пород, хотя месторождения боросиликатов или боратов с ними не связаны (при наличии остальных благоприятных условий — литологических, структурных и др.).

Таким образом, в одних случаях есть основания сделать вывод о металлогенической специализации гранитоидных интрузий, позволяющей разделять их на бороносные и небороносные (Барсуков, 1961; Кузьмин, 1964), а в других — такого деления проводить нельзя, и, следовательно, нет данных для вывода о специализации интрузий по бору (Лисицын, 1963). Очевидно, в разных геологических условиях поведение бора в ходе магматического процесса (в частности, при становлении гранитоидных интрузивов) весьма различно, что закономерно отражается в его распределении по породам и минералам, слагающим гранитоидные массивы. Сложность распределения бора в гранитоидных породах наиболее обстоятельно рассмотрена А. Г. Лыхиним. Обобщенный и систематизированный им большой материал (более 2500 проб) по гранитоидам Земли показал, что при определении их бороносности или небороносности необходимо учитывать целый ряд обстоятельств, что исключает упрощенный подход к понятию металлогенической специализации интрузивных комплексов по бору на основании повышенных (относительно кларка) содержаний в них этого элемента. Прежде всего необходимо учитывать содержание и характер распределения в породах изоморфного бора (входящего изоморфно в главные породообразующие минералы) и суммарного, т. е. изоморфного и содержащегося в турмалине. Средние содержания бора (в г/т) изоморфного и суммарного соответственно в главных типах гранитоидов следующие: граниты лейкократовые — 12,4; 53,5; граниты биотитовые и биотит-роговообманковые 13,4; 26,8; граносиениты и сиениты — 12,8; 20,4;

гранодиориты 22,8; 25,6; диориты 33,8; 39,6. Эти данные показывают, что увеличение средних содержаний изоморфного бора повышается по мере увеличения основности пород. Это находится в полном соответствии с кристаллохимическими особенностями бора, заключающимися в его тенденции накапливаться в более основных плагиоклазах и темноцветных минералах (Барсуков, 1958, 1960; Лисицын, Хитров, 1962).

Иная картина наблюдается при рассмотрении средних содержаний, характеризующих суммарный бор. Для диоритов и гранодиоритов в этом случае увеличение средних значений невелико; для сиенитов, граносиенитов, биотитовых и биотитроговообманковых гранитов они увеличиваются примерно вдвое, а для лейкократовых гранитов — в 4,5 раза.

Таким образом, в ходе магматического процесса проявляются две тенденции в поведении бора: изоморфное его рассеяние на первых этапах интрузивного процесса (при формировании краевых фаций или начальных фаз в виде диоритов, гранодиоритов, сиенитов), когда он изоморфно входит в платиоклазы и темноцветные минералы, и накопление в свободном виде к конечным этапам магматического процесса (при формировании центральных частей массивов или конечных фаз в виде гранитов), когда изоморфизм бора проявляется слабо в соответствии с широким развитием в этот этап кислых плагиоклазов и малой ролью цветных минералов, что способствует обычно образованию турмалина в гранатах.

Весьма важной характеристикой при определении степени бороносности гранитоидов является характер распределения в них бора. А. Г. Лыхиним отмечено, что накопление и дисперсия содержаний бора в краевых фациях бороносных интрузивов в 2—10 раз выше, чем в центральных частях, в то время как в нерудоносных массивах значения средних содержаний бора и дисперсии равны или очень близки для пород разных фаций.

Средние содержания бора в гранитоидах заметно изменяются в зависимости от их возраста. Так, отчетливо выявляется тенденция к увеличению содержаний бора в целом по гранитоидам (граниты, гранодиориты, сиениты, диориты) от докембрийских — 11 г/т к раннекаледонским (кембрий — силур) — 15 г/т и позднекаледонским (девон) — 16,4 г/т до герцинских (карбон, пермь) — 21,3 г/т. Гранитоиды мезозоя и кайнозоя характеризуются содержаниями бора соответственно в 21,6 и 21,0 г/т.

Увеличение содержаний бора наблюдается с уменьшением глубины формирования гранитоидных массивов. Так, гранитоиды абиссальной фации характеризуются средним содержанием бора в 9,1 г/т, мезоабиссальной — 17,2 г/т, гипабиссальной — 21,4 г/т.

Важно также учитывать, какой механизм преобладал при образовании гранитоидных интрузивов — диффузионное или инфильтрационное магматическое замещение вмещающих пород либо заполнение магмой камеры. По-видимому, при инфильтрационном магматическом замещении бор может в большей степени выноситься из магмы, чем при диффузионном замещении или при камерном выполнении. Причем поведение бора при взаимоотношениях гранитоидной магмы с вмещающими породами бывает очень сложное и может при недостаточно тщательном изучении привести к ошибочным выводам. Так, нередко случаи, с одной стороны, почти полной стерильности по бору гранитоидов, прорывающих турмалинсодержащие метаморфические породы (Казахстан), а с другой, — факты выноса бора из таких же пород во время интрузии с одновременным обогащением турмалином непосредственного эндоконтакта гранитоидного массива и зоны удаленного экзоконтакта вмещающих пород (Броккенский массив, ГДР, Хардер, 1965).

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что при определении бороносности или небороносности гранитоидных интрузий необходимо сравнивать гранитоиды по средним содержаниям в них бора не только с кларками, но и между собой в пределах одного магматического комплекса или с массивами разных магматических комплексов, но одного региона. При этом следует обязательно учитывать характер распределения бора в массивах гранитоидов, их минеральный состав, возраст и фацию глубинности гранитоидов, механизм магматического процесса и взаимоотношения с вмещающими породами, особенно бороносными (обычно турмалинсодержащими). Разумеется, наиболее правильным будет сравнение массивов или комплексов близкого состава и происхождения. Вероятно, только с учетом отмеченных выше факторов можно судить о специализации интрузий по бору, да и то, по-видимому, не отдельных массивов интрузий, а того или иного магматического комплекса в целом. Несомненно, что все это создает трудности для выработки геохимических критериев оценки бороносности гранитоидных интрузий. Очевидно, не будет преувеличением сказать, что легче найти месторождение бора в скарнах, связанных с определенным магматическим комплексом (или интрузией), чем предварительно оценить по геохимическому фактору степень бороносности последнего (или последней). Тем не менее в совокупности с другими, благоприятными для формирования скарновых месторождений бора условиями следует учитывать и геохимические особенности этого элемента в гранитоидах, с которыми можно предполагать генетическую связь бороносных скарнов. Особенно это касается характера распределения бора в различных фациях гранитоидов. Следует добавить к этому, что, по-видимому, надежным геохимическим признаком, свидетельствующим о возможности формирования бороно-

го месторождения, является значительно более активный характер поведения бора в процессе образования бороносных скарнов по сравнению с небороносными, что подробнее рассмотрено в соответствующем разделе. Здесь следует лишь подчеркнуть, что при коэффициенте бороносности более 4 (отношение средних содержаний бора в известковых бороносных и небороносных скарнах или слагающих их минералах) можно надеяться встретить в скарнах борную минерализацию.

Как известно, давление углекислоты в растворах с уменьшением глубины снижается, что снижает подвижность кальция. Это и обуславливает образование известковых скарнов (и скарноидов) в гипабиссальных условиях и почти полное их отсутствие в глубинных фациях (Коржинский, 1948, 1953). Со сравнительно небольшой глубиной формирования известковых скарнов связано широкое развитие в них таких абиссофобных минералов, как волластонит, данбурит, датолит, пренит, апофиллит. По геологическим данным формирование гранитоидных массивов, в непосредственных контактах с которыми развиты генетически связанные с ними бороносные скарны или скарноиды, полностью отвечает гипабиссальным условиям (т. е. средним и малым глубинам), для некоторых районов глубина формирования таких массивов определяется в 1—2 км. Для отдельных (наиболее интересных в практическом отношении) месторождений боросиликатов, как указывалось выше, отсутствует пространственная связь с массивами интрузивных пород (за исключением даек), и в этих случаях генетическая связь месторождений с гранитоидными интрузивами, основанная на косвенных данных, является предположительной. Согласно гипотезе Д. С. Коржинского (1962), объясняющей поведение воды при магматических и послемагматических процессах, возможность образования известковых скарнов в субвулканических условиях ставится под сомнение, а глубина, на которой исчезают признаки среднетемпературных стадий метаморфизма, определяется примерно в 1 км.

Наряду с охарактеризованными чертами сходства между различными по масштабу и концентрациям месторождениями бора известковоскарновой формации крупные боросиликатные месторождения с богатыми рудами отличаются рядом особенностей.

Борный метасоматоз наиболее интенсивно проявлен в месторождениях, где известковые скарны имеют преимущественно инфильтрационный характер или где диффузионный биметасоматоз проявился на фоне активной инфильтрации растворов (особенно при образовании скарноидов). Тем самым определяется локализация промышленного боросиликатного оруденения в экзоконтактах, главным образом в экзоскарновых зонах, примыкающих к ним породах и в слоистых скарноидах. При этом образование боросиликатов в послескарновую стадию

связано с инфильтрационным процессом, что находится в соответствии с уменьшением роли диффузионного биметасоматоза и возрастанием значения инфильтрации по мере общего падения температуры в послемагматическом процессе.

Крупные промышленные месторождения боросиликатных руд не являются комплексными. Вся ценность полезного ископаемого в них составляют только борные минералы. Промышленные месторождения боросиликатов известны как в комплексе с металлами (железом, медью, цинком, свинцом, оловом), так и без металлического оруденения. Кроме геохимических особенностей бора и других элементов в отдельных случаях это различие объясняется тем, что благоприятные для образования боросиликатов зоны скарнов бывают «заняты» рудными залежами, сформировавшимися в более ранние стадии минералообразования.

Крупные месторождения богатых боросиликатных руд приурочены к молодым, сравнительно слабо эродированным складчатым структурам в областях мезо-кайнозойской складчатости. Небольшие месторождения известны в молодых (альпийских) и древних (каледонских, герцинских) сильно эродированных складчатых сооружениях.

Возраст интрузий, с которыми непосредственно связаны небольшие месторождения бора известковоскарновой формации, колеблется в широких пределах — от раннегерцинского до третичного. Крупные промышленные месторождения бора в известковых скарнах связаны только с молодым вулканизмом — послеверхнеюрским (возможно, с меловым) и третичным.

Различно также и положение месторождений по отношению к магматическому источнику. Крупнейшие месторождения боросиликатов не имеют непосредственной связи с какими-либо интрузивными массивами. Доступные для наблюдения разрезы на таких месторождениях, достигающие 1—1,5 км, свидетельствуют об отсутствии в них интрузивов (за исключением даек). В отличие от них небольшие месторождения имеют непосредственную пространственную связь с массивами гранитоидов, интрузии которых обусловили бороносность скарнов (скарноидов) в этих объектах.

Крупные и мелкие боросиликатные месторождения располагаются в самых различных элементах складчатых структур, но всегда четко контролируются дизъюнктивными нарушениями.

Выше отмечена характерная локализация борного оруденения на фланговых частях месторождений. Особенно четко это проявлено на одном из боросиликатных месторождений, где датолит концентрируется в верхних частях скарнов, постепенно убывая вниз до почти полного исчезновения на глубине свыше 700 м. По-видимому, тенденция к большой удаленности (особенно по вертикали) концентраций борных минералов известковоскарнового комплекса от материнского магматического

очага объясняется не только определенной температурной зональностью, в соответствии с которой эти минералы выделяются в условиях главным образом средних и низких температур, но и высокой подвижностью бора как легко летучего компонента. Именно в условиях значительного удаления от магматического очага возможно существование насыщенных бором растворов, способных в благоприятных литологических и структурных условиях создавать крупные месторождения бора в известковых скарнах. По-видимому, не случайна приуроченность наиболее значительных месторождений бора известковоскарновой формации к слабо эродированным складчатым зонам в областях проявления молодого вулканизма, где могли сохраниться месторождения, удаленные от магматического источника и вместе с тем, сформировавшиеся на малых глубинах.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что для образования крупных месторождений бора известковоскарновой формации необходимо помимо наличия бороносного магматического очага, известковой или известково-силикатной вмещающей среды и рудоподводящей и рудовмещающей структуры, сочетание следующих благоприятных факторов, которые можно принять в качестве основных поисковых критериев.

1. Наличие сравнительно слабо эродированной складчатой зоны, что более характерно для мезо-кайнозойских сооружений.

2. Проявление магматизма в форме поздне- и посторогенных гипабиссальных интрузий гранитоидов (гранодиоритов, кварцевых диоритов, граносиенитов, гранитов). По-видимому, более благоприятными для поисков следует считать районы развития киммерийского и альпийского вулканизма в пределах мезо-кайнозойских складчатых областей.

3. Значительная удаленность (более 1 км) известковых скарнов от магматического очага (главным образом по вертикали), т. е. отсутствие пространственной связи скарнов с массивами гранитоидов (при наличии даек диоритовых и диабазовых порфиритов или гранит-порфиритов).

4. Гипабиссальность и существенно инфильтрационный характер известковых скарнов или интенсивное проявление диффузионного биметасоматического процесса на фоне активной инфильтрационной деятельности растворов.

Не исключена возможность нахождения крупных месторождений бора известковоскарновой формации и в более древних (палеозойских) складчатых сооружениях, где проявлен регрессивный метаморфизм в связи с гипабиссальными интрузиями гранитоидов и имеют место все остальные указанные условия.

Геологические условия нахождения боросиликатов и боратов известковоскарновой формации во многом аналогичны. По-видимому, поиски месторождений этих типов следует проводить на одних и тех же площадях. При этом следует дополни-

тельно учитывать некоторые условия, благоприятные для боратного оруденения. Так, сравнительно низкотемпературный характер большинства кальциевых боратов обуславливает их локализацию вблизи быстро остывавших апофиз гранитоидных массивов или обособленных интрузий на периферии интрузивных полей, там, где интрузии происходили в наименее прогретые, а поэтому быстро остывавшие породы. Кроме того, боратная минерализация локализуется вблизи зон мощных долгоживущих тектонических нарушений, на участках интенсивной трещиноватости пород, где создаются наиболее благоприятные условия для широкого развития низкотемпературного метасоматоза. Особого внимания заслуживают примыкающие к зонам массивных скарпов участки развития слабо скарнированных известняков с наличием, помимо кальцита, гипса, ангидрита, анкерита, доломита, антигорита, свидетельствующих о проявлениях низкотемпературного метасоматоза. Следует учитывать также, что поскольку кальциевые бораты легко растворимы даже в слабых кислотах, в зоне гипергенеза они будут подвергаться выщелачиванию, что должно приводить к повышению содержания борного ангидрита в поверхностных и подземных водах, дренирующих месторождения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения бора магнезиальноскарновой формации представлены концентрациями железо-магниевых и магниевых боратов. Приурочены они к магнезиальным скарнам и кальцифирам, образовавшимся на контактах существенно карбонатных (доломитов, магнезитов, доломитовых известняков) и алюмосиликатных пород, в зонах региональной гранитизации (в абиссальной фации), а также в зонах контактового метаморфизма гранитоидных интрузий (в условиях гипабиссальной фации малых и средних глубин).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АБИССАЛЬНОЙ ФАЦИИ

В условиях абиссальной фации известны месторождения людвигитового и суанитового типов, наиболее значительные в промышленном отношении среди магнезиальноскарновых месторождений бора.

Месторождение людвигитового типа. Месторождение входит в состав железорудного узла, насчитывающего более десятка месторождений, из которых оно является наиболее крупным.

Месторождение сложено интенсивно дислоцированными породами архейского возраста и располагается в замковой части синклинальной складки северо-западного простирания, ось которой круто погружается на юго-восток. В строении складки принимают участие гнейсы, сланцы и доломиты. Породы подвергнуты интенсивной гранитизации. Синклинальная складка осложнена разновременными дизъюнктивными нарушениями, которые могут быть разделены на возникшие до гранитизации, появившиеся во время скарнового этапа и послерудные. Ранние тектонические нарушения контролировали развитие гранитизации и скарнообразование. Граниты месторождения представлены биотитовыми аляскитовыми разностями; они имеют постепенные переходы к гранито-гнейсам и слабо измененным гнейсам. С гранитизацией тесно связан процесс образования магнезиальных скарнов и наложенного на них оруденения. Продуктивный горизонт приурочен к контактовой зоне гнейсов и доломитов и представлен чередующимися слоями и линзами

метасоматически преобразованных гнейсов, магнезиальных скарнов, кальцифиров, доломитовых мраморов, магнетитовых и борато-магнетитовых руд (рис. 15).

Среди магнезиальных скарнов различаются образования магматической и послемагматической стадий. В скарнях магматической стадии ярко выражена метасоматическая зональность. Внутренние зоны представлены апогнейсовой околоскарновой пироксен-плагноклазовой породой. Экзоконтактовая часть ее сложена аподолмитовой пироксен-плагноклазовой околоскарновой породой, которая по направлению к неизменным мраморам сменяется шпинель-пироксеновым, затем шпинель-форстеритовым скарном и далее шпинель-форстеритовым кальцифиром. В послемагматическую стадию по указанным выше скарнам развиваются клиногумит и флогопит, а в более низкотемпературных условиях — серпентин. В эту же стадию появляются магнетитовые и боратные руды, которые приурочены главным образом к внешним зонам магнезиальноскарновых пород — форстеритовым и клиногумитовым скарнам и кальцифиром.

Боратные руды обычно совмещены с магнетитовыми и образуют залежи пласто- и линзообразной формы. Собственно боратные рудные тела редки; в отличие от них магнетитовые руды образуют самостоятельные тела. Главная зона боратного оруденения находится в юго-восточной части месторождения и локализована в нижней рудной пачке. Она состоит из нескольких людвигит-магнетитовых линзовидных тел. Кроме того, боратные залежи присутствуют среди железорудных тел. Так, в северо-западной части месторождения имеются четыре залежи, обогащенные боратами.

Среди первичных боратов резко преобладает людвигит (с железистостью 25—40%). Изредка встречаются суанит, флюоборит, варвикит, серендит, сингалит. Широко развито замещение первичных боратов ссайбелитом. На месторождении отмечается также турмалин, развитый главным образом

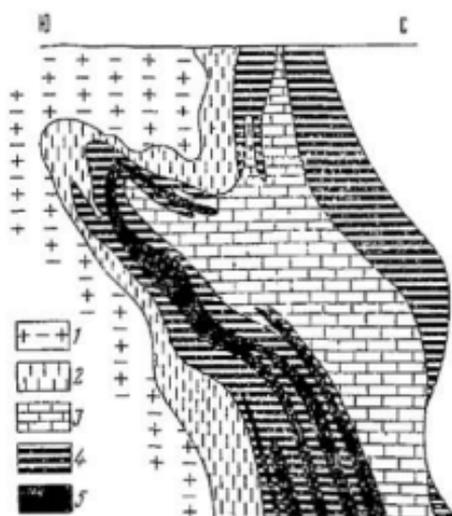


Рис. 15. Схематический геологический разрез участка людвигитового месторождения абиссальной фазии (по материалам А. И. Пухарева).

1 — мигматиты и гранито-гнейсы; 2 — гнейсы, метасоматически измененные; 3 — доломитовые мраморы и кальцифиры; 4 — магнетитовые руды в форстерит-клиногумитовом скарне (серпентинизированном) с флогопитом; 5 — людвигит-магнетитовые руды в форстерит-клиногумитовом скарне (серпентинизированном)

в кварц-полевошпатовых породах. Изредка наблюдается аксинит. Людвигит и магнетит замещают форстерит и пироксен; по времени выделения они близки к клиногумиту и флогопиту. Относительно магнетита людвигит характеризуется признаками примерно одновременного и более позднего развития. Сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) образовались позднее магнетита и людвигита.

Выделяются следующие минеральные типы боратных руд месторождения: борато-магнетитовые (людвигит-магнетитовые, ссайбелинит-магнетитовые); людвигитовые; флюоборитовые (редко); апосуанитовые ссайбелинитовые (мало). Среднее содержание борного ангидрида в рудах по месторождению в целом составляет около 4%.

Месторождения суанитового типа. Районы распространения месторождений суанитового типа абиссальной фации сложены интенсивно дислоцированными породами раннего докембрия. Среди них наибольшим развитием пользуются различные по составу гнейсы, в которых выделяются простои сланцев, линзы амфиболитов, пласты и линзы мраморов. Мраморы представлены доломитовыми, магнезитовыми и в меньшей мере известковыми разновидностями. Процессы древней гранитизации обусловили интенсивное преобразование всего комплекса пород: гнейсы, сланцы и амфиболиты мигматизированы и местами превращены в мигматитовые граниты (гранито-гнейсы). Магнезиальные карбонатные породы при этом частично или полностью преобразованы в магнезиальные скарны. Магнезиальноскарновые месторождения боратов локализуются в тех участках доломитовых тел, вблизи которых интенсивно проявлена гранитизация вмещающих их алюмосиликатных пород с образованием мигматитов. В частях доломитовых залежей, находящихся среди слабо мигматизированных или не задетых мигматизацией гнейсов, амфиболитов и других пород, магнезиальные скарны и месторождения боратов отсутствуют.

Магнезиальноскарновые образования характеризуются четко выраженной метасоматической зональностью, схема которой выглядит следующим образом (рис. 16): мигматитовые граниты (гранито-гнейсы) | мигматизированные гнейсы | пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы | шпинель-пироксеновые скарны | шпинель-форстеритовые скарны | доломитовые кальцифиры или мраморы. Процессы регрессивной стадии метаморфизма местами обусловили широкое развитие клиногумитовых разновидностей скарнов, содержащих флогопит, и особенно мощную серпентинизацию пород. С послемагматической стадией связано образование боратных руд, которые приурочены главным образом к преобразованной зоне шпинель-форстеритового скарна. Рудные тела имеют обычно пласто- и линзообразную форму с многочисленными ответвлениями; отмечаются

также кулисообразно расположенные слепые рудные тела. Преобладающая часть руд представлена богатыми разновидностями, в которых первичным боратом является суанит. От суанита, как правило, сохраняются лишь реликты, так как его кристаллы почти полностью замещены ссайбелинитом с образованием псевдоморфоз. В отдельных частях боратных залежей иногда преобладает лювигит.

Среднее содержание борного ангидрида в рудах находится обычно в пределах 12—17%, но иногда достигает 20—25%.

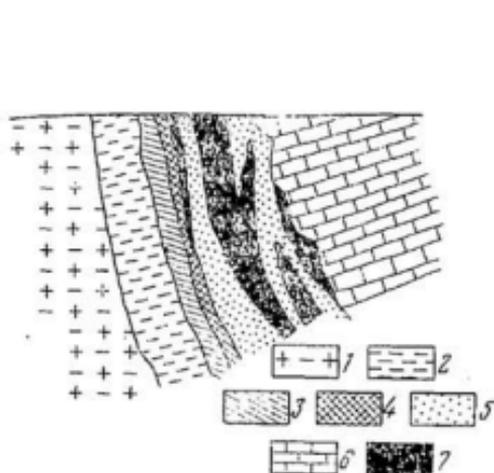


Рис. 16. Схема зональности месторождений суанитового типа абиссальной фации (по материалам Л. И. Шабынина).

1 — гранито-гнейсы; 2 — мигматиты; 3 — пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы; 4 — шпиль-пироксеновые скарны; 5 — шпиль-форстеритовые скарны; 6 — кальцифиры или мраморы; 7 — боратные руды

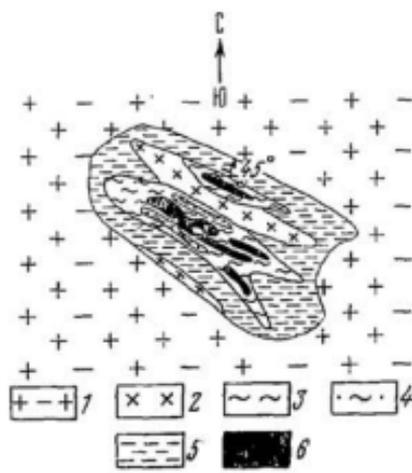


Рис. 17. Схема геологического строения месторождения № 19 суанитового типа гипабиссальной фации (по материалам Л. И. Шабынина).

1 — гранито-гнейсы; 2 — мигматиты; 3 — пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы; 4 — шпиль-пироксеновые скарны; 5 — шпиль-форстеритовые скарны; 6 — кальцифиры или мраморы

Ниже приведена краткая характеристика некоторых месторождений суанитового типа по материалам Л. И. Шабынина.

Месторождение № 19. Скарново-рудное тело, слагающее месторождение, залегает в мигматизированных гнейсах, вместе с которыми оно заключено в мигматитовых гранитах (рис. 17). В гнейсах выделяются два небольших тела гранодиоритов. Мелкие прослои гнейсов, заключенные в серпентинизированных форстеритовых скарнах, сильно турмалинизированы. Рудные тела в плане имеют линзообразные очертания. Главная линза на глубине соединяется со «слепой», расположенной восточнее.

Строение контакта рудного тела с интенсивно мигматизированными гнейсами характеризуется наличием здесь гранит-пегматита, переходящего в пироксен-полевошпатовую зону, граничащую с пироксен-флогопитовой породой, за которой следует

боратная руда. В скарнах широко развиты клиногумитовые разности, содержащие флогопит, а также апофорстеритовые серпентиновые породы.

Боратная минерализация представлена разнообразно. Часть главного рудного тела сложена людвигитом. Но основная часть боратных руд представлена апосуанитовыми ссайбелитовыми разновидностями. Среднее содержание борного ангидрида в рудах составляет 20—25%.

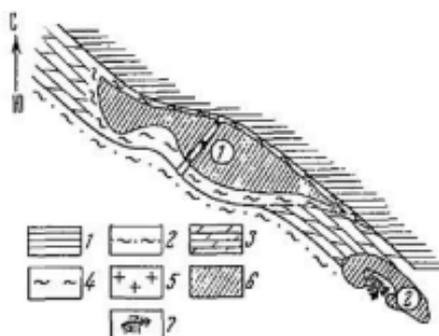


Рис. 18. Схема геологического строения месторождения № 8 суанитового типа абиссальной фации (по материалам Л. Н. Шабынина).

1 — биотитовые мигматиты; 2 — турмалинсодержащие мигматиты; 3 — доломитовые мраморы; 4 — пегматиты; 5 — серпентиновые породы; 6 — рудные тела; 7 — флогопит

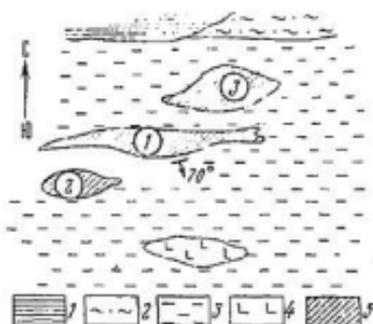


Рис. 19. Схема геологического строения месторождения № 4 суанитового типа абиссальной фации (по материалам Л. Н. Шабынина).

1 — биотитовые гнейсы; 2 — турмалинсодержащие гнейсы; 3 — мигматиты; 4 — амфиболиты; 5 — рудные тела

Месторождение № 8 залегает в скарнах, развитых по пласту доломитового мрамора, заключенного в турмалинсодержащих биотитовых мигматизированных гнейсах. Рудные тела обычно окаймляются зонами аподоломитовых серпентиновых пород и иногда пересекаются пегматитовыми жилами (рис. 18). В контактах рудных тел с мигматитами и реже в виде гнезд в контурах скарново-рудных тел развиты флогопитовые скарны.

Руды представлены суанитом, замещенным ссайбелитом. Последний развивается, кроме того, по серпентину, бруситу, магнезиту. Текстура руд пятнистая, полосчатая, сетчатая, прожилковая.

Месторождение № 4 представлено тремя скарново-рудными телами, залегающими в мигматитах (рис. 19). Среди мигматитов отмечаются амфиболиты и турмалинсодержащие гнейсы. В контакте рудных тел с вмещающими породами наблюдается следующая метасоматическая зональность: мигматиты (мигматизированные гнейсы) | околоскарновые полевешпатитовые породы | флогопитовые скарны | актинолитовые породы | околоскарновые серпентиновые породы с флогопитом и боратами.

Рудные тела линзообразной формы. В телах 2 и 3 руды людвигит-ссайбеллитовые. В Главном рудном теле людвигит редок; ссайбеллит здесь развивается по суаниту. Руды этой линзы наиболее богатые. В целом суанитовые и апосуанитовые руды, благодаря высоким средним содержаниям в них борного ангидрида (обычно около 15%, а иногда 20—25%), перерабатываются без обогащения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИПАБИССАЛЬНОЙ ФАЦИИ

Минеральные типы борных руд магнезиальноскарновых месторождений в условиях гипабиссальной фации более многообразны по сравнению с месторождениями магнезиальноскарновой формации абиссальной фации. Здесь выделяются людвигитовый, суанитовый и котонитовый типы месторождений, где в определенных условиях распространены вторичные массы ссайбеллита, а также встречаются флюоборит, карбонатобораты и другие борные минералы, иногда дающие значительные концентрации. Наибольшим развитием пользуются месторождения людвигитового типа.

Месторождения людвигитового типа. В геологическом строении одного из таких месторождений, представляющего собой прерывистую скарново-рудную зону (рис. 20), принимают участие породы палеозойского и мезозойского возраста, образующие два структурных этажа. Нижний структурный этаж представлен сложно и интенсивно дислоцированными силурийскими и девонскими отложениями, сложенными преимущественно известняками, доломитами, мергелями и в меньшей

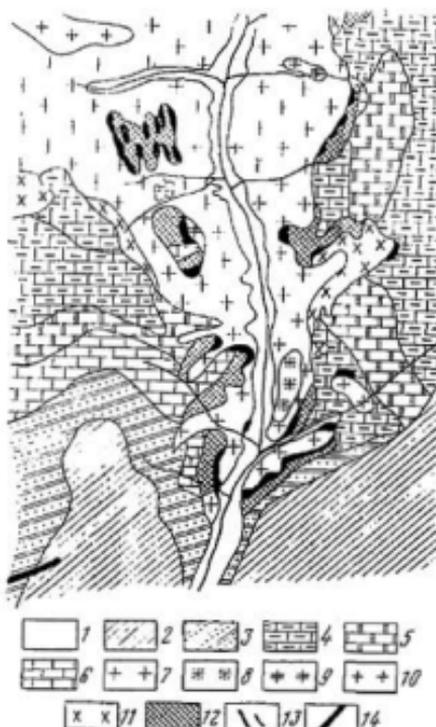


Рис. 20. Геологическая карта людвигитового месторождения гипабиссальной фации (по А. В. Дорофееву, А. А. Булатову, Ю. М. Коваленко).

1 — аллювиальные отложения; 2 — конгломераты, сланцы, песчаники, мраморизованные известняки нижней юры; 3 — конгломераты, сланцы, песчаники, кремниевые породы нижнего карбона; 4 — кремниевые породы, мраморизованные известняки, конгломераты, известковые сланцы верхнего силура; 5 — мраморизованные известняки, известковые сланцы верхнего силура; 6 — сланцы, мраморизованные известняки, песчаники нижнего силура, гранитоиды нижнемелового возраста; 7 — порфировидные лейкократовые граниты; 8 — биотитовые граниты; 9 — аллитовидные граниты; 10 — роговообманково-биотитовые кварцевые монзониты; 11 — кварцевые монзониты; 12 — зоны скарнированных пород; 13 — скарново-рудные тела; 14 — тектоническое нарушение.

степени известковистыми сланцами и песчаниками. Верхний структурный этаж представлен слабо дислоцированными и относительно полого залегающими песчано-сланцевыми породами карбона, триаса и юры. Толщи осадочных пород интродуцированы гранитоидами нижнемелового возраста, образующими крупный массив. Последний сложен гранитами, граносниенитами и кварцевыми монцонитами. В контактах с гранитоидами сланцы преобразованы в известково-силикатные роговики, а доломиты и известняки превращены в магнезиальные и известковые скарны. Характерна следующая зональность в строении магнезиальных скарнов без существенного известково-скарнового замещения: рогообманково-пироксен-биотитовые кварцевые монцониты|околоскарновые породы салит-анортитового состава|серпентинизированные флогопит-магнетитовые скарны|серпентинизированные форстеритовые скарны|шпинель-клиногумитовые скарны с людвицитом и магнетитом|клиногумит-магнетитовые кальцифиры|минерализованные доломитовые мраморы (нередко бруситовые апотериклазовые). При известковоскарновом замещении магнезиальных скарнов метасоматическая колонка значительно сложнее.

Магнезиальные скарны подвержены боратному и магнетитовому оруденению. Характерные типы руд: людвицитовые, людвицит-магнетитовые, магнетитовые. Железистость людвицита в различных породах колеблется в пределах 20—95% (людвицит с железистостью более 70% — вонсенит — развивается в известковых скарнах, замещающих магнезиальные). Котонит, флюоборит и суанит приурочены к скарнам и кальцифирам. Первичные бораты в разной степени замещены ссайбелинитом. С известковоскарновым процессом связано образование харкерита, данбурита, датолита, аксинита и, по-видимому, боркарита и сахаита.

На одном из участков месторождения в контакте граносниенитов с бруситовым мрамором, где по магнезиальноскарновым образованиям шпинель-пироксен-форстеритового состава развивается известковое скарнирование, в пироксен-гранатовой зоне отмечаются датолит и аксинит, в везувиановом скарне, замещающем форстеритовые кальцифиры с людвицитом, локализуется харкерит, а в самих кальцифирах — сахаит (рис. 21).

В пределах другой борной провинции широким распространением пользуются палеозойские и мезозойские отложения и в меньшей степени позднедокембрийские образования. Породы палеозойского возраста представлены сланцами, песчаниками и карбонатными породами, среди которых характерны доломиты. Мезозой сложен главным образом эффузивами. Район характеризуется проявлением разновозрастного интрузивного магматизма: допалеозойского, каледонского, герцинского, киммерийского. Борно-железорудные месторождения генетически связывают с интрузиями герцинских гранитоидов.

В районе известно более пятнадцати железорудных месторождений, где в разной степени проявлена боратная минерализация с образованием железо-борных руд. Это типичные контактово-метасоматические месторождения скарнового типа, образовавшиеся в условиях гипабиссальной фации. Приурочены они обычно к ксенолитам палеозойских осадочных пород, залегающих среди гранитоидов. Одно из борных месторождений этой провинции расположено в контактовой зоне крупного ксенолита песчаников, сланцев и доломитов нижнесилурийского возраста, заключенного в кровле герцинского массива диоритов и развитого тектоническими нарушениями. С воздействием гранитоидной интрузии связано почти полное преобразование доломитов в магнезиальные и известковые скарны, которые образуют несколько полей (рис. 22). Песчаники и глинистые сланцы интенсивно ороговикованы. Диориты, вмещающие их породы и оруденелые скарны прорваны послерудными киммерийскими штоками и дайками гранодиорит-порфира и диоритовых порфириров.

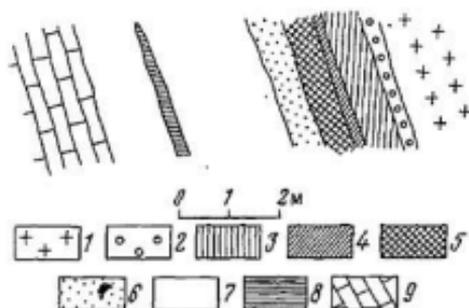
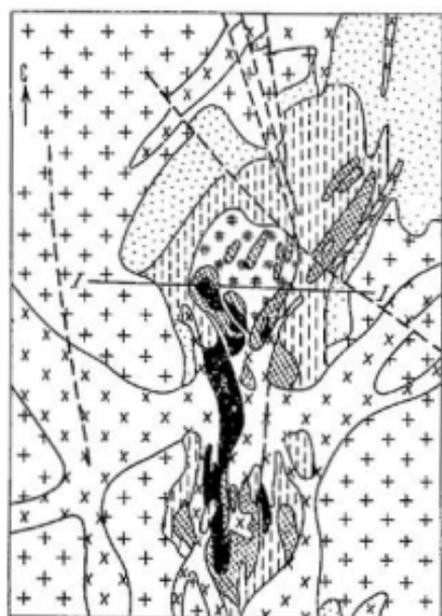


Рис. 21. Схематический разрез месторождения людовитового типа гипабиссальной фации с линзой саханта (по материалам Н. Н. Перцева).

1 — пироксеновые граносyenиты; 2 — гранат-пироксеновые скарны с пренитом, аксинитом, датолитом, кварцем; 3 — шпинель-пироксеновые скарны, частично замещенные везувианом; 4 — шпинель-форстеритовые скарны с флогопитом; 5 — форстеритовые скарны с людовитом, серпентинизированные; 6 — делювий (вероятно, на месте харкеритовой породы); 7 — сахантовые породы с вкрапленностью форстерита, клиногумита, кальцита, людовита; 8 — харкерит с везувианом; 9 — брусиновые мраморы

Магнезиальные скарны характеризуются четким зональным строением. В контакте с диоритами развиваются шпинель-пироксеновые скарны, которые в направлении к центральным частям ксенолита карбонатных пород сменяются шпинель-форстеритовыми скарнами и затем форстеритовыми кальцифирами. В ряде случаев среди скарнов сохраняются реликтовые участки доломитов и доломитовых известняков. Эндоскарновые изменения отсутствуют, что свидетельствует об образовании магнезиальных скарнов в магматическую стадию. В результате послемагматического процесса состав магнезиальных скарнов претерпел существенные изменения, выразившиеся в развитии флогопита по шпинель-пироксеновым породам и клиногумита по форстериту. С этим же процессом связано образование боратного и магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах, а также появление известковых скарнов. Последние развиваются в непосредственном контакте диоритов и магнезиальных скарнов, замещая как те, так и другие породы. Они пред-



Разрез I-I

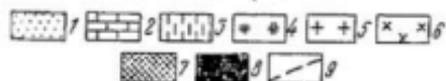


Рис. 22. Схематическая геологическая карта и разрез центральной части людинитового месторождения гипабиссальной фации (по материалам М. Г. Кычакова).

1 — роговики, ороговивающие песчаники и сланцы среднего девона; 2 — доломиты и доломитовые известняки нижнего кембрия; 3 — магнетитовые скарны диопсидовые и шпинель-диопсидовые с флогопитом и замещающие их известковые скарны пироксен-гранатового состава; 4 — скарны форстеритовые (с клиногумитом) серпентинизированные; 5 — дюриты; 6 — гранодюрит-порфиры и дюритовые порфиры; 7 — магнетитовые скарны; 8 — боратные руды с магнетитом; 9 — тектонические нарушения

ставлены диопсидовыми и гранат-диопсидовыми разновидностями, частично эпидотизированными.

Скарново-рудные тела образуют две крутопадающие линзовидные залежи — северную и южную. Борное оруденение приурочено к северной залежи.

Боратные руды, так же как и магнетит, локализуются в форстеритовых скарнах, кальцифирах и иногда в доломитах. Представлены они людинитом, обычно ссайбелинитизированным; в зонах боратной минерализации изредка встречается флюоборит. В кальцит-пренитовых жилках, секущих известковые скарны, установлен датолит. Боратные и магнетитовые руды пространственно в целом обычно совмещены, но локальные концентрации тех и других характеризуются наличием четких контактов. Руды смешанного состава имеют ограниченное распространение. Более обычными являются залежи людинита, в которых содержание магнетита не превышает 5—15%. Людинит составляет радиальнолучистые агрегаты тонкоиглочатого строения. Взаимоотношения его с магнетитом свидетельствуют о более позднем образовании бората. Более низкотемпературным воздействием растворов вызваны ссайбелинитизация людинита, серпентинизация и хлоритизация скарнов.

Большой интерес представляет месторождение людинитового типа, в котором развиты курчатовит-саханитовые борные руды.

Месторождение приурочено к толще вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия, простирающихся в субмеридиональном направлении и падающих на восток под углами 45—80°. Вулканические породы представлены кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и их туфами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами; осадочные породы сложены доломитовыми и кальцитовыми мраморами. В контактах эффузивов и мраморов развиты магнезиальные и известковые скарны, а также кальцифиры, которые генетически связывают (как и борное оруденение) с гранитоидами палеозойского возраста.

Магнезиальные скарны имеют преимущественно форстеритовый, клиногумитовый и флогопитовый состав; среди кальцифиров преобладают клиногумитовые разновидности, реже встречается шпинель. Известковые скарны сложены пироксеном, гранатом, волластонитом и везувианом; последний в них преобладает. Магнезиальные и в меньшей мере известковые скарны замещены магнетитовыми рудами, которые образуют пласто- и линзообразные залежи, согласные с вмещающими их породами.

Борная минерализация месторождения локализована в нескольких зонах, расположенных параллельно магнетитовым залежам, в непосредственной близости от них, внутри магнетитовых тел и в удалении от них в сторону экзоконтакта. Зоны борной минерализации тяготеют преимущественно к всяческому боку магнетитовых тел и развиты со стороны их контакта с мраморами. Магнетитовые руды, с которыми пространственно связаны бороносные зоны, в основном развиты по магнезиальным скарнам в контактах эффузивов и мраморов.

На месторождении выявлено три типа борной минерализации.

Первый представлен обычной для магнезиальноскарновых месторождений минерализацией в виде серии магниевых боратов: людвигит, котонит, флюоборит, ссайбелиит. Локализуются бораты преимущественно в кальцифирах, прилегающих к магнетитовым рудам со стороны их всяческого бока. Характерно наличие зон, сложенных магнетит-ссайбелиит-людвигитовыми рудами со средним содержанием борного ангидрида около 7%.

Второй тип борной минерализации представлен рудами кальциево-магниевого минерального состава (курчатовит-сахитового). Боратные руды этого типа приурочены к участкам клиногумитовых кальцифиров, претерпевших известковоскарновое замещение. С курчатовитом и сахитом ассоциирует ряд магниевых и кальциевых боратов. Среди первых преобладает ссайбелиит, интенсивно развивающийся вместе с кальцитом по курчатовиту и сахиту; редко встречается флюоборит. Кальциевые бораты более поздние по отношению к кальциево-магниевым и магниевым. Они представлены водными метабората-

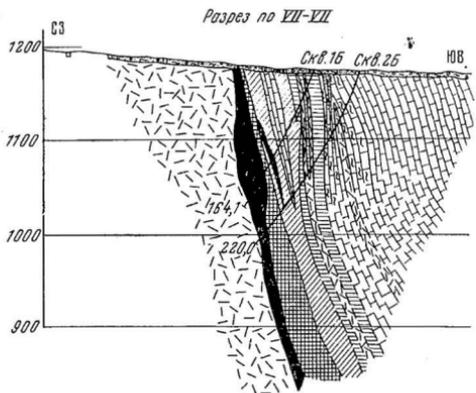
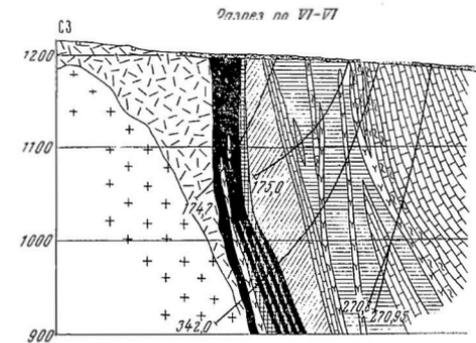
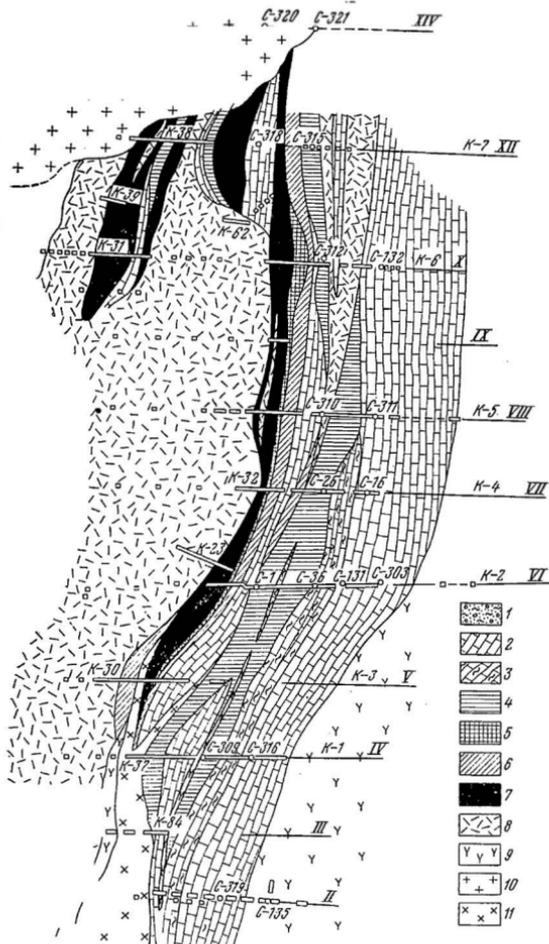


Рис. 23. Схематический план и разрезы участка месторождения людинитового типа с развитием курчатовит-саламитовых руд (с использованием материалов С. В. Малинко, И. Э. Цыденовой, В. К. Виноградова).

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — мраморы; 3 — мраморы скаринированные; 4 — скарные известковые; 5 — скарные известковые аномально-магнетитовые; 6 — кальциды с борной минерализацией; 7 — магнетитовые руды; 8 — эффузивы кислого состава; 9 — эффузивы среднего состава; 10 — граниты; 11 — граносеннит-порфиры



ми кальция — фроловитом, вимситом, пентагидроборитом, канином, образующими в рудах тонкие прожилки и гнездовые скопления. В зоне боратной минерализации нередко отмечаются обильные выделения сфалерита, а также вкрапленность магнетита. Положение (I, II) боратной минерализации показано на рис. 23. Боратные руды второго типа характеризуются высоким средним содержанием борного ангидрида, составляющим 16%. Это соответствует лучшим рудам месторождений скарнового типа, идущим в технологическую переработку без предварительного обогащения.

Третий тип борной минерализации представлен датолитом и ботриолитом, спорадически встречающимися в известковых скарнах и не имеющими практического значения.

Месторождения суанитового типа. В качестве примера приведена характеристика двух месторождений. Одно из них приурочено к зоне контакта гранитного интрузива с терригенно-карбонатными породами девона. Осадочные образования, принимающие участие в строении месторождения, представлены двумя горизонтами: нижним (нижний девон) и верхним (средний девон). Нижнедевонский горизонт сложен доломитами, переслаивающимися с глинистыми известняками. Среднедевонский горизонт сложен доломитовыми и глинистыми известняками, глинистыми сланцами. Отложения девона смяты в антиклинальную складку с размахом крыльев до 2 км и падением в восточном и западном направлениях под углами 10—30°. Складка осложнена серией тектонических нарушений. Интрузив в пределах месторождения представлен порфировидными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, которые в эндоконтактных зонах переходят в субщелочные разновидности. Контакты массива извилистые и пологие с падением в сторону вмещающих пород. В экзоконтакте развиты мраморы, роговики, скарны. Скарны приурочены к непосредственному контакту мраморов с гранитами, образуют залежи почти на всем их протяжении, но с перерывами. Мощность скарнов не превышает первых десятков метров. По карбонатным породам развиты магнезиальные скарны шпинель-пироксен-форстеритового (клиногумитового) состава с флогопитом. Во внешних зонах, примыкающих к скарнам, характерно развитие в мраморах периклаза и замещающего его брусита. Местами бруситовые мраморы слагают участки, удаленные от контакта с гранитами на 500—700 м. По магнезиальным скарнам и гранитам развиваются известковые скарны пироксен-гранатового состава, частично актинолитизированные, эпидотизированные, пренитизированные.

В магнезиальных скарнах установлено более 10 рудных тел с боратной минерализацией. Боратные тела образуют, по-видимому, пласто- и линзообразные залежи, залегающие в общем плане согласно с вмещающими породами. Главным боратом

в составе рудных тел был суанит, который в скарнах в значительной степени заместился людвигитом и ссайбеллитом с образованием характерных псевдоморфоз. От суанита сохранились главным образом в форстеритовой зоне скарнов (ближе к кальцифирам) линзы и гнезда с размером в поперечнике от 0,5 до 3 м. Среднее содержание борного ангидрида в таких рудах составляет 12—17%.

В экзоконтактовой зоне, иногда на расстоянии 40—50 м от контакта с гранитами, выявлено девять рудных тел, представленных суанитовыми мраморами* (рис. 24). Это линзообразные залежи, сложенные кроме карбоната суанитом и в незначительной мере людвигитом, котонитом и ссайбеллитом. Иногда руды почти мономинеральные суанитовые. Среднее содержание борного ангидрида в этих рудах составляет 13—15%, максимальное—33%. Из других боратов магнезиальноскарнового комплекса на месторождении отмечаются варвикит и флюоборит, иногда в этих породах присутствует турмалин. В известковых скарнах встречены незначительные прожилковые скопления боросиликатов — датолита, данбурита и аксинита. В качестве вторичных боратов обнаружены иниоит и индерит, образовавшиеся в результате экзогенных изменений суанита и людвигита.

Район другого месторождения сложен терригенно-карбонатными породами синия, доломитами и известняками кембрия и эффузивными породами мела. В районе широко распространены разновозрастные итрузивные породы, среди которых наи-

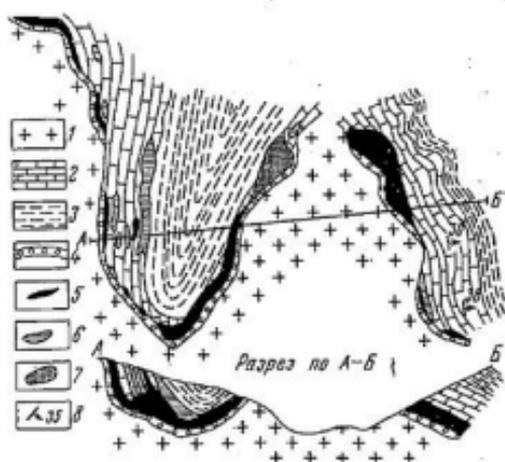


Рис. 24. Схематический план и разрез участка суанитового типа гилабиссальной фации месторождения (по материалам А. В. Дорофеева и А. Ш. Гансеева).

1 — лейкократовые биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты; 2 — ирморизованные известняки и доломиты, бруснитовые мраморы; 3 — ороговиковые известковые сланцы; 4 — нерасчлененные скарны; 5 — людвигитовые с суанитом и ссайбеллитом рудные тела; 6 — суанит-ссайбеллит-котонитовые мраморы; 7 — клиногунит-флогопитовые скарны с варвикитом и людвигитом; 8 — элементы залегания пород

* Термин «суанитовый мрамор» (так же, как термины «котонитовый» или «ссайбеллитовый мрамор»), во-первых, показывает, что бораты развиты по существенно карбонатной породе (минерализованному мрамору, кальцифиру), во-вторых, свидетельствует о том, что по внешнему виду такие образования практически не отличаются от обычных мраморов, так как макроскопически светлые бораты диагностируются с трудом.

большее развитие получили гранитоиды верхнемелового возраста. В районе различают два структурных яруса. Нижний (синийско-палеозойский) отвечает платформенному этапу развития региона. Верхний (мезозойский) ярус соответствует этапу мезозойской тектонической активизации.

Боратная минерализация генетически связана с субщелочными и щелочными аляскитовыми и лейкократовыми гранитами. С этими же типично типабиссальными интрузиями связана медная, молибденовая, свинцово-цинковая и золотая минерализация.

Здесь выявлено несколько месторождений боратов. Все они расположены в экзоконтактовых зонах субщелочных и щелочных гранитов, локализуясь в магнезиальных скарнах и кальцифирах, развитых по доломитам синия.

Описываемое месторождение в геологическом отношении представляет собой ксенолит осадочных пород синия (доломиты с подчиненным количеством песчаников и алевролитов) в гранитах верхнемелового возраста. Бороносные скарны установлены в контактах доломитов с субщелочными гранитами. Схема метасоматической колонки (не преобразованной за счет замещения известковыми скарнами) следующая: аляскитовые турмалинизированные граниты | шпинель-пироксеновые скарны | шпинель-форстеритовые скарны | шпинель-форстеритовые кальцифиры | периклазовые мраморы. Постмагматические процессы обусловили развитие здесь тремолита, актинолита, брусита, сульфидов, магнетита, боратов.

Боратовое оруденение представлено апосуанитовыми ссаибелитовыми рудами. Людвигит встречается редко. Суанит, как предполагает О. А. Степанов, концентрировался во внутренней части шпинель-форстеритовой зоны, где боратам подчинен магнетит. Во внешних зонах скарнов и в кальцифирах, согласно данным этого автора, преобладает (по отношению к боратам) магнетит (рис. 25).

Месторождения котонитового типа охарактеризованы рядом примеров. Один из районов месторождений котонитовых руд сложен различными по составу гнейсами, мигматитами и гранитами архея, которые перекрываются толщей перемежающихся слюдястых сланцев, кварцитов и мраморов протерозоя. В верхних частях разреза протерозоя преимущественным развитием пользуются доломитовые мраморы. Докембрийские образования сложно дислоцированы и интродированы массивом гранитов и гранодиоритов юрского возраста, а также серией догранитных даек метадолеритов и базальтов. В периферийных частях гранитоидного массива заключены многочисленные ксенолиты вмещающих пород. В рудном узле отмечаются различно ориентированные тектонические нарушения. В контактово-ореоле гранитоидного массива широко распространены магнезиальные скарны, на которые обычно накладываются бо-

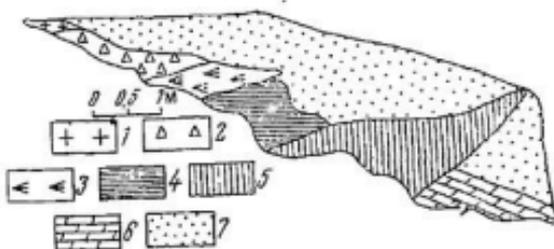


Рис. 25. Схема строения скарновой зоны месторождения суанитового типа гипабиссальной фации (по О. А. Степанову).

1 — турмалинизированные граниты; 2 — тремолит-актинолитовые породы с магнетитом; 3 — ссаибеллит-серпентиновые породы с магнетитом и сульфидами; 4 — апосуанитовые ссаибеллитовые руды с магнетитом (30—35%); 5 — то же магнетита 60—65%; 6 — кальцифиры с бруси́том; 7 — делявий

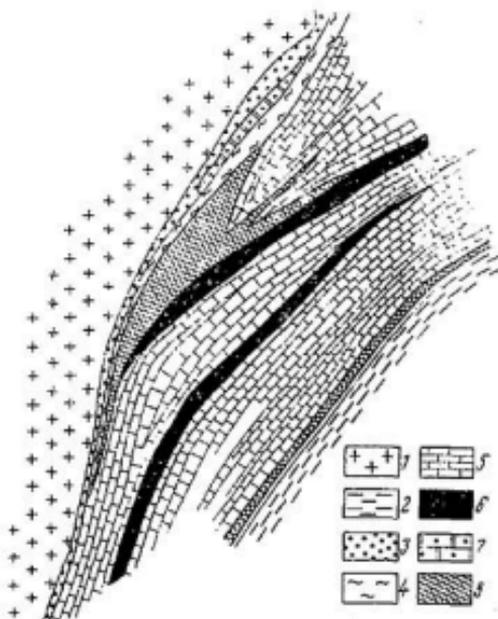


Рис. 26. Схематический геологический разрез участка месторождения котонитового типа (по материалам Л. И. Шабынина).

1 — граниты; 2 — слюдяные сланцы; 3 — пироксен-гранатовые скарны; 4 — флогопит-пироксеновые скарны; 5 — кальцифиры; 6 — котонитовые кальцифиры, мраморы; 7 — скарнированные кальцитовые мраморы; 8 — полиметаллические руды

лее локально развитые известковые скарны. Ксенолиты магнезиальных скарнов среди гранитоидов без эндоконтактных отрочков свидетельствуют об образовании скарнов в магматическую стадию. В скарнах четко проявлена горизонтальная и вертикальная метасоматическая зональность. По направлению от гранитоидов к мраморам зональность следующая (рис. 26): гранитоиды сменяются зоной эндоконтактных изменений, связанных с известковоскарновым процессом. Здесь развиты скаполит и клинопироксен; по мере приближения к экзоконтакту выделяется зона, сложенная гранатом или гранатом и клинопироксеном. Экзоскарновая часть метасоматической колонки начинается диопсидовым или диопсид-флогопитовым скарном, иногда со шпинелью, который сменяется флогопитовым скарном с тремолитом, а затем зоной клиногумитового кальцифира, переходящего в мрамор. Местами форстеритовый (клиногумитовый) скарн сменяется флогопитовым, переходящим в бруситовый мрамор, а далее следует доломит.

Боратная минерализация на месторождениях локализуется в зонах клиногумитового кальцифира и мрамора. Представлена она преимущественно котоитом, подчиненное значение имеют людвигит и суанит; изредка встречаются флюоборит и варвикит. Среднее содержание в рудах борного ангидрида 5%.

Помимо боратных руд, в месторождениях этого рудного узла в зоне экзоконтакта развито золотое, молибденовое, висмутовое, а также полиметаллическое и вольфрамовое оруденение. Рудные залежи приурочены не только к контактам карбонатных пород с гранитоидами, но и к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород вмещающего комплекса. Нередко рудные тела находятся на значительном расстоянии от гранитоидов, где они локализуются в зонах тектонических нарушений.

Рудное поле месторождения другого района сложено доломитами, доломитовыми известняками, известняками, алевритами и аргиллитами синийского возраста, интродуцированными верхнемеловыми гранитоидами (главным образом субщелочными гранитами).

В контактах субщелочных лейкократовых гранитов с доломитами развиты магнезиальные скарны и кальцифиры, нередко секущиеся гранитными апофизами. Вдоль контактов с последними (т. е. по магнезиальным скарнам и гранитам) появляются узкие зоны (от 1—2 до 20—30 см) известковых скарнов (рис. 27).

Обобщенная метасоматическая колонка, по данным О. А. Степанова, имеет следующий вид: граниты|пироксен-гранатовые (известковые) скарны|шпинель-пироксеновые скарны с магнетитом|шпинель-форстеритовые (клиногумитовые) скарны с боратами и магнетитом|форстеритовые кальцифиры с боратами|мраморы (доломитовые, бруситовые).

Магнетит концентрируется чаще во внутренних зонах, чем во внешних. Боратная минерализация локализуется главным образом во внешних зонах. Бораты представлены людвигитом, котоитом, флюоборитом, ссайбелнитом. Людвигит приурочен преимущественно к скарнам (форстеритовая зона) и в меньшей степени к кальцифирам. Котоит, наоборот, является главным боратом в кальцифирах, образуя здесь почти мономинеральные скопления, но встречается и в скарнах. Флюоборит распространен в скарнах и кальцифирах, а ссайбелнит развивается как вторичный минерал по всем боратам.

Концентрации боратов образуют, по-видимому, линзообразные и неправильной формы тела. Содержания борного ангидрида в рудах колеблются от первых процентов до 28—29%.

Котоитовые руды в заметных количествах встречаются в ряде месторождений третьего района. Рудные залежи локализуются здесь как в непосредственных контактах с магнезиальными скарнами, так и в удалении от них на 50—60 м в сторону экзоконтакта. Рудные тела представлены существенно котоитовыми мраморами, содержание борного ангидрида в которых составляет 18—20%.

Местами в котоитовых мраморах отмечаются карбонатобораты (Перцев, Богомолов, Никитина, 1968). Так, на одном из контактов гранодиоритов с ксенолитом мрамора, где развиты аломagneзиальные известковые скарны, в магнезиально-скарновой зоне и мраморах интенсивно проявлено людвигитовое, котоитовое и ссайбелнитовое оруденение, а среди котоитовых мраморов установлено гнездо боркарнта (рис. 28). На другом участке гранат-везувиян-монтичеллитовые скарны, развитые по магнезиальным скарнам и кальцифирам в контакте гранодиоритов с мраморами, обогащены харкеритом (рис. 29), а в котоитовых мраморах месторождения отмечается сахант.

Сравнительная характеристика магнезиально-скарновых месторождений бора разных фаций глубинности позволяет сделать следующий вывод, имеющий практическое значение для

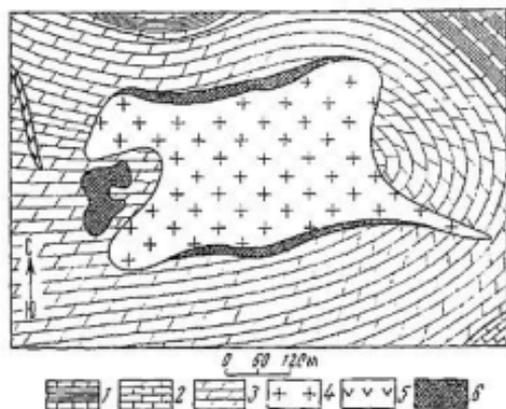


Рис. 27. Схема геологического строения людвигитового участка месторождения котоитового типа (по материалам О. А. Степанова).

1—3 — породы синиеского возраста: 1 — известняки, доломиты, аргиллиты; 2 — известняки и доломиты; 4 — верхнемеловые субитолочные лейкократовые граниты; 5 — диабазы и габбро-диабазы; 6 — магнезиальные скарны и кальцифиры с котоитом и людвигитом

их геологической оценки. Для гипабиссальных условий обычным является пестрый минеральный состав руд; неравномерное распределение различных типов руд в пределах отдельных месторождений или рудных залежей; относительно небольшие размеры рудных тел, их прерывистость, сложное морфологическое строение; нередко широкое проявление процесса известковоскарнового замещения, что неблагоприятно для отложения магнезиальнооскарновых боратов.

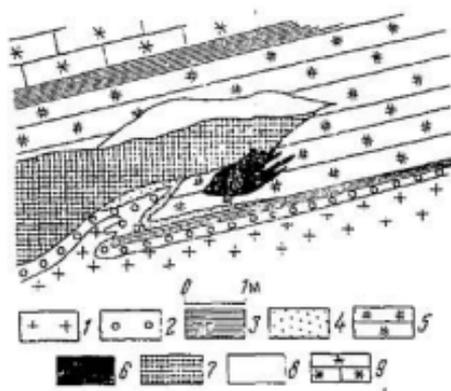


Рис. 28. Схематический разрез участка месторождения котонитового типа с гнездом боркарита и другими боратами (по Н. Н. Перцеву).

1 — гранодиориты; 2 — шпатель-пироксенные скарны с известковоскарновым замещением; 3 — известково-силикатные роговики; 4 — шпатель-форстеритовые скарны; 5 — котонитовые мраморы; 6 — гнездо боркарита; 7 — людвиговитовые, аполюдвиговитовые ссайбелит-магнетитовые и апосуанитовые ссайбелитовые руды; 8 — саханитовые руды; 9 — бруситовые мраморы

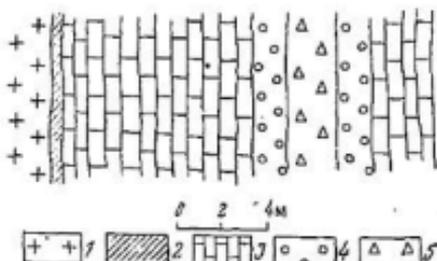


Рис. 29. Схематический разрез участка месторождения котонитового типа с харкеритом (по Н. Н. Перцеву).

1 — гранодиориты; 2 — магнезиальные скарны; 3 — кальцифиры и известковые мраморы; 4 — харкеритовые породы с везувианом, гранатом, монтчеллитом; 5 — монтчеллитовые скарны с везувианом

В абиссальной фации, наоборот, вследствие более равномерного и длительного прогрева минеральный состав борных руд более прост и однороден, рудные залежи крупные по размерам более выдержаны и характеризуются обычно простой морфологией; отсутствуют известковые скарны магнезиальнооскарновой формации (однако может быть проявлено известковоскарновое наложение, связанное с более поздними интрузиями). Следовательно, глубинные условия являются более благоприятными для значительных концентраций магнезиальнооскарновых боратов.

Среди минеральных типов месторождений бора магнезиальнооскарновой формации наибольший практический интерес представляет суанитовый, руды которого характеризуются высокими средними содержаниями борного ангидрида и не требуют обогащения. Высокие концентрации борного ангидрида

имеют место и в месторождениях котонтового типа. Однако в настоящее время технология руд месторождений данного типа еще достаточно не изучена.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ БОРОНОСНЫХ СКАРНОВ И КАЛЬЦИФИРОВ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

К собственно скарновым минералам магнезиальных скарнов и кальцифиров помимо карбонатов относятся пироксены, шпинель, форстерит, периклаз, минералы группы гумита, флагопит. Характерными апоскарновыми минералами являются амфиболы, скаполит, серпентин, брусит. Полевые шпаты являются околоскарновыми минералами.

Пироксены представлены клино- и ортопироксенами. Клинопироксены являются наиболее распространенными минералами в магнезиальноскарновых месторождениях бора как абиссальной, так и гипабиссальной фаций. Встречаются они во всех зонах метасоматической колонки, но преимущественно развиты в околоскарновых породах и во внутренних зонах скарнов. Представлены клинопироксены обычно разновидностями диоксид-геденбергитового ряда с величиной железистости, колеблющейся в пределах 5—30%. Для клинопироксенов магматической стадии характерны фассаиты с содержанием глинозема в пределах 1—15%. Причем в эндоскарновых зонах степень железистости клинопироксенов нередко выше, а глиноземистости ниже по сравнению с экзоскарновыми. Характерными являются ассоциации клинопироксенов со шпинелью и плагиоклазами (в околоскарновых породах).

Ортопироксены типичны для скарнов магматической стадии абиссальной фации, где они участвуют в образовании главным образом зон околоскарновых пород и эндоскарнов. Для первых характерен гиперстен с железистостью в пределах 25—45%; для вторых — энстатит с железистостью 13—17%. Ортопироксены находятся в ассоциации с клинопироксенами, шпинелью, форстеритом, плагиоклазами и ортоклазом.

Шпинель — характерный минерал магнезиальных скарнов магматической стадии различных фаций глубинности. Шпинель присуща всем зонам метасоматической колонки от внутренних зон скарнов до кальцифиров. Распространенной разновидностью в этих породах является шпинель с железистостью 20—50%. Характерными являются ассоциации шпинели с плагиоклазами, главным образом основными, с клино- и ортопироксенами, форстеритом, карбонатами (кальцитом, доломитом).

Форстерит является типичным минералом экзоскарнов и кальцифиров, образованных на различных глубинах. Железистость его находится в диапазоне 7—15%, составляя обычно

9—10%. Ассоциации форстерита с другими минералами скарнов и кальцифиров указывались выше.

Периклаз характерен для месторождений гипабиссальной фации, в мраморах которых он ассоциирует с кальцитом, форстеритом, шпинелью.

Карбонаты скарнов и кальцифиров представлены кальцитом, доломитом и иногда магнезитом.

Полевые шпаты слагают околоскарновые породы и представлены плагиоклазами с широкими вариациями состава. В месторождениях абиссальной фации в состав околоскарновых пород входит нередко и ортоклаз. Плагиоклазы ассоциируют с клино- и ортопироксенами, шпинелью; ортоклаз с гиперстеном, клинопироксеном, плагиоклазом.

Минералы гумитовой группы — клиногумит, хондрит, гумит — развиваются с замещением ими форстерита в результате его гистерогенных преобразований. Преобладающим среди них является клиногумит, изредка встречается хондрит и в единичных случаях установлен гумит. По клиногумиту развиваются магнетит, людвигит, сульфиды.

Слюды представлены магнезиально-железистыми разновидностями ряда флогопит — биотит. Развиваются они в шпинель-пироксеновых и шпинель-форстеритовых зонах скарнов, замещая пироксен, шпинель, в меньшей степени форстерит; в кальцифирах — по силикатам и шпинели; в околоскарновых породах, роговиках и в близскарновых алюмосиликатных породах (гнейсах, сланцах, гранитоидах), замещая главным образом полевые шпаты и пироксены. Соответственно наиболее характерными для магнезиально-железистых слюд являются ассоциации с пироксенами, шпинелью, клиногумитом, полевыми шпатами. В флогопитовых скарнах нередко встречается магнетитовое и людвигитовое оруденение.

Слюды аподоломитовых магнезиальных скарнов характеризуются железистостью обычно до 15%, что соответствует собственно флогопиту (Шабынин, 1958); для слюд, развитых в апоалюмосиликатных магнезиальных скарнах, в околоскарновых и близскарновых породах обычна железистость в пределах 15—36%, что отвечает железистому флогопиту. Реже в алюмосиликатных породах встречаются слюды с железистостью более 36%, соответствующие биотиту.

Амфиболы, развивающиеся в магнезиальных скарнах и кальцифирах, представлены главным образом паргаситовыми роговыми обманками, актинолитом и тремолитом. Для околоскарновых и близскарновых пород характерны синие и буро-зеленые роговые обманки. Железистость паргаситов колеблется в пределах 0—22%; изменения величины железистости синезеленых и буро-зеленых роговых обманок весьма значительны. Амфиболы развиваются с замещением шпинели, плагиоклазов и пироксенов, реже форстерита. Характерна ассоциация тремо-

лит-актинолита с флогопитом. Во многих месторождениях боратов встречаются волокнистые разности амфиболов, развивающиеся главным образом по ортопироксенам. По оптической характеристике эти амфиболы близки к куммингтониту.

Скаполиты характерны для околоскарновых пород, развитых в контактах их с магнезиальными скарнами. Скаполиты во внутренней метасоматической зоне замещают главным образом плагиоклазы, что типично и для известковоскарнового комплекса, и реже калиевые полевые шпаты. Обычно скаполиты ассоциируют с пироксенами.

В условиях абиссальной фации развиты обычно средние и основные скаполиты (мейониты), причем их основность выше, чем сосуществующих с ними плагиоклазов. Для гипабиссальной фации типичны марралиты, всегда более кислые, чем находящиеся с ними в парагенезисе плагиоклазы. Эти особенности скаполитов имеют важное значение для выделения фаций глубинности. Сами скаполиты замещаются альбитом, серицитом, эпидотом, кварцем, хлоритом, кальцитом.

Серпентин развивается по форстеритовым и пироксеновым скарнам и кальцифирам, а также по магнезиальным мраморам. Наибольшим распространением пользуются апофорстеритовые серпентинные породы. В них серпентин характеризуется содержанием амезитовой молекулы около 30%. По карбонатам и пироксенам серпентин развит в меньшей степени. Серпентин тесно ассоциирует с хлоритом, нередко с бруситом.

Брусит типичен для кальцифиров и магнезиальных мраморов, где он развивается с замещением периклаза (в гипабиссальных условиях) и в меньшей мере по другим минералам. Псевдоморфозы брусита по периклазу образуют характерные скорлуповато-чешуйчатые нодулы или клубни. Кроме того, брусит во всех фациях глубинности замещает магниевые карбонаты, силикаты и бораты.

Минералы известковых скарнов магнезиальноскарновой формации, как показали исследования Л. И. Шабынина (Шабынин, Заревич, 1967), существенно отличаются по химизму от подобных минералов известковоскарновой формации. Естественно, что и минеральные ассоциации при замещении известковыми скарнами магнезиальных могут быть более многообразными, чем в обычных известковых скарнах, за счет реликтовых минералов магнезиальных скарнов.

Пироксены апомагнезиальных известковых скарнов экзоконтакта, по данным Л. И. Шабынина, характеризуются глиноземистостью от 2 до 15% и салитовой (до ферросалитовой) железистостью, входя в группу салит-авгитов. Пироксены тех же скарнов, но из зоны эндоконтакта также близки к салит-авгитам. На одном из месторождений гипабиссальной фации глиноземистость пироксена составляет 3—4%. Для обычных известковых скарнов характерны диопсид, салит, геденбергит.

Гранаты, развивающиеся с замещением магнезиально-скарновых минералов, представлены разновидностями гроссуляр-андрадитового ряда. По данным Л. И. Шабынина, явно преобладают гроссуляры или существенно гроссуляровые гранаты, в эндо- и экзозонах, что отличает их от гранатов экзозон обычных известковых скарнов, представленных в основном разновидностью с преобладанием андрадитовой молекулы. Кроме того, ассоциация граната в апомагнезиальных известковых скарнах со шпинелью, форстеритом или минералами гумитовой группы совершенно отсутствует в обычных известковых скарнах.

Исследования гранатов апомагнезиальных известковых скарнов борных месторождений подтверждают данные Л. И. Шабынина. Кроме того, в апомагнезиально-скарновом гранате отмечается повышенное содержание окиси магния (до 1%). Ассоциирует гранат с пироксеном, шпинелью, форстеритом, карбонатом, везувианом, монтichelлитом, эпидотом, пектолитом, пренитом, вонсенитом, харкеритом, аксинитом.

Везувиан входит в состав гранатовых, пироксеновых, волластонитовых, монтichelлитовых скарнов, реже образует мономинеральные зоны. Развивается он по шпинель-пироксеновой, форстеритовой, монтichelлитовой зонам, в кальцифирах. Для минерала характерно высокое содержание общего железа (от 5 до 12%) и повышенное содержание окиси магния (1—6%). Ассоциирует везувиан с гранатом, пироксеном, волластонитом, монтichelлитом, шпинелью, флогопитом, скаполитом, хондритом, паргаситом, свабитом. На основе физико-химического анализа минеральных парагенезисов Л. И. Шабынин (1968) пришел к выводу о том, что, по-видимому, повышенные концентрации магния (и фтора) в растворах способствуют образованию везувиана вместо гроссуляра и что значительные скопления везувиана (в эндо- и экзозонах) характерны именно для апомагнезиальных, а не для обычных известковых скарнов.

Волластонит распространен менее других минералов в апомагнезиальных известковых скарнах. В этих случаях для минерала характерно наличие окиси магния до 2%, глинозема до 1,5%, железа (суммарно) до 4%. Развивается волластонит на месте шпинель-пироксенового скарна, по кальцифирам и мраморам, а также в составе околоскарновых пород эндоконтакта. Ассоциирует с гранатом, пироксеном, везувианом, кальцитом, иногда со скаполитом, полевыми шпатами, флогопитом, ксантофиллитом, монтichelлитом, хондритом, кварцем, кальцитом.

Монтichelлит нередко входит в состав везувиановой зоны скарнов или образует почти мономинеральные зоны. Монтichelлит развивается в контакте шпинель-пироксеновой и шпинель-форстеритовой зон, на контакте шпинелевой зоны и бруцитовых мраморов, на границе шпинель-форстеритовой зоны

скарнов с кальцифирами или мраморами. Ассоциирует со шпинелью, пироксеном, форстеритом, гранатом, замещая их, но в свою очередь он может замещаться везувианом. Зоны монтичеллитовых скарнов иногда достигают 70 м. Монтичеллит является, по-видимому, типоморфным минералом известковых скарнов магнезиальноскарновой формации (Перцев, 1961). Имеется указание на образование монтичеллита в магматическую стадию при образовании магнезиальных скарнов (Синяков, 1967).

Свабит — мышьяковый аналог апатита известен в СССР (Малинко, Румянцев, Сидоренко, 1966), в США на месторождении Франклин (Palache, 1929) и в некоторых месторождениях Швеции. Всюду, он локализуется либо в обычных известковых скарнах, либо в апомагнезиальных известковых скарнах или вблизи них, находясь в кальцифирах. Свабит входит в состав скарновых зон, сложенных гранатом, везувианом, пироксеном и содержащих реликты форстерита или минералов гумитовой группы; отмечается он, кроме того, в шпинель-форстеритовой зоне магнезиальных скарнов и в кальцифирах. Ассоциирует свабит с гранатом, с которым он близок по времени выделения, пироксеном, везувианом; последний образовывался явно позже свабита. В магнезиальноскарновых зонах и в кальцифирах он отмечается в ассоциации со шпинелью, форстеритом, клиногумитом, хондритом, кальцитом, людвицитом. Замещается свабит бруситом, ссайбелинитом, канитом, карбонатом. Встречается совместно с франклинитом, магнетитом, гематитом; характерна его ассоциация с марганцевыми минералами — гаусманитом, брандтитом, саржинитом.

Магнетит из апомагнезиальных известковых скарнов характеризуется не только заметной или значительной магнезиальностью, но и глиноземистостью. Таким образом, присутствие в однородных карбонатных контактах в составе экзоскарнов больших количеств гроссуляра, везувиана, ксантофиллита, монтичеллита, салит-авгита свидетельствует о магнезиальноскарновой природе контакта. В обычных известковых скарнах глиноземсодержащие минералы характерны для эндоскарнов и нетипичны для экзоскарновых зон.

БОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ СКАРНОВ И КАЛЬЦИФИРОВ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

В данном разделе кратко охарактеризованы условия нахождения, формы проявления и парагенетические ассоциации преимущественно таких борных минералов, которые наиболее широко развиты в магнезиальных скарнах и кальцифирах, нередко образуют в них рудные залежи или заметные концентрации. К ним относятся железомagneзиевый борат-людвицит, магниевые бораты — суанит, котит, ссайбелинит, флюоборит. Кроме того, отмечены особенности локализации и минеральных

ассоциаций таких борных минералов, образование которых связано с возникновением известковых скарнов магнезиально-скарновой формации: боратов (курчатовита, канита, ровента), карбонатоборатов (саханта, боркарита), карбонато-силикобората (харкерита), некоторых кальциевых боратов и боросилкатов.

Людвигит. Под этим названием понимается группа железо-магниевого боратов, образующих изоморфную серию, крайними членами которой являются магниевые и железистые разновидности. Принято выделять среди них магнезиолюдвигит с $f=0-25\%$, собственно людвигит — $f=25-75\%$ и вонсенит — $f=75-100\%$. Людвигиты обычно содержат небольшую примесь глинозема (порядка 1—3 вес. %) и в редких случаях больше, иногда до 11 вес. %, что соответствует 40 мол. % содержания боро-алюминатового минерала (алюмолюдвигит). Характерна для людвигита изоморфная примесь олова, достигающая 0,5—1%. Минерал, близкий по составу к людвигиту, но содержащий более 15% SnO_2 , носит название гулсит. Иногда в людвигит изоморфно входит в заметных количествах марганец (Лисицын, Малинко, 1968).

Формы проявления людвигита разнообразны: игольчатые тонкопризматические кристаллы, короткие призмы шестоватого строения, пучки волокнистых и игольчатых агрегатов, радиально-лучистые выделения, зернистые агрегаты.

Минералы группы людвигита пользуются наибольшим распространением среди других борных минералов магнезиальных скарнов. Магнезиолюдвигит характерен для внешней части форстеритовой зоны скарнов и кальцифиров. Обычными минералами, ассоциирующими с магнезиолюдвигитом, являются: форстерит, минералы группы гумита, шпинель, кальцит, доломит, периклаз, брусит, серпентин, тальк, магнетит, магниевые бораты (суанит, котоит, ссайбелиит, флюоборит), а также варвикит. Собственно людвигит встречается в зонах и парагенезисах, которые характерны для магнезиолюдвигита, но, кроме того, он появляется в пироксеновой зоне в ассоциации с пироксеном и флогопитом. Вонсенит встречается обычно в относительно бедной магнием силикатной среде — во внутренних зонах магнезиальных скарнов, где он ассоциирует с клино- и ортопироксенами, флогопитом, а также с роговой обманкой, кальцитом, магнетитом, турмалином, минералами известково-скарнового замещения — гранатом (андрадитом), везувианом. Аллюмолюдвигит встречается преимущественно во внешних зонах скарнов и в кальцифирах, где он ассоциирует с большинством минералов, образующих парагенезисы с собственно людвигитом.

Взаимоотношения людвигита с ассоциирующими минералами свидетельствуют о его более позднем образовании относи-

тельно форстерита, пироксена, шпинели и близком к формированию минералов гумитовой группы, флогопита, магнетита, известковоскарновых минералов. Частично людвигит развивается по карбонатам. Сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и др.), обычно присутствующие в людвигитовых рудах, развиваются позже людвигита с его замещением. Взаимоотношения людвигита с боратами указаны ниже при их характеристике. В низкотемпературных условиях людвигит неустойчив и претерпевает разложение с образованием различных продуктов его замещения (Александров, 1959, 1961). Среди последних обычно ссайбелинит и магнетит, магнетит с бруситом и ссайбелинитом, магнетит с кальцитом. Иногда в продуктах изменения людвигита отмечается гидроталькит. В зоне окисления людвигит замещается гидроокислами железа с образованием псевдоморфоз. С увеличением железистости людвигита степень его гистерогенных изменений уменьшается.

Суанит представлен крупными клиновидными или чечевицеобразными характерно сдвойникованными кристаллами, длиннопризматическими образованиями, иногда слагающими радиальнолучистые агрегаты. Суанит является, по-видимому, одним из наиболее широко распространенных боратов, но обычно он плохо сохраняется, замещаясь другими боратами. Встречается он в месторождениях абиссальной и гипабиссальной фации. Локализуется суанит в форстеритовой зоне скарнов и в кальцифирах, где он в равной мере может образовывать значительные концентрации. Характерны так называемые суанитовые мраморы, которые отмечены выше. Ассоциирует суанит с кальцитом, доломитом (в абиссальной фации), форстеритом, минералами гумитовой группы, диопсидом, флогопитом, иногда со шпинелью. Среди боратов с суанитом обычно ассоциирует котонт (в гипабиссальной фации), людвигит, ссайбелинит, иногда варвикит. Котонт и суанит близки по времени образования. В редких случаях наблюдается развитие суанита с замещением котонта. Людвигит более поздний относительно суанита. В низкотемпературных условиях характерно замещение суанита ссайбелинитом и, возможно, бруситом, обычно с образованием псевдоморфоз.

Котонт образует монокристаллические объемные дендриты, реже отдельные зерна, иногда полисинтетически сдвойникован. Минерал известен только в месторождениях гипабиссальной фации. Распространен не так широко, как суанит. Характерна его приуроченность к зонам кальцифириров, где иногда котонт образует рудные залежи.

Минералам, находящимся в парагенезисе с котонитом, свойственна высокая магнезиальность. Ассоциации его с диопсидом и флогопитом неизвестны, обычно встречается с магнезиолюд-

вигитом, суанитом, периклазом, магнезиальными карбонатами (и с кальцитом), форстеритом или минералами группы гумита и шпинелью. Парагенезис между котоитом и магнетитом невозможен, так как при этом образуется людвигит. Котоит развивается с замещением главным образом карбонатов и в меньшей степени силикатов. Отмечается обычно более позднее выделение людвигита относительно котоита, с частичным замещением последнего. Гистерогенное изменение котоита сопровождается замещением его ссайбелинитом и бруситом. В поверхностных условиях по котоиту, который здесь не устойчив, могут образоваться водные бораты, гидромагнезит.

Флюоборит представлен зернистой вкрапленностью, гнездовыми выделениями, радиальнолучистыми агрегатами, жильными проявлениями. Флюоборит распространен довольно широко, но сравнительно крупные его скопления редки. Встречается минерал во всех фациях глубинности, но чаще в гипабиссальных месторождениях. Локализуется в скарнах и кальцифирах.

Минеральные ассоциации флюоборита отличаются большим разнообразием. Наряду с некоторыми парагенезисами, которые характерны для высокотемпературных боратов (суанита, котоита, людвигита), флюобориту в целом свойственны более низкотемпературные ассоциации. По-видимому, температурный диапазон его образования шире, чем у других магнезиевых боратов. Характерными являются ассоциации флюоборита с клиногумитом, хондродитом, флогопитом, серпентинитом, хлоритом, кальцитом, магнетитом, людвигитом, флюоритом, редко с тремолитом и шпинелью. Взаимоотношения флюоборита с людвигитом свидетельствуют о близком времени их образования.

Ссайбелинит представлен часто тонковолокнистыми, спутанноволокнистыми массами, радиальнолучистыми тонкоигльчатыми агрегатами, гнездовыми выделениями, прожилками, реже таблитчатыми кристаллами, а также призматическими зернами с ромбическими сечениями. Характерны полисинтетические двойники. Нередко наблюдается несколько генераций ссайбелинита в пределах одного шлифа.

Ссайбелинит наиболее широко распространенный минерал среди магнезиальноскарновых боратов. Встречается он практически во всех месторождениях бора магнезиальноскарновой формации и иногда даже в месторождениях известковоскарновой формации.

Развивается ссайбелинит в различных зонах метасоматической колонки, образуя самые разнообразные по масштабам концентрации в скарнах, кальцифирах, мраморах. Широкий температурный диапазон устойчивости ссайбелинита обуславливает разнообразие его минеральных парагенезисов. В магнези-

альноскарновых месторождениях типичны ассоциации ссайбелинита с форстеритом, минералами группы гумита, флогопитом, карбонатами, бруситом, серпентином, хлоритом, магнетитом, реже с клинопироксеном, шпинелью, тальком, гидроталькитом, амфиболами, ангидритом (эндогенным), сульфидами. Нередко наблюдаются замещения ссайбелинитом ассоциирующихся с ним минералов. Обычным является его развитие по более высокотемпературным боратам — суаниту, котииту, людвигиту, курчатовиту, саханту, с образованием характерных псевдоморфоз. В свою очередь ссайбелинит может замещаться бруситом и кальцитом.

Курчатовит — борат кальция, магния, марганца «Курчатовит...». Установлен в зоне известкового скарна гранат-везувиан-свабитового состава, образованного по кальцифиру; вблизи отмечаются реликты магнезиальных скарнов шпинель-клиногумит-флогопитового состава, оставшиеся от замещения известковыми скарнами.

Курчатовит образует гнездовые скопления, сложенные крупными (до 4 см) кристаллами. Последние содержат многочисленные включения мелких зерен магнетита и в меньшей степени сфалерита и свабита, изредко иголки людвигита и кристаллы суанита. Курчатовит частично замещен тонкозернистым агрегатом ссайбелинита, сибирскита, фроловита, магнезиального хлорита, серпентина и кальцита. Характерна парагенетическая ассоциация курчатовита и саханта. Ассоциирует курчатовит с клиногумитом, пироксеном, гранатом, являясь более поздним по отношению к силикатам. По-видимому, образование курчатовита близко по времени к выделению магнетита, свабита и саханта; появление суанита, вероятно, опережало образование курчатовита.

Канит — боратоарсенат кальция — впервые был обнаружен в месторождении Франклин (штат Нью-Джерси, США) в виде мелких кристалликов (совместно с гранатом, аксинитом, датолитом, кальцитом, фриделитом, баритом, виллемитом и родонитом), выполняющих пустотки, и в аксинитовых прожилках (Palache, 1935). Отмечается канит в известковоскарновом комплексе Арндаля в Норвегии. Недавно этот минерал был установлен в СССР (Малинко, 1966). Здесь канит тесно ассоциирует со свабитом в зоне апомагнезиальных пироксен-гранатовых и гранат-везувиановых скарнов или вблизи них в клиногумитовых кальцифирах. Образует тонкие (0,1—0,3 мм) мономинеральные или биминеральные (пентагидроборит-канитовые) прожилки, секущие зерна свабита, граната, магнетита, сфалерита, кальцита, а также развивается непосредственно по свабиту, замещая его кристаллы с периферии. Кроме того, канит слагает гнезда, выполняет интерстиции зерен других минералов и инкрустирует мелкие пустоты в свабите. Характерны

ассоциации канита со свабитом, гранатом, аксинитом, ссайбеллитом, пентагидроборитом, магнетитом, сфалеритом, кальцитом. По времени выделения канит явно позднее свабита, магнетита, сфалерита и близок к образованию ссайбеллита, и, возможно, пентагидроборита, которые отставали по формированию от канита, частично замещая его; в месторождении Франклин отмечается частичное замещение канита ботриолитом (волокнистым датолитом).

Ровент установлен пока только в месторождении Франклин (Vergam and Gonyer, 1937) совместно с томсонитом, в тонкой жилке, рассекающей франклинитовую руду, в которой помимо франклинита присутствует виллемит и цинкит. Минерал обнаружен в одном образце, поэтому сведения о минеральных ассоциациях ровента ограничены. Образование ровента связывается с известковоскарновым (постскарновым) процессом предположительно по аналогии с другими борными минералами этого месторождения (аксинитом, датолитом, канитом, суссекситом), геологическое положение которых на месторождении отмечалось выше.

Саханит карбонатоборат кальция и магния (Островская, Перцев, Никитина, 1966). Минерал локализуется в котоитовых мраморах, кальцифирах, апотериклазовых бруситовых мраморах, обычно в зонах апомагнезиальных известковых скарнов или вблизи них. Саханит слагает гнездо- и линзообразные тела мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Ассоциирует саханит с людвицитом, суанитом, котоитом, курчатовитом, кальцитом, форстеритом, минералами гумитовой группы, шпателью, магнетитом. Не отмечается ассоциаций саханта с монтичеллитом и диопсидом. Развивается он с замещением котоита, суанита. В низкотемпературных условиях саханит разлагается с образованием боркарита, ссайбеллита, сибирскита, брусита, кальцита. В условиях дневной поверхности по саханту иногда образуются водные бораты — инниот и индерит.

Боркарит — карбонатоборат кальция и магния (Перцев, Островская и Никитина, 1965). Встречается в котоитовых мраморах. Тесно ассоциирует с ссайбеллитом, кальцитом, бруситом, хлоритом, серпентинитом, магнетитом. Развивается с замещением саханта или вблизи от него в виде гнезд и прожилков; обнаружен, кроме того, в продуктах изменения саханта.

Харкерит известен в тех же месторождениях в СССР, где отмечен саханит (Перцев, 1961), и в Шотландии (Tilley, 1951). Минерал локализуется в апомагнезиальных известковых скарнах везувиян-пироксенового, везувиян-монтичеллитового и монтичеллитового состава, а также в кальцифирах. Образует линзовидные тела мощностью до 1,5 м. Ассоциирует харкерит с кальцитом или монтичеллитом, а также с диопсидом, везувияном, гранатом (существенно андрадитовым), флогопитом, клин-

тонитом, куспидином, шпинелью, магнетитом, сфалеритом и апатитом. По времени выделения харкерит, вероятно, близок к везувриану, но образовался раньше куспидина, который его частично замещает. Из боратов харкерит встречен в ассоциации с железистым людвигитом и вонсенитом. При разложении харкерит замещается кальцитом.

В месторождениях магнезиальноскарновой формации встречается, кроме того, ряд борных минералов, типичных для условий известковоскарновой формации. К ним относятся кальциевые бораты — сибирскит, фроловит, пентагидроборит, ольшанскит (Богомолов, Никитина и Перцев, 1969), образующие тонкие и редкие прожилки или мелкозернистые агрегаты в зонах развития апомагнезиальных известковых скарнов.

В аналогичных условиях встречаются боросиликаты — датолит и данбурит, а также алюмоборосиликаты — аксинит и турмалин. Наибольшим распространением среди них пользуется турмалин. Он встречается в скарновых зонах и в кальцифирах, но преимущественно развивается в высокоглиноземистых околоскарновых и вмещающих алюмосиликатных породах. Турмалин наблюдается в ассоциациях с плагноклазом, клино- и ортопироксенами, шпинелью, флогопитом, роговыми обманками, серендибитом, вонсенитом, магнетитом, пирротином. Нередко отмечается более позднее образование турмалина относительно указанных минералов.

Наряду с охарактеризованными боратами и боросиликатами в магнезиальноскарновых месторождениях отмечаются также борные минералы, как варвикит, уайтменит, сингалит, серендибит.

Известна единственная находка уайтменита в Калифорнии. Сингалит и серендибит встречаются редко. Чаще встречается варвикит. Локализуется варвикит преимущественно в кальцифирах и мраморах, реже в собственно скарнах. Ассоциирует с карбонатами, периклазом, бруситом, магнетитом, шпинелью, форстеритом, титанклиногумитом, флогопитом, диопсидом, людвигитом, суанитом, котонитом, сингалитом. Гистерогенное изменение варвикита сопровождается частичным его замещением ссайбеллитом.

Следует подчеркнуть, что борные минералы месторождений магнезиальноскарновой формации локализируются в различных зонах метасоматической колонки, но промышленные концентрации их образуются главным образом во внешней (форстеритовой) зоне скарнов, в кальцифирах, а также в мраморах. Распределение борных минералов по метасоматическим зонам месторождений магнезиальноскарновой формации абиссальной фации представлено в обобщенном виде в табл. 21, гипабиссальной — в табл. 22.

Распределение борных минералов по метасоматическим зонам магnezияльных скарнов абиссальной фации

| Мигматит или другая алюмосиликатная порода | Околоскарновая порода (Пи + Пл) | Пироксеновый скарн (Пи + Шп) | Форстеритовый скарн (Фо + Шл ± Ка) | Кальцифир (Ка + Фо ± Шп ± Доа) | Доломитовый мрамор (Дол) |
|--|---------------------------------|------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|
| ← Турмалин → | | | | | |
| | | ← Людвигит → | | | |
| | | ← Суанит → | | | |
| | | ← Ссайбелиит → | | | |

Таблица 22

Распределение борных минералов по метасоматическим зонам скарнов магnezияльноскарновой формации гипабиссальной фации

| Гранитоид или другая алюмосиликатная порода | Околоскарновая порода (Пи + Пл) | Пироксеновый скарн (Пи + Шл) | Форстеритовый скарн (Фо + Шл ± Ка) | Кальцифир (Ка + Фо + Шл ± Доа) | Периклазовый мрамор (Ка + Пер) | Доломитовый мрамор (Дол) |
|---|---------------------------------|--|------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------|
| ← Пироксен-гранатовый скарн с волластонитом (Пи + Гр ± Вол) → | | ← Пироксен-гранатовый скарн с везувианом (Пи + Гр ± Вез) → | | | ← Брунтовой мрамор (Ка + Бр) → | |
| ← Турмалин → | | | | | | |
| ← Аксинит → | | | | | | |
| ← Данбурит → | | | | | | |
| ← Датолит → | | | | | | |
| | | ← Людвигит → | | | | |
| | | ← Суанит → | | | | |
| | | ← Флюоборит → | | | | |
| | | ← Котоит → | | | | |
| | | ← Ссайбелиит → | | | | |
| | | ← Харкерит → | | | | |
| | | ← Сахат → | | | | |
| | | ← Боркарит → | | | | |
| | | ← Курчатовит → | | | | |
| | | ← Канит → | | | | |
| | | ← Пентагидроборит → | | | | |
| | | ← Фроловит → | | | | |

Примечание. Чтобы не усложнять колонку, показана только часть последующих метасоматических преобразований магnezияльных скарнов.

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ БОРА
В МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОМ И СВЯЗАННОМ С НИМ
ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВОМ ПРОЦЕССАХ**

Распределение бора в магнезиальноскарновых породах и минералах менее изучено по сравнению с известковоскарновыми. Отсутствуют данные по всем основным разновидностям магнезиальных скарнов, а также анализы по небороносным скарнам, что не позволяет провести сравнений. Нет отдельных данных по скарнам магматической стадии и продуктам их послемагматических изменений. Тем не менее имеющийся материал в какой-то степени дает основание наметить некоторые определенные тенденции поведения бора в процессе образования магнезиальных скарнов.

Данные, приведенные в табл. 23, показывают содержание бора в некоторых разновидностях магнезиальных скарнов (и

Таблица 23.

Содержание бора (в г/т) в бороносных магнезиальных скарнах

| Разновидность скарна | Центральный Казахстан (Кулкашев, 1962) | Тянь-Шань (Отроценко, 1965) | Северный Казахстан (данные автора) |
|--|---|--------------------------------|---------------------------------------|
| Шпинель-флогопитовые | 200 (12) | — | — |
| Форстеритовые | — | 41 (9) | — |
| Пироксен-форстеритовые (клиногумитовые) с флогопитом . . . | — | — | 30 (66) |
| Кальцифиры того же состава, что и скарны | — | — | 27 (44) |
| Среднее по 131 пробе составляет 45 г/т. | | | |

кальцифиров) магматической стадии, испытавших послемагматические гистерогенные преобразования (клиногумитизацию, флогопитизацию). Они дают лишь общее представление о содержаниях бора в магнезиальных скарнах. Несколько большую информацию о поведении бора в магнезиальноскарновом процессе можно получить из табл. 24, в которой собраны данные по содержанию бора в минералах магнезиальных скарнов.

Выше отмечалось, что метасоматическая колонка магнезиальных скарнов магматической стадии характеризуется тремя основными зонами — форстеритовой, форстерит-пироксеновой и пироксеновой, каждая из которых обычно содержит шпинель. При увеличении этих зон пироксен и шпинель замещают форстерит. Средние содержания бора в шпинели, форстерите и пироксене близки и составляют 25—27 г/т, что свидетельствует

Содержание бора (в г/т) в минералах бороносных магнезиальных скарнов

| Минерал | Подгорная Якутия (Нефрасов, 1966) | Восточная Сибирь (Барсуков, 1960,) | Чаткальский и Зеравшанский хребты (Заревич, 1966) | Северный Кавказ (данные автора) | Средняя Азия (Отрощанко, Зарещая, 1967) | Среднее (средневалентное по минералам) |
|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|---|------------------------------------|---|--|
| Форстерит | 8 (3) | — | До 30 | 17 (2) | 31 (19) | 27 (24) |
| Шпинель | 25 (2) | — | — | — | — | 25 (2) |
| Клинопироксен | 360 (3) | 62 (6) | — | 10 (36) | 10 (36) | 27 (81) |
| Клиногумит | — | — | — | 143 (3) | 56 (14) | 72 (17) |
| Хондродит | — | — | >300 | — | 58 (21) | 58 (21) |
| Флогопит | 8 (2) | — | До 30 | 9 (4) | 25 (15) | 20 (21) |
| Тремолит | — | — | — | 12 (4) | — | 12 (4) |
| Брусит | 5 (3) | — | До 30 | — | 2 (6) | 3 (9) |
| Серпентин | 1215 (4) | — | 30—300 | — | 93 (16) | 317 (20) |
| Хлорит | — | — | До 30 | — | 61 (22) | 61 (22) |

о том, что в магматическую стадию магнезиальноскарнового процесса активность бора находилась на одном, причем невысоком, уровне. В послемагматическую стадию, когда происходило гистерогенное преобразование магнезиальных скарнов, выразившееся в клиногумитизации форстерита, флогопитизации шпинели и частично пироксена, амфиболлизации пироксена, химический потенциал бора в растворах возрос, судя по высокому его содержанию в минералах гумитовой группы. Однако флогопит и тремолит, образующиеся примерно в то же время, характеризуются невысокими содержаниями бора. Последнее, вероятно, во многом связано с особенностями изоморфизма бора, что несколько подробнее рассмотрено ниже. Весьма различными содержаниями бора отличаются брусит и серпентин, диапазон времени образования которых в послемагматический этап, по-видимому, довольно близок.

Очевидно, при рассмотрении распределения бора в минералах магнезиальных скарнов необходимо так же, как и для известковоскарновых минералов, учитывать особенности изоморфизма бора в них. Так, для форстерита показана невозможность изоморфизма между бором и кремнием или магнием (Барсуков, 1960,). Весьма существенно различаются по содержаниям бора пироксены в зависимости от степени их глиноземистости — большая глиноземистость этих минералов создает лучшие условия для изоморфного вхождения в них бора.

В таких слоистых силикатах, как флогопит, изоморфизму между бором и алюминием препятствует различное валентное состояние здесь этих элементов (Барсуков, 1960,). Возможно,

аналогичное положение справедливо и для брусита, также входящего в группу слоистых силикатов.

Учитывая указанные особенности изоморфизма, можно считать, что послемагматическая стадия магнезиально-скарнового процесса в целом характеризуется большей активностью бора по сравнению с магматической стадией. Об этом более убедительно еще свидетельствуют высокие содержания бора в известковоскарновых минералах, замещающих магнезиальные скарны (табл. 25).

Таблица 25

Содержание бора (в г/т) в гранатах и везувianaх бороносных апомагнезиальных известковых скарнов

| Минерал | Полярная Якутия (Некрасов, 1966) | Восточная Сибирь (Лисицын, Малинко, 1968) | Среднее (средневзвешенное по минералам) |
|--------------------|----------------------------------|---|---|
| Гранат | 185 (18) | 214 (3) | 189 (21) |
| Везувиян | 3540 (11) | 2800 (5) | 3300 (16) |

Данная геохимическая особенность бора в скарновом процессе является одной из основных причин образования борных минералов в послемагматическую стадию. В конце скарнового процесса и после формирования скарнов в соответствии с понижением температуры в растворах возрастают химические потенциалы бора и воды, что приводит к появлению вначале безводных боратов — суанита, котонита, курчатовита, людвигита, флюоборита (существенно фтористого), затем более низкотемпературных водных карбонатоборатов, гидроксилсодержащих боратов — канита, ссайбеллита и еще позднее — кальциевых кристаллогидратов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОРАТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Ниже кратко охарактеризованы основные физико-химические условия образования боратов, возникших в результате магнезиально-скарнового и связанного с ним известковоскарнового процессов — давление, температура, активность бора, кислотность — щелочность и некоторые другие. Отдельным из этих вопросов посвящен ряд работ, основанных на физико-химическом анализе минеральных парагенезисов (Маракушев, 1960, 1963, 1965; Шабынин и Перцев, 1963; Граменицкий, 1966) или на данных экспериментальных исследований (Барсуков и Курильчикова, 1957; Барсуков и Дерюгина, 1960; Григорьев, Некрасов, 1963, Григорьев, Бровкин и Некрасов, 1966; Григорьев,

1967; Кравчук, Некрасов, Григорьев, 1966; Александров, 1966; «Изучение...», 1970).

Наиболее детальные исследования физико-химических условий формирования боратов на основе изучения минеральных парагенезисов с учетом экспериментальных данных проведены Н. Н. Перцевым (1971).

Давление. Различная, но существенная роль углекислоты в процессе скарнообразования для разных фаций глубинности отмечалась выше. Такое же важное значение активности углекислоты (CO_2) и бора в образовании некоторых боратов. Так,

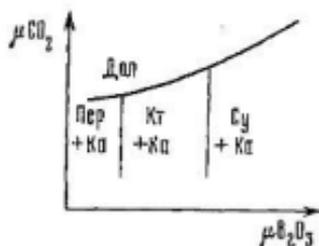


Рис. 30. Поля устойчивости котоита и суанита (в магнезиальных мраморах) в зависимости от химических потенциалов угольной и борной кислоты (по Н. Н. Перцеву)

если людвигит, флюоборит, ссайбелинит, варвикит типичны для месторождений разных фаций глубинности, то котоит является абиссофильным минералом и образуется в условиях малых и средних глубин, суанит более устойчив в глубинных условиях, а сингалит абиссофильный минерал, он характерен для больших глубин.

Поля устойчивости котоита и суанита в определенных минеральных парагенезисах в зависимости от химических потенциалов угольной и борной кислот показаны на рис. 30. Из рассмотрения приведенной на этом рисунке диаграммы видно, что, по мере возрастания химических потенциалов угольной и борной кислот, т. е. с увеличением глубинности, ассоциация котоита с кальцитом становится неустойчивой и сменяется ассоциацией суанита с кальцитом, а при еще большем давлении (глубине) — ассоциацией суанита с доломитом.

Изменение железистости людвигита в некоторых его парагенезисах в зависимости от фации глубинности, как указывал А. А. Маракушев (1960), не подтверждается. Достаточно обширный материал свидетельствует о наличии сильной дисперсии железистости людвигитов в пределах одного штуфа, рудной залежи, месторождения в целом. Это обусловлено разными факторами — щелочностью гидротермальных растворов, химическим потенциалом в них кремнезема, борной кислоты и др. Фиксируется лишь большая стабильность железистости людвигита в абиссальных условиях по сравнению с крайне резкой ее изменчивостью в гипабиссальной фации.

Температура. Экспериментальные исследования показывают, что нижний предел устойчивости суанита, при котором он начинает замещаться ссайбелинитом, не выше 450°C , а котоита находится на уровне $250\text{--}350^\circ\text{C}$ (при этой температуре он замещается ссайбелинитом и бруситом). Нижний предел устойчивости ссайбелинита составляет примерно 150°C . Флюоборит

с минимальным содержанием около 30% фтористой молекулы легко синтезируется при 400—750°С. Для минералов людвигитовой серии отмечается зависимость степени железистости от температуры образования. Так, нижний температурный предел устойчивости вонсенита составляет 200°С, а магнезиолюдвигита — 700°С (последняя цифра слишком высока и не соответствует природным явлениям). Температура декрепитации газо-жидких включений в людвигите, по данным А. А. Маракушева (1960), составляет 440°С.

По-видимому, интенсивное боратовое оруденение образуется в температурных интервалах 500—350 и 250—150°С.

Активность борной кислоты существенно влияет на образование тех или иных парагенезисов борных минералов. Высокая ее активность служит, кроме того, одним из указаний на благоприятные условия для образования богатого борного оруденения.

Выше отмечалось, что с возрастанием активности борной кислоты происходит смена парагенезиса котонита с кальцитом на парагенезис суанита с кальцитом. Данные экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что для возникновения суанита (при прочих равных условиях) необходимы более высокие концентрации бора в растворах, чем для образования котонита. О максимальной активности бора в растворах свидетельствует парагенетическая ассоциация периклаза (или брусита, магнезиального карбоната) с магнетитом и магнезиальным людвигитом. Высокая активность борной кислоты необходима для образования ассоциации людвигита с пироксеном, которая является обычной в месторождениях с суанитом и не известна в собственно людвигитовых месторождениях (кроме ассоциации с вонсенитом). Для появления боратов в ассоциации с пироксеном (кроме котонита, ассоциация которого с пироксеном невозможна) необходима более высокая активность борной кислоты, чем при образовании их ассоциаций с форстеритом. О высокой активности борной кислоты в растворах свидетельствуют также ассоциация турмалина с клинопироксеном и появление сингалита.

Щелочность (кислотность) растворов и окислительно-восстановительный потенциал. Экспериментальные исследования показывают, что повышение щелочности растворов и окислительно-восстановительного потенциала способствует образованию более магнезиальных людвигитов, снижая нижний температурный предел их устойчивости. Физико-химический анализ парагенезисов боратов подтверждает эту закономерность и, кроме того, показывает, что фтористость флюоборита уменьшается во всех его ассоциациях с возрастанием щелочности. Наибольшей кислотности и фтористости растворов соответствуют парагенезисы фтористого флюоборита с магнетитом.

Реакция гистерогенного разложения людвигита на ссайбелинит и магнетит рассмотрена А. А. Маракушевым (1965), который показал сложную зависимость разложения людвигита разной степени железистости от величин рН, Eh и активности борной кислоты.

Следует подчеркнуть, что боратное оруденение в магнезиальных скарнах формируется в постмагматическую стадию, непосредственно следуя за процессом скарнообразования. Высокотемпературное боратное оруденение образуется в раннюю щелочную стадию на фоне понижающейся щелочности растворов. Кислотно-основная характеристика людвигита, суанита, котонита, флюоборита свидетельствует об их выделении в слабощелочных (близких к нейтральным) условиях (Жариков, 1967). По времени появления высокотемпературное боратное оруденение близко к известковоскарновому замещению магнезиальных скарнов в гипабиссальных месторождениях магнезиальноскарновой формации. В более низкотемпературных условиях в кислотною стадию начинается выделение ссайбелинита, которое продолжается в позднюю щелочную стадию, при этом ссайбелинит может замещать высокотемпературные бораты.

В гипабиссальной фации образуются все минеральные типы боратных месторождений. В глубинных условиях котонитовый тип отсутствует, а характерен суанитовый (наряду с людвигитовым). Влияние степени глубинности на масштаб месторождения, состав и распределение типов руд, морфологию и размеры рудных залежей отмечены выше.

Физико-химические условия образования борной минерализации, связанной с процессом известковоскарнового замещения магнезиальных скарнов, в общих чертах аналогичны условиям, которыми характеризуются скарновые месторождения бора гипабиссальной фации. Некоторые дополнительные параметры рассмотрены Н. Н. Перцевым для карбонатоборатов и курчатовита. Так, наличие в составе карбонатоборатов углекислоты и предполагаемые реакции их образования показывают, что они могут возникать лишь на малых глубинах.

На основе различий в парагенетических ассоциациях саханта (сахант — котонит или сахант — боркарнит, сменяющие парагенезисы суанит — кальцит или котонит — кальцит (и харкерита), харкерит — монтичеллит или харкерит — кальцит) Н. Н. Перцев показал, что для возникновения саханта необходима более высокая активность борной кислоты, чем для образования харкерита. Кроме того, для саханта необходима более основная среда по сравнению с харкеритом.

Относительно физико-химических условий образования боркарнита высказываются лишь общие соображения: малая глубинность, сравнительно высокая активность бора в растворах, магнезиальность среды, наличие кальция, относительно низкие температурные условия.

Для образования курчатовита на основе предполагаемых реакций его образования намечаются следующие главные условия — высокий химический потенциал бора в растворах, высокий окислительный потенциал, сравнительно низкая магнезиальность среды, пониженная кислотность растворов, небольшая глубинность.

Расчеты условных потенциалов низкотемпературной борной минерализации, характерных для апomagнезиальных известковых скарнов, а также их взаимоотношения между собой и с другими минералами скарнов показывают, что харкерит и курчатовит образовывались в слабощелочных (близких к нейтральным) условиях, непосредственно сменяя известковое скарнообразование. Саханит, боркарнит, канит, ровент выделялись подобно боросиликатам на стадии кислотного выщелачивания в слабокислых или кислых условиях, причем саханит образовывался, по-видимому, на стадии возрастающей кислотности, а канит, боркарнит и ровент на стадии возрастающей щелочности (графическое изображение борного минералообразования в месторождениях магнезиальноскарновой формации представлено на рис. 32).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Интерес к месторождениям бора магнезиальноскарновой формации определяется значительными масштабами оруденения, относительно высокой концентрацией в рудах борного ангидрида и сравнительно простыми технологическими свойствами большинства типов руд. Привлекает внимание также довольно частая встречаемость месторождений данного типа.

Месторождения бора магнезиальноскарновой формации различных минеральных типов имеют много сходных черт в условиях их образования. Наиболее существенные отличительные особенности месторождений того или иного типа в значительной степени определяются фактором глубинности. Учитывая это, ниже приводится общая характеристика генетических особенностей месторождений бора данной формации и рассматриваются основные факторы, благоприятные для образования промышленных месторождений.

Магнезиальноскарновые месторождения бора образуются в ореолах контактового воздействия поздних и посторогенных гранитоидных интрузивов (гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и др.) в гипабиссальных условиях или в зонах региональной синорогенной гранитизации более глубинных фаций (гнейсовые комплексы докембрия). Это мнение расходится с точкой зрения Д. П. Сердюченко (1956, 1960, 1963, 1967), в соответствии с которой магнезиальноскарновые месторождения боратов в абиссальных условиях рассматриваются как осадочно-метаморфические.

Возраст магматических пород, с которыми генетически связаны боратные месторождения, колеблется от архейского до третичного. Магматические образования в месторождениях докембрия представляют собой преимущественно обширные площади мигматитов (мигматизированных пород, гранито-гнейсов). Для полей с месторождениями более молодого возраста характерны батолиты, лакколиты, штоки.

Породы, вмещающие месторождения бора магнезиально-скарновой формации, представлены доломитами, доломитовыми известняками, магнезитами. Все эти разновидности пород могут встречаться в пределах одного месторождения. Нередко карбонатные породы содержат прослойки алюмосиликатного состава. Возраст вмещающих пород от архейского до мезозойского.

Месторождения бора приурочены как к древним щитам, так и к разновозрастным областям складчатости — от каледонских до альпийских. Они располагаются в сводовых частях и на крыльях различных складок. Закономерности размещения месторождений в зависимости от пликтивных структур не намечается. Не всегда обнаруживается роль дизъюнктивных нарушений в локализации месторождений и отдельных рудных тел, хотя влияние их несомненно. В тектонически нарушенных участках более интенсивно проявлены мигматизация и развитие скарнов. В глубинных фациях локализация скарново-рудных тел нередко четко контролируется зонами раздавливания пород, а в гипабиссальных — зонами трещиноватости. Однако очень широкое развитие дизъюнктивных нарушений на разных стадиях процесса — доскарновой, дорудной, послерудной — способствует более интенсивному проявлению соответственно гранитизации, внутренних (чаще всего непродуктивных) зон магнезиальных скарнов и низкотемпературных процессов, что отрицательно влияет на формирование и сохранность боратной минерализации.

Процесс образования магнезиальных скарнов проходит различно в разных условиях глубинности. В условиях абиссальной фации магнезиальные скарны образуются главным образом в магматическую (прогрессивную) стадию метаморфизма и в меньшей степени в послемагматическую (регрессивную). В условиях гипабиссальной фации (малых и средних глубин) магнезиальные скарны возникают только в магматическую стадию метаморфизма, а в регрессивную стадию по ним часто развиваются известковые скарны, что не характерно для глубинных условий.

При формировании магнезиальных скарнов инфильтрационный метасоматоз преобладает над диффузионным, что во многом определяет расположение скарново-рудных тел не только в непосредственных контактах с активными магматическими породами, но и в удалении от них.

Для магнезиальных скарнов характерно зональное строение. Для разных условий глубинности метасоматические колонки несколько различаются. Так, в абиссальной фации околоскарновые пироксен-полевошпатовые породы могут развиваться как по мраморам, так и по рудогенерирующим магматическим породам; пироксен в скарнах бывает представлен ромбическими разновидностями; в мраморах отсутствует периклаз. В условиях гипабиссальной фации околоскарновые породы магматической стадии развиваются только по экзоскарновым зонам, не затрагивая пород рудогенерирующих интрузий; в скарнах отсутствует ромбический пироксен; для мраморов характерно наличие периклаза.

В послемагматическую стадию шпинель и пироксен в скарнах обычно замещаются (иногда почти полностью) флогопитом, форстерит-клиногумитом; нередко появляется паргасит; по околоскарновым породам часто развиваются роговая обманка, скаполит, турмалин. В гипабиссальной фации, кроме того, характерно развитие известковых скарнов, замещающих магнезиальные скарны и породы рудогенерирующих интрузий.

Высокотемпературная боратная минерализация формируется в конце ранней щелочной стадии послемагматического этапа при общем понижении щелочности и температуры (примерный диапазон $550-350^{\circ}\text{C}$) растворов метасоматического процесса. При малой железистости растворов (и вмещающей среды), значительной концентрации в них бора и сравнительно высокой щелочности образуются существенно суанитовые, а в гипабиссальной фации, кроме того, котонитовые руды (Шабынин, 1961₂). Высокая концентрация и подвижность железа в боросных растворах обуславливают образование людвигитовых руд (часто с магнетитом) в разных фациях глубинности (Маракушев, 1960, 1963).

О благоприятных физико-химических условиях для образования высококачественных боратных руд можно судить, кроме того, по ассоциации железистого людвигита с диопсидом, турмалина с клинопироксеном, периклаза с магнетитом и магнезиолюдвигитом, по присутствию сингалита.

Геохимические особенности бора магнезиальноскарнового и сопряженного с ним известковоскарнового процессов выражаются в увеличении его активности в послемагматическую стадию, следствием чего является формирование борной минерализации. Локализуется боратное оруденение преимущественно во внешних зонах магнезиальноскарновой метасоматической колонки — в форстеритовых скарнах, кальцифирах, а также в мраморах.

При совместном нахождении боратов суанит и котонит близки по времени образования; людвигит является более поздним по отношению к ним; выделение флюоборита близко к образованию людвигита. Нередко в одном месторождении встречается

несколько первичных боратов, но главным обычно является какой-либо один. В месторождениях гипабиссальной фации процесс образования высокотемпературных боратов близок по времени с известковоскарновым замещением. Но если образование боратной минерализации в основном происходит в наиболее магнезиальной (внешней) части метасоматической колонки, то известковоскарновое замещение развивается более интенсивно в зоне контакта магнезиальных скарнов и карбонатных пород с гранитоидом или другой алюмосиликатной породой и в меньшей мере во внешних зонах колонки. Интенсивный известковоскарновый процесс может привести к полному замещению магнезиальных скарнов гранатом, пироксеном, везувитом, монтичеллитом. При этом частично или полностью могут заместиться и высокотемпературные бораты. Однако в ряде случаев более позднее по сравнению с известковыми скарнами образование первичных боратов не вызывает сомнений (Шабынин, Перцев, Малинко, 1964; Лисицын, Малинко, 1968). В связи с известковоскарновым процессом здесь нередко появляются боросиликаты — аксинит, датолит, данбурит, харкерит, бораты (существенно кальциевые), а также карбонатовбораты.

Низкотемпературные (примерный диапазон 250—150°С) послескарновые процессы кислотной и поздней щелочной стадии приводят к замещению, нередко полному, высокотемпературных боратов ссайбеллитом с образованием псевдоморфоз по суаниту, людвигиту и котиуту. С послескарновым процессом (в основном со стадией кислотного выщелачивания) также связано широкое развитие в магнезиальных скарнах тремолит-актинолита, серпентина, появление сульфидов, а иногда окварцевание.

Помимо пирита и халькопирита в бороносных магнезиальных скарнах часто образуется магнетит, сопутствующий людвигиту. Котиутные руды встречаются в комплексе с полиметаллическим, медным, вольфрамовым, молибденовым, золотым или висмутовым оруденением. Известны бораты в месторождениях марганца. В людвигитах иногда присутствуют значительные примеси олова. Суанитовое оруденение, как правило, не сопровождается металлическим. Борная минерализация, связанная с известковоскарновым процессом, ассоциирует с железным, марганцевым, цинковым и свинцовым оруденением.

В гипергенных условиях магнезиально-железистые бораты разлагаются с образованием псевдоморфоз гидроокислов железа по людвигиту и кальцита по ссайбеллиту. Этот процесс сопровождается выносом и рассеянием бора при частичной адсорбции его гидроокислами железа (Александров, 1959):

Обычные формы скарно-рудных тел линзо- и пластообразные, реже трубообразные. Крупные месторождения состоят из группы рудных тел, в числе которых часто встречаются сле-

лые. Нередко сближенные рудные тела образуют протяженные зоны, которые в отдельных месторождениях группируются в рудные поля.

Необходимо подчеркнуть те особенности, которые при наличии бора в магматическом источнике являются определяющими в формировании промышленных месторождений боратов магнезиальноскарновой формации и могут служить их основными поисковыми критериями.

1. Наиболее крупные магнезиальноскарновые месторождения боратов возникают в глубинных условиях при региональной гранитизации докембрийских гнейсовых комплексов, содержащих пачки магнезиальных карбонатных пород. Рудные залежи в таких условиях характеризуются выдержанностью по размерам, несложной формой, минеральный состав руд сравнительно прост, однороден и равномерно распределен.

В гиабиссальной фации в соответствии с менее крупным масштабом проявления и меньшей интенсивностью метасоматического процесса, связанного с интрузивной деятельностью (преимущественно палеозойского и мезозойского возраста), образуются менее крупные месторождения, которые при концентрированном их расположении в пределах одного рудного поля могут иметь практическое значение. Рудные залежи здесь характеризуются прерывистостью, нередко сложной формой; минеральный состав руд отличается разнообразием и неравномерностью распределения в пределах не только отдельных месторождений, но и рудных тел.

2. Обязательным условием является интенсивное проявление инфильтрационного магматического замещения и связанного с ним метасоматоза прогрессивной стадии метаморфизма в толщах, содержащих магнезиальные карбонатные породы, что выражено в образовании по карбонатным породам мощных зон скарнов пироксен-шпинель-форстеритового состава. В абиссальных условиях при интенсивном проявлении этих процессов широко развиваются мигматиты по алюмосиликатным породам, а в гиабиссальных в эндоконтактных зонах интрузивных массивов отсутствуют породы повышенной основности (Жариков, 1959).

3. Для формирования промышленных месторождений необходимо интенсивное проявление метасоматических процессов регрессивной стадии метаморфизма, обуславливающих образование крупных залежей богатых боратных руд, замещающих магнезиальные скарны и кальцифиры. Оно выражается в широком развитии по скарнам магматической стадии флогопита и клиногумита, в результате которого от пироксена, шпинели, форстерита нередко сохраняются лишь реликты.

4. Локализация значительных по запасам месторождений боратовых руд характерна для пачек пластов и линз магнезиальных карбонатных пород (магнезитов, доломитов, доломито-

вых известняков), подвергшихся интенсивному метасоматическому замещению. Размеры их по простиранию — первые километры, по падению — первые сотни метров, мощность составляет десятки и сотни метров.

5. Для образования крупных и богатых скарново-рудных тел нужны карбонатные породы, характеризующиеся однородностью (отсутствием в них прослоев алюмосиликатного состава). Чистота карбонатных пород способствует наибольшему развитию внешних зон магниезальных скарнов и кальцифиров, являющихся наиболее благоприятными для отложения боратных руд. Переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород при интенсивном инфильтрационном процессе магматической стадии приводит к увеличению за счет внешних зон скарнов малопродуктивных или непродуктивных для боратов тыловых зон и околоскарновых пород (Шабынин, 1961₂).

6. Большое значение имеет направление просачивания растворов в карбонатных пачках, пластах, линзах. Поскольку размеры этих тел по простиранию и падению значительно превышают их мощность, то движение потока растворов по простиранию или восстанию пласта будет способствовать развитию большей мощности скарнов и особенно продуктивных внешних зон, чем при просачивании растворов поперек слоистости (Шабынин, 1961₁). Направление просачивания растворов устанавливается по расположению зон метасоматической колонки, границы между которыми в общем перпендикулярны течению раствора.

7. На размеры месторождений влияет также форма контакта рудогенерирующего интрузива с вмещающими карбонатными породами. Благоприятными для образования внешних, т. е. наиболее продуктивных скарновых зон, являются участки, в пределах которых контакт вогнут в сторону рудогенерирующего интрузива (Коржинский, 1948; Жариков и Власова, 1961).

О ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БОРА

Выше отмечалось возможное многообразие условий возникновения полиформационных скарновых месторождений. Краткая характеристика одного из таких месторождений приведена на примере, где борная минерализация суанитового типа, генетически связанная с магнезиальными скарнами абиссальной фации, пространственно совмещена с магнетитовым оруденением, генетически связанным с известковыми скарнами гипабиссальной фации.

Район месторождения сложен преимущественно сильно дислоцированными докембрийскими метаморфическими породами, интродуцированными каледонскими гранитоидами. Среди докембрийских образований по степени метаморфизма, тектоническому строению, стратиграфическим особенностям и данным абсолютного возраста выделяются ранний и поздний докембрий. Наиболее широким развитием пользуются образования раннего докембрия (дорифея), к которым относятся гнейсы, сланцы, амфиболиты, эклогиты, мраморы, плагиоклаз-пироксеновые породы. Амфиболитовая и в меньшей мере гранулитовая и эклогитовая фации характеризуют высокую степень метаморфизма пород. Поздний докембрий сложен измененными эффузивами, кварцитами, сланцами, мраморами, которые соответствуют кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации зеленых сланцев, характеризующей относительно низкую ступень метаморфизма.

Широко проявлен интрузивный магматизм, выразившийся главным образом в интенсивной гранитизации докембрийских пород, которая происходила как в докембрии, так и в палеозое. Время древней гранитизации, происходившей в условиях абиссальной фации и приведшей к появлению полей гранито-гнейсов и мигматитов, по данным абсолютного возраста, не менее 1 млрд. лет. Массивы палеозойских интрузивных пород, среди которых преобладают каледонские гранитоиды, слагают примерно третью часть территории. Они носят черты образований гипабиссальной фации, а время их появления, по данным абсолютного возраста, не более 0,5 млрд. лет.

С процессами как докембрийского, так и палеозойского гранитоидного магматизма сопряжены контактово-метаморфиче-

ские и контактово-метасоматические явления. Пространственно совмещенные разновозрастные, но сходные по типу метаморфические и метасоматические процессы разграничить чрезвычайно трудно, а часто невозможно, хотя они протекают в разных условиях глубинности. Тем не менее решение этой задачи необходимо для правильного направления поисковых работ на те полезные ископаемые, которые генетически связаны с процессами метасоматоза гранитоидной формации, в частности со скарнообразованием на бор и железо. Среди многих контактово-метасоматических процессов, отмеченных в породах докембрия, наибольшее развитие получили магнезиальное и известковое скарнообразование, а также магнезиальный метасоматоз (биотитизация и амфиболитизация). Изучение соотношений между этими процессами и взаимоотношений их с другими метасоматическими явлениями и магматическими процессами показало, что магнезиальное скарнообразование генетически связано с раннедокембрийской глубинной гранитизацией, а известковые скарны и магнезиальный метасоматоз — с каледонской гранитизацией, происходившей в гипабиссальной фации. В пользу этого свидетельствует ряд обстоятельств.

Контакты между массивами гранитоидов и мигматитами обычно четкие и резкие. Магматические выплавки, образовавшиеся на фронте палеозойской гранитизации, отличаются от мигматитов и имеют локальное распространение.

Разновременность образования мигматитов и гранитоидов подчеркивается их соотношениями с проявлениями магнезиального метасоматоза. Палеозойский возраст последнего устанавливается приуроченностью биотитизации и амфиболитизации к узким экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов и абсолютным возрастом слюд. В непосредственных контактах гранитоидов с мигматитами магнезиальный метасоматоз протекал в мигматитах и не затронул гранитоиды. Тем самым определяется положение процесса магнезиального метасоматоза, происходившего на фронте палеозойской гранитизации, и исключается генетическая связь мигматитов с гранитоидами.

Доломиты — породы, продуктивные для образования магнезиальных скарнов, распространены в раннем и позднем докембрии и образуют мощные пачки в кембрии. Все эти толщи прорваны каледонскими гранитоидами, что определяет потенциальную возможность магнезиального скарнирования разновозрастных доломитовых мраморов. Однако магнезиальные скарны развиты только в раннем докембрии, а в контактах с гранитоидами, где нет заметных следов древней гранитизации, магнезиальные скарны обычно отсутствуют, за исключением редких маломощных образований. Последние характерны для контактов гранитоидов с доломитами различного возраста. Характерной чертой магнезиальных скарнов (и кальцифиров) является тесная их пространственная связь с мигматитами как

в пределах полей развития мигматизации, так и в непосредственных контактах мигматитов (и гранито-гнейсов) с телами доломитовых мраморов.

Глубинность процессов гранитизации в докембрии и палеозое и связанных с ними метасоматических явлений также различна. Образование мигматитов и гранито-гнейсов характерно для глубинных условий (Коржинский, 1967). Каледонские интрузии имеют черты образований гипабиссальной фации. Гранитоидные массивы характеризуются обычно пестрым петрографическим составом пород, порфиroidностью апикальных и краевых частей, наличием ксенолитов вмещающих пород, развитием в них хрусталеносных пегматитов и кварцевых жил. В контактовых зонах массивов гранитоидов нередко отмечают роговики и известковые скарны, в том числе волластонитовые и везувиановые разности, генетическая связь которых с каледонскими интрузиями в большинстве случаев несомненна.

Степень метаморфизма пород раннего и позднего докембрия района резко различна, а породы нижнего палеозоя метаморфизованы слабо. Данное различие свидетельствует не только о разных фациях глубинности метаморфизма и гранитизации, происходивших в докембрии или в нижнем палеозое, но и еще раз показывает разновременность и разнохарактерность процессов гранитизации в тот или иной период.

В гипабиссальной фации постмагматическое известково-скарновое замещение магнезиальных скарнов магматической стадии явление обычное, а в абиссальной — известковые скарны, как правило, не образуются. Естественно поэтому в соответствии с изложенным выше рассматривать магнезиальные и известковые скарны описываемого района образованиями не только в большинстве случаев разновозрастными, но сформировавшимися в разных условиях глубинности при разнотипной гранитизации. Учитывая, что известковые скарны здесь развиваются не только по алюмосиликатным породам, включая магнезиальные скарны, но и по кальцитовым мраморам, данное месторождение следует считать полиформационным.

Масштабы магнезиального скарнирования в определенной мере служат указанием на ту или иную интенсивность процесса. Крупные залежи магнезиальных скарнов, характерные для раннего докембрия района, свидетельствуют о значительной интенсивности процесса скарнообразования, что типично для глубинных условий. В условиях гипабиссальной фации (в контактах последокембрийских интрузивов), где интенсивность скарнового процесса обычно значительно слабее, соответственно и меньше размеры залежей скарнов, что также в полной мере отвечает геологической обстановке района. О глубинных условиях формирования магнезиальных скарнов свидетельствует отсутствие в них такого абиссофобного минерала, как периклаз. Не установлено и псевдоморфоз брусита по периклазу.

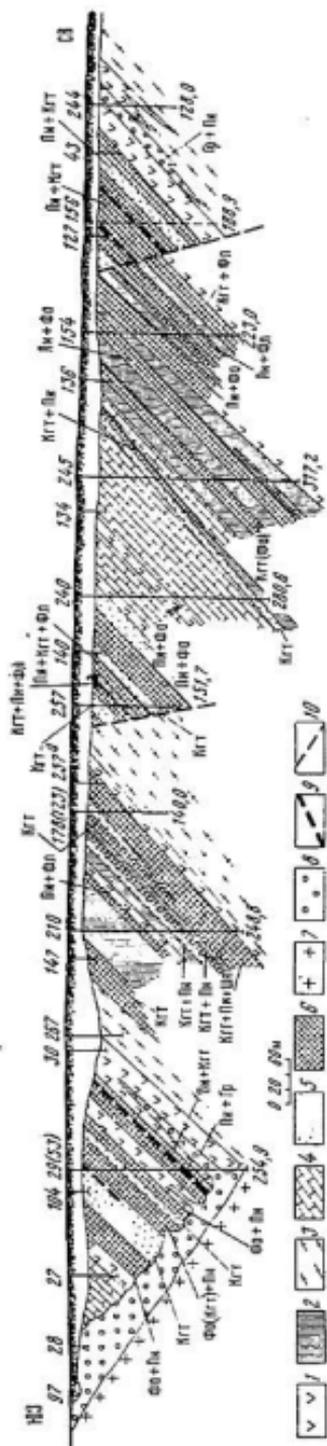


Рис. 31. Геологический разрез полиформационного скарнового месторождения.

1—6 — ранний доломит; 1 — анфиболиты; 2 — сланцы; 3 — мигматиты; 4 — амфиболы; 5 — кальцифиры с боратной минерализацией; 6 — магнетитовые скарны, участками боратные; 7—8 — образцовыми каледонского возраста; 7 — граниты; 8 — известковые скарны; 9 — магнетит; 10 — тектонические нарушения

лазу, к тому же первый является здесь малораспространенным. Не встречается здесь и такой абиссофобный минерал, как монтичеллит, который характерен для гипабиссальных условий при замещении известковыми скарнами магнезиальных, когда эти процессы генетически связаны. В зависимости от условий глубинности в кальцифирах наблюдаются различные минеральные парагенезисы: в гипабиссальной фации в парагенезисе с форстеритом и кальцитом встречается периклаз, а в мезоабиссальной и абиссальной — доломит или диопсид (Жариков, 1966). Парагенезисы, характерные для кальцифиров описываемого района, отвечают абиссальной фации.

Борная минерализация в пределах района приурочена к зонам развития магнезиальных скарнов и кальцифиров (рис. 31) и представлена комплексом магниевых и железо-магниевых боратов: суанитом, флюоборитом, людвигитом, варвикитом и ссайбелитом. Менее распространен в этих породах турмалин, который спорадически встречается в магнезиальных скарнах в ассоциации с пироксеном и флогопитом.

Среди боратов наиболее ранним является суанит, развивающийся главным образом по магнезиальным карбонатам. Взаимоотношения суанита с людвигитом свидетельствуют о позднем выделении последнего по отношению к суаниту. Однако кристаллизация боратов не была одноактным процессом, что выразилось в образо-

вании людвицитов различной железистости. Ранние выделения людвигита более магнезиальны, поздние относительно железисты. Однако те и другие характеризуются в целом низкой железистостью и относятся к магнезиолюдвигиту. Титаноборат варвикит ассоциирует с относительно более железистым людвигитом. Магнезиальный борат флюоборит, по-видимому, по времени выделения близок к раннему наиболее маложелезистому людвигиту. Процесс боратной минерализации завершался выделением ссайбелинта, почти нацело замещающего суанит, частично развивающегося по флюобориту, людвигиту, силикатам и интенсивно — по карбонатам. Обращает на себя внимание полное отсутствие бората магния — котонта, нередко встречающегося в магнезиально-скарновых месторождениях.

Другой характерной особенностью боратного оруденения является отсутствие парагенетических ассоциаций боратов с магнетитом. Магнетитовые выделения наблюдаются как в известковых скарнах, так и в магнезиальных и являются более поздними по отношению к силикатным минералам — форстериту, клиногумиту, пироксену и гранату.

Рассмотрим некоторые условия формирования борной (и магнетитовой) минерализации главным образом с точки зрения определения глубинности. Для боратов эта проблема сводится по существу к выяснению химической активности бора в эндогенном процессе, которая во многом определяется фацией глубинности (Шабынин и Перцев, 1963; Маракушев, 1963, 1965).

В условиях абиссальной фации, для которой месторождения суанитового типа значительно более характерны, чем для гипабиссальной, котонт не встречается и, наоборот, месторождения котонитового типа известны только в гипабиссальной фации. Это объясняется неустойчивостью котонита в условиях, характеризующихся высокими химическими потенциалами бора и углекислоты в растворах, которые благоприятны для образования суанита, что отмечалось выше. Такие особенности безжелезистого боратного оруденения типичны для описываемого района, где отсутствует котонт, но развит суанит (гистерогенно преобразованный почти полностью в ссайбелинит).

Выяснение условий формирования людвигита представляет собой более сложную задачу. А. А. Маракушев (1960, 1963) пришел к выводу, что давление CO_2 и кислородный потенциал — важнейшие факторы равновесия людвигита с магнетитом и магнезиальными карбонатами. В этом свете глубинные зоны минералообразования, характеризующиеся низкой активностью кислорода и высоким давлением углекислоты, наиболее благоприятны для образования более железистых людвицитов (в парагенезисе людвигит — магнетит — доломит). Кроме того, по мере возрастания химической активности бора происходит смещение интервала устойчивости людвигита в сторону желе-

зистых составов. Автор приводит ряд примеров, подтверждающих эти выводы. Данные экспериментальных исследований, показывающие прямую зависимость увеличения железистости боратов людвигит-вонсенитового ряда от повышения концентрации борного ангидрита в растворах и уменьшения окислительно-восстановительного потенциала (Кравчук, Некрасов, Григорьев, 1966), подтверждают концепцию А. А. Маракушева.

Однако Л. И. Шабынин (1961₂) справедливо отмечает, что железистость людвигитов, образовавшихся в различных условиях глубинности, колеблется в очень широких пределах (от почти чисто магнезиальных до сильно железистых). Даже на одном и том же месторождении дисперсия железистости людвигита в парагенезисе с магнетитом и магнезиальными карбонатами изменяется от 5—10 до 60—90%. Вероятно, на величину железистости людвигита существенное влияние оказывают и иные физико-химические факторы, в частности изменение температуры и кислотности — щелочности растворов, роль вмещающей среды и другие, которые даже в пределах одной рудной залежи могут вызвать значительные отклонения этой величины. Например, роль температурного фактора в изменении железистости боратов ряда людвигит—вонсенит убедительно показана определением нижней температурной границы минералов этого ряда, которая резко падает с увеличением их железистости — от 750—800°С при $f=0$ до 200°С при $f=100\%$ (Кравчук, Некрасов, Григорьев, 1966). При обсуждении физико-химических условий образования людвигита указывалось, что обширный материал свидетельствует о наличии сильной дисперсии железистости людвигитов не только в пределах какого-либо месторождения, но и рудной залежи и отдельного штуфа. Отмечается лишь большая стабильность железистости людвигита в абиссальной фации по сравнению с крайней ее изменчивостью в гипабиссальных условиях.

В пределах данного района распространен магнезиолюдвигит с железистостью в пределах 11—17%. Однако парагенетической ассоциации людвигита с магнетитом здесь не установлено, поэтому судить о глубинности образования людвигита по степени его железистости не представляется возможным, даже приняв концепцию А. А. Маракушева. Тем не менее низкая железистость этого бората в данном случае свидетельствует, по-видимому, о слабой железистости минералообразующих растворов, что в совокупности с другими факторами имеет вполне определенное генетическое значение, о чем будет сказано ниже.

Известно, что показателем высокой химической активности бора в эндогенном процессе является развитие боратной минерализации не только в мраморах и кальцифирах с замещением магнезиальных карбонатов, но и в скарнах с замещением силикатных минералов. По данным А. А. Маракушева (1963, 1965),

высокая степень активности бора проявляется в образовании парагенезисов людвигита, суанита и турмалина с клинопироксеном. Локализация боратного оруденения на ряде участков описываемого района и парагенетические ассоциации боратов со скарновыми минералами соответствуют указанным выше условиям, что подтверждает наличие здесь высокого химического потенциала бора в растворах.

А. А. Маракушевым и Е. А. Лаговской (1964) показано, что образование титанового бората — варвикита может происходить при значительно более низком химическом потенциале бора в растворах по сравнению с другими гипогенными боратами. Возможно, что малое количество титана в варвиките данного района (в 3 раза меньше обычного) связано, наоборот, с относительно высокой активностью бора в растворах.

Как указывалось выше, для исследованного района характерно безжелезистое боратное оруденение и отсутствие парагенезисов боратов с магнетитом; людвигит и тем более варвикит здесь слабо развиты. Кроме того, людвигит, оливин и пироксены магнезиальных скарнов характеризуются низкой железистостью. Все это свидетельствует, по-видимому, о малой железистости минералообразующих растворов, приведших к образованию магнезиальных скарнов и боратной минерализации. Обратная картина наблюдается в известковоскарновом процессе. Последний характеризуется в целом более высокой железистостью, чем магнезиальноскарновый процесс, причем железистость здесь возрастает от момента образования пироксенов до выделения гранатов и достигает максимума при формировании магнетита. Весьма различная степень железистости растворов в том и другом процессах свидетельствуют о том, что образование магнетита и боратов происходило в разное время и в различных условиях — магнетита в гипабиссальных условиях в связи с известковыми скарнами, а боратов — в абиссальной фации в связи с магнезиальными скарнами.

Сравнение борных руд данного района и большинства известных других месторождений боратов магнезиальноскарновой формации показывает, что как макроскопически, так и в шлифах руды этого района имеют большое сходство только с рудами месторождений, характеризующихся глубинными условиями образования.

Наконец, общезвестным фактом является постоянная приуроченность борного оруденения к скарнам — боратного к магнезиальным, а боросиликатного к известковым. До сих пор нигде не установлено более или менее значительных концентраций того или иного эндогенного борного оруденения вне скарнов. По-видимому, данное обстоятельство может свидетельствовать о том, что эндогенное борное оруденение генетически связано со скарновым процессом, причем боратная минерализация является продолжением этого процесса, т. е. типичным

сопутствующим оруденением (Жариков, 1960). В этом свете строгая приуроченность боратной минерализации к магнезиальным скарнам и кальцифирам описываемого района свидетельствует об их тесной генетической связи, т. е. об образовании в глубинных условиях докембрия, тем более, что известковые скарны в участках развития боратной минерализации не являются бороносными.

Содержания бора в разновременных гранитоидах палеозойского возраста обычно отвечают кларковому уровню или находятся ниже этого уровня. Данное обстоятельство само по себе, с точки зрения автора, еще не является свидетельством небороносности интрузий или их потенциальной бороносности, и его необходимо рассматривать в совокупности с другими факторами. К последним следует отнести следующие.

А. Г. Лыхин показал, что каледонские гранитоиды района характеризуются довольно равномерным распределением в них бора, т. е. здесь не наблюдается статистически значимых различий в накоплении и дисперсии бора для центральных и краевых частей массивов, что свойственно интрузиям, с которыми не отмечается генетической связи борной минерализации.

Турмалин в докембрийских мигматитах, скарнах и других породах по времени образования более ранний, чем биотитизация, происходившая на фронте внедрения палеозойских гранитоидов. Учитывая при этом низкие средние содержания бора в гранитоидах, можно предположить, что турмалин, довольно широко развитый в докембрийских толщах, иногда захватывался гранитной магмой в процессе палеозойской гранитизации, переотлагался в виде борных соединений и вновь отлагался в краевых и апикальных частях отдельных гранитоидных интрузивов, что отмечается в отдельных гранитоидных массивах района. Возможно, что при интрузии гранитов имел место частичный вынос бора из зоны непосредственного контакта с гранитами, подобно примеру, описанному Г. Хардером для контакта броккенских гранитов из Гарца в ГДР (Хардер, 1965). Местами можно наблюдать мелкие ксенолиты гнейсов с турмалином, рассеянным жилкам гранита, что свидетельствует о более позднем времени образования гранитов относительно турмалина вмещающих пород. О едином источнике бора для данного района в известной мере свидетельствует идентичный состав турмалинов в мигматизированных гнейсах и в прорывающих их гранитах.

Более характерными для данного района являются такие случаи, когда каледонские и более молодые гранитоиды, прорывающие докембрийские образования с турмалином, не насыщались бором, а по-видимому, выносили его в сторону экзоконтакта. Большая летучесть бора и его подвижность, высокая фильтрационная способность его соединений благоприятны для протекания подобного процесса. Возможно в связи с этим в из-

известковых скарнах ряда участков отсутствуют такие обычно характерные для них борные минералы, как датолит, данбурит, аксинит, харкерит, когда собственно известковые скарны или известковые скарны магнезиальноскарновой формации генетически связаны с бороносной интрузией.

К изложенному следует добавить, что проведенные исследования показали вполне заметные различия в геохимических особенностях между мигматитами и гранитоидами, а также между магнезиальными и известковыми скарнами. Это в определенной мере позволяет считать, что по геохимической характеристике указанные магматические образования генетически не связаны и, вероятно, разновозрастны; то же относится и к скарнам. Наоборот, мигматиты и магнезиальные скарны по поведению ряда химических элементов имеют существенные черты сходства. В совокупности со всеми другими признаками, приведенными выше, последнее обстоятельство можно считать еще более очевидным.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

Характер гранитизации в докембрии и палеозое на территории района проявлен различно. В раннем докембрии этот процесс привел к образованию мигматитов и гранито-гнейсов, в палеозое — массивов гранитоидов.

С процессом раннедокембрийской гранитизации связаны калишпатизация и интенсивное магнезиальное скарнообразование магматической стадии. В послемагматическую стадию отмечается гистерогенное разложение минералов, наиболее ярко проявленное в виде флогопитизации и клиногумитизации магнезиальных скарнов. К этой же стадии относится образование борной минерализации.

На фронте каледонской гранитизации происходило ороговывание, калишпатизация, интенсивный магнезиальный метасоматоз (биотитизация, амфиболитизация), очень слабое магнезиальное скарнообразование. В послемагматическую стадию наиболее ярко проявилось известковое скарнирование и в незначительной степени магнезиальный метасоматоз. С этой стадией связано образование магнетитового оруденения.

Докембрийская гранитизация и связанные с ней метасоматические явления происходили в условиях абиссальной фации. Процессы магматического замещения и метасоматоза в палеозое характеризуются условиями гипабиссальной фации.

Поиски бороносных магнезиальных скарнов на территории района следует локализовать на площадях развития пород раннего докембрия, в участках интенсивно проявленной докембрийской гранитизации и удаленных от контактов палеозойских гранитоидов, в процессе формирования которых карбонатные породы и развитые по ним магнезиальные скарны подвергались замещению, а борные руды разубоживанию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительное изучение генетических особенностей скарновых месторождений бора разных минеральных типов, масштабов оруденения и различных по степени концентрации в них борного ангидрида позволяет наметить ведущие поисковые критерии для месторождений известково- и магнезиальноскарновой формаций.

1. Генетическая связь промышленного эндогенного борного оруденения со скарнообразованием определяет поисковую направленность месторождений в целом. Следовательно, главным условием при выборе территорий для поисков скарновых месторождений должно быть наличие карбонатных пород в зонах воздействия гранитоидной магмы. Дальнейшая конкретизация направлений поисков месторождений той или иной формации определяется литологическим составом карбонатных пород и степенью глубинности процесса скарнирования.

Месторождения бора известковоскарновой формации приурочены к известковым скарнам и скарноидам, образовавшимся по известнякам или известково-силикатным породам как в непосредственной близости от гранитоидных интрузивов, так и в удалении от них. Формируются они в условиях гипабиссальной фации. Скарны и скарноиды, содержащие борные руды, имеют преимущественно волластонит-пироксен-гранатовый состав. Характерный тип метасоматической зональности бороносных известковых скарнов представлен в табл. 26.

Месторождения бора магнезиальноскарновой формации приурочены к магнезиальным скарнам и кальцифирам, образовавшимся на контактах доломитов, магнезитов, доломитовых известняков с алюмосиликатными породами, в зонах региональной гранитизации в абиссальной фации или в ореолах контактового метаморфизма гранитоидных интрузий в условиях гипабиссальной фации. Бороносные магнезиальные скарны и кальцифиры имеют преимущественно шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит) флогопитовый состав. Типичная метасоматическая зональность бороносных магнезиальноскарновых образований представлена в табл. 26.

Для формирования мощных карбонатных зон необходимым условием являются крупные размеры пачек, пластов, линз карбонатных пород (километры по простиранию, десятки и сотни метров мощностью). Такие условия характерны для широких экзоконтактовых зон гранитоидных интрузивов в гипабиссальной фации или для глубинных гнейсовых комплексов, где карбонатные породы заключены среди мигматитов. Менее благоприятны внутренние зоны интрузивов, где скарнированию могут быть подвергнуты ксенолиты карбонатных (или силикатно-карбонатных пород). В этом случае образование скарнов носит локальный характер, а при сравнительно небольших размерах ксенолитов они могут быть настолько интенсивно гранитизированы, что продуктивных для борного оруденения внешних зон скарнов может не сохраниться (при образовании магнезиальных скарнов), или они будут иметь очень небольшие размеры (при образовании известковых скарнов).

Промышленные месторождения боросиликатов локализуются в известковых скарнах, заместивших чистые известняки или известково-силикатные породы.

Частая и тонкая переслаиваемость карбонатных и силикатных пород способствует развитию известковых скарнов, главным образом мощных пачек скарноидов, что создает благоприятные условия для формирования крупных месторождений боросиликатов. Для образования промышленных месторождений магнезиально-скарновой формации необходимым условием является большая степень однородности замещаемых карбонатных пород, существенно влияющая на развитие внешних, наиболее продуктивных для борного оруденения, скарновых зон. Чередование прослоев карбонатных и силикатных пород в этом случае способствует (при интенсивном инфильтрационном процессе магматической стадии) развитию малопродуктивных или непродуктивных тыловых зон скарнов и околоскарновых пород за счет замещения внешних зон.

Просачивание растворов в направлении простирания или восстания карбонатных пластов способствует развитию большей мощности скарнов (скарноидов), особенно продуктивных внешних зон, по сравнению с просачиванием растворов поперек слоистости. Это в равной мере относится к экзоконтактам гранитоидных интрузивов и к зонам глубинной мигматизации пород. Направление просачивания растворов устанавливается по расположению зон метасоматической колонки, границы между которыми в общем случае перпендикулярны течению растворов. При этом особенно в условиях гипабиссальной фации возможны значительные осложнения строения метасоматических зон вследствие боковой диффузии и тектонического фактора. Кроме того, следует учитывать, что в гипабиссальной фации размеры ксенолитов, находящихся во внутренних частях

Схема метасоматической зональности бороносных скарнов

| Формация скарнов | | Метасоматические зоны и распределение в них борных минералов | | | | | | |
|----------------------|---|--|--|------------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------|---------------------|
| Известково-скарновая | Алюмосиликатная порода | Околоскарновая порода (Пи + Пла) | Пироксен-гранатовый скарн (Пи + Гр) | Гранатовый скарн (Гр) | Пироксеновый скарн (Пи) | Волластонитовый скарн (Вол) | Кальцитовый мрамор (Ка) | |
| | ← Турмалин → | | ← Аксинит → | ← Данбурит → | ← Датолит → | | ← Кальциевые бораты → | |
| Новая гипабиссальная | Алюмосиликатная порода | Околоскарновая порода (Пи + Пла) | Пироксеновый скарн (Пи + Шп) | Форстеритовый скарн (Фо + Шп ± Ка) | Кальцифир (Ка + Фо + Шп ± Доа) | Периклазовый мрамор (Ка + Пер) | Доломитовый мрамор (Доа) | |
| | ← Пироксен-гранатовый скарн с волластонитом (Пи + Гр ± Вол) → | | ← Пироксен-гранатовый скарн с везувианом (Пи + Гр ± Вез) → | | | ← Бруситовый мрамор (Ка + Бр) → | | |
| | ← Турмалин → | | ← Аксинит → | | ← Данбурит → | | | |
| | ← Датолит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Котонт → | |
| Магнезиальноскарная | сальная фация | ← Флюоборит → | | ← Ссайбелинит → | | ← Харкерит → | | ← Саханит → |
| | | ← Боркарнит → | | ← Курчатовит → | | ← Канит → | | ← Пентагидроборит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| | | ← Фроловит → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → |
| Абиссальная фация | Алюмосиликатная порода | Околоскарновая порода (Пи + Пла) | Пироксеновый скарн (Пи + Шп) | Форстеритовый скарн (Фо + Шп ± Ка) | Кальцифир (Ка + Фо + Шп ± Доа) | Доломитовый мрамор (Доа) | | |
| | ← Турмалин → | | ← Людвицит → | | ← Суанит → | | ← Ссайбелинит → | |

Примечание. Двойной вертикальной линией обозначен бывший контакт между алюмосиликатной и карбонатной породами.

интрузивов, могут быть по простиранию меньше, чем по глубине, и соответственно здесь возможны иные соотношения в развитии скарнообразования.

Степень гранитизации пород, во многом определяемая тектоническим фактором предмагматической стадии, может существенно сказываться на масштабах скарнообразования и последующего процесса борного оруденения, так как при интенсивном проявлении гранитизации вмещающих пород, особенно в участках развития дизъюнктивных нарушений, объем карбонатных пород бывает уменьшен.

Важное влияние на масштабы образования борной минерализации оказывает тип метасоматоза. Существенно инфильтрационный характер известковых скарнов или интенсивное проявление диффузионного биметасоматоза на фоне активной инфильтрации растворов способствует возникновению крупных месторождений боросиликатов. Широкое проявление инфильтрационного метасоматоза прогрессивной стадии метаморфизма, обуславливающего развитие мощных зон магнезиальных скарнов, и интенсивные метасоматические процессы регрессивного метаморфизма содействуют формированию промышленных месторождений магниевых и железо-магниевых боратов.

На масштаб месторождения влияет форма контакта рудогенерирующего интрузива с вмещающими карбонатными породами. Наиболее благоприятными для развития внешних скарновых зон являются участки вогнутого контакта в сторону интрузива, т. е. места провисания кровли.

Формирование известковых и магнезиальных бороносных скарнов происходит не только в непосредственных контактах с гранитоидами, но и в значительном удалении от них. Особенно это характерно для крупных месторождений боросиликатов в известковых скарнах, которые не имеют пространственной связи с массивами гранитоидов (при наличии даек жильных пород).

Генетические особенности борных месторождений известковоскарновой формации свидетельствуют о большей вероятности нахождения их крупных промышленных представителей в сравнительно слабо эродированных складчатых зонах в связи с поздне- и посторогенными гипабиссальными гранитоидными комплексами. Такие условия более характерны для районов проявления киммерийского и альпийского магматизма в пределах мезо-кайнозойских складчатых областей, чем для более древних сооружений, хотя и в последних при сочетании благоприятных факторов не исключено нахождение значительных месторождений бора известковоскарновой формации.

Наиболее крупные магнезиальноскарновые месторождения боратов характерны для глубинных условий региональной си-

норогенной гранитизации докембрийских гнейсовых комплексов. Рудные залежи в таких условиях характеризуются выдержанностью размеров, простой формой, однородностью минерального состава руд. В гипабиссальной фации в соответствии с меньшим масштабом проявления и меньшей интенсивностью метасоматического процесса, связанного с поздне- и посторогенной интрузивной деятельностью преимущественно палеозойского и мезозойского возраста, образуются менее крупные месторождения, но при концентрированном их расположении в пределах рудного поля они могут иметь серьезное значение. Рудные тела здесь характеризуются прерывистостью, сложной формой, неоднородностью минерального состава руд.

В большинстве случаев для промышленных месторождений бора известково- и магнезиальноскарновой формации характерным является отсутствие существенного металлического оруденения или теоной пространственной ассоциации металлического и борного оруденения.

Основным фактором, определяющим потенциальную возможность возникновения борной минерализации, является наличие бора в постмагматических растворах. Причем высокая активность бора в последних служит одним из благоприятных условий формирования борного оруденения как в отношении повышения его качества, так и увеличения масштабов проявления. Признаками высокой активности бора в растворах являются определенные парагенетические минеральные ассоциации: людвигита или суанита с клинопироксеном (Маракушев, 1963, 1965), периклаза или брусита, или магнезиального карбоната с магнетитом и магнезиальным людвигитом, кальцита с суанитом (Перцев, 1971), аксинита с датолитом (Куршакова, 1961, 1968), кальциевых метаборатов с кальцитом (Малинко, 1963).

Другим фактором, способствующим появлению значительных концентраций борных минералов, является сравнительно слабое проявление или полное отсутствие грейзенов, нередко развивающихся по скарнам в условиях гипабиссальной фации и сокращающих массы пород, продуктивных для борного рудопроявления. В связи с инфильтрационным характером оруденения скарнов масштаб образования борной минерализации определяется также тектоническим фактором. Значительное развитие постскарновых (или возобновление активности доскарновых) дизъюнктивных нарушений (разломы, зоны трещиноватости, дробления) создает большую возможность для проникновения легко подвижных и способных далеко мигрировать бороносных растворов. Но при этом следует иметь в виду, что чрезвычайно интенсивное развитие тектонического фактора в постскарновый, а также в пострудный этапы может привести к частичному или полному исчезновению борных руд вследствие замещения борных минералов в магнезиальноскар-

новых месторождениях бруситом, серпентином, кальцитом, а в известковоскарновых — кварцем, кальцитом.

При поисках скарновых месторождений бора следует помнить, что скарны не всегда имеют выходы на дневную поверхность, но о возможном их присутствии на глубине можно судить по косвенным признакам: осветлению карбонатных пород, их мраморизации, наличию брусита или серпентина в мраморах. Следует также учитывать, что эрозионный срез может вскрыть, особенно в ксенолитах карбонатных тел, лишь внутренние зоны скарнов, а внешние (продуктивные) зоны будут находиться на глубине. Кроме того, скарнирование и борное оруденение может быть проявлено только в отдельных участках карбонатных контактов, а не по всей их поверхности. Скарны, кальцифиры, слегка скарнированные породы можно спутать по внешнему виду с метаморфическими породами аналогичного состава. Поэтому при поисках скарновых месторождений бора следует обращать внимание на зональность, закономерное строение которой свидетельствует о метасоматической природе изучаемых пород. Наконец, следует иметь в виду трудность диагностики большинства борных минералов и рекомендуется руководствоваться при этом указаниями, изложенными в соответствующих методических пособиях (Малахов, 1959; Шабунин, Перцев и Малинко, 1964).

Поисковые критерии полиформационных месторождений бора должны определяться главным образом особенностями тех процессов, с которыми связано появление борной минерализации. Для таких месторождений может быть многообразное сочетание возможностей их возникновения, но и в этих случаях следует руководствоваться поисковыми критериями, присущими месторождениям бора либо известковоскарновой, либо магнезиальноскарновой формации. Однако при этом необходимо учитывать результаты предшествующих или наложенных магматических и метасоматических процессов, которые могут влиять на уменьшение масштабов месторождения и снижение качества руд, а также дезориентировать поиски.

2. Изучение распределения бора в скарнах и слагающих их минералах вскрывает некоторые геохимические особенности бора в скарновом процессе и дает дополнительные данные для суждения о потенциальной бороносности скарнов. Рассмотрение средних содержаний бора в минералах скарнов (табл. 27), с учетом специфики его изоморфизма в них, показывает, что послемагматическая стадия, в которую происходило формирование известковых скарнов и гистерогенное преобразование магнезиальных скарнов, в целом характеризуется большей активностью бора по сравнению с магматической стадией, в которую происходило в основном образование самих магнезиальных скарнов (и в том и другом случае имеются в виду бороносные скарны, т. е. такие, с которыми генетически связана борная

Таблица 27

Средние содержания бора (в г/т) в минералах скарнов

| Минералы | Скарны | | |
|-------------------------|--------------------------|------------------------|--------------------------|
| | магнезиальные бороносные | известковые бороносные | известковые небороносные |
| Форстерит | 27 | — | — |
| Шпинель | 25 | — | — |
| Каннопироксен | 27 | 90 | 25 |
| Клиногумит | 72 | — | — |
| Хондродит | 58 | — | — |
| Флогопит | 20 | — | — |
| Волластонит | — | 90 | — |
| Гранат | — | 294 | 24 |
| Везувнан | — | 1430 | 282 |
| Эпидот | — | 177 | 31 |

Таблица 28

Средние содержания бора в скарнах

| Скарны | Содержание бора, г/т | Количество анализированных проб |
|------------------------------------|----------------------|---------------------------------|
| Магнезиальные бороносные | 45 | 131 |
| Известковые бороносные | 164 | 918 |
| Известковые небороносные | 16 | 256 |

минерализация). Поведение бора в скарновом процессе аналогично для бороносных и небороносных скарнов, но уровни средних содержаний бора в тех и других заметно отличаются как в минералах (табл. 27), так и в породах (табл. 28).

В постмагматических растворах с понижением температуры возрастает химический потенциал бора. В начале известково-скарнового процесса активность элемента еще недостаточна для образования борных минералов. Только в заключительную стадию известкового скарнообразования вследствие увеличения активности бора появляется борсодержащий везувнан и начинается борное минералообразование.

По отношению средних содержаний бора в известковых бороносных и небороносных скарнах (скарнондах) и слагающих их минералах, т. е. по коэффициентам бороносности, можно судить о возможности нахождения в скарнах борной минерализации. Большая степень вероятности нахождения характеризуется коэффициентом бороносности, превышающим 4. Сравни-

тельных данных для магнезиальноскарновых образований в этом отношении не имеется; можно лишь предполагать, что для них также существуют коэффициенты бороносности, характеризующиеся определенными значениями.

3. С известковоскарновым процессом связано образование кальциевых боросиликатов — данбурита, датолита, аксинита и кальциевых боратов — кальциборита, фроловита, коржинскита, нифонтовита, пентагидроборита, уралборита, вимсита, норденшельдита. Боросиликатная и боратная минерализации формируются после образования скарнов преимущественно в стадию кислотного выщелачивания, главным образом в кислых или нейтральных условиях (см. рис. 32). Температурные диапазоны выделения кальциевых боросиликатов и боратов составляют примерно 500—300° и 250—100° С. Боросиликаты развиваются с замещением силикатов скарнов и скарноидов, карбонатных и силикатных минералов пород, по которым происходит скарнирование, бораты развиваются главным образом по известнякам. Распределение борных минералов по зонам метасоматической колонки показано в табл. 26.

В связи с магнезиальноскарновым процессом происходит образование магнезиальных и железо-магнезиальных боратов — суанита, котоита, флюоборита, людвигита, ссайбелиита, которые выделяются в слабощелочных или нейтральных условиях, в температурных интервалах 550—350° и 250—150° С. Бораты развиваются с замещением силикатов и карбонатов скарнов, кальцифиоров, мраморов (см. табл. 26). В месторождениях магнезиальноскарновой формации при развитии известковых скарнов по магнезиальным помимо борной минерализации, характерной для известковых или магнезиальных скарнов, появляются карбонатобораты — сахаит, боркарит, карбонатсиликоборат — харкерит, а при наличии марганцево-мышьякового геохимического профиля возможно образование таких боратов, как курчатовит, канит, ровент (см. табл. 26). Образование борной минерализации этого типа происходит в условиях, близких к нейтральным и в кислых преимущественно в стадию кислотного выщелачивания (рис. 32).

Каждую скарновую формацию составляют месторождения различных минеральных типов, характеризующиеся определенной ассоциацией борных минералов, среди которых один является главным. В пределах известковоскарновой формации выделяются данбуритовый, датолитовый и кальциборитовый минеральные типы месторождений; практическое значение в настоящее время имеют первые два типа.

В пределах магнезиальноскарновой формации выделяются людвигитовый, суанитовый и котоитовый типы месторождений. Месторождения двух первых минеральных типов являются наиболее значительными в промышленном отношении, особен-

но образовавшиеся в условиях абиссальной фации. Месторождения котонитового типа образуются только в условиях гипабиссальной фации.

По качеству борных руд, с учетом их технологических свойств, значимость промышленных минеральных типов месторождений бора следующая (в порядке убывания): суанитовый, котонитовый, датолитовый, данбуритовый, людвигитовый.

4. Поиски скарновых месторождений бора следует проводить поэтапно, в соответствии с известными рекомендациями (Орлова, Кореньевский, 1967; Сает, 1968).

На первом этапе на основе геологических карт масштаба 1:200 000 производится общая прогнозная оценка перспектив бороносности района с конкретизацией целенаправленности поисков скарнового месторождения той или иной формации и по возможности определенного минерального типа. На этом этапе локализуются площади для проведения поисковых работ второго (более детального) этапа. С этой целью на геологической карте масштаба 1:200 000 выделяются площади распространения карбонатных пород (по возможности фациально расчлененных); массивы гранитоидов или тела мигматитов (гранито-гнейсов), дифференцированные в петрографическом и возрастном отношении; участки скарнирования пород и типы скарнов; проявления борных минералов; магнитные аномалии (интенсивные, слабые, пониженные); наносятся данные опробования на бор; сведения по распределению бора в коренных породах.

На втором этапе рекомендуется в пределах локализованных площадей проведение геологической съемки масштаба 1:50 000 (при отсутствии соответствующих карт), на отдельных участках производство магнитометрической съемки; выделение участков рыхлых отложений, перекрывающих коренные породы, с мощностью до 5 м для проведения на них площадных геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния (Сает, 1968). На участках, где мощность рыхлых отложений (включая кору выветривания), перекрывающих продуктивные для борного оруденения породы, более 5 м, целесообразно применение метода глубинных поисков по вторичным ореолам рассеяния (Остроумов, Мезенцев, 1968).

Поскольку значительные части территорий, предназначенных для поисков, обычно перекрыты рыхлыми отложениями, геохимические методы поисков данного этапа приобретают ведущую роль, тем более что вторичные ореолы рассеяния бора могут не только являться указателем бороносных аномалий, но и позволять ориентировочно оценивать запасы борного ангидрида в них (Соловов, 1966). Поэтому в результате поисковых работ второго этапа помимо геологических и геофизических (магнитометрических) карт должны быть составлены при глубинных поисках карты и разрезы развития вторичных ореолов рассеяния масштаба 1:50 000—1:25 000.

К третьему этапу относятся детальные поиски масштаба 1:10 000 при комплексировании геохимических и геофизических (магнитометрических) методов с проверкой аномалий путем разбуривания отдельными скважинами. На этом этапе проводится оценка рудопроявлений.

Ввиду трудности диагностики многих борных минералов в скарнах необходимо при проведении поисковых работ на борное сырье на всех этапах применение нейтронных методов анализа — нейтронного каротажа скважин, нейтронного экспресс-анализа порошковых и штучных проб на установках «Бур», «Нейтрон» и «НИХ-2».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров С. М. Геохимические особенности вторичных изменений лодвигитовых руд.— «Геохимия», 1959, № 2, с. 171—177.
- Александров С. М. Некоторые геохимические особенности процесса ашаритизации магнезиально-железистых боратов.— «Геохимия», 1961, № 6, с. 493—499.
- Александров С. М. Некоторые геохимические особенности образования эндогенных боратов по данным экспериментального исследования.— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. М., 1966, с. 183—190.
- Барсуков В. Л. Об изоморфизме бора в силикатах.— «Геохимия», 1958, № 7, с. 660—666.
- Барсуков В. Л. Геохимия гипогенного бора.— «Междунар. геологический конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1. Геохимические циклы», 1960₁, с. 137—145.
- Барсуков В. Л. О минералах — индикаторах бороносности скарнов.— «Геохимия», 1960₂, № 5, с. 399—404.
- Барсуков В. Л. Некоторые вопросы геохимии бора.— «Геохимия», 1961, № 7, с. 561—572.
- Барсуков В. Л. и Курильчикова Г. Е. Об условиях образования эндогенного ашарита.— «Геохимия», 1957, № 4, с. 312—319.
- Барсуков В. Л. и Дерюгина Н. Н. Экспериментальное исследование условий образования котонт-ашаритовых руд.— «Геохимия», 1960, № 1, с. 55—59.
- Барсуков В. Л., Дерюгина Н. Н. Некоторые экспериментальные данные по условиям образования данбурита и датолита.— «Геохимия», 1961, № 3, с. 252—257.
- Белов Н. В. Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты.— «Геохимия», 1960, № 6, с. 551—556.
- Богомолов М. А., Никитина И. Б., Перцев Н. Н. Ольшанскит — новый борат кальция.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 6, с. 1398—1401.
- Варлаков А. С. Ашарит из Бакальского железорудного месторождения на Урале.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 143, № 1, с. 207—209.
- Василькова Н. Н. Новый кальциевый борат — сибирскит.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1962, ч. 91, вып. 4, с. 455—464.
- Василькова Н. Н., Кузьмин В. И. Об изменении датолитсодержащих пород в зоне гипергенеза.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 68—71.
- Гвахария Г. В. Датолит из Соганлугской осыпи в окрестностях Тбилиси.— «Докл. АН СССР», 1939, т. 24, № 2, с. 161—164.
- Гетлинг Р. В. Датолит района дер. Бодрак в Крыму и некоторые особенности его генезиса.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1960, ч. 89, № 1, с. 102—106.
- Гетлинг Р. В., Савинова Е. Н. О распределении бора в породах и скарновых минералах Вадимо-Александровского месторождения (Северный Урал).— «Геохимия», 1959, № 1, с. 38—44.
- Григорьев А. П. Исследование высокотемпературной части системы $MgO - B_2O_3 - H_2O$. Автореф. канд. дис. Якутск, 1967. 22 с.

Григорьев А. П., Некрасов И. Я. Гидротермальный синтез минералов ливонит-воусенитового ряда.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 3, с. 671—674.

Григорьев А. П., Бровкин А. А., Некрасов И. Я. О новой разновидности ашарита.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 4, с. 937—940.

Граменицкий Е. Н. Анализ парагенезисов флюоборита.— «Геология рудных месторождений», 1966, № 1, с. 16—22.

Диман Е. Н., Некрасов И. Я. Гидротермальный синтез норденшельдина и его аналогов.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 4, с. 894—897.

Дир У. А., Хауп Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т. 1. М., «Мир», 1965, 370 с.

Ершова К. С., Малинко С. В., Солнцева Л. С. О воде в метаборатах кальция.— «Минеральное сырье», 1963, вып. 7, с. 62—70.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— «Труды ИГЕМ АН СССР», 1959, вып. 14, 371 с.

Жариков В. А. Условия образования скарновых руд.— «Международ. геологический конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Генетические проблемы руд»; 1960, с. 38—49.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., 1965, с. 119—194.

Жариков В. А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. докт. дис. М., 1966, 88 с.

Жариков В. А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 425—428.

Жариков В. А. Зависимость сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от глубинности.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 4, с. 936—938.

Жариков В. А. Парагенезисы известковых скарнов. В кн.: Мат-лы ко 2-й конференции по околорудному метасоматозу. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1966, с. 226—228.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 75—89.

Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 220—302.

Жариков В. А. и Власова Д. К. Контактные рогики и скарны месторождения Майхура.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 326—386.

Заревич И. П. Скарны и оруденение в контактах гранитоидов с доломитами некоторых месторождений в Чаткальском и Зеравшанском хребтах. Автореф. канд. дис. М., 1966, 24 с.

Изучение высокотемпературных боратов. М., «Наука», 1970. 287 с. Авт.: И. Я. Некрасов, А. П. Григорьев, Т. А. Григорьева, А. А. Бровкин, Е. Н. Диман, П. Г. Новгородов, Б. С. Сукнев, Л. В. Никишова.

Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск, «Наука», 1969, 111 с.

Козлов И. Т., Музыка Г. М., Смирнов Г. И. О находке акцессорного датолита в связи с кимберлитами.— «Минерал. сборн. Львовского гос. ун-та», 1964, № 18, вып. 2, с. 207—209.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фазии глубинности.— «Труды ГИН АН СССР», 1940, вып. 12, 99 с.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— «Труды ГИН АН СССР», 1948, вып. 68, 147 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.— «Геология рудных месторождений», 1962, № 5, с. 3—12.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометалльности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 163—169.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 110 с.

Косалс Я. А. К геохимии бериллия, бора, лития и фтора в процессе формирования известковых скарнов (Горный Алтай).— «Геохимия», 1968, № 2, с. 180—189.

Кравченко Г. Г. Пржилки датолита в гипербазитах Алтайского хребта.— «Труды минерал. музея АН СССР», 1961, вып. 12, с. 223—225.

Кравчук Т. А., Некрасов И. Я., Григорьев А. П. Условия образования минералов людингит-воусенитового ряда по экспериментальным данным.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1966, ч. 95, вып. 3, с. 272—286.

Кузьмин В. И. О специализации магматических комплексов в отношении бора на примере отдельных районов Красноярского края.— В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 198—221.

Кулкашев Н. Т. Бороносность скарнов Центрального Казахстана. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1962, 25 с.

Курчатовит — новый минерал.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1966, ч. 95, вып. 2, с. 203—209. Авт.: С. В. Малинко, А. Е. Лисицын, К. А. Дорофеева, И. В. Островская и Д. П. Шашкин.

Куршакова Л. Д. Температурные условия боросиликатной минерализации.— «Сообщения Дальневосточного филиала СО АН СССР», 1961, вып. 14, с. 11—16.

Куршакова Л. Д. Состав и парагенезис аксинита.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968, с. 289—311.

Лисицын А. Е. О некоторых геохимических особенностях бора в процессе образования известковых скарнов на Урале.— «Минеральное сырье», 1963, вып. 7, с. 139—146.

Лисицын А. Е. Геологические особенности известковоскарновых месторождений бора.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 3, с. 25—30.

Лисицын А. Е., Малинко С. В. Особенности датолитовой минерализации в скарноидах Урала.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., 1963, с. 155—161.

Лисицын А. Е., Жаров А. П. Минерализация суанитового типа в Казахстане.— «Бюлл. науч.-техн. информ. ВИМС», 1964, № 1 (51), с. 20—21.

Лисицын А. Е., Малинко С. В., Орлова Е. В. Геологические особенности и поисковые критерии промышленных месторождений бора.— «Геология месторождений твердых полезных ископаемых», 1966, вып. 2, 63 с.

Лисицын А. Е., Малинко С. В. Некоторые генетические особенности боратовой минерализации в условиях гипабиссальной фации.— «Минеральное сырье», 1968, вып. 15, с. 84—89.

Лисицын А. Е., Хитров В. П. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород Северного Урала по результатам микроспектрального анализа.— «Геохимия», 1962, № 3, с. 259—268.

Лугов С. Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловянных интрузий Чукотки.— «Советская геология», 1958, № 10, с. 13—34.

Макаров Н. Н., Сизова Р. Г. О датолите из диабазового порфирита (Крым).— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 3, с. 336—339.

Малахов А. А. Определитель минералов бора. Ташкент. 1959. 182 с. (М-во геологии и охраны недр СССР. САНГИМС).

Малинко С. В. Новые минералы бора — уралборит и пентагидроборит.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1961, ч. 90, вып. 6, с. 673—681.

Малинко С. В. Новый тип эндогенной борной минерализации и некоторые вопросы генезиса боратов в гидротермальном процессе.— «Геология рудных месторождений», 1963₁, № 6, с. 9—17.

Малинко С. В. Новый борат кальция — коржинскит.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1963₂, ч. 92, вып. 5, с. 555—559.

Малинко С. В. О некоторых физико-химических условиях образования эндогенных боратов в известково-скарновом комплексе.— «Труды ВНИИ-СИМС», 1966, т. IX, с. 184—189.

Малинко С. В. Первая находка каюпта в СССР.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 3, с. 695—697.

Малинко С. В., Лисицын А. Е. Новый минерал бора — нифонто-вит.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 139, №1, с. 188—190.

Малинко С. В., Румянцев Г. С., Сидоренко Г. А. Свабит из контактово-метасоматических месторождений Сибири и Урала.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 5, с. 1195—1198.

Маракушев А. А. Парагенезисы людовигита.— «Междунар. геологический конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Генетические проблемы руд», 1960, с. 65—73.

Маракушев А. А. Инфильтрационная зональность магнетитово-боратого оруденения и условия ее образования.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 258—263.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 326 с.

Маракушев А. А., Лаговская Е. А. О влиянии химического потенциала бора на химический состав людовигита в парагенезисах с магнетитом.— «Сообщения Дальневост. филиала СО АН СССР», 1964, вып. 24, с. 3—8.

Маршукова Н. К., Сирина Т. Н. и Павловский А. Б. Первая находка норденшельдина в СССР.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 6, с. 695—698.

Мельницкая Е. Ф. Марганцево-железистый волластонит и его изменение.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 3, с. 297—305.

Мельницкий В. В. Изоморфизм бора в гранате, везувияне и других силикатах и его значение при поисках.— «Геология рудных месторождений», 1966, № 4, с. 95—100.

Мозгова Н. Н. Об аксините и датолите скарново-полиметаллических месторождений Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 4, с. 40—49.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966. 334 с.

Немец Д. Редкие элементы скарнов Западной Моравии как индикаторы их происхождения.— «Геохимия», 1964, № 3, с. 219—229.

Новый природный борат — вимсит.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 6, с. 1402—1405. Авт.: Д. П. Шашкин, М. А. Симонов, Н. И. Чернова, С. В. Малинко, Т. И. Столярова и Н. В. Белов.

Орлова Е. В., Корневский С. М. Бор.— В кн.: Требования к содержанию и результатам геологоразведочных работ по этапам и стадиям. Методические указания. Ч. 2. Неметаллы. М., 1967, с. 36—66.

Островская И. В., Перцев Н. Н., Никитина И. Б. Сахант — новый карбонатоборат кальция и магния.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1966, ч. 95, вып. 2, с. 193—202.

Остроумов Г. В., Мезенцев О. К. Применение нейтронного абсорбционного метода для выделения вторичных ореолов рассеяния бора.— «Минеральное сырье», 1968, вып. 17, с. 97—99.

Отрощенко В. Д. Бороносность скарнов Тянь-Шаня. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1965, 26 с.

Отрощенко В. Д., Клемперт С. Я., Хорват В. А. Об акцессорном датолите из скарнов и некоторых жильных образований Чаткало-Кураминских гор.— «Зап. Узбекск. отд. Всесоюз. минерал. о-ва», 1966, вып. 18, с. 38—41.

Отрощенко В. Д., Зарецкая А. В. Распределение рассеянного бора в минералах скарнов и его поисковое значение.— «Бюлл. научн.-техн. информ. ОНТИ ВИЭМС. Сер. Геология полезных ископ.», 1967, № 4, с. 11—13.

Перцев Н. Н. Харкерит и котонит в скарнах Полярной Якутии.— «Геология и геофизика», 1961, № 7, с. 102—105.

Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М., «Наука», 1971, 192 с.

Перцев Н. Н., Богомолов М. А., Никитина И. Б. Новые находки харкерита и саханта, их парагенезисы и продукты изменения.— «Труды минерал. музея АН СССР», 1968, вып. 18, с. 105—119.

Перцев Н. Н., Островская И. В., Никитина И. Б. Новый минерал — боркарит.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1965, ч. 94, вып. 2, с. 180—186.

Петрова Е. С. Новый минерал кальциборит.— «Труды ГИГХС», 1955, вып. 2, с. 218—223.

Петрова Е. С. Новый водный борат кальция — фроловит.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1957, ч. 86, № 5, с. 620—625.

Попов С. П. К кристаллографии карадагского датолита.— «Ежегодник по геологии и минералогии России», 1911, т. 13, вып. 5—6, с. 156—157.

Родзянко Н. Г. О температуре боросодержащих растворов участков развития датолитосодержащих скарнов в контактовых ореолах малых интрузий.— «Изв. вузов, геология и разведка», 1967, № 1, с. 36—39.

Родзянко Н. Г., Труфанов В. Н. Определение температурного режима и последовательности минералообразования методом декрепитации.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1964, ч. 93, вып. 6, с. 708—713.

Саэт Ю. Е. Ландшафтно-геохимические основы комплексных поисков эндогенных месторождений бора. Автореф. канд. дис. М., 1968, 25 с.

Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах.— «Труды ГИН АН СССР», 1956, вып. 5, с. 53—123.

Сердюченко Д. П. Борные осадочно-метаморфические формации.— В кн.: Докл. сов. геологов к VI Междунар. конгрессу по седиментологии. Вопросы седиментологии. М., 1960, с. 132—140.

Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвиговитовая минерализация и (Fe—B—TR) парагенез в древних платформах.— М., Изд-во АН СССР, 1963, 133 с.

Сердюченко Д. П., Павлов В. А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений.— В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., 1967, с. 126—189.

Сняжков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, «Наука», 1967, 110 с.

Соловов А. П. Количественная интерпретация вторичных остаточных ореолов рассеяния рудных месторождений. Краткое методическое пособие. [Ротапринт]. Алма-Ата, 1966, 101 с.

Суخورков Ф. В. Геохимия бора в полях железорудных месторождений Алтая. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1965, 24 с.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 590 с.

Тяньшанит — новый минерал.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 678—680. Авт.: В. Д. Дусматов, А. Ф. Ефимов, В. Ю. Алхазов, М. Е. Казаков, Н. Г. Шуляцкая.

Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965, 135 с.

Черепанов В. А. Альбит-датолитовые метасоматиты в Сибири.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. [Ротапринт]. Л., 1963, с. 71—72.

Черненко Ю. А. Борная минерализация в одном из районов Западной Сибири.— «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минеральной сырь», 1966, вып. 39, с. 174—177.

Черницын В. Б., Апостолов Д. А., Дивахов К. С. О новой датолит-киноварной минеральной ассоциации.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 3, с. 658—660.

Шабынин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов.— «Минералог. сборник Львовского геол. о-ва», 1958, № 12, с. 71—104.

Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 3—18.

Шабьнин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнетитовых скарнах.—«Геология рудных месторождений», 1961, № 3, с. 3—27.

Шабьнин Л. И. О геохимических условиях образования везувiana в скарнах.—«Геохимия», 1968, № 10, с. 1195—1209.

Шабьнин Л. И. По поводу термина «наложенное оруденение» применительно к скарновым месторождениям.—«Геология рудных месторождений», 1969, № 2, с. 98—100.

Шабьнин Л. И., Заревич И. П. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений.—«Геология рудных месторождений», № 6, 1967, с. 41—51.

Шабьнин Л. И. и Перцев Н. Н. Некоторые новые данные о суаните и его парагенезисах.—«Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 2, с. 146—158.

Шабьнин Л. И., Перцев Н. Н., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М., «Недра», 1964, 98 с.

Шкабара М. Н., Штурм Е. А. Датолит из вулканической группы Карадага в Крыму.—«Докл. АН СССР», 1939, т. 24, № 2, с. 165—169.

Шубладзе Р. Л. Датолит из ущелья Бугамис-Хемн.—«Труды Кавк. ин-та минерального сырья», 1960, вып. 2 (4), с. 137—138.

Bennet W. A. G., Thorsen G. Mode of deposition of ludwigite, kotoite and cubanite in dunite of Jumbo Mountain, Snohomish County, Washington. Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, N 12, pt. 2, 2049—2050.

Berman H. and Gonyer F. A. Roweite, a new mineral from Franklin, New Jersey. Amer. Mineral., 1937, vol. 22, N 4, 301—303.

Bertolani M. Atti Soc. Toscana. Sci. Nat. Pisa Mem. Ser. A., 1949, 56, 58—59.

Eugster H. P. and Wisei W. S. Synthesis and stability of datolite and danburite. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt. 1963, vol. 43, N 1, 135—152.

Federico. Breislakit. Period. Mineral., 1957, vol. 26, N 1, 191—215, 1958, vol. 27, N 2/3, 293—303.

Knopf A. Geology of the Seward Peninsula tin deposits, Alaska. U. S.; Geol. Surv., 1908, Bull. 358, 3—67.

Lehmann H. A., Zielfelder A. und Herzog G. Die Hydrogenmonoborate des Calciums. Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie, 1958, Band 296, Heft 1—6, S. 1—332, 202—203.

McLintock W. F. P. On datolite from the Lizard district, Cornwall. Mines Mag., 1910, vol. XV, 407—414.

Nemes D. Beitrag zur geochemischen typisierung vorvaristischer Skarn-gesteine der Böhmisches Masse. Chem. Erde, 1966, Bd. 25, H. 2, 126—141.

Palache C. Paragenetic classification of the minerals of Franklin, New Jersey. Amer. Mineral., 1929, vol. 14, N 1, 1—18.

Palache C. The minerals of Franklin and Sterling Hill sussex County. 1935, 135.

Phemister J. and Macgregor. Note on the datolite and other minerals in a contact altered limestone at Chapel quarry, near Kirkcaldy Fife. Min. Mag., 1942, vol. 26, N 179, 275—282.

Rankama K., Sahama T. Geochemistry. Chicago Press, 1950, 912.

Schaller W. T. The identity of ascharite, camsellite and β -ascharite with szaibelyite and some relations of the magnesium borate minerals. Amer. Min., 1942, vol. 27, N 7, 467—486.

Slavik F. and Tiser J. Datolith unterhalb Listic bei Beroun. Ztbl. Min., 1903.

Strand S. Datolitove rnhovice—sutovina born. Casopis pro Mineralogii a Geologii, 1961, vol. 6, N 2, 157—160.

Tanton T. Z., Poitevin E. An occurrence of boron minerals at Silver Harbour, Lane Superior. *Trans. Roy. Soc. Canada Ser.*, 1948, vol. 42, sect. 4, 77—79.

Tilley C. E. The zoned contact skarns of the Broadford area: a study of boron—fluorine metasomatism in dolomites. *Miner. Mag.*, 1951, vol. 29, N 214, 621—666.

Tomlinson W. H. Occurrence of borosilicates in diabase at Lambertville New Jersey. *Amer. Mineral.*, 1945, vol. 30, 203—204.

Ulrich F. Datolite from Radotin. *Mag. Nat. Sci. Club. Prague*, 1923, 93, M. A. 2—353.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|---|------|
| Введение | 3 |
| Принятые сокращения | 4 |
| Генетическая классификация эндогенных месторождений бора | 5 |
| Месторождения известковоскарновой формации | 21 |
| Боросиликатные месторождения | 21 |
| Боратные месторождения | 39 |
| Породообразующие минералы бороносных известковых скарнов и скарноидов | 42 |
| Борные минералы известковых скарнов и скарноидов | 45 |
| Некоторые вопросы геохимии бора в известковоскарновом процессе | 49 |
| Физико-химические условия формирования кальциевых боросиликатов и боратов | 58 |
| Генетические особенности и поисковые критерии месторождений бора известковоскарновой формации | 70 |
| Месторождения магнезиальноскарновой формации | 86 |
| Месторождения абиссальной фации | 86 |
| Месторождения гипабиссальной фации | 91 |
| Породообразующие минералы бороносных скарнов и кальцифиров магнезиальноскарновой формации | 105 |
| Борные минералы скарнов и кальцифиров магнезиальноскарновой формации | 109 |
| Некоторые вопросы геохимии бора в магнезиальноскарновом и связанном с ним известковоскарновом процессах | 117 |
| Физико-химические условия формирования боратов месторождений магнезиальноскарновой формации | 119 |
| Генетические особенности и поисковые критерии месторождений бора магнезиальноскарновой формации | 123 |
| О полиформационных скарновых месторождениях бора | 129 |
| Заключение | 138 |
| Список литературы | 150 |

Аполлон Ефимович Лисицын

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Редактор издательства *Л. И. Березовская*

Технический редактор *Е. С. Сычева*

Корректор *С. С. Борисова*

Сдано в набор 28/VIII 1973 г. Подписано в печать 20/XII 1973 г. Т-18584. Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 10. Уч.-изд. л. 10,4. Тираж 800 экз. Заказ № 608/11546—2. Цена 1р. 04 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!
В издательстве "Недра"
готовятся к печати
новые книги

РУДНЫЕ месторождения СССР. В 3-х томах. Том I. Ред. акад. В. И. Смирнов. 30 л. 3 р. 20 к.

Монография «Рудные месторождения СССР» составлена коллективом наиболее квалифицированных специалистов страны в области геологии рудных полезных ископаемых. В первом томе содержится описание месторождений железа, марганца, хрома, титана, ванадия и алюминия.

Каждому металлу посвящена отдельная глава. В ее вводной части приведены общие сведения о месторождениях данного металла и обоснована их группировка. В основной части главы содержатся описания выделенных групп месторождений, иллюстрированные специально подобранными планами и разрезами. В качестве типичных примеров выбраны наиболее представленные и важные объекты. По классическим месторождениям страны приведены новейшие данные. Описание новых типов месторождений целиком построено на оригинальных материалах.

Монография не имеет аналогов в отечественной литературе. Она рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, занимающихся изучением минерально-сырьевой базы страны, а также на студентов высших и средних учебных заведений.



РУДНЫЕ месторождения СССР. В 3-х томах. Том II. Ред. акад. В. И. Смирнов. 35 л. 3 р. 70 к.

Во втором томе монографии охарактеризованы месторождения никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, висмута, сурьмы, ртути, урана. Порядок описания месторождений тот же, что и для первого тома.

Работа предназначена для широкого круга геологов производственных и научных организаций, а также для студентов высших и средних учебных заведений.

РУДНЫЕ месторождения СССР. В 3-х томах. Том. III. Ред. акад. В. И. Смирнов. 40 л. 4 р. 35 к.

Третий том монографии содержит описания месторождений благородных и редких металлов. Описания выполнены по той же схеме, как это было принято в двух предшествующих томах.

Работа предназначена для широкого круга геологов производственных и научных организаций, а также для студентов высших и средних учебных заведений.

ШАБЫНИН Л. И. Рудные месторождения и формации магнетитовых скарнов. 25 л. 2 р. 85 к.

В монографии рассмотрены вопросы формирования месторождений железа, бора, золота и полиметаллов, молибдена и вольфрама, олова и редких металлов, а также редкоземельных и радиоактивных элементов, принадлежащих к особой формации скарнов — формации магнетитовых скарнов. Дается обзор условий образования метасоматической зональности, минерального и химического состава магнетитовых скарнов магматического этапа и продуктов их послемагматического преобразования в ранней щелочной стадии и стадии кислотного выщелачивания.

Подобранный обширный фактический материал по многочисленным месторождениям, описания которых рассеяны в различных литературных источниках, придает монографии дополнительную ценность и в качестве справочника.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книгапочтой» магазинов:

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О. Средний пр., 61
№ 59—127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе,
20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

1 р. 04 к.

НЕДРА-1974