

ГИН

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Таблица Блашугин

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 91. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 9) 1948.

С. А. КАШИН

**МЕДНО-ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
В ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ УРАЛА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

С. А. КАШИН

МЕДНО-ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ УРАЛА

ВВЕДЕНИЕ

Медно-титаномagnetитовые руды, связанные с основными интрузивными породами Урала, расположены, главным образом, в породах так называемого платиноносного комплекса.

Своеобразие описываемого оруденения, по сравнению с известными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, заключается в том, что оно не содержит ни пирротина, ни пентландита; вместо обычного magnetита в них широко распространен титаномagnetит; вместо халькопирита преимущественно распространен гипогенный борнит и халькопирит. Характерной особенностью руд описываемого типа является наличие апатита, парагенетически связанного, главным образом, с титаномagnetитом. По сравнению же с типичными титаномagnetитовыми месторождениями Урала, залегающими в габбровых массивах и пироксенитах, эти руды содержат явно повышенное количество меди, серы, ванадия и фосфора.

Признаки оруденения исследованного нами типа сравнительно широко развиты от Серовского до Тагильского района на севере Урала и в Верхне-Уральском районе на юге. Нами изучено и осмотрено около 20 месторождений, расположенных в Баранчинском массиве, на Серебрянском и Золотом Камне, в Павдинской даче и в Верхне-Уральском районе.

Особое положение среди этих месторождений занимает Баранчинский массив, включающий наиболее детально изученное Волковское месторождение, где оруденелое габбро слагает несколько участков. Из них наиболее крупными являются: Лаврово-Николаевский, известный больше под названием Волковского месторождения, затем собственно Волковский, Усольский, 2-й Мостовский и ряд других.

Лаврово-Николаевский и Волковский участки разведывались в несколько этапов: 1) в 1923 г. К. М. Замятиным, 2) в 1935 и 1936 гг. Э. Н. Белинским, 3) в 1939—1940 гг. Д. Д. Топорковым, 4) в 1941—1942 гг. С. А. Кашиным.

Наряду с разведочными работами в Баранчинском массиве и на его Волковском участке геолого-петрографические исследования велись Э. Н. Белинским, М. П. Исаенко (1937) и О. А. Воробьевой. Первые

два исследователя касались вопросов генезиса Волковского месторождения, и их взгляды рассматриваются в данной работе. Геолого-петрографические исследования О. А. Воробьевой явились отправной точкой наших геолого-петрографических описаний массива.

Автором детально изучалось главным образом Волковское месторождение, для которого составлена первая детальная карта. Вместе с этим дается краткое описание пород Баранчинского массива в целом. Сравнительно детальному исследованию были подвергнуты также месторождения Серебрянского Камня (Северный Урал) и района горы Мамеевой (Южный Урал).

Учитывая своеобразие описываемых руд и почти полное отсутствие их в основных породах других районов Союза, так же как и в зарубежных странах, мы поставили своей задачей:

1) дать более подробный петрографический анализ пород, вмещающих рудную вкрапленность, в целях выяснения ее приуроченности к тому или иному типу габбро;

2) выяснить основные вопросы образования рассматриваемого типа оруденения, а именно: роль отдельных элементов (O, Fe, V, Si, Cu, P, S) в рудообразующем процессе, парагенетические ассоциации минералов, структурные взаимоотношения минералов (вопросы дистектики) с учетом экспериментальных данных;

3) пользуясь методом, предложенным академиком А. Н. Заварицким, рассмотреть особенности химического состава пород, слагающих сульфидоносные интрузивные комплексы Урала, Сёдбери, Бушвельда.

Автор приносит благодарность академику А. Н. Заварицкому за оказанную консультацию, особенно по разделу петрохимии, академику Д. С. Белянкину, А. Г. Бетехтину, Г. А. Соколову, любезно просмотревшим отдельные разделы работы и сделавшим ценные указания.

1. ПОЛОЖЕНИЕ ПЛАТИНОНОСНОЙ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ УРАЛА

История формирования Уральского хребта изучалась многими исследователями; Д. В. Наливкин (1943) и В. А. Варсанюфьева (1934) освещают ее преимущественно на основе стратиграфических и палеонтологических данных; академик А. Д. Архангельский (1937), уделяя особое внимание зональности в геологической структуре Урала, наметил для него шесть меридионально-вытянутых тектонических зон, причем породы рассматриваемой габбро-перидотитовой формации отнесены им к третьей зоне, расположенной между второй зоной, сложенной древними метаморфическими свитами, и четвертой — западной полосой зеленокаменных образований.

Академик А. Н. Заварицкий, рассматривая особенности проявления вулканизма на Урале, увязывает его с характером металлогении отдельных зон и дает краткую схему геологического строения Урала как металлогенической области (1940), беря за основу зональность Урала в том виде, как это изложено в цитированной выше работе А. Д. Архангельского. Каждая зона включает характерный комплекс месторождений.

Зональное строение уральской складчатой структуры в свете новейших фактических данных рассмотрено в работе И. И. Горского (1943). Автор вскрыл связь определенных типов угольных месторождений

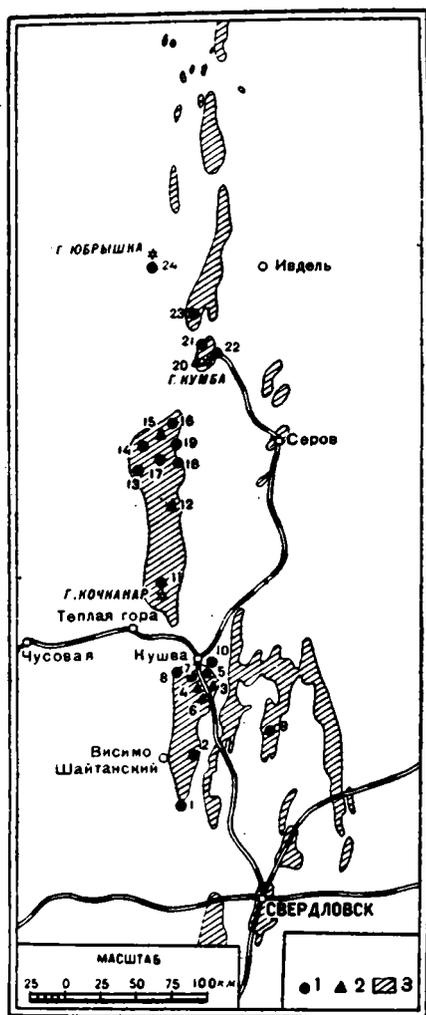
Урала с тектонической зональностью. Несомненно, что в какой-то зависимости от зонального строения Урала находится распределение и всех других полезных ископаемых.

В нашу задачу не входит детальный анализ общих положений, высказанных различными исследователями по истории формирования и структурным особенностям Уральско-го хребта. Проведенные нами исследования были посвящены выяснению специальных вопросов, а именно: возраста, условий залегания и характера металлогении габбро-перидотитовой формации, главным образом ее платиноносного комплекса, с которым в основном связано медно-титаномагнетитовое оруденение волжского типа (см. фиг. 1).

Вопрос о возрасте габбро-перидотитовой формации освещен в литературе недостаточно и решался геологами по-разному. Некоторые из них предполагали, что все интрузивные породы Урала относятся к после-нижнекаменноугольному времени; другие считали возможным допустить для пород габбро-перидотитовой формации и тесно связанных с нею более кислых дериватов возраст более древний — девонский. В последнее время находки галек габбро, диоритов и плагиогранитов в конгломератах девонского времени подтверждают вторую точку зрения.

В этом отношении представляют интерес исследования Н. А. Штрейса по вопросу о положении платиноносной формации в складчатой структуре Урала. На опыте стратиграфического изучения так называемой зеленокаменной полосы он подтверждает, что все породы этой полосы, по данным исследований последних лет, принадлежат исключительно к готландию и девонской системе.

Н. А. Штрейс отмечает, что многие исследователи, изучавшие породы габбро-перидотитовой формации и эффузивы зеленокаменной полосы, пришли к выводу об их коматичности и принадлежности к одному эффузивно-интрузивному



Фиг. 1. Схема расположения медно-титаномагнетитовых и магнетитовых месторождений на Среднем и Северном Урале

Черные кружки — титаномагнетитовое оруденение; черные треугольники — медно-титаномагнетитовое оруденение; горизонтальная штриховка — области развития габбро-вых пород

Месторождения: 1 — Спорное; 2 — Билимбаевское; 3 — Усольское; 4 — Мостовское; 5 — Волжское; 6 — Медведское; 7 — Баронское; 8 — гора Синяя; 9 — Петрокаменское; 10 — Осокинско-Александровское; 11 — гора Кочканар; 12 — Незвановское; 13 — Косьвинский Камень; 14 — Конжакровский Камень; 15 — Серебрянский хребет; 16 — Вознесенский рудник; 17 — Васильевский рудник; 18 — Кормовищевский рудник; 19 — Славский рудник; 20 — гора Кумба и Золотой Камень; 21 — Байновское; 22 — Покровское; 23 — гора Денежкин Камень; 24 — Юбрышка.

силурийско-девонскому циклу. Ряд геологов датирует его для глубоких пород как среднедевонский (доживетский).

Об условиях залегания и внутренней структуре габбро-перидотитовых массивов имеется еще очень мало данных. Высказанные положения о форме массива, как это справедливо отмечает акад. А. Н. Заварицкий (1941), основаны только на косвенных соображениях и на некоторых фактических сведениях, далеко не достаточных для решения вопроса. Н. К. Высоцкий рассматривает габбро-перидотитовые массивы как горсты. По представлению акад. А. Н. Заварицкого, массивы платиноносной габбро-перидотито-пироксенитовой формации скорее являются факолитообразными телами, в общем согласными с вмещающими толщами. В основании таких факолитов залегают дуниты, которые постепенно сменяются кверху верлитами, пироксенитами, габбро и диоритами. Зоны этих дифференциатов в общем параллельны кровле массива и, следовательно, также согласны с вмещающими толщами, падающими на восток и местами собранными в крупные изоклинальные складки.

Необходимо иметь в виду, что все интрузивные ультраосновные и основные породы Урала не могут быть объединены в единую формацию, так как петрографические и петрохимические особенности так называемой платиноносной габбро-перидотито-пироксенитовой формации (западная) и неплатиноносной формации (восточная) показывают существенные отличия. Как известно, с первой формацией связаны месторождения платины, а также медно-титаномагнетитовое оруденение волковского типа, тогда как вторая формация бедна металлами платиновой группы, но включает месторождения хрсмита.

Таковы основные сведения, относящиеся к габбро-перидотитовой формации и ее положению в складчатой зоне Урала. Вопросы медно-титаномагнетитового оруденения в породах этой формации изучались нами в основном на Баранчинском массиве. Основные результаты этих исследований излагаются ниже в геолого-структурной и петрографической характеристике Баранчинского массива и расположенных в нем месторождений.

II. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАРАНЧИНСКОГО МАССИВА

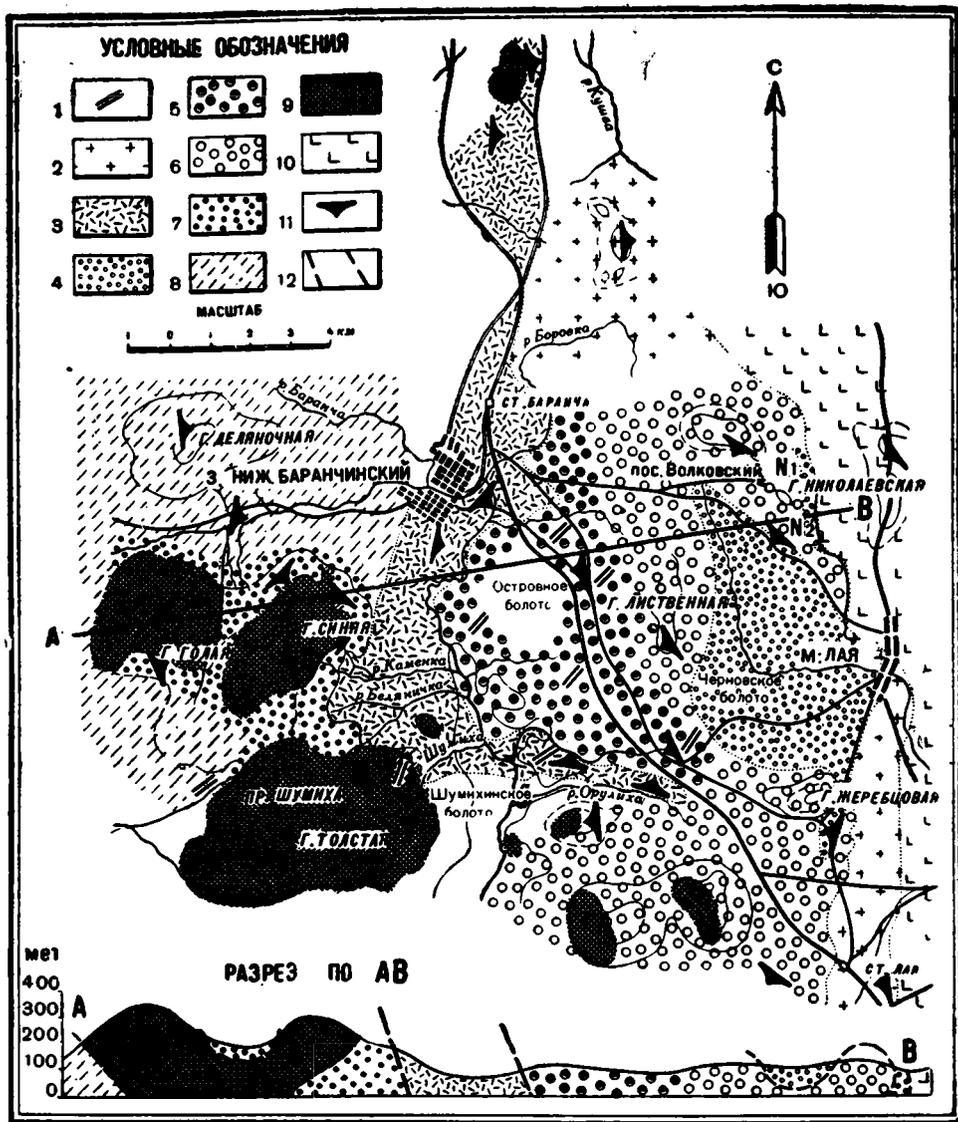
Баранчинский массив, вмещающий Волковское и ряд других месторождений медно-титаномагнетитовых руд, расположен в полосе меридионально вытянутых основных и ультраосновных массивов (Серебрянский Камень, Качканарский, Тагильский и др.) платиноносной габбро-перидотитовой формации.

Наряду с общими признаками, объединяющими названные массивы, Баранчинский массив характеризуется некоторыми специфическими чертами геологической структуры, которые были выявлены при геолого-структурных исследованиях массива О. А. Воробьевой и при детальном картировании Волковского рудного участка С. А. Кашиным и З. М. Митянок.

Баранчинский массив представляет собою довольно сложное по строению интрузивное тело, состоящее из комплекса изверженных пород: от дунитов и пироксенитов до кварцевых диоритов и сиенитов. Преобладающим развитием пользуются породы семейства габбро (фиг. 2).

По геологическому положению и петрографическим признакам установлена зональность в расположении пород габброидной интрузии.¹

¹ Более детально схема геологического строения массива изложена О. А. Воробьевой (1946).



Фиг. 2 Схематическая геологическая карта Баранчинского массива.

1—грано- и плагио-аплиты (дайки); 2—снейиты; 3—полосчатый инъекционный комплекс (диориты, нориты, габбро, плагио- и грано-аплиты); 4—кварцевые диориты и диориты; 5—биотитовое габбро; 6—пироксено-оливиновое габбро; 7—роговообманковое габбро; 8—амфиболиты-габбро амфиболиты; 9—пироксениты (я перидотиты); 10—вулканогенно-осадочные породы; 11—падение полосчатости в слоистости; 12—зона разлома

Первая, наиболее западная зона сложена роговообманковым габбро. В ней встречается очень редкая вкрапленность сульфидов и более густая — магнетита.

Вторая зона, сложенная биотито-пироксеновым габбро, местами с оливином, расположена в центральной части массива, т. е. восточнее первой зоны. Она протягивается почти в меридиональном направлении на расстояние 5 км, при средней ширине около 2 км. В габбро этой зоны также встречаются сульфиды меди (Песчанское месторождение).

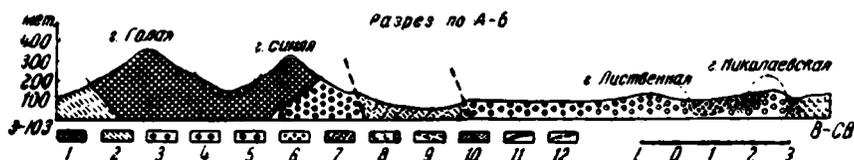
Третья зона сложена пироксеновым и оливиновым габбро. Пироксеновое габбро является материнской породой для широко распространенных скоплений титано-магнетита, борнита и халькопирита.

В центральной части массива между роговообманковым и биотито-пироксеновым габбро располагается значительная полоса пород, описанных под названием «полосатого инъекционного комплекса». В комплексе входят породы довольно разнообразного состава, а именно габбро-диориты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, кварцевое габбро и др.

Следующая крупная фаза в магматической жизни массива представлена более кислыми породами: кварцевыми диоритами и сиенитами. Кварцевые диориты, вернее диориты с кварцем, слагают меридионально вытянутую полосу, расположенную западнее Волковского месторождения.

Продуктами последнего этапа в формировании массива являются жилы микрогаббро, диоритового порфирита, микродиорита, плагиоаплита и граноаплита. Обилие этих жил указывает на то, что тектонические факторы играли определенную роль на последней стадии формирования массива, создавая благоприятные пути для проникновения новых порций магматического материала.

Геологический разрез массива (фиг. 3) показывает взаимоотношения слагающих его пород и их отношение к вмещающим породам. На



Фиг. 3. Разрез Баранчинского массива по линии А — В.

1 — пироксениты; 2 — габбро-амфиболиты, амфиболиты; 3 — роговообманковое габбро; 4 — биотитовое габбро; 5 — пироксено-оливиновое габбро; 6 — кварцевые диориты; 7 — инъекционный комплекс; 8 — габбро-нориты, нориты, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, плагиоаплиты; 9 — вулканогенноосадочные породы; 10 — габбро с богатой вкрапленностью рудных минералов; 11 — граница установленная; 12 — граница предполагаемая

западе массив граничит с древними метаморфическими толщами осевой части Уральского хребта, выступающими в своде крупного антиклинария, по восточному крылу которого проходит западная граница массива, повидимому тектонического происхождения.

Непосредственно к западному тектоническому (?) контакту примыкает мощная зона амфиболитов, сланцеватость и слоистость которых падает на восток под углом 50—60°. Сланцеватость в амфиболитах тем сильнее, чем ближе они залегают к внешнему контакту. В средней части массива наблюдаются слабо-полосчатые разновидности, среди которых встречаются многочисленные реликтовые полосы и участки равномерного зернистого роговообманкового габбро, сохранившего свой первичный облик.

Амфиболиты представляют собою, по А. Н. Заварицкому (1941), динамометаморфизованные, в условиях стресса тотчас после кристаллизации, периферические части габброидной интрузии. Мощность их достигает максимальных размеров в северной, суженной части массива.

Восточнее амфиболитов развито роговообманковое габбро, среди которого располагаются крупные пироксенитовые тела. Наиболее крупные возвышенности западной половины Баранчинского массива (горы Сняя, Голая, Толстая) сложены пироксенитами, неоднократно переслаивающимися с прослоями перидотитового состава. Судя по этой

полосатости, пироксениты падают на ЗЮЗ, под углом от 20 до 25°. Они окружены роговообманковым габбро, с которым связаны постепенным переходом.

Таким образом, западная часть массива является областью развития пироксенитов, роговообманкового габбро и амфиболитов.

В центральной части массива расположена значительная зона пород полосатого инъекционного комплекса: габбро-диориты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, пронизанные по слоистости многочисленными инъекциями плагиоаплитового, гранитового и кварцевого состава. Несогласное залегание этого комплекса с габброидными породами западной и восточной половины массива говорит о том, что формирование его протекало в особых тектонических условиях.

Инъекционно-полосатый комплекс пород, падающий на восток под углом 45—70°, расположен на продолжении линии того крупного меридионального разлома, который установлен Н. А. Штрейсом на границе Тагильско-Иссовского поднятия и Кабанского прогиба. Разлом характеризуется крутыми падениями плоскостей смещения пород и сопровождается серией параллельных более мелких разрывов, являвшихся теми путями, по которым проникали кислые инъекции в описываемый комплекс и в прилегающую более восточную зону биотитового габбро.

Характерно при этом, что биотитовое габбро резко выделяется среди других разновидностей габбро своим не совсем обычным минералогическим составом. Так, в нем широко развит биотит, явно позднейшего происхождения, присутствует зональный плагиоклаз — андезин и ромбический пироксен.

Особенности геологического положения биотитового габбро и ясно проявленные признаки метаморфического его изменения указывают на то, что данное габбро возникло в результате изменения пироксено-оливинового габбро под воздействием тех же растворов, которые проявили себя при образовании инъекционного комплекса, именно в той части массива, где последний достигает максимальной мощности.

Как видно на геологическом разрезе (фиг. 3), инъекционный комплекс падает под биотитовое габбро. Последнее оказывается как бы в его кровле, поэтому метаморфизирующее действие инъекционного комплекса могло происходить двумя путями: 1) своего рода «пропариванием» габбро и 2) путем воздействия тех многочисленных жильных образований, которые располагаются в биотитовом габбро вдоль серии трещин, сопряженных с разломом. К вопросу о происхождении биотитового габбро мы вернемся при петрографической характеристике пород Баранчинского массива.

С точки зрения геологической структуры района в целом особый интерес представляет восточная половина массива, в частности характер восточного контакта. На востоке к массиву примыкает широкая полоса вулканогенно-осадочной толщи, сложенной ортофирами, альбитофирами, порфиритами и их туфами, включающими прослойки известняков с фауной S_2 (лудлоу).

В пределах массива, вдоль его восточной окраины на севере и на юге, располагаются сиениты Кушвинского и Лайского участков, а между ними пироксеновое габбро и кварцевые диориты Волковского рудоносного участка.

Обнажения в зоне восточного контакта установлены на Лайском участке, где М. П. Исаенко наблюдала контакт сиенитов с ортофирами, круто падающий на восток, и в районе Волковского месторождения, где выявлены следующие интересные данные.

При поисково-разведочных работах установлено юго-западное падение пироксенового габбро под кварцевые диориты, распространенные западнее и юго-западнее рудоносного участка. Следовательно, рудоносное пироксеновое габбро в западной части перекрывается кварцевыми диоритами и падает внутрь массива, находясь непосредственно у его восточного контакта. Последнее обстоятельство находится как бы в противоречии с представлениями о падении массива к востоку под эффузивно-осадочную толщу. Однако, при детальном картировании в самой восточной части горы Волковской обнаружено габбро офитовой структуры и породы переходного типа от габбро к диоритам. Это дает некоторое основание предполагать, что кварцевые диориты развиты не только на западной и юго-западной стороне зоны оруденелого пироксенового габбро, но и на северо-востоке и востоке, протягиваясь, повидимому, в виде узкой полосы вдоль р. Лая, где они могут быть вскрыты только глубокой расшурфовкой. Если это так, то в районе Волковского месторождения в непосредственном контакте с эффузивно-осадочной толщей находятся кварцевые диориты, образующие над пироксеновым габбро куполообразное поднятие с более пологим (до 45°) западным крылом и крутым восточным крылом, причем кварцевые диориты сохранились только в крыльях, а по шарниру складки эродированы полностью,—здесь обнажается пироксеновое габбро. О падении плоскости восточного контакта кварцевых диоритов с эффузивами можно судить только косвенным путем. Для ортофириров и альбитофириров Кушвинско-Лайского района, по данным ряда исследователей (Е. А. Кузнецов, Е. Н. Белинский, М. П. Исаенко и др.), в одинаковой степени характерно крутое как западное, так и восточное падение.

И. А. Штрейс указывает, что в южной части Кушвинского района в эффузивно-осадочном комплексе зеленокаменной зоны развиты сжатые крутые складки, часто опрокинутые на запад, при общем падении слоев их крыльев на восток под углом $70-60-50^\circ$, изредка меньше. Если допустить существование такой опрокинутой складки на восточном контакте Баранчинского массива, в районе Волковского месторождения, то плоскость контакта будет падать на восток согласно с породами кровли, как это установлено для Тагильского, Качканарского и других массивов платиноносной полосы. В таких условиях контактовая поверхность должна находиться в зависимости от складчатой структуры кровли. Отсюда понятно, что кварцевые диориты приконтактной зоны повторяют элементы этой складчатой структуры. Поскольку эта порода связана постепенным переходом с пироксеновым габбро Волковского участка, естественно предполагать, что и габбро ведет себя аналогично. Отсюда вытекает крайне важный вывод о приуроченности повышенного медно-титаномагнетитового оруденения к зоне габбро, граничащей с кварцевым диоритом и расположенной в более пологом крыле складки и, отчасти, в своде, где условия концентрации были более благоприятными.

III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД БАРАНЧИНСКОГО МАССИВА

Как указывалось выше, в строении Баранчинского массива принимают участие разнообразные породы от дунитов до кварцевых диоритов, но преобладающее развитие имеют породы габбро (фиг. 2).

Ультраосновные породы, представленные дунитами, перидотитами и пироксенитами, расположены, в основном, в западной части Баранчин-

ского массива, образуя горы Голую, Толстую и Синюю. Восточная и север-восточная часть полосы основных пород, как это характерно для пород всего платиноносного комплекса Урала, сложена габбро и диоритами.

Приводимое ниже петрографическое описание пород дано в системе, соответствующей их основности и зональности с запада на восток, исключение составляют ультраосновные породы, описание которых дано по характеру их распространения. В этом порядке изучены и описаны нами пироксениты, перидотиты, дуниты, роговообманковое габбро, габбро-нориты, биотитсодержащее габбро, оливиновое габбро. Пироксеновое габбро и диориты будут описаны в геолого-петрографической характеристике оруденелых участков.

1. Пироксениты

Пироксениты Баранчинского массива развиты преимущественно в западной его части, где они слагают наибольшие высоты массива — горы Синюю, Голую и Толстую. Более мелкие тела пироксенитов расположены в бассейне р. Баранчи от широты Баранчинского завода примерно до Гаревского болота. Отдельные выходы их встречены также в юго-восточной части массива (Баронское, Ухово-Мостовское, Ключевское месторождения).

Пироксениты гор Синея, Толстой и Голой залегают в виде крупных штоков. В районе Ключевского и Ухово-Мостовского месторождений, а также в районе горы Орулихи они залегают в виде небольших шпиров. Пироксениты, вмещающие Баронское месторождение, образуют вытянутые жилоподобные тела. Контакты пироксенита с габбро постепенные.

В восточной части массива пироксениты почти отсутствуют, они встречены только на Волковском месторождении в виде мелких шпиров, обогащенных титано-магнетитом и апатитом среди пироксенового габбро.

По внешнему виду пироксениты представляют собою свежую массивную породу темнозеленого или буровато-зеленого цвета. Преобладают среднезернистые или крупнозернистые разновидности. Мелкозернистые пироксениты занимают подчиненное положение и имеют характер гнездообразных скоплений или жил среди более крупнозернистых пироксенитов. Отчетливо выражена жильная форма проявления мелкозернистых пироксенитов на восточном склоне горы Толстой (Шумиха).

По минералогическому составу среди пироксенитов могут быть выделены разновидности, содержащие оливин, роговую обманку, повышенную концентрацию магнетита, а также пироксениты, содержащие небольшое количество сосюритизированного плагиоклаза. Наиболее распространены пироксениты, содержащие оливин. Значительно менее развиты пироксениты с роговой обманкой и плагиоклазом.

Пироксенит в основном сложен крупными свежими кристаллами пироксена, к которому в вышеперечисленных разновидностях присоединяется оливин, магнетит, роговая обманка, сосюритизированный плагиоклаз.

Пироксен — диаллаз ($cNg = 38^\circ$) образует крупные свежие кристаллы. Некоторые кристаллы испещрены многочисленными мелкими вростками роговой обманки, большая часть которых вытянута вдоль спайности и одинаково ориентирована (фиг. 4). Повидимому, роговая обманка образовалась в магматическую фазу.

Нередко наблюдаются также в пироксенах выделения тончайших пластинок рудного минерала по спайности. По пироксену и роговой об-

манке местами развивается хлорит. Количество оливина варьирует от единичных зерен до содержаний, приближающих пироксенит к верлитам. Зерна оливина свежие, или серпентинизированные, почти всегда зажаты между пироксенами. При серпентинизации выделяется вторичный магнетит.

Апатит отмечается исключительно редко, как аксессуарный минерал, и только в отдельных участках (восточный склон горы Синеи) он дает значительные скопления.

Магнетит обычно содержится в пироксенитах как второстепенный минерал, в отдельных же участках, например на восточном склоне горы Синеи, магнетит составляет до 20% и более. Ангдральные зерна магнетита выполняют промежутки между другими минералами, образуя при этом сидеронитовую структуру, так что в участках, обогащенных магнетитом, породу правильной было бы называть косвитом.

Среди описываемых пироксенитов встречены также пегматоидные разновидности их. Характерным фактом является наличие в них полевошпатовых и магнетитовых прожилков, причем полевошпатовые прожилки секут породу, магнетитовые же секут не только породу, но и прожилки полевого шпата. Следовательно, магнетит выделялся уже после кристаллизации силикатов и вкрапленной руды.

Приводим анализ магнетита из магнетитовой жилы на восточном склоне горы Синеи (в вес. %).¹

SiO ₂	5.90	CoO	0.005
TiO ₂	5.28	CaO	2.62
Al ₂ O ₃	5.30	Na ₂ O + K ₂ O	нет
Cr ₂ O ₃	0.16	P ₂ O ₅	0.03
Fe ₂ O ₃	49.75	S	0.01
FeO	24.63	CuO	следы
MnO	0.27	H ₂ O ⁻	0.07
MgO	5.11	H ₂ O ⁺	0.84
		Сумма	99.27

Как видно из анализа, этот титаномагнетит по содержанию TiO₂ близок к титаномагнетитам Волковского месторождения, однако в нем присутствует Cr₂O₃, чего не отмечено в рудах последнего.

Район Баронского месторождения сложен габбро, среди которого обособляются пироксениты, имеющие жилоподобную форму и прослеживающиеся с перерывами в длину около 2 км (мощность 220—250 м, падение на СВ под углом 80°). В месторождении встречаются крутопадающие жилы, линзы и гнезда титаномагнетита в пироксените.

Пироксениты представлены тремя разновидностями: 1) мелкозернистыми бесполевошпатовыми пироксенитами, 2) среднезернистыми с редкими выделениями полевого шпата и 3) полевошпатовыми пироксенитами со значительным содержанием полевого шпата. Между всеми этими разновидностями существуют почти незаметные переходы.

Мелкозернистые бесполевошпатовые пироксениты непосредственно вмещают богатую титаномагнетитовую руду, образуя с ней довольно резкий контакт. Под микроскопом видно, что они состоят почти исключительно из моноклинного пироксена; лишь в небольшом количестве к нему присоединяется титаномагнетит, образуя ангдральные зерна между пироксенами. Редкие более идиоморфные зерна титано-

¹ Химическая лаборатория Института геологических наук. Аналитик Ю. С. Нестерова.

магнетита включены в пироксены, при этом вокруг них появляются каемки бурой роговой обманки.

Пироксениты со спорадическим полевым шпатом представляют среднезернистые породы с мелкой вкрапленностью титаномагнетита. Порода состоит почти нацело из свежих кристаллов моноклинного пироксена, местами слабо амфиболизированного (особенно на границе с титаномагнетитом). Только небольшую часть составляют титаномагнетит (местами замещаемый лейкоксеном), плагиоклаз и апатит. Плагиоклаз образует ксеноморфные зерна, зажатые между пироксенами. Зерна плагиоклаза полностью превращены в полупрозрачную массу соссурита, не сохраняется даже реликтов плагиоклаза.

С увеличением содержания полевого шпата в среднезернистых пироксенитах получают полевошпатовые пироксениты, т. е. породы переходного типа от пироксенитов к габбро. Характерной особенностью их является весьма неравномерное, кучное распределение полевого шпата. В состав породы входят моноклинный пироксен, соссуритизированный плагиоклаз, титаномагнетит, апатит, вторичные — компактная бурая роговая обманка, уралит, серпентин, хлорит, минералы группы соссурита, эпидот, серицит, вторичный магнетит. По сравнению с предыдущими разностями здесь отмечается повышенное содержание апатита.

В пироксенитах Баронского месторождения встречены зерна зеленой шпинели, расположенные, главным образом, среди титаномагнетита.

2. Перидотиты

Перидотиты занимают в Баранчинском массиве подчиненное место. Они обнаружены большими участками среди пироксенитов на горах Синей, Голой и Толстой и среди некоторых штоков пироксенитов в бассейне р. Баранчи.

Перидотиты представлены, главным образом, верлитами и состоят, в основном, из оливина и диаллага. Значительно реже встречаются разновидности, содержащие роговую обманку, и совсем редки перидотиты с ромбическим пироксеном. Обычно перидотиты сильно серпентинизированы.

Мелкие тела перидотитов были встречены также на Ключевском участке, где с ними связано месторождение титаномагнетита.

Перидотиты Ключевского месторождения почти нацело серпентинизированы; сохраняются только незначительные реликты оливина. В результате главными породообразующими минералами перидотита являются серпентин и титаномагнетит, к которым в тех или других количествах присоединяется апатит. Кроме того, местами встречаются единичные зерна реликтового оливина, пироксена и роговой обманки. Из вторичных минералов, кроме серпентина, в ничтожных количествах встречаются хлорит и кальцит.

Несмотря на сильную серпентинизацию, очертания зерен оливина все же сохраняются, и видно, что основная часть руды выделяется в промежутках между зернами оливина. При значительных скоплениях титаномагнетита появляется сидеронитовая структура. Многие зерна титаномагнетита корродированы.

Апатит распределен крайне неравномерно и приурочен, главным образом, к руде. Зерна апатита достигают 1—1.5 мм, идиоморфны, цементируются титаномагнетитом, который местами проникает по трещинкам в апатите.

Титаномагнетит образует прослойки в перидотите, в результате чего получается полосчатая руда или небольшие шпильки, размер которых исчисляется десятками сантиметров.

Приводим анализ титаномагнетита (обр. 112) из Ключевского месторождения (в вес. %).¹

SiO ₂	14.35	CuO	0.04
TiO ₂	1.29	CoO	0.00
Al ₂ O ₃	6.24	Na ₂ O	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	K ₂ O	0.19
Fe ₂ O ₃	42.31	P ₂ O ₅	0.06
FeO	18.16	H ₂ O ⁻	0.24
MnO	0.25	H ₂ O ⁺	2.52
MgO	10.00		
CaO	4.75	Сумма	100.45

Из анализа видно, что в титаномагнетитовой руде содержится пониженное количество TiO₂. Это характерно, как мы увидим ниже для титаномагнетитовых руд, связанных с ультраосновными породами.

3. Дуниты

В Баранчинском массиве дуниты имеют незначительное распространение. Отдельные мелкие выходы их встречены в массивах пироксенитов гор Синеи и Толстой, преимущественно в центральных частях массивов. Состоят они почти нацело из оливина. В виде незначительной примеси к оливину присоединяются единичные зерна пироксена и магнетита. Зерна оливина трещиноваты; по трещинам выделяется рудное вещество. Большая часть дунитов сильно серпентинизирована, но встречаются участки с совершенно свежим оливином, в котором серпентин можно наблюдать только в тонких трещинках между зернами оливина.

4. Роговообманковое габбро

Роговообманковое габбро распространено преимущественно в западной части Баранчинского массива в районах гор Синеи, Голой и Толстой, причем оно как бы окаймляет крупные массивы пироксенитов. Отдельные выходы роговообманкового габбро встречены около мелких перидотитовых массивов, в бассейне р. Баранчи, а также близ г. Кушвы.

По внешнему виду — это среднезернистая порода «пестрого» сложения, обусловленного контрастным сочетанием почти черной роговой обманки с серовато-белым полевым шпатом. Местами в породе наблюдается полосчатость.

Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, ромбический пироксен, биотит, магнетит, апатит. Вторичные — минералы группы соссюрита, хлорит, цоизит, эпидот, сфен, серицит.

Обычно роговообманковое габбро сильно изменено, и только изредка встречаются свежие участки. Изменение габбро выражается в чрезвычайно сильной соссюритизации плагиоклазов, благодаря чему часто не сохраняется даже реликтов их. Только на восточном склоне горы Синеи обнаружены свежие плагиоклазы. Соссюритизированный плагиоклаз и роговая обманка являются главными породообразующими минералами.

Плагиоклаз относится к лабрадору и битовниту (№ 56—54 и № 73, 74).

¹ Анализ выполнен в Химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР. Аналитик Р. Е. Арест-Якубович.

Роговая обманка с ясным плеохроизмом: Ng — густо-зелёный, Np — желтовато-зелёный, cNg = от 15 до 26°. Относится к обыкновенной роговой обманке. В породе она образует короткопризматические или удлиненнопризматические кристаллы, довольно часто с включениями магнетита. Изредка в ней можно наблюдать включения апатита. В некоторых редких кристаллах роговой обманки сохраняются реликтовые зерна диопсида (фиг. 5).

По роговой обманке отдельными участками (очень часто внутри кристаллов) развивается хлорит. Местами хлоритизация сопровождается появлением очень мелких зернышек сфена.

Апатит появляется спорадически, в большинстве случаев он представлен мелкими идиоморфными кристалликами, заключёнными в роговой обманке или магнетите, реже можно наблюдать включения апатита в плагиоклазе, только в одном из шлифов с восточного склона горы Синей были обнаружены крупные и довольно частые зерна его.

Магнетит составляет в породе 3—10%. Большая часть его образует в породе ангедральные зерна, расположенные между кристаллами роговой обманки или внутри их; значительно реже встречаются зерна магнетита среди плагиоклазов. Мелкие идиоморфные зерна магнетита встречаются в виде включений в пироксенах или роговой обманке.

Особенно повышенное содержание магнетита наблюдается на склонах горы Синей в виде тончайших орастаний с роговой обманкой. Эти породы упоминаются в литературе под названием «синегорки». На восточном склоне горы Синей имеется несколько старых выработок, из которых, вероятно, добывали роговообманковую породу с повышенным содержанием магнетита — «синегорку».

Значительных концентраций сульфидов меди в роговообманковом габбро не обнаружено. Сульфиды встречаются исключительно редко, в виде единичных мелких зёрен.

Ниже приводим химический анализ роговообманкового габбро (обр. 211) (в вес. %).¹

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	39.60	0.6590
TiO ₂	1.60	0.0200
Al ₂ O ₃	19.93	0.1954
Fe ₂ O ₃	5.60	0.0350
FeO	8.06	0.1116
MnO	0.23	0.0034
MgO	6.94	0.1716
CaO + SrO	13.00	0.2320
BaO	Не найд.	
Na ₂ O	1.42	0.0232
K ₂ O	0.52	0.0053
P ₂ O ₅	0.23	0.0014
Cl	Не найд.	
H ₂ O ⁻	0.14	0.0065
H ₂ O ⁺	2.60	0.0890
Сумма	99.87	

Из анализа видно, что габбро характеризуется невысоким содержанием TiO₂. Возможно, что часть ванадия здесь связана с железом, находящимся в роговой обманке.

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Геологического института Академии Наук. Аналитик В. Н. Малышева.

5. Габбро-нориты

Присутствие в габбро Баранчинского массива ромбического пироксена отмечается довольно часто. Скопления же ромбического пироксена до количеств, присущих габбро-норитам, встречены к югу от Кушвы, на западном и южном склоне горы Синей, на Шумихе, на возвышенностях Песьяночной Орулихи, Шихвальной, на юге горы Лиственной, на горе Волковской и др. Больших площадей габбро-норитов не обнаружено, повидимому они образуют небольшие участки среди оливиновых и биотитовых габбро.

Несколько особняком стоят мелкозернистые габбро-нориты, распространенные к югу от Кушвы и на восточном склоне горы Синей, где они образуют переслаивание с мелкозернистыми диоритами. Эти породы описаны О. А. Воробьевой в составе полосатого инъекционного комплекса (1946).

Габбро-нориты представляют собою мелкозернистые и среднезернистые породы, чрезвычайно однородного сложения. Они в основном состоят из плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов и магнетита; как второстепенные минералы присутствуют оливин, роговая обманка, апатит и биотит (очень редко). Вторичные минералы развиты в очень небольшом количестве, т. е. порода отличается относительно свежестью.

Плагиоклаз — лабрадор (№ 52, 62, 67) является главным породообразующим минералом. Зерна его свежие, кое-где на них наблюдаются землистые скопления сосюрита.

Темноцветные минералы — моноклинный и ромбический пироксен (гиперстен). Они с титаномagnetитом заметно обособляются от плагиоклазов.

Количество гиперстена колеблется от единичных зерен до нескольких процентов, но во всех случаях он развит в заметно меньших количествах, чем моноклинный пироксен. Зерна гиперстена встречаются обособленно, но чаще тесно срastaются с моноклинным пироксеном; $2V =$ от -54 до -65° . Ромбический и моноклинный пироксены местами, с периферии, замещаются бледнозеленой роговой обманкой.

Магнетит присутствует постоянно в виде ангдральных зерен, приуроченных к темноцветным минералам породы, или в виде более мелких овальных включений в других минералах. Апатит редок, одиночные мелкие зерна его располагаются между темноцветными минералами или около рудных зерен.

В отдельных участках породы развита светлорубая роговая обманка в форме крупных неправильных зерен, включающих в себя пироксены, плагиоклаз и магнетит. Структура породы — габбровая.

6. Биотитсодержащее габбро

Это габбро слагает полосу в центральной части массива и образует ряд возвышенностей, расположенных вдоль линии железной дороги от широты Баранчинского завода до горы Песьяночной. С запада биотитсодержащее габбро граничит с породами инъекционного комплекса, к востоку постепенно переходит в оливиновое габбро. В биотитсодержащем габбро близ инъекционного комплекса встречено сравнительно большое количество плагиоаплитовых и граноаплитовых жил, вытянутых в меридиональном направлении. Характерным для данной разновидности габбро являются: 1) почти постоянное присутствие ромбического пироксена и оливина от единичных зерен до содержания, при-

сущего габбро-нориту или оливиновому габбро, 2) наличие довольно крупных пластинчатых выделений биотита.

В литературе эта разновидность габбро не упоминается. Повидимому биотитсодержащее габбро частью относили к габбро-норитам, частью к оливиновым габбро.

По внешнему виду это габбро представляет собою светлую среднезернистую или крупнозернистую породу с выделениями биотита, образующего сравнительно крупные пластинки, то обособленные, то собранные в пачки (более часто).

При микроскопическом исследовании в породе обнаруживается следующий минералогический состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, биотит, оливин, роговая обманка, магнетит, апатит, сфен; вторичные — минералы группы соссюрита, серицит, пренит, серпентин, тальк.

Плагиоклаз образует в породе большей частью крупные двойникованные таблитчатые кристаллы с редкими включениями апатита, магнетита и пироксена. Наряду с крупными кристаллами присутствуют мелкие кристаллы с овальными очертаниями. По плагиоклазам в различной степени развиваются соссюрит, серицит и редко пренит. Подмечено, что в разностях с оливином плагиоклазы почти не подвержены вторичным изменениям, тогда как в разностях с гиперстеном плагиоклазы изменены в значительной степени. Кроме того, крупные кристаллы изменены сильнее, чем мелкие. Состав плагиоклаза различен, наряду с лабрадором и битовнитом присутствует андезин (№ 47, 58, 63, 66, 70, 72, 85). Более основной плагиоклаз встречается в разностях с оливином. Наблюдаются зональные плагиоклазы.

Моноклинный пироксен представлен диопсидом: $cNg = 32-39^\circ$, $2V =$ от $+60$ до $+66^\circ$. Он образует в породе крупные короткопризматические кристаллы, нередко изобилующие мелкими включениями плагиоклаза и магнетита. Кроме того, в пироксенах можно наблюдать чешуйки биотита.

Отдельные кристаллы пироксена в большей или меньшей степени замещаются роговой обманкой, причем вростки последней настолько мелки и так часты, что некоторые кристаллы пироксена буквально испещрены роговой обманкой. Роговая обманка развивается также каемками вокруг пироксена и титаномагнетита (фиг. 6).

Характерно, что в описываемой полосе биотитового габбро ромбический пироксен распространен главным образом в западной части близ инъекционного комплекса, а оливин в восточной части полосы.

Ромбический пироксен — гиперстен является постоянным минералом данного типа габбро, за исключением разностей, содержащих оливин. Содержание гиперстена варьирует от единичных кристаллов до количеств, присущих габбро-норитам. Гиперстен образует в породе большей частью крупные удлиненно-призматические кристаллы, содержащие изредка в виде включений мелкие таблички плагиоклаза, зерна магнетита и листочки биотита. Гиперстен обычно бесцветен, местами имеет нежнорозовую окраску и в этих случаях слабо плеохроирует; $2V =$ от -55 до -57° . Наряду с самостоятельными кристаллами встречены мелкие зерна ромбического пироксена, включенные в роговую обманку. Интересна форма выделения этих включений, образующих как бы цепочки в роговой обманке (фиг. 7).

Оливин пользуется довольно широким распространением, особенно в восточной части полосы, как отмечено уже выше. Зерна оливина крупные, свежие, $2V$ оливина = от $+80$ до $+82^\circ$. Изредка в оливине наблюдаются мелкие кристаллики апатита и магнетита. Очень редки случаи его замещения серпентином или тальком. Обычно зерна оливина

располагаются между пироксенами или плагиоклазами. Интересным фактом является наличие ксеноморфных зерен оливина по отношению к плагиоклазу (фиг. 8).

Биотит распространен повсеместно в тех или иных количествах. Наблюдаются различные формы его выделения: 1) крупные пластинки биотита, находящиеся в сростании с плагиоклазом, реже пироксеном (фиг. 9); при этом более крупные плагиоклазы сосюритизированы, мелкие же, включенные в биотит, совершенно не разложены; 2) крупные пластинки, как бы зажатые между плагиоклазами или пироксенами; 3) более мелкие листочки, беспорядочно разбросанные в породе (чаще они встречаются около титаномагнетита или темноцветных минералов); 4) в форме червеобразных сростаний с ромбическим пироксеном, напоминающих графическую структуру, причем выделяются мелкие зернышки альбита (фиг. 10). Подмечено, что крупные пластинчатые выделения биотита распространены, главным образом, в разности, не содержащей оливина.

Титаномагнетит встречается всюду, наибольшая же концентрация его отмечается в восточной части полосы, в разности с оливином. Намечается несколько форм выделения титаномагнетита:

1. Большая часть титаномагнетита образует довольно крупные ангдральные зерна, располагающиеся между другими, преимущественно темноцветными, минералами породы. Здесь следует отметить тесную ассоциацию титаномагнетита с биотитом. Обычно пластиночки биотита располагаются вокруг рудных зерен. Встречены листочки биотита с включениями рудного минерала.

2. Незначительная часть титаномагнетита выделяется в виде мелких, местами овальных кристаллов в пироксенах, оливине и реже в плагиоклазе.

3. Наблюдаются случаи выделения магнетита в моноклинном пироксене в виде мельчайших параллельных пластинок, ориентированных под углом 45° к спайности по призме (местами в двух пересекающихся направлениях).

4. Встречаются графические сростания с диопсидом, гиперстеном или роговой обманкой (фиг. 11).

Апатит существенной роли в породе не играет. Мелкие кристаллы его встречаются в виде включений, более крупные же располагаются между темноцветными минералами (иногда среди плагиоклазов), а также около рудных зерен. Повышенное содержание апатита отмечается в районе Песчанского месторождения.

В биотитсодержащем габбро расположено Песчанское месторождение. Порода представляет здесь трещиноватое и выветрелое габбро, причем оруденение проявляется медной зеленью с поверхности и борнитом на глубине 8.5 м. Сульфиды меди обнаружены нами только в ассоциации с плагиоаплитовыми прожилками.

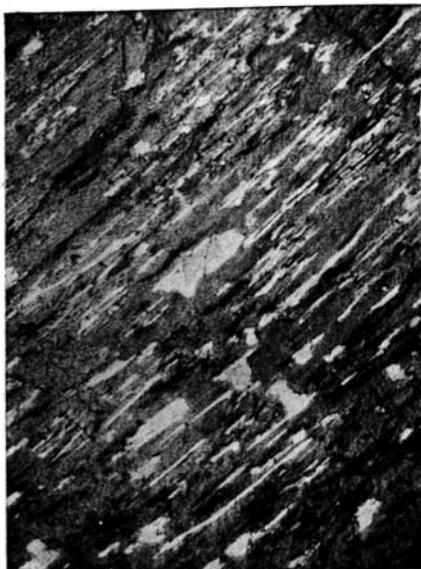
Резюмируя петрографические особенности биотитсодержащего габбро, можно наметить ряд отличий восточной части полосы от западной, а именно (с запада на восток):

1) резкое увеличение содержания оливина;

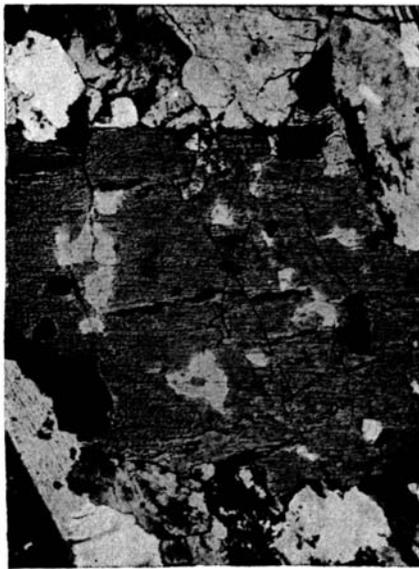
2) почти полное исчезновение ромбического пироксена; зерна его появляются как исключение;

3) смена светлозеленоватой роговой обманки коричневой роговой обманкой, которая образует сравнительно тонкие реакционные каемки вокруг рудного минерала;

4) заметное уменьшение содержания биотита; он представлен не крупными пластинками, а небольшими листочками, появляющимися вокруг магнетита и пироксена;



4



5



6



7

- Фиг. 4. Пироксенит. Мелкие вроски роговой обманки (светлое) в пироксене (темно-серое). $\times 46$. Николи +
- Фиг. 5. Реликты пироксена (светлосерое) в роговой обманке (темносерое). $\times 45$. Николи +
- Фиг. 6. Каемка роговой обманки вокруг титаномагнетита и пироксена. $\times 45$. Николи ||
- Фиг. 7. Овальные зерна ромбического пироксена в роговой обманке, вытянутые в виде цепочки. $\times 45$. Николи ||



8



9

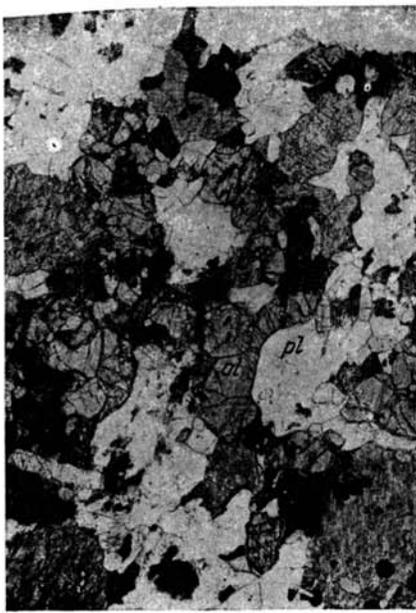


10



11

- Фиг. 8. Ксеноморфные зерна оливина (Ol) среди плагиоклазов(Pl). $\times 40$. Николи +
 Фиг. 9. Крупная пластинка биотита, содержащая включения пироксена (серое) и
 плагиоклаза (белое). $\times 45$ Николи ||
 Фиг. 10. Графическое срастание биотита (темносерое) с ромбическим пироксеном
 (светлосерое). На границе ромбического пироксена с биотитом появляются
 многочисленные мелкие выделения альбита (белое). $\times 46$. Николи ||
 Фиг. 11. Графическая структура магнетита с пироксеном. $\times 90$. Николи ||



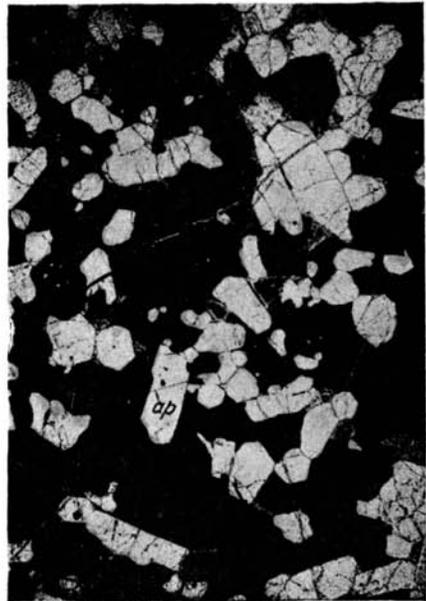
12



13



14



15

Фиг. 12. Оливиновое габбро. $\times 17$. Николи ||

Фиг. 13. Каемки сосюрита вокруг титаномагнетита. Титаномагнетит — черное, сосюрит — серое, плаггиоклаз — белое. $\times 40$. Николи ||

Фиг. 14. Сосюритизированный плаггиоклаз (темносерое). Псевдоморфозы серпентина (белое), ровная роговообманковая каемка (серое), повторяющая все очертания псевдоморфоз. $\times 25$. Николи ||

Фиг. 15. Кристаллы апатита (белое) в магнетите (черное). $\times 45$. Николи ||

5) расположение плагиоаплитовых и аплитовых жил только в западной части биотитового габбро близ инъекционного комплекса.

Кроме того, характерную особенность биотитового габбро составляют:

1) сильная сосюритизация крупных зерен плагиоклаза, которые выделялись раньше биотита; мелкие зерна плагиоклаза, включенные в биотит, остаются неизмененными;

2) наличие графических сростаний биотита с ромбическим пироксеном, причем на границах биотита и пироксена выделяется альбит;

3) связь сульфидного оруденения с плагиоаплитовыми прожилками.

Принимая во внимание все сказанное выше, а также падение пород инъекционного комплекса под биотитовое габбро, можно предположить, что образование биотита и отчасти ромбического пироксена является вторичным и обусловлено воздействием тех растворов, с которыми связано образование пород инъекционного комплекса (см. выше, стр. 6 и 7).

7. Оливинное габбро

Оливинное габбро имеет довольно широкое распространение, образуя участки среди габбро других типов. Оно развито, главным образом, на горе Лиственной (вдоль всего хребта), на горе Волковской, на горах Орулихе и Шихвальной на возвышенности в Круглом болоте и др.

Кроме того, оливинное габбро довольно широко развито в юго-восточной части массива (Клюевское, Ухово-Мостовское месторождения), но отличается здесь от того же габбро в других местах характером вторичных изменений, о чем будет сказано ниже.

В оливинном габбро изредка отмечается вкрапленность сульфидов меди (борнит и халькопирит), например на юге горы Лиственной и к югу от Баранчинского завода (Песчанское месторождение).

Оливинное габбро представляет собою обычно среднезернистую или мелкозернистую породу темного цвета с заметным буроватым оттенком. Порода имеет однородное сложение. Различаются мезократовые и меланократовые разности. Закономерностей в их распределении не наблюдается.

Минералогический состав породы: плагиоклаз, диопсид, оливин, гиперстен, роговая обманка, магнетит, апатит, ромбический пироксен, биотит (фиг. 12). Вторичные минералы — сосюрит, серпентин, тальк, слюдоподобный минерал амфибол, цоизит, эпидот, хлорит, серицит, сфен.

Главным породообразующим минералом является плагиоклаз, относящийся к лабрадору и битовниту (№ 57, 64, 66, 70, 72, 86). Он представлен таблитчатыми кристаллами, всегда с полисинтетическим двойникованием. Плагиоклаз свежий, но в отдельных участках по нему развивается сосюрит, при этом в полупрозрачной массе сосюрита часто отчетливо выделяются зерна цоизита и реже эпидота. Сосюритизированные участки резко отделяются от неизменной части плагиоклаза. Кроме того, на кристаллах плагиоклазов наблюдаются редкие чешуйки серицита.

Пироксен-диопсид или авгит: $cNg =$ от 30 до 46°. Зерна пироксена свежие, более крупные из них содержат мелкие включения апатита, магнетита, пластинки плагиоклаза. Пироксен группируется совместно с другими цветными минералами, совместно с апатитом и магнетитом он обособляется от плагиоклазов.

Мелкими неправильными образованиями по пироксену развивается коричневая и бледнозеленая роговая обманка. Коричневая роговая об-

манка более часто встречается на горе Лиственной. Она же образует довольно крупные компактные зерна, как бы выполняющие промежутки между другими минералами породы. Характерны тонкие реакционные каемки роговой обманки вокруг пироксена, оливина и, особенно часто, вокруг зерен титаномагнетита.

Ромбический пироксен встречается исключительно редко в виде мелких единичных зерен среди темноцветных минералов породы.

Оливин является постоянным минералом, но развит в меньших количествах, чем пироксен. Зерна оливина различных размеров почти постоянно располагаются среди пироксенов, а местами встречаются и в пироксене. Очертания их в большинстве случаев овальные, реже неправильные, в некоторых зернах оливина можно наблюдать мелкие зерна апатита или магнетита. Наличие включений в пироксенах указывает на более раннюю кристаллизацию оливина, но наблюдались факты, говорящие за то, что оливин выделялся не только позднее пироксена, но, в единичных случаях, и позднее плагиоклаза. Например, на фиг. 8 видны резко ксеноморфные зерна оливина, почти окружающие плагиоклаз.

В некоторых участках по оливину развиваются вторичные минералы — тальк, слюдopodobный минерал, в подчиненных количествах серпентин, амфибол, так что наряду с совершенно свежими зернами оливина (даже в одном шлифе) можно наблюдать полные псевдоморфозы по оливину.

Апатит присутствует в породе постоянно в заметных количествах в виде мелких кристаллов, группирующихся с темноцветными минералами и титаномагнетитом. При этом идиоморфные зерна апатита располагаются на границе между цветными минералами вокруг оливина, но более тесный парагенезис у него с титаномагнетитом, причем зерна апатита или включены в титаномагнетит или срastaются с ним. Никаких реакционных явлений между апатитом и магнетитом не подмечено.

Титаномагнетит преимущественно выделяется в виде более или менее крупных ангдральных зерен, выполняющих промежутки между цветными минералами породы. При повышенном содержании титаномагнетита появляется сидеронитовая структура. Как уже отмечалось выше, на границе титаномагнетита с пироксеном часто наблюдается узкая каемка роговой обманки. Значительно реже замечается узкая каемка соссюрита на границе титаномагнетита с плагиоклазом (фиг. 13). Интересно, что последние каемки чаще всего встречаются в оливиновом габбро горы Лиственной. Незначительная часть рудного минерала образует мелкие включения в других минералах. Отмечаются единичные выделения рудного минерала в форме графических срastаний с ромбическим пироксеном.

Порода свежая, вторичные минералы развиты слабо. Структура породы — габбровая, отличительной ее особенностью является обособление темноцветных минералов и апатита от плагиоклазов.

Широко распространены разности габбро, содержащие оливин, в южной части Баранчинского массива (районы Клюевского и Ухово-Мостовского месторождений).

Оливиновое габбро южного участка совершенно отлично от описанного выше оливинового габбро горы Лиственной и др. Оно отличается неоднородным сложением, т. е. характеризуется наличием участков различной крупности зерна (появление крупнозернистых, вплоть до пегматоидных участков) и широким развитием вторичных минералов (тогда как описанное выше габбро характеризуется очень незначительным содержанием вторичных минералов).

Оливиновое габбро южного участка, по данным изучения под микроскопом, имеет обычно следующий минералогический состав: реликто-

вый плагиоклаз, пироксен, оливин, роговая обманка, титаномагнетит, апатит, шпинель; вторичные — соссюрит, серпентин, тальк, хлорит, цоизит, эпидот, пренит, сфен, актинолит, серицит, кварц.

Плагиоклазы почти нацело превращены в полупрозрачную массу соссюрита, где значительная роль принадлежит цоизиту. Местами среди соссюритовой массы можно наблюдать мелкие чешуйки хлорита, пренит, очень мелкие чешуйки серицита. Реликты плагиоклаза относятся к битовниту (№ 73—82). Пироксен-диопсид ($cNg = 39—41^\circ$) образует крупные свежие кристаллы, почти не амфиболизированные.

Оливин характеризуется неравномерным распространением в породе. Очень редко зерна оливина сохраняются свежими, обычно встречаются полные серпентиновые псевдоморфозы, реже тальковые. Расположение зерен оливина кучное (реже встречаются одиночные зерна), и при полных псевдоморфозах серпентиновые участки принимают самые разнообразные очертания (фиг. 14). На микрофото видны псевдоморфозы серпентина, окруженные узкой полоской роговой обманки. Вокруг псевдоморфоз серпентина или талька почти постоянно наблюдаются реакционные каемки, повторяющие все очертания серпентиновых псевдоморфоз. Непосредственно у серпентина наблюдается четкая тонкая оторочка из бледно окрашенной роговой обманки, за которой следует более расплывчатая кайма хлорита. Роговая обманка образует каемки вокруг псевдоморфоз серпентина, реже более широкие каймы вокруг пироксена и титаномагнетита. Обычно она бледно окрашена — светлого голубовато-зеленоватого цвета.

Апатит присутствует в породе повсеместно в том или ином количестве. Незначительная часть его образует мелкие включения в других минералах, основная же часть выделяется в виде кристаллов, зажатых в промежутках между другими минералами породы, причем местами крупные зерна апатита имеют резко ксеноморфные очертания, местами же кристаллы апатита образуют скопления, в некоторых случаях вытянутые наподобие прожилков. Особой приуроченности апатита к темноцветным минералам не наблюдается, очень часто крупные зерна его встречаются и среди плагиоклаз. Нередко зерна апатита располагаются вокруг оливина, как бы окружают его.

Титаномагнетит распределен в породе крайне неравномерно, от единичных зерен в шлифе до значительных концентраций (в некоторых местах титаномагнетит совершенно отсутствует, и в шлифе можно наблюдать выделения рудного минерала только при серпентинизации оливина). Выделения титаномагнетита ксеноморфны, обычно выполняют промежутки между другими минералами породы. При значительных его концентрациях появляется сидеронитовая структура.

Зеленая шпинель присутствует в породе исключительно редко. Мелкие зерна ее встречены около титаномагнетита и среди соссюритизированного плагиоклаза.

Кварц встречен единичными зернами в псевдоморфозах серпентина по оливину. Кварц вторичный и, повидимому, проник по трещинкам в серпентине.

Структура оливинового габбро южного участка выражена неясно, так как основные минералы, слагающие породу, почти полностью разрушены.

Химический состав габбро с горы Лиственной и с участка Ключевского месторождения характеризуется анализами (см. табл. на стр. 20), из которых видно, что оливиновое габбро горы Лиственной имеет повышенную концентрацию сульфидов и меньшее количество P_2O_5 . Эти данные хорошо увязываются с микроскопическими наблюдениями. Отмеченная в породах Ключевского месторождения повышенная концент-

рация апатита и повышенная вкрапленность титаномагнетита подтверждаются повышенными цифрами TiO_2 и V_2O_5 в анализах.

Компоненты	Обр. 224 ^a , гора Лист- венная	Обр. 238, Клюевское месторожде- ние
SiO_2	37.02	36.34
TiO_2	0.59	1.02
Al_2O_3	10.75	13.88
Cr_2O_3	0.00	0.00
Fe_2O_3	5.57	7.79
FeO	10.03	7.14
MgO	11.31	9.20
MnO	0.19	0.23
CaO	17.07	16.02
ZnO	0.00	0.00
CuO	2.48	0.90
NiO	0.00	0.00
CoO	0.00	0.00
P_2O_5	2.15	3.32
Na_2O	0.19	0.66
K_2O	0.12	0.57
S общ.	0.70	0.17
H_2O^-	0.15	0.20
H_2O^+	1.46	2.24
Сумма	99.78	99.68
	— 0.35	— 0.09
	99.43	99.59

Пироксеновое габбро и диориты, расположенные в восточной части массива, будут охарактеризованы нами в следующей главе.

IV. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Баранчинском массиве зафиксировано 12 участков рудоносного габбро; из них наиболее крупным является Лаврово-Николаевский, известный больше под названием Волковского месторождения, затем собственно Волковский, Усольский, Клюевский, 2-й Мостовский и ряд других (фиг. 1).

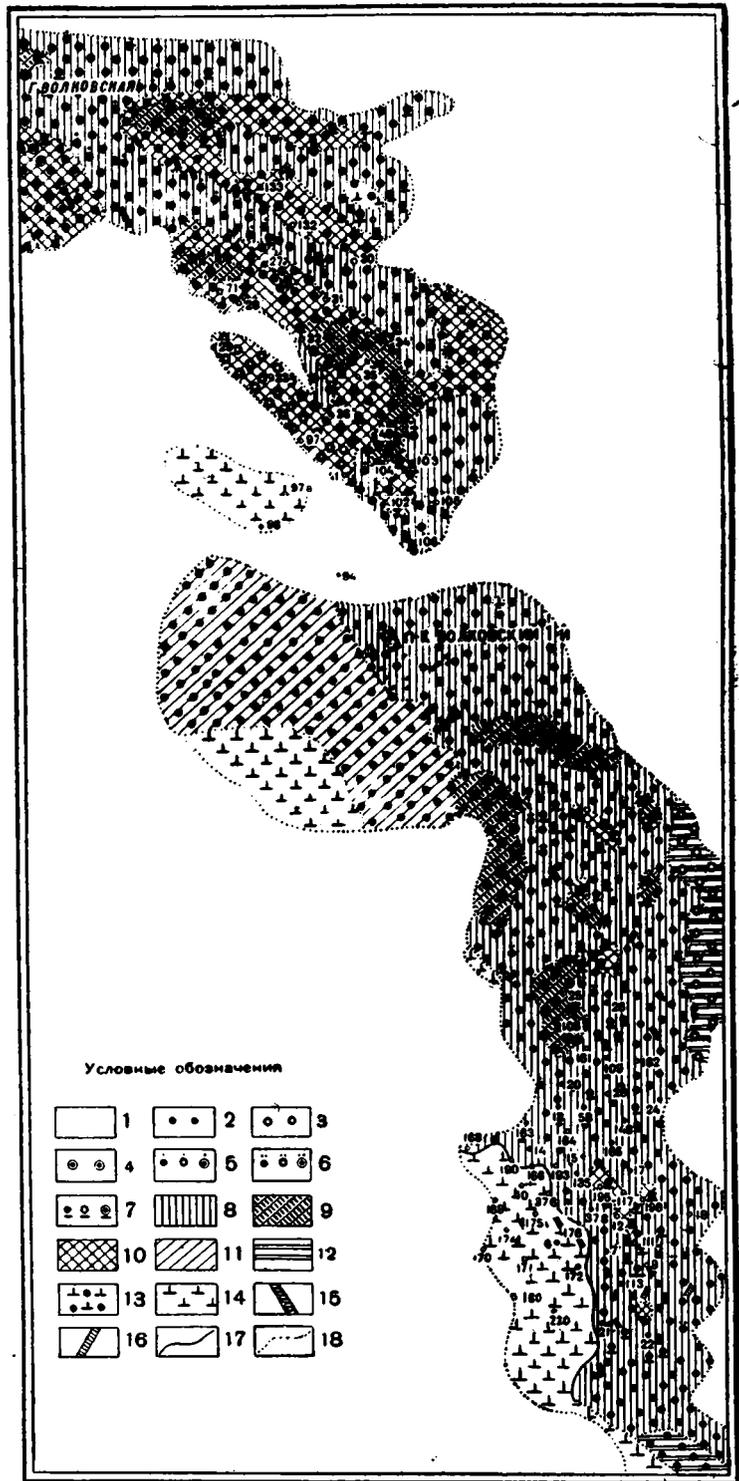
Кроме Волковского месторождения нами были обследованы и другие месторождения, расположенные в Баранчинском массиве, а по двум из них (Усольское и Клюевское) составлены схематические геологические карты.

1. Волковское месторождение

Геология участка этого месторождения освещается на основании произведенной нами в 1942 г. съемки (фиг. 16). Естественные обнажения в районе месторождения почти отсутствуют, вследствие чего элементы залегания пород можно наблюдать лишь в редких случаях. Фактическим материалом для расчленения пород служили шурфы, пройденные на месторождении в 1933 г.

При составлении детальной карты было обращено особое внимание на структурные и текстурные особенности пород и на количественное отношение оливина и биотита в габбро. Кроме этого, выделялось габбро, подвергшееся вторичным изменениям, как то: сосюритизации,

1 — почвенный слой и наносы; 2 — мезократовое габбро; 3 — лейкократовое габбро; 4 — меланократовое габбро; 5 — оливинсодержащее габбро; 6 — биотитсодержащее габбро; 7 — габбро с значительным содержанием вторичных минералов: сосюрита, эпидота, уралита, хлорита, пренита, кальцита; 8 — среднезернистое габбро однородной текстуры; 9 — неравномернозернистое габбро (со слабо выраженной такситовой текстурой); 10 — неоднородное габбро (такситовой текстуры); 11 — габбро офитовой структуры; 12 — габбро с редкими фенокристаллами плагиоклаза; 13 — габбро-диорит; 14 — диорит; 15 — микрогаббро (бербаит); 16 — жильный порфирит; 17 — границы установленные; 18 — границы предполагаемые



Фиг. 16. Геолого-петрографическая карта района месторождений Волковского и Лаврово-Николаевского.

уралитизации, пренитизации, хлоритизации, эпидотизации, кальцитизации. Несомненно, что текстурно-структурные особенности габбро, так же как и минералогический состав их, имеют определенное отношение к вопросам оруденения.

Исследованный район Волковского месторождения сложен следующими породами: габбро ряда разновидностей, диоритами и жильными породами.

А. Габбро

По минералогическому составу и структурным признакам габбро имеет много разновидностей:

По минералогическому составу — оливинсодержащее габбро, габбро-норит, биотитсодержащее габбро, габбро, подвергшееся вторичным изменениям в сильной степени. По количественным соотношениям минералов выделяются соответственно: мезократовое, меланократовое, лейкократовое габбро. По текстурным и структурным особенностям можно выделить: габбро однородной и такситовой текстуры и габбро офитовой структуры.

Кристаллизация отдельных разновидностей габбро, повидимому, была близка по времени, на что указывает отсутствие резких границ между ними.

Описание отдельных разновидностей габбро мы дадим в следующем порядке:

а) мезократовое габбро однородной текстуры, б) мезократовое габбро такситовой текстуры, в) мезократовое габбро офитовой структуры, г) меланократовое габбро, д) лейкократовое габбро такситовой текстуры, е) лейкократовое габбро однородной текстуры с редкими фенокристаллами плагиоклаза, ж) оливинсодержащее габбро, з) габбро-норит, и) биотитсодержащее габбро, к) габбро, измененное вторичными процессами.

а) Мезократовое габбро однородной текстуры

Мезократовое габбро однородной текстуры на площади изученного района развито в широких пределах как на горе Волковской, так и на горе Лаврово-Николаевской. Оно является как бы фоном и включает в себя все разновидности габбро, за исключением лейкократовой (см. карту). Следует при этом отметить, что на горе Волковской описываемая разновидность почти не содержит рудной вкрапленности, тогда как на Лаврово-Николаевской в этом габбро преимущественно сосредоточены сульфиды меди, близ его контакта с диоритами.

Мезократовое габбро однородной текстуры по внешнему облику представляет собою среднезернистую породу серого цвета, местами со слабым зеленоватым оттенком. На горе Лаврово-Николаевской, близ контакта с диоритами, это габбро принимает более пестрый облик; темные, почти черного цвета кристаллы роговой обманки четко выделяются среди полевого шпата. Здесь габбро более сильно подверглось вторичным изменениям: пироксен почти полностью превращен в роговую обманку, а плагиоклаз соскюритизирован.

Мезократовое габбро однородной текстуры имеет следующий минералогический состав: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, апатит, сфен. Вторичные минералы: соскюрит, актинолит, уралит, хлорит, серицит, сфен, пренит, эпидот, карбонаты. Рудные минералы — титаномагнетит, халькопирит, борнит.

Состав плагиоклазов в породе на Лаврово-Николаевском участке колеблется от лабрадора до битовнита, преобладает лабрадор

(№ 52—58). В мезократовом габбро горы Волковской плагиоклаз более основной, чаще встречается битовнит, причем основность битовнита доходит до № 88. Плагиоклазы образуют удлиненно-призматические или таблитчатые кристаллы. Почти всегда плагиоклаз в большей или меньшей степени сосюритизирован и довольно часто кристаллы его полностью превращены в грязно-бурую полупрозрачную массу сосюрита, среди которой местами можно различать мелкие зерна цоизита, эпидота, роговой обманки, пренита, серицита, изредка альбита. В более свежих кристаллах постоянно наблюдается полисинтетическое двойникование.

Пироксен представлен в породе диопсидом: $cNg = \text{от } 36 \text{ до } 40^\circ$; $2V = \text{от } +45 \text{ до } +58^\circ$. Обычно пироксен замещается зеленовато-бурой роговой обманкой, причем замещение чаще идет с периферии кристаллов пироксена. Нередко можно наблюдать кристаллы, буквально испещренные мелкими вростками роговой обманки и в этих случаях вся система мелких зернышек роговой обманки гаснет одновременно. Кроме того, роговая обманка иногда образует самостоятельное скопление мелких кристалликов, причем они располагаются кучно, как бы зажаты между плагиоклазами или пироксенами. Нередко к этим скоплениям приурочены зерна рудного минерала ангедраальной формы.

Для роговой обманки, замещающей пироксен, схема плеохроизма: по Np — светложелтая, по Ng — зеленая; $cNg = 22^\circ$; $2V = -78^\circ$. Помимо обыкновенной роговой обманки, по пироксену развивается уралитовая роговая обманка, полностью замещающая пироксен в сильно измененных участках габбро.

Актинолит ($cNg = 17-18^\circ$; $2V = -82^\circ$) то развивается по пироксену, то образует самостоятельные волокнистые агрегаты; в последнем случае часто можно наблюдать мелкие, как бы раскрошенные зерна рудного минерала среди актинолита. Очень редко в породе встречается тремолит в виде лучистых скоплений.

Биотит встречается в породе редко, в виде мелких чешуек, наиболее часто близ рудного минерала. Чешуйки биотита частично или полностью хлоритизированы.

Апатит присутствует постоянно в различных количествах и разной форме и обнаружен во всех разновидностях габбро, за исключением лейкократового габбро неоднородной текстуры, где он встречается в ничтожных количествах или отсутствует. В описываемой разности габбро преобладают более крупные кристаллы апатита, местами ксеноморфных очертаний. В расположении кристаллов апатита не наблюдается какой-либо закономерности. Некоторые кристаллы апатита загрязнены тонкораспыленным (почти неопределимым под микроскопом) материалом и реже мельчайшей вкрапленностью рудного минерала.

Из рудных минералов широко развит титаномагнетит; большая часть его кристаллизуется ранее темноцветных минералов, и во многих пироксенах можно наблюдать мелкие изометричные кристаллики титаномагнетита; изредка встречаются идиоморфные зерна. Основная же масса титаномагнетита присутствует в виде крупных, то изометричных, то ксеноморфных зерен, располагающихся между другими минералами породы и приуроченных как правило к пироксену и роговой обманке.

Сульфиды меди — борнит и халькопирит встречаются в породе в очень небольших количествах, в виде мелких зернышек неправильной формы. Как правило зернышки сульфидов окружены каемкой

эпидота-цоизита, изредка к ним присоединяется пренит и еще реже альбит и кварц. Более подробное описание см. в разделе «Взаимоотношения сульфидов с нерудными минералами и титаномагнетитом».

б) Мезократовое габбро такситовой текстуры

Мезократовое габбро такситовой текстуры развито преимущественно на горе Волковской и незначительную площадь занимает на горе Лаврово-Николаевской. На горе Волковской этот тип габбро обособляется в виде более или менее правильных полос, шириной около 140 м при протяженности 780 м, вытянутых в северо-западном направлении, причем здесь в габбро такситовой текстуры включаются участки с повышенным содержанием титаномагнетита и сульфидов меди, а также участки, содержащие оливин и ромбический пироксен. Эти участки настолько тесно перемежаются друг с другом, что и на карте крупного масштаба не всегда могут быть оконтурены.

На Лаврово-Николаевском участке этот тип габбро имеет весьма небольшое распространение и образует пятна небольших размеров в центральной части Лаврово-Николаевского участка. Пятна эти слегка вытянуты в меридиональном (или близком к нему) направлении, причем и здесь также наблюдается повышенное содержание меди.

Макроскопически — это порода темносерого цвета, местами с слабым буроватым оттенком, неравномернозернистая, неоднородного сложения, характеризующаяся неравномерным распределением цветных и бесцветных минералов, с одной стороны, и различной крупностью зерна, с другой. Порода в целом состоит из участков различного сложения и состава; так, наблюдаются небольшие, длиной 2—5 см, шпирообразные выделения тонкозернистого сложения, с отчетливыми границами. Местами эти шпирсы вытянуты наподобие прожилков. В шлифе тонкозернистые шпирсы имеют состав габбро с повышенным содержанием апатита и рудного минерала, изредка с оливином. Иногда они содержат мельчайшую вкрапленность халькопирита и борнита. Тонкозернистые участки отличаются свежестью, вторичные процессы в них развиты в незначительной мере.

Помимо тонкозернистых шпирсов в породе наблюдаются участки, состоящие из крупных кристаллов пироксена, причем здесь неизменно появляются в больших количествах титаномагнетит и апатит (заметный даже макроскопически). Наряду с описанными выше шпирсами и чаще их наблюдаются лейкократовые обособления, обогащенные полевыми шпатами, с неправильными контурами, местами вытянутые. Размеры их от 2 до 10 см, но преобладают более мелкие.

Титаномагнетитовое оруденение обычно концентрируется в меланократовых участках породы, но более часто встречается там, где нормальное соотношение между цветными и бесцветными минералами породы нарушается, т. е. в тех участках, где отмечаются полевошпатовые обособления.

Габбро такситовой текстуры горы Волковской почти не изменено, тогда как на Лаврово-Николаевском участке оно подверглось сильным вторичным изменениям.

По минералогическому составу описываемая разновидность габбро почти аналогична мезократовому габбро однородной текстуры, только на горе Лаврово-Николаевской широкое развитие имеют вторичные минералы: серицит, соссюрит, амфибол, хлорит, пренит, причем хлорит развивается не только по биотиту, но и по роговой обманке. В ряде

случаев роговая обманка полностью замещена хлоритом; в процессе хлоритизации выделяются многочисленные мелкие зернышки сфена и агрегаты эпидота.

в) Мезократовое габбро офитовой структуры

Мезократовое габбро офитовой структуры занимает значительную площадь в западной и южной частях Лаврово-Николаевского участка. В обоих случаях описываемое габбро почти вплотную подходит к диоритам.

На горе Волковской этот тип габбро распространен исключительно редко и встречается только в северо-восточном углу изученного района. Приуроченности оруденения к этому типу габбро не подмечено.

Макроскопически — это свежая порода серого цвета, обычно среднезернистая (только на запад от Волковского поселка № 1 распространена крупнозернистая разновидность), с резко выраженной офитовой структурой. Габбро однородное, с единичными листочками биотита. Магнетит наблюдается в виде редкой точечной вкрапленности. Халькопирит почти отсутствует. Что касается борнита, то он встречен в виде исключительно редких точечных зернышек.

Минералогический состав: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, магнетит, апатит; встречены единичные зерна калиевого полевого шпата. Вторичные — соссюрит, серицит, пренит, уралит, хлорит, сфен.

Плагиоклаз — наиболее часто представлен лабрадором (№ 53—55). Изредка наряду с ним встречается андезин (№ 38, № 49). Кристаллы плагиоклаза довольно крупные, удлиненно-призматических очертаний, в промежутках между ними располагаются зерна пироксена или роговой обманки. Многие плагиоклазы зональны. Вторичные минералы по плагиоклазам развиты в небольшой степени, так что в общем габбро изменено слабо. Кроме плагиоклаза в одном из шлифов встречены единичные зерна калиевого полевого шпата. Зерна его можно наблюдать в промежутках между плагиоклазами, или по периферии плагиоклазов. Калиевый полевой шпат в значительной степени пелитизирован, поэтому определить точно его константы не удалось.

Пироксен относится к диопсиду: $cNg = 41^\circ$, $2V = +60^\circ$. Редко сохраняется свежим, обычно наблюдаются только реликтовые остатки его в роговой обманке.

Амфибол, распространенный в этой разновидности габбро, характеризуется густозеленой окраской, независимо от того, в какой форме он выделяется; cNg колеблется от 6 до 16° . $2V = -80^\circ$, в одном случае -68° .

Биотит существенного значения не имеет; наблюдаются только единичные чешуйки, чаще всего около рудных зерен. Некоторые чешуйки биотита хлоритизированы.

Апатит имеет обычную форму выделения, количество его невелико, встречаются единичные более крупные ксеноморфные зерна.

Из рудных минералов в небольшом количестве встречен титаномагнетит. Мелкие зернышки его рассеяны в кристаллах пироксена или амфибола. В тонкозернистых спутанных агрегатах амфибола рудного минерала не встречено. Крупные зерна титаномагнетита часто имеют изометричную форму и располагаются около темноцветных минералов; вокруг некоторых зерен наблюдаются каемки хлорита, при этом среди массы хлорита можно видеть мелкие зернышки сфена.

Структура породы офитовая, выражена ясно.

В целом габбро с офитовой структурой характеризуется следующими особенностями: 1) по внешнему облику порода несколько напоминает диорит и даже вернее — габбро-диорит; 2) рудные минералы присутствуют в ничтожных количествах; 3) встречаются единичные зерна калиевого полевого шпата и густозеленой роговой обманки; 4) отчетливо выражена офитовая структура.

Габбро офитовой структуры расположено в непосредственном соседстве с диоритами.

г) Меланократовое габбро

Меланократовое габбро наблюдается на горе Волковской и Лавровой и не встречено на горе Николаевской. Выходы меланократового габбро имеют форму неправильных пятен, вытянутых в основном в меридиональном направлении. Наиболее крупные выходы его достигают 340 м в длину, при ширине 90 м. В отдельных случаях можно наблюдать почти широтное простираение участков меланократового габбро. Обращает внимание приуроченность отдельных участков меланократового габбро на горе Волковской к мезократовому габбро такситовой текстуры.

По внешнему облику меланократовое неравнозернистое габбро представляет в основном почти мелкозернистую породу, среди которой наблюдаются более крупные кристаллы пироксена или небольшие скопления их. Местами же эти кристаллы в породе настолько часты, что габбро приобретает облик крупнозернистой породы. Почти постоянно меланократовое габбро сопровождается титаномагнетитом и апатитом, но распределение их крайне неравномерное, т. е. в одних участках можно наблюдать редкие, мелкие зернышки, в других же габбро настолько обогащено титаномагнетитом и апатитом, что представляет собой магнетит-apatитовую породу. Подобные магнетит-apatитовые шпиры имеют весьма различные размеры — от нескольких сантиметров до десятков метров.

Меланократовые участки габбро имеют общее падение с обогащенными рудными участками, т. е. падают на юго-запад под углом 30—40°.

Как уже отмечалось, большой разницы в минералогическом составе между отдельными разновидностями габбро нет. Однако под микроскопом можно уловить следующие особенности меланократового габбро, отличающие его от других разновидностей:

1) Количество плагиоклаза составляет, в среднем, 40—45%. В противоположность остальным разновидностям габбро, плагиоклаз обычно образует здесь короткопризматические небольшие кристаллы, а пироксен — более крупные кристаллы; в шлифах наглядно видна неравнозернистость породы. Многие кристаллы плагиоклаза заполнены тончайшими рудными частицами, как бы пропитаны рудной пылью, местами даже неопределимыми под микроскопом. Повидимому, это обстоятельство также придает породе темный цвет. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора до битовнита; наиболее часто распространен битовнит от № 75 до № 80;

2) плагиоклаз вторично изменен слабо. Почти наравне с сосюритизацией развиты серицитизация и пренитизация;

3) наряду с желто-зеленой роговой обманкой в породе присутствует коричневая роговая обманка; аналогично зеленой она замещает пироксен, но в основном встречена в тесной ассоциации с рудными минералами, как титаномагнетитом, так и сульфидами меди (борнит, халькопирит), причем зерна рудного минерала или беспорядочно разбросаны в роговой обманке, или сростаются с ней, или окружены более мелкими кристаллами коричневой роговой обманки. В последнем случае наряду

с роговой обманкой вокруг зерен рудного минерала можно наблюдать мелкие зернышки эпидота и альбита. В кучных скоплениях роговой обманки рудные зерна как бы цементируют ее;

4) пироксен-диопсид: $cNg = 37^\circ$; $2V = +54^\circ$. Обычно кристаллы пироксена усеяны обильной тончайшей вкрапленностью рудного минерала. Помимо этой вкрапленности, в отдельных участках пироксенов наблюдалось выделение рудного вещества в форме тонкой штриховки;

5) очень часто присутствует биотит, причем чешуйки его почти всегда располагаются около зерен рудного минерала. В тех случаях, когда биотит хлоритизирован, можно наблюдать скопления хлорита вокруг рудных зерен;

6) апатит отмечается повсюду; в описываемом типе габбро как правило очертания его кристаллов идиоморфны, преобладают мелкие кристаллики. Здесь наглядно видна приуроченность апатита к темноцветным минералам и особенно к титаномагнетиту, причем мелкие кристаллики апатита окружают титаномагнетит, срastaются с ним или встречаются как включения в нем. В этом типе габбро яснее, чем где-либо, выступает приуроченность биотита и апатита к титаномагнетиту, а титаномагнетита — к пироксену и роговой обманке.

Отмеченные выше шпильры, обогащенные магнетитом и апатитом, состоят преимущественно из апатита и титаномагнетита; в небольших количествах встречается роговая обманка и плагиоклаз. Плагиоклаз обычно занимает промежутки между рудными зернами и апатитом и часто сильно изменен вторичными процессами, главным образом сосюритизацией и хлоритизацией. Хлорит играет здесь видную роль (он развивается даже по плагиоклазу). В небольшом количестве присутствует биотит.

д) Лейкократовое габбро такситовой текстуры

Лейкократовое габбро такситовой текстуры встречено только на юго-западном участке горы Волковской, близ выходов диорита. Оно образует неширокую, выклинивающуюся полосу, вытянутую в северо-западном направлении; протяженность полосы около 400 м, ширина до 100 м. Лейкократовое габбро такситовой текстуры налегает на мезократовое, причем угол падения составляет $40-50^\circ$, направление падения юго-западное, т. е. примерно то же, что отмечается для участков с повышенным оруденением.

Макроскопически габбро этой разновидности представляет собою лейкократовую, почти крупнозернистую породу «пятнистого» облика. «Пятнистость» породы обусловлена неравномерным распределением цветных и бесцветных составных частей: плагиоклазы обособляются от темноцветных минералов и титаномагнетита. Форма полевошпатовых обособлений различна и местами имеет самые причудливые очертания. Размер их также варьирует от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. Наряду с неравномерным распределением цветных и бесцветных компонентов в породе наблюдаются также участки различной крупности зерна. Темноцветные минералы количественно уступают плагиоклазам; как правило к ним приурочен титаномагнетит.

Характерной особенностью этого габбро является наличие шпильров титаномагнетита по мономинеральным, то с большим или меньшим содержанием пироксена. Размер их от 2—3 до 15 см. В отдельных случаях наблюдаются прожилкоподобные очертания шпильров. Границы шпильров резкие, особенно отчетливы они на фоне полевошпатовой массы. Нередко в шпильрах титаномагнетита можно наблюдать мелкие зернышки бор-

нита или халькопирита, как бы выполняющие промежутки между кристаллами титаномагнетита.

Для некоторых титаномагнетито-пироксеновых шлиров чрезвычайно интересным фактом является пластинчатая форма выделений титаномагнетита. Размер отдельных пластинок достигает 1 см. В некоторых пластинчатых кристаллах магнетита по спайности располагаются халькопирит и борнит.

Минералогический состав этой разновидности габбро отличается однообразием. Порода в основном состоит из плагиоклаза, пироксена и титаномагнетита. В незначительных количествах присутствуют: роговая обманка, апатит, биотит, сфен, борнит, халькопирит. Вторичные процессы развиты в небольшой степени, и габбро отличается свежестью.

Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора до битовнита (от № 57 до № 87), наиболее часто отмечается битовнит (№№ 80, 82). Плагиоклаз образует в породе удлинненно-призматические кристаллы, обычно свежие, только на отдельных редких участках плагиоклаза развивается сосюрит, серицит и реже пренит. Количество плагиоклаза составляет 70—80% от объема породы.

Пироксен — диопсид ($cNg = 38—41^\circ$, $2V = +48$ до $+62^\circ$) представлен в породе большей частью ксеноморфными по отношению к плагиоклазу зернами. Обычно зерна пироксенов не изменены, изредка замещаются с периферии желтовато-зеленой роговой обманкой. Роговая обманка: $cNg =$ от 12 до 21° , $2V$ колеблется от -72 до -80° .

Титаномагнетит встречается в виде довольно крупных зерен различной формы. Нередко на границе титаномагнетита и плагиоклаза появляются сосюритовые каемки, аналогичные показанной на фиг. 13. Некоторые зерна магнетита разлагаются и на месте магнетита образуется роговая обманка.

Апатит почти отсутствует; наблюдаются только единичные зерна его. Биотит еще более редок, чем апатит; он встречается в виде единичных хлоритизированных табличек.

Халькопирит и борнит образуют единичные мелкие зернышки неправильной формы, обычно окружены каемками эпидота и сосюрита.

Структура породы — офитовая.

Лейкократовое габбро такситовой текстуры характеризуется следующими особенностями, отличающими его от других разновидностей габбро, развитых в пределах изученного района: 1) габбро лейкократовое, в основном крупнозернистое; 2) резко выражена такситовая текстура, характеризующаяся неравномерным распределением цветных и бесцветных компонентов, причем расположение их беспорядочное; 3) структура офитовая — выражена отчетливо; 4) вторичные изменения в габбро развиты в незначительной степени; 5) отличается простотой минералогического состава; состоит в основном из плагиоклаза, пироксена и титаномагнетита, отмечаются единичные зерна апатита и таблички биотита; 6) присутствуют шлиры титаномагнетита с борнитом и халькопиритом; 7) интересным фактом является наличие зерен титаномагнетита пластинчатой формы; 8) медное оруденение незначительное и представлено главным образом халькопиритом.

е) Лейкократовое габбро однородной текстуры с редкими фенокристаллами плагиоклаза

Лейкократовое габбро однородной текстуры с редкими фенокристаллами плагиоклаза распространено на горе Лавровой. Оно протягивается с севера на юг по всему восточному ее склону довольно выдержанной

полосой. В отношении оруденения данное габбро интереса не представляет.

Макроскопически — это лейкократовая порода, чрезвычайно однородного сложения, с редкими фенокристаллами плагиоклаза розового цвета. Наиболее часты вкрапления полевого шпата размером 0.5 см и изредка 1 см. Кое-где встречаются листочки биотита. Вкрапленность магнетита мелкая, рассеяна более или менее равномерно. Из сульфидов присутствуют очень редкие точечные зернышки халькопирита, борнита не встречено. Структура пород — офитовая, выражена отчетливо.

Эта разновидность наиболее сходна макроскопически с габбро, развитым к западу и югу от Волковского поселка № 1 и обозначенным в легенде мезократовым габбро с офитовой структурой. Под микроскопом оба габбро также имеют сходный минералогический состав и одинаковую структуру, но отличительными признаками лейкократовой разновидности являются: 1) наличие вкрапленников плагиоклаза, причем плагиоклаз основной массы сравнительно свежий, тогда как фенокристаллы почти полностью превращены в полупрозрачную массу соссюрита. Плагиоклаз имеет более основной характер, чем в мезократовом габбро офитовой структуры: преобладает битовнит (от № 70 до № 80). Многие кристаллы плагиоклаза зональны; 2) полное отсутствие калиевого полевого шпата; 3) амфибол — актинолит бледнозеленого цвета с $cNg = 17^\circ$, $2V = -75^\circ$; 4) распространен биотит, чешуйки его большей частью располагаются вокруг рудных зерен, а также среди роговой обманки; 5) зерна титаномагнетита мелкие, идиоморфных и ксеноморфных очертаний, как правило, располагаются близ темноцветных минералов.

ж) Оливинсодержащее габбро

Оливинсодержащее габбро на площади изученного района встречается только на горе Волковской. На Лаврово-Николаевском участке наличие оливина отмечалось Д. Д. Топорковым по трем скважинам на различных глубинах. На поверхности Лаврово-Николаевского участка оливинового габбро не встречено.

В основу выделения оливинсодержащего габбро положено присутствие оливина в более или менее значительных количествах. Габбро, содержащее единичные зерна оливина, как самостоятельная разновидность не выделялось.

Описываемое габбро образует изолированные пятна среди мезократового и меланократового габбро, причем наиболее часто габбро с оливином можно наблюдать в мезократовом габбро неоднородной такситовой текстуры. Более крупные выходы оливинсодержащего габбро встречены в центральной и северной частях горы Волковской.

Уловить взаимоотношения его с другими разновидностями не удастся; видимо, оно образует пятна среди других разновидностей и главным образом среди мезократового габбро. Отдельные пятна габбро слабо вытянуты в северо-западном направлении или близком к широтному. На горе Волковской оливин отмечается по скважинам на различных глубинах, местами до 189 м.

По внешнему виду оливинсодержащее габбро представляет среднезернистую или даже мелкозернистую породу серого цвета, местами с красновато-бурым оттенком. Участки габбро с повышенным содержанием оливина отличаются однородным сложением даже в тех случаях, когда они встречаются среди габбро неоднородной такситовой текстуры.

Минералогический состав оливинсодержащего габбро в общем почти тот же, что отмечен для мезократового габбро без оливина,

только к остальным порообразующим минералам в тех или иных количествах присоединяется оливин.

В породе оливин редко сохраняется свежим; большей частью он превращен в различные продукты: серпентин, тальк и слюдоподобный минерал, причем наиболее распространенными являются тальк и слюдоподобный минерал. Изредка в псевдоморфозах по оливину можно наблюдать карбонат и еще реже вторичный кварц. Кроме того, в псевдоморфозах изредка можно наблюдать иддингсит и биотит. Обычно оливин образует овальные или неправильные зерна, располагающиеся около темноцветных минералов и титаномагнетита, независимо от того, эвгедральной или ангедральной формы зерна последнего; при этом зерна титаномагнетита как бы окружают оливин. В процессе разложения оливина в нем выделяется по трещинам рудное вещество. Сравнительно часто рудный минерал выделяется в форме очень мелких каплевидных образований, причем они не обязательно приурочены к трещинам в оливине. Местами, например, можно наблюдать концентричное расположение их. На некоторых же участках встречалось червеобразное прорастание рудного минерала в серпентине. Как включение в оливине встречаются идиоморфные зерна магнетита и апатита. $2V$ оливина колеблется от $+88$ до $+90^\circ$.

Вокруг некоторых псевдоморфоз по оливину наблюдается каемка, состоящая из двух зон: внутренней, сложенной мелкими удлиненно-призматическими кристалликами актинолита (которые располагаются перпендикулярно к очертаниям зерен оливина), за ней следует четкая ровная каемка хлоритового состава.

Таким образом, оливинсодержащее габбро имеет следующие особенности: 1) присутствует оливин или продукты его разложения; 2) более основной плагиоклаз, преобладающе представленный битовнитом (№ 83—85); 3) порообразующие минералы, за исключением оливина, свежие, подверглись вторичным изменениям в небольшой степени; 4) темноцветные минералы, совместно с апатитом и магнетитом, тяготеют друг к другу и как бы обособляются от плагиоклазов; 5) кристаллики апатита мелкие, всегда идиоморфных очертаний; содержание апатита колеблется от единичных зерен до нескольких процентов, но все же более характерно присутствие апатита в значительных количествах; 6) биотит не характерен; хотя он и встречается в габбро с оливинном, но обычно не дает больших скоплений; единичные редкие чешуйки его не изменены и концентрируются около рудных зерен; 7) структура породы — габбровая, редко офитовая.

Оливинсодержащее габбро, встреченное в лейкократовом габбро неоднородной текстуры, отличается от описанного габбро с оливинном тем, что в нем наблюдаются псевдоморфозы по оливину, выполненные только серпентином, и почти отсутствуют такие продукты разложения оливина, как тальк, слюдоподобный минерал, кальцит, характерные для оливинсодержащего габбро горы Волковской. Серпентиновые псевдоморфозы окружены каймой хлорита.

Сравнение оливинсодержащего габбро горы Волковской с оливинным габбро горы Лиственной показывает, что макроскопически между ними различий почти нет. Минералогический состав их также существенной разницы не дает. $2V$ оливина и в одном и в другом случае $+88^\circ$. Некоторыми моментами различия являются: 1) оливинсодержащее габбро горы Лиственной вторично изменено в меньшей степени, чем на горе Волковской, в частности оливин нередко полностью сохраняется; 2) псевдоморфозы по оливину образованы тальком и слюдоподобным минералом; на горе Лиственной они не содержат карбоната, кварца, на-

блюдаемых в тех же псевдоморфозах на горе Волковской; 3) для оливинового габбро горы Лиственной характерны каемки коричневой роговой обманки вокруг оливина и пироксена, почти не наблюдаемые на горе Волковской.

з) Габбро-норит

Габбро-норит встречен только на горе Волковской, преимущественно среди оливинсодержащего габбро и, по видимому, образует мелкие участки в нем.

Макроскопически он неотличим от оливинсодержащего габбро (возможно, потому, что он часто содержит оливин) и представляет средне- или мелкозернистую породу серого цвета с красновато-бурым оттенком, чрезвычайно однородного сложения. Из рудных минералов в габбро-норите встречается только мелкая рассеянная вкрапленность титаномагнетита.

Минералогический состав и структура породы совершенно аналогичны таковым оливинсодержащего габбро, с той разницей, что в габбро-норите присутствует ромбический пироксен от единичных зерен до 3—5%. Ромбический пироксен относится к гиперстену.

В породе гиперстен присутствует наряду с моноклинным пироксеном, иногда с оливином и реже с биотитом (в этих случаях биотита много). Обычно гиперстен образует удлиненно-призматические кристаллы, слабо затронутые вторичными изменениями, реже можно наблюдать мелкие, как бы дробленные, кристаллы ромбического пироксена. Встречались случаи срастания оливина с ромбическим пироксеном, оптические константы которого: $cNg = 0^\circ$, $2V$ колеблются от -52 до -56° . Наблюдается плеохроизм по Np — нежно-розовый, по Ng — бледно-зеленоватый, почти бесцветный.

и) Биотитсодержащее габбро

На изученной площади биотит имеет широкое распространение, но обычно он встречается в незначительных количествах. Единичные чешуйки его наблюдаются во всех разновидностях габбро и более часто в меланократовой неравнозернистой разновидности. Нами выделяются только участки с повышенным содержанием биотита.

Наибольшая концентрация биотита установлена на Лаврово-Николаевском участке месторождения в противоположность оливину, который сосредоточен на горе Волковской. Участки габбро, содержащие биотит, ни макроскопически, ни под микроскопом не отличаются от тех групп габбро, в которых они распространены, кроме наличия в них биотита.

Обычно биотит развит в двух формах: 1) в виде мелких чешуек, группирующихся вокруг зерен титаномагнетита, реже коричневой роговой обманки и еще реже вокруг апатита; эта форма выделения биотита наиболее часто распространена в меланократовом габбро; 2) реже встречается биотит в виде обособленных пластинок, разбросанных в породе беспорядочно. Крупные пластинки биотита — единичны.

Очень часто биотит хлоритизирован, причем хлоритизация сопровождается появлением многочисленных мельчайших зернышек сфена то по периферии листочков биотита, то внутри их, а также сопровождается появлением веретенообразных выделений эпидота. Местами встречаются пластиночки биотита, нацело превращенные в хлорит.

Показательно сравнение биотитсодержащего габбро горы Волковской, Николаевской и Лавровой с описанным выше биотитовым габбро центральной части Баранчинского массива. Наблюдения показывают,

что биотитовое габбро центральной части Баранчинского массива имеет ряд характерных черт, не присущих биотитсодержащему габбро горы Волковской: 1) как правило биотит присутствует наряду с ромбическим пироксеном; 2) выделяется в большинстве случаев в виде довольно крупных пластинок и реже мелких чешуек (фиг. 9), тогда как на горе Волковской, наоборот, биотит присутствует в виде мелких чешуек, преимущественно вокруг зерен титаномагнетита. Более крупные пластинки биотита наблюдаются в тесном парагенезисе с пироксеном, местами дают пойкилитовые прорастания с плагиоклазом и пироксеном, мелкие же чаще всего располагаются около рудных зерен; 3) биотит обычно не претерпел вторичных изменений (на горе же Волковской, как указывалось выше, хлоритизация биотита имеет широкое развитие).

к) Габбро, измененное вторичными процессами

Габбро, измененное вторичными процессами, т. е. габбро, подвергшееся соссюритизации, серицитизации, уралитизации, пренитизации, хлоритизации, эпидотизации и кальцитизации. Основной целью выделения этой разновидности габбро являлось выяснение вопроса о приуроченности рудной вкрапленности к габбро, подвергнутому вторичным изменениям. Как известно, некоторыми геологами (Е. Е. Захаров, М. П. Исаенко) был сделан вывод, что сульфиды меди приурочены главным образом именно к измененным участкам габбро.

Нашими наблюдениями точка зрения М. П. Исаенко и Е. Е. Захарова не подтвердилась. Правда, подмечено, что к смятым участкам габбро с многочисленными прожилочками кальцита, пренита и эпидота в большинстве случаев приурочен халькопирит и пирит то в виде мелкой вкрапленности, то в форме нитевидных коротких прожилочек (борнит здесь отмечается очень редко), но содержание халькопирита все же так незначительно, что эти участки не дают повышенного медного оруденения. В просмотренном керне скважин, содержащем участки измененного габбро, в большинстве случаев повышенное оруденение не отмечается. Отдельные же скважины полностью опровергают приуроченность оруденения к измененным участкам габбро. В одной из скважин Лаврово-Николаевского участка до глубины 62 м габбро свежее и содержит заметную вкрапленность сульфидов меди, тогда как в интервале 62—117 м габбро изменено вторичными процессами и содержание сульфидов резко падает. На горе Волковской одна из скважин до глубины 89 м прошла по габбро, вторично измененному и безрудному.

Вторичными процессами (соссюритизация, серицитизация, пренитизация, уралитизация, хлоритизация, эпидотизация, цоизитизация, кальцитизация) в большей или меньшей степени затронуты все разновидности габбро, входящие в границы изученного района. Нами же под термином «габбро, измененное вторичными процессами», выделяются участки габбро, подвергшиеся изменению в значительной степени.

Участки габбро, подвергшиеся вторичным изменениям, достигают более или менее значительной площади на горах Лавровой и Николаевской. На Волковской горе вторичные процессы развиты слабее.

Из всех вторичных процессов наибольшее развитие имеет соссюритизация. В тех случаях, когда соссюрита мало, он развивается мелкими обособленными пятнышками на различных участках кристаллов плагиоклаза; при широких масштабах соссюритизации соссюрит захватывает плагиоклазы полностью. Неоднократно встречались такие случаи, когда центральные участки кристаллов плагиоклаза нацело соссюритизированы, а периферия совершенно не затронута соссюритизацией

(большей частью в зональных плагиоклазах). Затем можно наблюдать появление соссюритовых каемок на границе между минералами и особенно часто на границе плагиоклаза и магнетита.

Чрезвычайно интересным фактом является также наличие расплывчатых соссюритовых каемок вокруг зернышек сульфидов (борнита и халькопирита); при этом в массе соссюрита всегда наблюдается тонко распыленный рудный минерал.

Соссюритизация очень часто сопровождается серицитизацией плагиоклазов, но изредка можно наблюдать и участки полной серицитизации плагиоклаза. Местами серицитизация принимает широкие масштабы, как, например, на горе Болковской, где в единичных случаях серицитизация установлена от поверхности до глубины 89 м. В отдельных участках габбро наблюдается пренит, обычно мелкозернистый, развивающийся по плагиоклазам. Кроме пренитизации плагиоклазов, пренит часто образует мелкие прожилочки в породе.

Амфиболизация имеет меньшее развитие. Амфибол — в большинстве случаев уралит, актинолит, обычно замещает пироксен с периферии кристаллов. Этот процесс нередко сопровождается соссюритизацией, но можно наблюдать при свежих плагиоклазах кристаллы пироксена, почти полностью замещенные роговой обманкой, и наоборот.

Серпентинизация имеет место только в оливинсодержащем габбро, причем наравне с серпентином и даже более часто, чем серпентин, по оливину развивается тальк или слюдоподобный минерал, который определить точно не удалось.

Хлоритизация распространена более часто в тех разностях габбро, где присутствует биотит, так как хлорит обычно развивается по биотиту, реже по амфиболу. Как исключение, встречены случаи хлоритизации плагиоклаза.

Кальцит развит в породе в незначительном количестве, обычно он встречается в тоненьких прожилках. Как правило, наряду с карбонатными жилками присутствуют жилки, выполненные пренитом и эпидотом. Эпидот, цоизит, клиноцоизит (редко) встречаются в массе соссюрита в виде мелких редких зернышек, но почти постоянно они появляются вокруг зернышек борнита и халькопирита, образуя тоненькие каемочки.

Вторичные процессы развиты на изученном участке как на поверхности, так и на глубине, причем по скважинам видно, что измененное габбро образует как бы отдельные островки среди габбро, не подвергшегося вторичным изменениям. Обычно мощность таких участков невелика, но местами достигает десятков метров. В некоторых скважинах до глубины 100—150 м габбро почти свежее, и только ниже появляется зона измененного, смятого габбро. На Лаврово-Николаевском участке измененное вторичными процессами габбро встречено даже на глубине 280, 290, 370—375 м. Таким образом, вторичные изменения габбро имеют локальное распределение и прямого отношения к орудению не обнаруживают.

Б. Кварцевые диориты

В Баранчинском массиве кварцевые диориты имеют довольно широкое распространение и развиты, главным образом, в центральной и восточной частях массива. В центральной части массива выходы кварцевых диоритов хотя и многочисленны, но обычно небольших размеров, и преобладают мелкозернистые разности. Крупные же участки кварцевых диоритов расположены в районе Черновского болота, подходят к юго-юго-запада к участку Волковского месторождения и здесь непосредственно контактируют с габбро (см. фиг. 2).

Все дальнейшее описание кварцевых диоритов базируется на исследовании именно этого крупного тела, ввиду того что: 1) эти кварцевые диориты контактируют с рудоносным габбро; 2) они наиболее доступны для изучения, так как несколькими скважинами вскрыт контакт диоритов с габбро.

В районе Волковского месторождения кварцевые диориты образуют широкую, почти меридионально вытянутую полосу, перекрывающую рудоносное габбро.

По вопросу их образования имеется несколько точек зрения. Так, например, одни исследователи всю группу кислых пород, в том числе и кварцевые диориты, считают гибридными породами, возникшими в результате воздействия гранитной магмы на габбро. О. А. Воробьевой и автором этой работы кварцевые диориты рассматривались как более молодые образования, чем габбро.

Особый интерес представляет контакт диоритов с габбро, к которому приурочено повышенное содержание рудных минералов. В связи с этим нами тщательно просмотрены отвалы шурфов и керны буровых скважин.

Ни в одной из скважин резкого контакта диоритов с габбро не встречено. Переход от кварцевых диоритов к габбро постепенный, причем часто этот переход совершается через диориты, или даже габбро-диориты. Переходный интервал колеблется от 0.5 до 20 м, причем в отдельных случаях (там, где интервал больше) он характеризуется целым рядом отличительных черт. В этих случаях по мере приближения к габбро увеличивается крупность зерна, появляется тахситовое сложение на тех участках, где нарушается соотношение между цветной и полевошпатовой частью и порода принимает пятнистый облик, кварц появляется спорадически, местами наблюдается обильная пиритизация, иногда наряду с пиритом встречается вкрапленность или тонкие прожилки халькопирита.

Микроскопически переходные интервалы характеризуются: 1) заметным исчезновением кварца; по мере приближения к габбро он становится спорадическим; 2) появлением лабрадора наряду с андезином.

В тех случаях, когда переход от диорита к габбро совершается на коротком расстоянии, он происходит без резких границ. Вместе с тем описанные выше явления отсутствуют в габбро и диорите приконтактных зон, где никаких изменений не наблюдается.

Наибольшее распространение в районе Волковского месторождения имеют диориты кварцевые или кварцсодержащие. Внешне они представляют собою среднезернистую светлосерую, местами с зеленоватым оттенком, породу.

Кварцевые диориты имеют следующий минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, кварц; реже встречаются калиевый полевой шпат, пироксен, биотит, сфен, апатит, магнетит, пирит, халькопирит, уралит, эпидот, цоизит, пренит, кальцит, серицит, минералы группы сосюрита (мало), лейкоксен.

Плагиоклаз обычно количественно преобладает над другими минералами, составляя 70—80%; он образует довольно крупные удлиненно-призматические или коротко-призматические кристаллы. Состав плагиоклаза колеблется от андезина (№№ 36—45) до олигоклаза. Встречаются зональные плагиоклазы, причем основность в них убывает от центра к периферии. Плагиоклазы в большинстве случаев пелитизированы; развита сосюритизация, непосредственно захватывающая лишь отдельные участки. Наряду с пелитизацией, по плагиоклазу развивается серицит, но этот процесс не играет существенной роли.

Содержание кварца в породе сильно варьирует — от единичных зерен до 10—15%. Обычное же содержание кварца 2—5%. Зерна кварца ксеноморфны и всегда располагаются в промежутках между плагиоклазами.

Калиевый полевой шпат встречается не всюду, но сравнительно часто. Обычно он обрастает каймой плагиоклаз или, совместно с кварцем, зажат в промежутках между плагиоклазами.

Роговая обманка является преобладающим темноцветным минералом. Повидимому она образовалась по пироксену, но в позднемагматическую стадию, так как в ней иногда можно наблюдать реликты моноклинного пироксена. Обычно мы имеем зеленую компактную роговую обманку, замещенную в той или иной степени хлоритом. Реже в породе наблюдаются уралитовая и актинолитовая роговые обманки. Более крупные кристаллы роговой обманки содержат включения мелких зерен плагиоклаза, магнетита и апатита.

Моноклинный пироксен (диопсид) обычно встречается в виде реликтовых остатков, но отмечаются случаи, когда в диорите почти нет роговой обманки и темноцветным минералом является очень слабо амфиболлизированный пироксен. Характерно, что местами в диоритах, при сильно сосюритизированных и пелитизированных плагиоклазах, наблюдается совершенно свежий пироксен.

Биотит существенной роли в породе не играет. Редко встречаются самостоятельные листочки биотита, обычно он замещает роговую обманку. Многие листочки биотита в той или иной степени хлоритизированы.

Апатит отмечается как акцессорный минерал, присутствует в виде мелких идиоморфных кристалликов, лишь изредка встречаются крупные его зерна.

Сфен встречается значительно чаще, чем в габбро. Он образует неправильные зерна, тесно ассоциирующиеся с титаномагнетитом, окружает его или встречается внутри самих зерен этого минерала. Наблюдаются зерна сфена также в парагенезисе с роговой обманкой; частично он выделяется при хлоритизации роговой обманки или биотита.

Из рудных минералов в породе встречается магнетит в виде мелких зерен, включенных в другие минералы, главным образом в роговую обманку, или в виде крупных ангедральных зерен с неровными ограничениями, почти всегда частично разложенных, с образованием лейкоксена. Большая часть титаномагнетита приурочена к темноцветным минералам.

Кроме титаномагнетита встречается пирит, более часто появляющийся к контакту с габбро. Зерна пирита ксеноморфны, располагаются между другими минералами породы.

Халькопирит образует очень мелкую, почти точечную вкрапленность.

Зерна эпидота и цоизита, местами довольно крупные, можно встретить среди плагиоклазов. Кальцит и пренит чаще всего образуют в породе прожилки, кроме того отмечается карбонитизация плагиоклазов и пироксенов.

Наряду с кварцевыми диоритами наблюдаются диориты, не держащие кварца. Микроскопически они трудно отличимы от кварцевых диоритов и, повидимому, являются переходной породой к габбро. Располагаются они обычно между кварцевыми диоритами и габбро. Эти породы характеризуются почти полным отсутствием кварца и калиевого полевого шпата и более основным плагиоклазом; осталь-

ные минералы встречаются почти в тех же соотношениях, что и в кварцевом диорите.

В ряде случаев, например в переходной зоне между диоритами и габбро, наблюдались породы промежуточные, отнесенные нами к габбро-диоритам. Они характеризуются: 1) появлением лабрадора наряду с андезитом, причем плагиоклазы в большинстве случаев зональны; 2) заметно повышенным содержанием темноцветных минералов; 3) наличием более частых и более крупных кристаллов апатита; 4) более значительной сосюритизацией плагиоклазов.

Подтверждением постепенности перехода от кварцевых диоритов к габбро, кроме сказанного выше, можно считать также наличие редких зерен кварца, а также калиевого полевого шпата, в габбро близ контакта.

Из изложенного следует, что:

1. Диориты являются дифференциатами габброидной магмы; образование их происходило несколько позднее образования габбро, но большого разрыва во времени нет, на что указывает отсутствие резких контактов между диоритами и габбро.

2. Контактных явлений между диоритами и габбро почти не наблюдается, а наоборот, ясно выражен постепенный переход от кварцевого диорита к габбро через бескварцевый диорит и даже габбро-диорит.

3. Диориты вряд ли оказывали существенное влияние на оруденение, так как на горе Волковской скважины, расположенные близ диоритов или непосредственно в контакте, почти не содержат рудных минералов.

В. Жильные породы

Довольно широкое распространение имеют жильные породы как на Лаврово-Николаевском участке, так и на горе Волковской. Они представлены: микрогаббро, габбро-порфиридами, плагиоклазовыми порфиридами, диорит-порфиридами, микродиоритами и плагиоклазитами. Простираются они в основном северо-западное или приближаются к меридиональному. Рудных минералов в жильных породах не встречено.

Г. Характер рудоносности габбровых пород

Из изложенного выше фактического материала трудно установить четкую приуроченность скоплений рудных минералов к тем или иным из перечисленных разновидностей габбро, но все же можно подметить, что:

1) мезократовое габбро однородной текстуры на горе Волковской как правило почти лишено вкрапленности сульфидов меди;

2) к мезократовому габбро неоднородной такситовой текстуры приурочено повышенное содержание рудных минералов;

3) в мезократовом и лейкократовом габбро офитовой структуры оруденение отсутствует;

4) с меланократовым габбро связывается повышенное содержание титаномагнетита и апатита, часто в виде шпиров;

5) в оливинсодержащем габбро, довольно широко распространенном на горе Волковской и почти отсутствующем на Лаврово-Николаевском участке, повышенного оруденения не подмечено;

6) наибольшее количество выделений биотита в габбро наблюдается в отдельных пунктах Лаврово-Николаевского участка; хотя биотит в большинстве случаев и приурочен к магнетиту, но не всегда он устлавливается на участках с повышенным оруденением;

7) на основании многочисленных наблюдений можно считать, что

сульфидное оруденение в основной своей массе не связано с повышенным содержанием вторичных минералов в породе.

Повышенная концентрация рудных минералов приурочена к участкам мезо- и меланократового габбро с неоднородной такситовой текстурой. В лейкократовом типе габбро сульфидов меди почти нет, но часты шлировые выделения титаномагнетита. Лейкократовое габбро такситовой текстуры распространено только в юго-западной части горы Волковской, где оно покрывает мезократовое габбро, падая под углом 40—50° на юго-запад, примерно аналогично падению участков с повышенным содержанием сульфидов меди.

Габбро офитовой структуры непосредственно граничит с диоритами. Рудных скоплений в нем не устанавливается. Наличие в его составе более кислого плагиоклаза (лабрадор № 52—55 и даже, в отдельных случаях, андезин № 32 и 49), чем в рудоносных разностях габбро, а также появление единичных зерен калиевого полевого шпата, повидимому, указывает на более тесную связь с диоритами, и возможно, что габбро с офитовой структурой является переходной породой между диоритами и габбро.

Диориты расположены в западной части закартированного участка. Резкого контакта диоритов с габбро не встречено. Переход совершается через диорит без кварца и иногда через габбро-диорит. С нашей точки зрения они являются дифференциатами габбровой магмы.

Жильные породы имеют различный состав, от основного до кислого, с оруденением они не связаны.

2. Усольское месторождение

Усольское месторождение находится в южной части Баранчинского массива в 3 км к северо-западу от с. Большая Лая. Здесь преимущественно развито габбро и только несколькими шурфами вскрыты диориты. Габбро данного участка образует сравнительно узкую полосу (в среднем ширина ее—100 м, длина—400 м), вытянутую в юго-восточном направлении. К северо-западу от полосы габбро расположены диориты, а на юго-востоке эффузивные породы. Контакт габбро с эффузивными породами не обнаружен. Эффузивные породы встречены только в обломках на холме, расположенном восточнее Усольского месторождения.

Выделяются две разновидности габбро: мезократовое габбро и меланократовое, существенно различные по характеру рудоносности.

Меланократовое габбро несет повышенное сульфидное оруденение, представленное борнитом и халькопиритом.

Мезократовое габбро отличается низким содержанием меди. Сульфиды представлены халькопиритом и пиритом. Борнит как правило отсутствует.

Габбро подвергнуто сильным вторичным изменениям, в нем почти не сохранилось реликтов плагиоклаза. Наряду с соссюритизацией и пренитизацией широко развита амфиболизация (особенно в меланократовом габбро), а также хлоритизация (преимущественно в биотитсодержащем габбро), местами в нем появляются участки, состоящие почти из одного эпидота или сильно эпидотизированного полевого шпата; размеры таких участков иногда достигают нескольких десятков сантиметров.

Широкое распространение имеет биотит, в противоположность Волковскому и особенно Ключевскому месторождению (в последнем

биотит совершенно отсутствует). Наиболее часто биотит встречается в мезократовом габбро. Он выделяется в форме крупных пластинок, а не мелких чешуек вокруг рудных зерен, как это имеет место на Волковской горе.

Оливин сравнительно немного, только некоторые отдельные участки дают содержание его до 15%. Оливин приурочен к меланократовому габбро; в мезократовом габбро он почти не наблюдается. Продукты разложения оливина — серпентин, в отличие от горы Волковской, где продуктами разложения оливина являются в основном тальк и слюдоподобный минерал. Оливин полностью серпентинизирован, не сохраняется даже реликтов его. Отмечается приуроченность апатита и, изредка, титаномагнетита к псевдоморфозам серпентина.

Титаномагнетит присутствует в идиоморфных зернах, расположенных главным образом около пироксена и роговой обманки. Незначительная часть его образует включения в пироксене. Титаномагнетит тесно связан с апатитом, причем апатит или находится в сростании с титаномагнетитом, или включен в титаномагнетит. Часть кристаллов апатита загрязнена пылевидным веществом, аналогично апатиту горы Волковской. Некоторые зерна титаномагнетита замещены силикатными минералами — хлоритом и частично эпидотом или сфеном.

Наибольшая сульфидная вкрапленность, со значительным содержанием борнита, приурочена к меланократовому габбро, которое протягивается узкой полоской вдоль границы мезократового габбро и диорита. Здесь же встречается наиболее повышенное содержание титаномагнетита. К юго-востоку, ближе к контакту с эффузивными породами, тянется мезократовое габбро с преобладающей вкрапленностью пирита, реже халькопирита и исключительно редко борнита.

Вкрапленность как титаномагнетита, так и сульфидов меди в меланократовом габбро мелкая — от долей миллиметра до 2 мм; более крупные выделения появляются редко. С поверхности до глубины 17—20 м борнит с халькопиритом встречаются примерно в равных количествах, хотя местами борнит преобладает над халькопиритом; с глубиной содержание борнита уменьшается, зато увеличивается вкрапленность халькопирита.

В мезократовом габбро вкрапленность пирита и халькопирита редкая, но более крупная. Распределена она неравномерно, и, чаще всего, приурочена к эпидотизированным и кальцитизированным участкам габбро. Наблюдаются также нитевидные прожилочки пирита и халькопирита. Титаномагнетит в мезократовом габбро представлен, так же как и сульфиды, редкими, но более крупными вкрапленниками.

Из фактического материала видно, что на участке Усольского месторождения отчетливо выделяются две минерализованные зоны, отличные по рудоотложению. Первая зона — зона меланократового габбро с мелкой вкрапленностью титаномагнетита и сульфидов меди, со значительным содержанием борнита. Вторая зона — зона мезократового габбро с преобладанием пирита и халькопирита при почти полном отсутствии борнита.

Можно думать, что контакт габбро с эффузивами был более ослаблен и сопровождался всевозможными трещинами, по которым циркулировали содержащие сернистые соединения железа и меди, гидротермальные растворы. Растворы способствовали образованию халькопирита и пирита, они же обусловили развитие здесь эпидота, хлорита и кальцита.

Выше уже указывалось, что Усольское месторождение расположено в узкой полосе габбровых пород, которые с запада граничат с диоритами, а с востока с эффузивными породами. Возможно, что влияние

диоритов, наличие контакта габбро с эффузивами и большая роль гидротермальных растворов на этом узком участке габбро привели к развитию биотита, хлорита, эпидота, цоизита, халькопирита и пирита.

3. Ключевское месторождение

Ключевское месторождение расположено на юго-юго-западном склоне горы Мостовой, в 19 км от ст. Лая железной дороги им. Кагановича и является самым южным месторождением, входящим в систему Баранчинского габбрового массива.

В петрографическом строении Ключевского месторождения главная роль принадлежит сложно-дифференцированному комплексу пород, среди которых преобладают меланократовое и мезократовое пироксено-оливиновое габбро и полевошпатовые пироксениты. Все эти породы связаны между собою постепенными переходами и характеризуются то полосатыми, то массивными текстурами. Область развития меланократового габбро в значительной своей части совпадает с областью развития полевошпатовых пироксенитов.

Тесно связанные между собою меланократовое и мезократовое габбро образуют неправильные полосы-зоны. Форма их выделения носит такой характер, что можно говорить об одновременной кристаллизации.

В габбро широко распространены пегматитовые участки, сложенные крупными кристаллами пироксена и розового полевого шпата. Подобные же образования обычны и среди пироксенитов. Местами наблюдается ясное полосатое строение габбро и пироксенита; полосы почти мономинерального состава, приближающиеся к типичным пироксенитам, мощностью от нескольких миллиметров до 25—30 см, переслаиваются с более широкими полосами габброидного состава.

Среди пироксенитов и габбро наблюдается целая серия жильных пород, образующая две группы: северо-восточного и северо-западного простирания.

Для пород, вмещающих Ключевское месторождение, характерно:

- а) широкое распространение меланократового габбро;
- б) широкое развитие оливина, причем он присутствует как в габбро, так и в пироксенитах. Расположение зерен оливина — кучное;
- в) почти полное отсутствие биотита, последний встречен только в жильных породах;
- г) наличие редких зерен шпинели в меланократовом габбро и пироксените;

д) тесная ассоциация оливина, титаномагнетита и апатита.

Сульфиды меди на Ключевском месторождении заметных концентраций не дают. Титаномагнетиты связаны с тремя типами пород:

- 1) с мелано- и мезократовым габбро, содержащими редкую вкрапленность сульфидов и более густую вкрапленность титаномагнетита;
- 2) с полевошпатовыми пироксенитами и пироксенитами с оливином и роговой обманкой, со значительной вкрапленностью титаномагнетита и очень бедной вкрапленностью сульфидов меди;
- 3) с перидотитами, не содержащими сульфидов меди, но сильно обогащенными титаномагнетитом, который образует прослой, часто переходящие в сплошные руды.

Сульфиды меди представлены очень редкой и мелкой вкрапленностью борнита и халькопирита. Величина вкрапленников измеряется от долей миллиметра до 1—1.5 мм в поперечнике. Борнит присутствует только в габбро, причем как в меланократовой, так и в мезократовой разностях, но преимущественно в габбро неоднородного сложения.

Халькопирит появляется и в габбро, и в пироксенитах; в обеих породах он дает редкую и мелкую вкрапленность. Борнит выделяется в виде мелких образований ксеноморфной формы, неравномерно рассеянных в породе. Местами встречаются сростания борнита с халькопиритом.

Наиболее типичной формой титаномагнетитового оруденения является вкрапленный тип, широко распространенный и в габбро, и в полевошпатовых пироксенитах. Наиболее интересными являются перидотиты с прослоями сплошного титаномагнетита.

Титаномагнетит представлен зернами, обычно заполняющими промежутки между силикатными минералами, нередко образуя при этом сидеронитовую структуру. Незначительная часть его наблюдается в виде включений в пироксенах. Отмечаются случаи замещения титаномагнетита по трещинкам силикатными минералами. В зернах титаномагнетита очень часто обнаруживаются тонкие пластинки ильменита. Наблюдались случаи замещения титаномагнетита гематитом.

4. Другие месторождения южного участка

Медведевское, Ухово-Мостовское и другие месторождения южного участка имеют ряд общих черт и все они расположены в раздифференцированном комплексе пород, в котором встречаются: перидотиты, пироксениты, полевошпатовые пироксениты, оливниное габбро. Широко развиты пегматоидные участки (Медведевское месторождение) и изредка встречаются небольшие участки нормального габбро типа Волковского месторождения. Здесь, так же как и на Волковском месторождении, повышенное сульфидное оруденение приурочено к пироксеновому габбро, главным образом такситовой текстуры, а повышенное содержание титаномагнетита к меланократовой разности габбро. Пегматоидные участки пород почти не содержат сульфидов меди, но в них местами наблюдается повышенное содержание апатита, а иногда и титаномагнетита. По всей вероятности, обособление отдельных пегматоидных участков произошло до выделения главной массы сульфидов меди.

В Баранчинском массиве располагается также целый ряд мелких рудных точек, почти аналогичных по петрографическому облику и характеру оруденения описанным месторождениям. Сульфиды меди, кроме габбро, связаны здесь с кварцевыми жилами, встречающимися главным образом в южной части массива.

Кварцевые жилы, залегающие в габбровых породах, несут повышенное содержание меди и почти не содержат золота. Кварцевые жилы, залегающие в более кислых породах — габбро-диоритах, содержат ничтожное количество меди. Основным медным минералом в кварцевых жилах является халькопирит; борнита не обнаружено. Часто встречается пирит. Халькопирит и пирит замещаются окислами железа, в первом случае образуется так называемая медно-смоляная руда, а во втором — лимонит.

V. ХАРАКТЕРИСТИКА МЕДНО-ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ОСНОВНЫМИ ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ БАРАНЧИНСКОГО МАССИВА

В Баранчинском массиве насчитывается несколько рудоносных точек, расположенных, главным образом, в восточной части массива. Из них наиболее крупными являются Лаврово-Николаевский (известный больше под названием Волковского месторождения) и собственно Волковский. Эти участки расположены на расстоянии 900 м друг от друга.

Рудные минералы представлены вкрапленностью в габбро титаномагнетита (содержащего ванадий), ильменита, апатита, борнита, халькопирита, халькозина и ковеллина. В поверхностной зоне месторождения местами встречаются окисленные минералы — малахит, азурит, реже хризоколла и др.

Прежде чем перейти к характеристике медно-титаномагнетитового оруденения, необходимо заметить, что этот тип оруденения является комплексным (медь, железо, ванадий, титан).

Нашими работами на горе Волковской установлено, что как титаномагнетитовое, так и медное повышенное оруденение приурочено к висячему боку рудного тела. Форма рудных тел на Волковском месторождении вырисовывается как пологопадающая залежь, выклинивающаяся с глубиной. Азимут ее простирания — северо-запад 290—315°, падение юго-западное, под углом 40—45°.

Своеобразие Волковского месторождения заключается в том, что, по сравнению с типичными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, его руды не содержат ни пирротина, ни пентландита. Вместо обычного магнетита в них широко распространен ванадийсодержащий титаномагнетит. Вместо халькопирита и кубанита, преимущественно, распространены гипогенный борнит и халькопирит. Характерной особенностью руд волковского типа является также присутствие апатита, парагенетически тесно связанного с титаномагнетитом и часто с сульфидами меди. Необходимо также указать, что пирит в рудах почти полностью отсутствует, что резко отличает руды Волковского месторождения от вкрапленных медных сульфидных руд других более кислых интрузивных пород. По сравнению же с типичными титаномагнетитовыми месторождениями Урала, залегающими в габбровых массивах и пироксенитах, волковские руды содержат явно повышенное количество меди и фосфора и ванадия.

Следует еще раз подчеркнуть, что сульфидное и титаномагнетитовое оруденение приурочено только к габбро; диориты ни титаномагнетита, ни сульфидов меди как правило не содержат.

1. Титаномагнетитовое оруденение

Этот тип оруденения проявляется в следующих формах: 1) в виде редкой вкрапленности титаномагнетита во всех разновидностях габбро, 2) в виде богатой вкрапленности и мелких шлиров, местами вместе с сульфидами, в меланократовом габбро, 3) в виде сравнительно крупных шлиров и жильных обособлений, главным образом в пироксенитах, и, наконец, 4) в виде жил среди пегматоидной разновидности рогово-обманкового габбро (гора Синяя).

Рассеянная вкрапленность и мелкие шлиры являются преобладающей и наиболее широко распространенной формой титаномагнетитового оруденения. С этим типом, в основном, связано и сульфидное оруденение.

Крупные шлиры и жильные образования развиты, главным образом, в южной части массива (Баронское месторождение), где встречаются отдельные жилоподобные тела, заключенные в сравнительно узкой полосе пироксенитов, протягивающиеся с перерывами на расстоянии 2 км по простиранию.

Подобные же образования в виде широкообразных тел титаномагнетита встречены в районе Ухово-Мостовского и Ключевского месторождений; титаномагнетит образует густую вкрапленность в пироксенитах

и часто обособляется в виде отдельных сплошных шлиров или полос. На этом же участке встречено также титаномагнетитовое оруденение и в перидотитах, причем характерно широкое развитие полосчатых и шширообразных текстур руд.

Последняя форма более позднего выделения титаномагнетита встречается редко, обнаружена она на восточном склоне горы Синея на участке развития габбро-пегматитов среди крупнозернистых пироксенитов. Титаномагнетит здесь встречен в виде: а) вкраплений в пегматоидных разностях пироксенитов и в габбро-пегматитах; б) тонких полос (2—5 см) массивного титаномагнетита в пироксените; в) прожилков титаномагнетита мощностью до 15 см, пересекающих пироксенит с прослоями титаномагнетита и габбро-пегматита.

Таким образом титаномагнетит выделялся, повидимому, в несколько стадий, причем время выделения его относится к концу магматического процесса, даже после завершения образования габбро-пегматитов.

Титаномагнетитовые выделения Баранчинского массива по сравнению с другими месторождениями характеризуются некоторыми особенностями их химического состава. Главным образом это заметно в соотношениях содержания Fe, Ti и V.

Зависимость между содержанием в рудах Ti и V и минералогическим составом вмещающих пород изображена нами на диаграмме (фиг. 17), где нанесены данные анализов титаномагнетитов.

Диаграмма показывает соотношение между TiO_2 и V_2O_3 . По оси абсцисс отложены содержания V_2O_3 , по оси ординат TiO_2 . Из диаграммы прежде всего выясняется прямая и пропорциональная зависимость между содержаниями титана и ванадия в титаномагнетитах месторождений Баранчинского массива, Первоуральских, Качканарских и Кытлымских месторождений, тогда как титаномагнетиты Кусинских месторождений, этой зависимости не обнаруживают. На диаграмме точки для Кусинских рудных минералов занимают обособленное поле.

Вторым важным моментом является обратная зависимость между содержанием титана и ванадия и основностью пород, в которых обособляются титаномагнетитовые скопления. С увеличением основности породы уменьшается содержание титана и ванадия. Кусинские руды являются исключением; в них такой зависимости не подмечено. Чтобы убедиться в справедливости этого вывода, необходимо рассмотреть, с одной стороны, соотношение между ванадием и титаном, а с другой стороны, минералогический состав пород, вмещающих те или иные титаномагнетитовые месторождения. Они распределяются следующим образом:

Точки 1 и 65 на диаграмме (см. фиг. 17) — перидотиты (Баранчинского и Конжаковского массивов).

Точки 2—8 — пироксениты (Баранчинский массив — Баронское месторождение).

Точки 40—46 — горнблендиты (Первоуральское месторождение).

» 47—55 — оливиновые пироксениты, оливиновое габбро (Качканар, Кытлым).

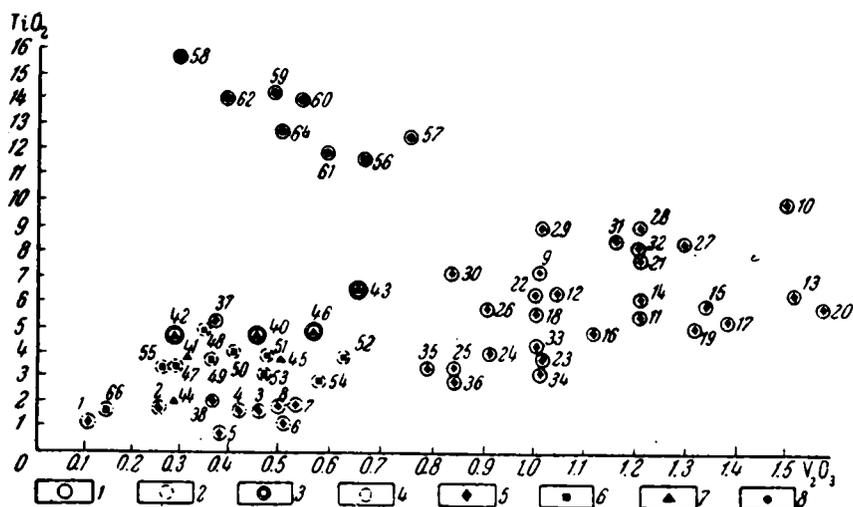
Точка 39 — роговообманковое габбро (Серебрянский Камень).

Точки 11—38 — пироксеновое габбро (Волковское месторождение).

Расположение этих точек на диаграмме достаточно наглядно показывает характер связи между основностью пород и содержанием в них титана и ванадия, которой не подчиняются титаномагнетиты Кусинского месторождения (точки 56—62, 64 — нормальное габбро). Это резко отличает Кусинское месторождение от других титаномагнетито-

вых месторождений Урала, залегающих сингенетично со вмещающими породами в виде вкрапленников разной концентрации или в виде небольших шпиров.

Объясняется это тем, что месторождения Баранчинского, Качканарского, Кытлымского и других районов располагаются в пределах пла-



Фиг. 17. Зависимость между содержанием в рудах Ti и V и минералогическим составом вмещающих пород.

1 — габбро; 2 — оливниновое габбро и оливниновые пироксениты; 3 — горнблендиты; 4 — перидотиты и пироксениты; 5 — титаномagnetитовые руды Баранчинского массива; 6 — титаномagnetитовые руды Качканарско-Кытлымского района; 7 — титаномagnetитовые руды Первоуральска; 8 — титаномagnetитовые руды Кусы

тиноносного комплекса пород, тогда как месторождения типа Кусинских залегают в ином петрографическом комплексе пород.

Таким образом, выяснение условий образования титаномagnetита требует изучения химического состава пород, несущих это оруденение, другими словами, изучения петрохимических особенностей пород, с которыми связаны данные полезные ископаемые (см. главу IX).

Естественно, что чем выше концентрация кислорода в магме, обуславливающая образование Fe_2O_3 , тем вероятнее выделение magnetита. В противном случае, особенно при повышенном содержании Mg, как это наблюдается в ультраосновных породах, меньше возможности для образования magnetита, так как благодаря большому сходству в размерах ионных радиусов $Mg^{+2} = 0.78 \text{ \AA}$ и $Fe^{+2} = 0.83 \text{ \AA}$ магний изоморфно связывается с FeO, так же как и NiO в силикатах. Лишь в более поздних хромитовых скоплениях наряду с FeO устанавливаются повышенные содержания Fe_2O_3 . В основных же породах значительная масса как FeO, так и Fe_2O_3 сосредоточена в выделениях magnetита, лишенных MgO и Cr_2O_3 , но зато обогащенных TiO_2 . Последний входит, главным образом, в состав ильменита, наблюдающегося в виде вростков в magnetите, а местами и самостоятельных зерен.

По анализам титаномagnetитов, полученных из рудоносных пород, определено установлено, что кроме Ti с железом парагенетически тесно связан также V, который по всей вероятности входит в решетку magnetита в виде V^{+3} , изоморфно замещая Fe^{+3} .

Недостаточное количество magnetита, а следовательно и окисного железа, отрицательно действует на концентрацию V, поскольку послед-

ний встречается в магматических породах в трехвалентной форме и изоморфно замещает трехвалентное железо. Это происходит благодаря близким размерам ионных радиусов ($\text{Fe}^{+3} = 0.67 \text{ \AA}$; $\text{V}^{+3} = 0.65 \text{ \AA}$) и весьма значительному сходству строения их электронных оболочек.

Повышенная концентрация Ti и V в нормальном габбро и особенно в тахтитовой его разновидности объясняется очевидно тем, что титаномагнетит кристаллизуется в более позднюю фазу, чем силикаты, и накапливается, главным образом, в остаточном расплаве габброидной магмы, где процессы окисления развиты сильнее, благодаря присутствию H_2O и CO_2 .

Форма выделения титаномагнетита также характерна для руд позднемагматического расплава: он выделяется в виде богатой вкрапленности или шпиров, что подмечено также при изучении Волковского месторождения.

Можно подметить, что скопления титаномагнетита имеют линзовидную или приближающуюся к ней форму.

В центре рудных тел наблюдается повышенное содержание ванадийсодержащего титаномагнетита, а к периферии содержание это постепенно убывает. Образование более богатых V_2O_5 скоплений в центре рудных тел объясняется, очевидно, тем, что V охотнее накапливается в последних порциях кристаллизации титаномагнетита, т. е. при сравнительно более низких температурах, так как в центре шпирала кристаллизация заканчивается позднее всего.

Вопрос о связи Ti с V остается не совсем ясным с геохимической точки зрения. Как известно, в изверженных породах ванадий встречается в тех случаях, в магнетите, когда в нем присутствует титан.

В литературе можно найти только указания на то, что ассоциация Ti с V объясняется тем, что они оба относятся к «семейству железа». Установлено, что ванадий никогда не дает самостоятельных минералов. В магматических образованиях это типичный рассеянный элемент. Он относится к так называемым эндокриптным элементам, т. е. к элементам, обладающим свойством входить в кристаллическую решетку вместе с каким-либо другим ведущим элементом при условии близости радиусов их ионов и одинакового знака заряда.

В магматических породах, как отмечено выше, V присутствует, очевидно, в трехвалентной форме. Пятивалентного ванадия в изученных нами рудах не встречено, несмотря на большое количество апатита и близость ионных радиусов $\text{V}^{+5} = 0.4 \text{ \AA}$ и $\text{P}^{+5} = 0.3 \text{ \AA}$. Специально проведенные анализы апатитовых концентратов на V дали отрицательный результат. Отсутствие V^{+5} в окисленных рудах объясняется, очевидно, тем обстоятельством, что зона окисления, в которой он мог бы находиться, в наших месторождениях почти отсутствует.

После этих предварительных замечаний об общих особенностях химического состава баранчинских титаномагнетитовых руд, перейдем к их детальной минералогической характеристике.

Не касаясь различных типов титаномагнетитовых выделений, встречающихся в Баранчинском массиве, остановимся только на наиболее распространенных формах, связанных непосредственно с сульфидным оруденением, т. е. на рассеянной вкрапленности и мелких шпиралах в габбро, представляющих наибольший научный и практический интерес.

Из фактического материала, полученного нами по горе Волковской при разведочных и камеральных работах, вытекают следующие характерные особенности титаномагнетитового оруденения:

1) повышенные концентрации его в основном совпадают с наиболь-

шими проявлениями медного оруденения. Очевидно, что и генетически эти два типа оруденения связаны друг с другом;

2) титаномагнетитовое оруденение на горе Волковской, по сравнению с оруденением Лаврово-Николаевского участка, проявлено более интенсивно, и здесь встречены участки почти сплошного титаномагнетита, содержащего борнит;

3) наибольшие скопления титаномагнетита сосредоточены в центре рудного тела и постепенно уменьшаются к периферии;

4) титаномагнетитовое оруденение почти всегда сопровождается апатитом (фиг. 15), содержание которого находится в прямом отношении к скоплениям титаномагнетита. Среднее содержание апатита по месторождению около 2—3%. В меланократовом габбро оно увеличивается до 5—8%.

а) Титаномагнетит

Титаномагнетит в габбро выделялся, в основном, позднее силикатов, как это давно уже установлено многими исследователями. Поэтому мы не будем останавливаться на описании тех структур, которые убеждают нас в этом. Обратим внимание на ряд интересных деталей сростания титаномагнетита с силикатами и другими минералами, не описанных в литературе. Прежде всего следует отметить, что титаномагнетит наблюдается не только в виде ксеноморфных зерен между силикатными зернами. Как можно видеть на микрофотографии (фиг. 18), он изредка наблюдается также в виде включений внутри зерен пироксена. Форма этих включенных зерен округлая, каплевидная, т. е. напоминает собой форму жидких включений. Возможно, что рудное вещество было захвачено при кристаллизации силикатов еще в жидком виде. На этой же микрофотографии в крупном ксеноморфном зерне магнетита включено идиоморфное зерно пироксена, причем на границе магнетита и пироксена развивается кайма биотита, очевидно как реакционное образование. Вокруг округлых включений магнетита эти каемки отсутствуют. Изредка можно наблюдать явно идиоморфные, но очень мелкие зерна титаномагнетита, включенные в силикаты. Некоторые включения бывают окаймлены тонкой полосой роговой обманки. Характерно, что зерна эвгдральной формы приурочены к границам между пироксенами, или между пироксенами и плагиоклазами, тогда как между плагиоклазами они обычно ангдральные.

На микрофотографии (фиг. 19) видно, что зерна титаномагнетита идиоморфной формы располагаются вокруг пироксенов, а отдельные зерна округлой формы включены внутрь их. Эти формы выделения распространены, главным образом, в мезократовом равномернoзернистом габбро. В участках же, обогащенных титаномагнетитом, чаще встречаются зерна неправильной формы. Ксеноморфные зерна титаномагнетита, как всегда, располагаются между силикатами и часто образуют сидеронитовую структуру (фиг. 20), переходя, как это видно на микрофотографии, местами в сплошные титаномагнетитовые участки. Зерна силикатов подвергаются нередко частичной коррозии.

В габбро с оливином чаще встречаются зерна титаномагнетита резко ксеноморфных очертаний.

Установлены случаи, когда титаномагнетит вместе с сульфидами развивается по спайности пироксена. Их взаимоотношения дают возможность предполагать, что часть титаномагнетита выделялась даже вместе с сульфидами.

Встречается еще одна весьма оригинальная форма выделения титаномагнетита — это графическое сростание его с нерудными минералами.

Наиболее часто графическая структура титаномагнетита наблюдается в псевдоморфозах серпентина и талька по оливину. Кроме того, наблюдались участки такой структуры среди вторичного амфибола (актинолита) и хлорита. Однако, наиболее отчетливо она выражена среди неизменных минералов — в моноклинном и ромбическом пироксене и в роговой обманке (фиг. 21). Местами в участках графической структуры наряду с неправильными выделениями магнетита наблюдаются самостоятельные выделения ильменита, но также в неправильных формах (фиг. 22). Генезис этих графических структур остается нерасшифрованным. Экспериментальные работы по этим структурам не производились.

Критерии для распознавания генетического значения подобных структур были разобраны специальной подкомиссией в 1931 г. (см. «Критерии возрастных соотношений минералов», в русском переводе 1934 г.), выделенной Американским национальным исследовательским комитетом по процессам рудоотложения. Комиссия выдвинула 5 возможных способов образования графических прорастаний:

- 1) одновременное отложение двух минералов в точке эвтектики;
- 2) одновременное отложение двух минералов, но не в эвтектической пропорции;
- 3) распад твердого раствора при эвтектоидной точке;
- 4) замещение одного минерала другим при условии некоторой согласованности процесса с кристаллической структурой замещаемого минерала;
- 5) перекристаллизация при контактовом метаморфизме.

Образование графических структур во вторичных наших минералах, возможно, является результатом замещения. Появление же графических прорастаний в неизменных первичных силикатных минералах можно было бы объяснить двумя путями:

- 1) образованием графической структуры вследствие одновременного отложения двух минералов в момент кристаллизации в точке эвтектики;
- 2) распадом твердого раствора в эвтектоидной точке.

В генетическом отношении понятия эвтектика и эвтектоид имеют совершенно различное значение. Эвтектические структуры, как известно, возникают в результате кристаллизации жидких несмешивающихся или ограниченно смешивающихся в твердом состоянии компонентов. Эвтектоидные структуры, как это доказано на искусственных сплавах, получаются в результате распада твердых растворов. Они широко распространены в металлических сплавах. Рей (Ray, 1930) выделил их в особую группу и назвал смеси этого рода «эвтектоидами»¹. При этом эвтектоидные структуры являются результатом только тех превращений среди твердых растворов, распад которых происходит по принципу эвтектики. До сих пор мы не знаем типичных примеров распада твердых растворов в силикатах с образованием эвтектоидных структур. Нет также никаких оснований полагать, что магнетит с силикатами при высоких температурах может образовать твердые растворы в широких пределах. Следовательно, образование графических структур магнетита с силикатами путем распада твердого раствора при эвтектоидной точке вряд ли возможно. Они установлены только для рудных минералов.

Взаимные прорастания силикатов встречаются среди горных пород, в частности прорастание роговой обманки и пироксена, как это доволь-

¹ Г. Л. Оллинг (1941) указывает, что, повидимому, в метеоритах наблюдаются структурные рисунки, обусловленные образованием эвтектоидов.

но часто наблюдается и в породах Баранчинского массива. Мы наблюдаем в крупных кристаллах диаллага множество мелких неправильных включений светлого амфибола, причем эти включения гаснут одновременно (фиг. 4). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из работ (1909) подробно описал эти взаимоотношения и считает возможным два случая их образования: 1) проращение амфиболом пироксена в магматическую стадию и 2) одновременное их выделение из магмы с образованием пегматитовых прорастаний.

Ориентировки зерен магнетита в наших прорастаниях не удалось установить. Во всяком случае не подмечается никаких признаков замещения одного минерала другим. Характерно, что общая форма участков этих прорастаний явно напоминает ксеноморфные зерна.

Более правильным было бы все же считать, что образование графических структур магнетита с силикатами может произойти путем одновременного отложения этих минералов при кристаллизации в точке эвтектики. А. Н. Заварицкий рекомендует эти структуры рассматривать с точки зрения образования мирмекитов. Безусловно, на основании только морфологических особенностей генезис этих структур решить однозначно нельзя. Для более убедительного доказательства необходимы экспериментальные исследования бинарных систем магнетит — диопсид, магнетит — анортит и др.

Следующей характерной чертой руд Волковского месторождения, как и многих других титаномагнетитовых месторождений Урала, является наличие решетчатых структур, образовавшихся в результате распада твердого раствора магнетита и ильменита. При этом ильменит выделяется в магнетите в виде пластинок, наблюдающихся почти постоянно и располагающихся по кристаллографическим направлениям магнетита. Форма и густота расположения их несколько различны. В одних случаях — это хорошо выраженные пластинчатые выделения, относительно крупные, но редкие, в других же случаях — очень тонкие (местами едва различимые под микроскопом) пластинки, но более частые (фиг. 23).

Кроме пластинчатой формы выделения, иногда даже наряду с ней, ильменит выделяется в виде зерен различной величины, обычно располагающихся между зернами титаномагнетита или на границе между титаномагнетитом и апатитом (фиг. 24). Характерно, что зернистые формы выделений ильменита встречаются преимущественно в меланократовом габбро, в оливинсодержащем габбро и в шлирах титаномагнетита, тогда как решетчатая структура распада смеси ильменита и магнетита встречается, главным образом, в мезократовом габбро, где количество магнетита невелико. Очень редко наблюдаются мелкие, каплевидные выделения ильменита в магнетите. В единичных случаях наблюдались выделения ильменита в магнетите по неправильным трещинкам.

Взаимоотношения магнетита и ильменита как структуры распада были изучены более тщательно, чем для других минералов, образовавшихся при распаде твердых растворов. В отечественной литературе более подробно эти структуры описаны в работах И. И. Малышева, П. Г. Пантелева, А. В. Пэка (1934).

Рамдор (1925) экспериментально установил, что магнетит и ильменит при 800°C образуют однородный раствор, распад которого происходит при температуре $600\text{--}700^{\circ}$. Если охлаждение протекает достаточно медленно, TiO_2 почти нацело выделяется из магнетита в виде ильменита.

Структурные признаки распада твердых растворов в наших рудах

Наиболее часто графическая структура титаномагнетита наблюдается в псевдоморфозах серпентина и талька по оливину. Кроме того, наблюдались участки такой структуры среди вторичного амфибола (актинолита) и хлорита. Однако, наиболее отчетливо она выражена среди неизменных минералов — в моноклинном и ромбическом пироксене и в роговой обманке (фиг. 21). Местами в участках графической структуры наряду с неправильными выделениями магнетита наблюдаются самостоятельные выделения ильменита, но также в неправильных формах (фиг. 22). Генезис этих графических структур остается нерасшифрованным. Экспериментальные работы по этим структурам не производились.

Критерии для распознавания генетического значения подобных структур были разобраны специальной подкомиссией в 1931 г. (см. «Критерии возрастных соотношений минералов», в русском переводе 1934 г.), выделенной Американским национальным исследовательским комитетом по процессам рудоотложения. Комиссия выдвинула 5 возможных способов образования графических прорастаний:

- 1) одновременное отложение двух минералов в точке эвтектики;
- 2) одновременное отложение двух минералов, но не в эвтектической пропорции;
- 3) распад твердого раствора при эвтектоидной точке;
- 4) замещение одного минерала другим при условии некоторой согласованности процесса с кристаллической структурой замещаемого минерала;
- 5) перекристаллизация при контактовом метаморфизме.

Образование графических структур во вторичных наших минералах, возможно, является результатом замещения. Появление же графических прорастаний в неизменных первичных силикатных минералах можно было бы объяснить двумя путями:

- 1) образованием графической структуры вследствие одновременного отложения двух минералов в момент кристаллизации в точке эвтектики;
- 2) распадом твердого раствора в эвтектоидной точке.

В генетическом отношении понятия эвтектика и эвтектоид имеют совершенно различное значение. Эвтектические структуры, как известно, возникают в результате кристаллизации жидких несмешивающихся или ограниченно смешивающихся в твердом состоянии компонентов. Эвтектоидные структуры, как это доказано на искусственных сплавах, получаются в результате распада твердых растворов. Они широко распространены в металлических сплавах. Рей (Ray, 1930) выделил их в особую группу и назвал смеси этого рода «эвтектоидами»¹. При этом эвтектоидные структуры являются результатом только тех превращений среди твердых растворов, распад которых происходит по принципу эвтектики. До сих пор мы не знаем типичных примеров распада твердых растворов в силикатах с образованием эвтектоидных структур. Нет также никаких оснований полагать, что магнетит с силикатами при высоких температурах может образовать твердые растворы в широких пределах. Следовательно, образование графических структур магнетита с силикатами путем распада твердого раствора при эвтектоидной точке вряд ли возможно. Они установлены только для рудных минералов.

Взаимные прорастания силикатов встречаются среди горных пород, в частности прорастание роговой обманки и пироксена, как это доволь-

¹ Г. Л. Оллинг (1941) указывает, что, повидному, в метеоритах наблюдаются структурные рисунки, обусловленные образованием эвтектоидов.

но часто наблюдается и в породах Баранчинского массива. Мы наблюдаем в крупных кристаллах диаллага множество мелких неправильных включений светлого амфибола, причем эти включения гаснут одновременно (фиг. 4). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из работ (1909) подробно описал эти взаимоотношения и считает возможным два случая их образования: 1) прораствание амфиболом пироксена в магматическую стадию и 2) одновременное их выделение из магмы с образованием пегматитовых прорастаний.

Ориентировки зерен магнетита в наших прорастаниях не удалось установить. Во всяком случае не подмечается никаких признаков замещения одного минерала другим. Характерно, что общая форма участков этих прорастаний явно напоминает ксеноморфные зерна.

Более правильным было бы все же считать, что образование графических структур магнетита с силикатами может произойти путем одновременного отложения этих минералов при кристаллизации в точке эвтектики. А. Н. Заварицкий рекомендует эти структуры рассматривать с точки зрения образования мирмекитов. Безусловно, на основании только морфологических особенностей генезис этих структур решить однозначно нельзя. Для более убедительного доказательства необходимы экспериментальные исследования бинарных систем магнетит — диопсид, магнетит — анортит и др.

Следующей характерной чертой руд Волковского месторождения, как и многих других титаномагнетитовых месторождений Урала, является наличие решетчатых структур, образовавшихся в результате распада твердого раствора магнетита и ильменита. При этом ильменит выделяется в магнетите в виде пластинок, наблюдающихся почти постоянно и располагающихся по кристаллографическим направлениям магнетита. Форма и густота расположения их несколько различны. В одних случаях — это хорошо выраженные пластинчатые выделения, относительно крупные, но редкие, в других же случаях — очень тонкие (местами едва различимые под микроскопом) пластинки, но более частые (фиг. 23).

Кроме пластинчатой формы выделения, иногда даже наряду с ней, ильменит выделяется в виде зерен различной величины, обычно располагающихся между зернами титаномагнетита или на границе между титаномагнетитом и апатитом (фиг. 24). Характерно, что зернистые формы выделений ильменита встречаются преимущественно в меланократовом габбро, в оливинсодержащем габбро и в шлирах титаномагнетита, тогда как решетчатая структура распада смеси ильменита и магнетита встречается, главным образом, в мезократовом габбро, где количество магнетита невелико. Очень редко наблюдаются мелкие, каплевидные выделения ильменита в магнетите. В единичных случаях наблюдались выделения ильменита в магнетите по неправильным трещинкам.

Взаимоотношения магнетита и ильменита как структуры распада были изучены более тщательно, чем для других минералов, образовавшихся при распаде твердых растворов. В отечественной литературе более подробно эти структуры описаны в работах И. И. Малышева, П. Г. Пантелеева, А. В. Пэка (1934).

Рамдор (1925) экспериментально установил, что магнетит и ильменит при 800°C образуют однородный раствор, распад которого происходит при температуре $600\text{—}700^{\circ}$. Если охлаждение протекает достаточно медленно, TiO_2 почти нацело выделяется из магнетита в виде ильменита.

Структурные признаки распада твердых растворов в наших рудах

столь характерны, что мы не будем останавливаться на их описании, тем более, что они известны в литературе.

Нами довольно детально изучены позднейшие изменения, наблюдаемые в выделениях титаномагнетита. Устанавливается, что некоторые титаномагнетитовые зерна подверглись сильному изменению при автометаморфизме и гидротермальных процессах. Эти изменения наблюдаются как по трещинкам и вдоль пластинок ильменита, так и по периферии зерен; титаномагнетит часто замещается силикатными и вторичными рудными минералами. Местами по магнетиту развивается гематит (явление мартитизации), а по ильмениту — гематит и лейкоксен. Из нерудных минералов наиболее часто по титаномагнетиту образуется хлорит и сфен, значительно реже наблюдается замещение его зерен эпидотом или цоизитом и еще реже амфиболом. В сильно измененных гидротермальными процессами породах зерна титаномагнетита почти полностью разложены, и иногда сохраняются только их контуры или реликты среди массы хлорита, эпидота, цоизита. Характерно, что пластинки ильменита при этом не изменяются (фиг. 25). Однако разложение и замещение титаномагнетита происходят не только по трещинам или по краям, но нередко и изнутри зерен.

На микрофотографии (фиг. 26) показаны зерна титаномагнетита, замещенные с краев тонкодисперсной силикатной массой темнубурого цвета, которая, в свою очередь, по периферии зерен как бы замещается сульфидами в виде тонких каемок. Сульфиды, вероятно, образуются одновременно с разложением магнетита.

Наблюдались случаи замещения магнетита роговой обманкой. Форма титаномагнетитового зерна при этом сохраняется, но почти все зерно заполняется призмочками актинолита.

Из сульфидных минералов по титаномагнетиту развиваются легче всего пирит (там, где он встречается), затем борнит и халькопирит. Интересно, что при разведании титаномагнетитовых зерен борнитом замещается только магнетит, пластинки же ильменита, являющиеся продуктом распада твердых растворов, не только не разъедаются, но даже сохраняют свою ориентировку среди сульфидной массы (фиг. 27). Это совершенно определенно говорит о том, что образование сульфидов происходило уже после того, как выделившийся титаномагнетит прошел стадию распада твердых растворов.

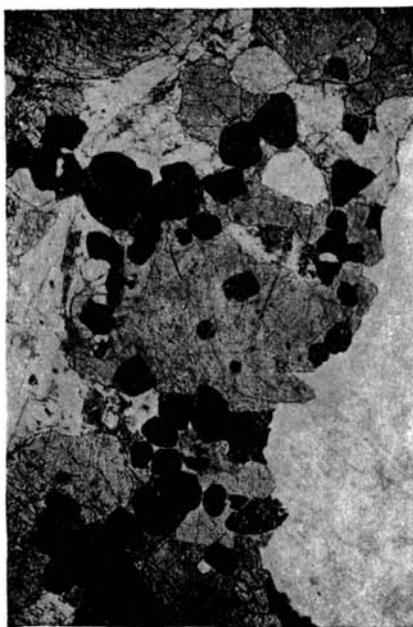
Наблюдались и другие реакционные явления между титаномагнетитом и силикатными минералами. Можно отметить, например, тонкие соссюритовые каемки на границе плагиоклаза и титаномагнетита, тонкие каемки роговой обманки на границе пироксена и титаномагнетита, а также появление чешуек биотита вокруг зерен титаномагнетита, что уже отмечалось выше (см. фиг. 13 и 6).

Образование роговой обманки, биотита и соссюрита вокруг зерен титаномагнетита относится, возможно, к реакционному процессу между зернами титаномагнетита и силикатами в момент кристаллизации титаномагнетита.

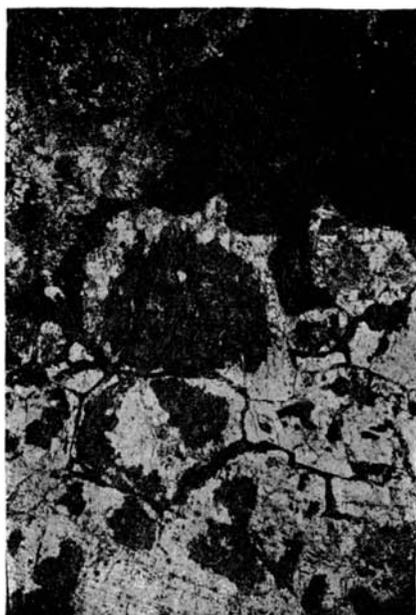
На горе Волковской, наряду с обычным титаномагнетитом, встречен магнетит пластинчатой формы. Появляется он редко, преимущественно в кернах скважин на различной глубине, в виде мелкой рассеянной вкрапленности в габбро или небольших скоплениях, размером в несколько сантиметров. Размер самих пластинок невелик, обычно 1—3 мм, в скоплениях до 0.8 см. По внешнему виду пластинчатый магнетит напоминает гематит. В некоторых кристаллах между пластинками наблюдаются выделения халькопирита. Под микроскопом он ничем не отличается от обычного магнетита. Ильменита в нем не



18



19



20



21

- Фиг. 18. Овальные зерна магнетита в пироксене. $\times 46$. Николи ||
Фиг. 19. Идиоморфные зерна титаномагнетита располагаются вокруг пироксенов. $\times 20$
Николи ||
Фиг. 20. Резко ксеноморфные зерна титаномагнетита (черное) выполняют промежутки между плагиоклазами (светлосерые) и создают сидеронитовую структуру. Некоторые участки плагиоклазов сильно соссюритизированы (темносерое). $\times 45$. Николи ||
Фиг. 21. Графическая структура магнетита с силикатами. $\times 90$.



22



23

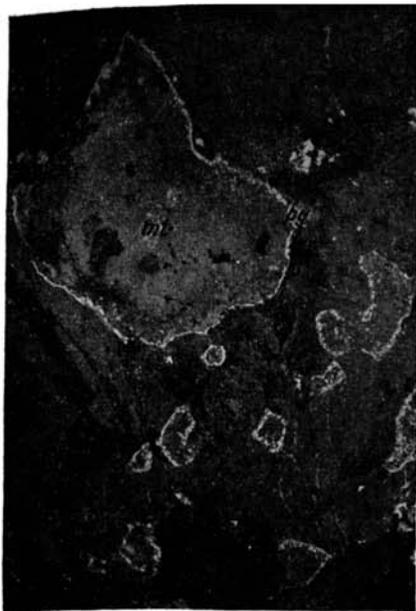


24

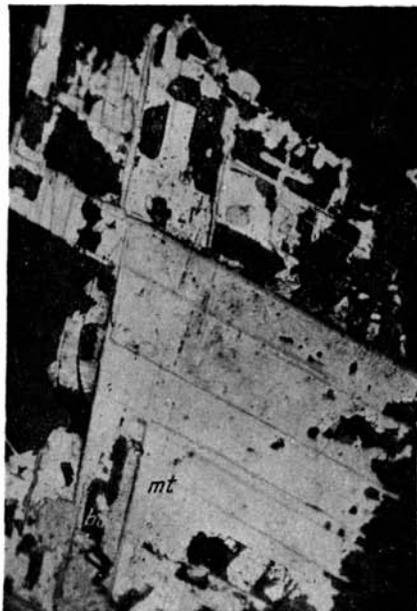


25

- Фиг. 22. В участке графической структуры наряду с неправильными выделениями магнетита наблюдаются самостоятельные выделения ильменита, также в неправильных формах. $\times 280$.
- Фиг. 23. Тонкие частые пластинки ильменита в магнетите. $\times 50$.
- Фиг. 24. Зерна ильменита (белое) среди магнетита (темносерое). Протравлен концентрированной HCl. $\times 45$.
- Фиг. 25. Замещение магнетита силикатами. Пластинки ильменита сохраняются неизменными и образуют „сетку“. В центре снимка видны реликты магнетита. $\times 150$.



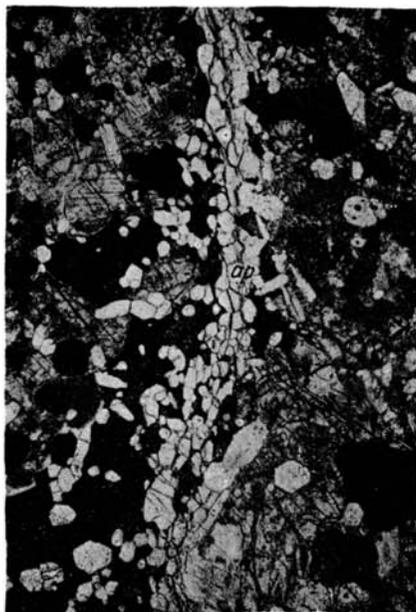
26



27



28



29

Фиг. 26. Зерна титаномагнетита разъедаются хлоритом, который в свою очередь замещается пиритом. В центре зерна сохраняется титаномагнетит, окруженный широкой каймой хлорита, с периферии же зерна окружены тонкой каемкой пирита. $\times 90$.

Фиг. 27. Замещение магнетита борнитом. Пластинки ильменита при этом сохраняются незамещенными. $\times 150$.

Фиг. 28. Выделение гематита по трещинкам в серпентине. Вверху видны два овальных зерна магнетита. $\times 90$.

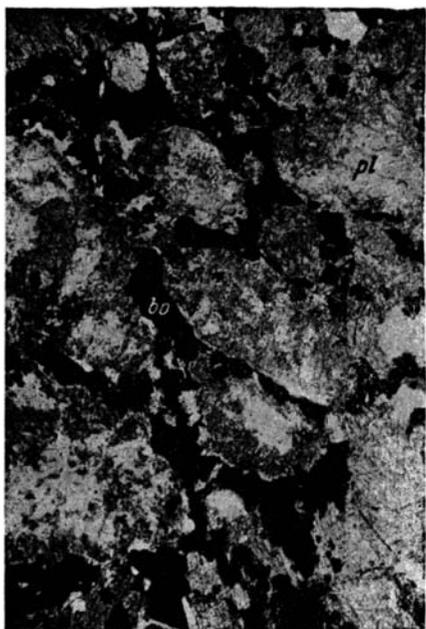
Фиг. 29. „Прожилок“ апатита в габбро. $\times 45$. Николи ||



30



31



32



33

Фиг. 30. Крупное зерно апатита, включенное в борнит и в свою очередь включающее мелкие зерна борнита. $\times 150$.

Фиг. 31. Резко ксеноморфное выделение апатита (темносерое) выполняет промежутки между плагиоклазами. $\times 46$. Николи \perp !

Фиг. 32. Сидеронитовая структура борнитовой руды. $\times 46$. Николи ||

Фиг. 33. Идиоморфное зерно борнита в магнетите. $\times 150$

встречено ни в виде пластинок, ни в виде зерен, несмотря на повышенное содержание Ti.

Произведенный для нас химический анализ чистого пластинчатого магнетита горы Волковской дал следующие результаты:¹

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	3.43	0.057
TiO ₂	9.71	0.121
Al ₂ O ₃	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	53.38	0.333
FeO	30.50	0.422
MnO	0.01	—
K ₂ O ⁻	0.17	0.0819 (V ₂ O ₃ = 1.23%)
K ₂ O ⁺	0.94	
<hr/>		
Сумма	98.14	
Уд. вес	4.375	

(Несколько ниже удельного веса обычного титано-магнетита Волковского месторождения, равного 4.495)

Из других элементов, по данным спектрального анализа, присутствуют Ca и Mg (слабые линии).

При пересчете на отдельные соединения получаются следующие данные:

Компоненты	Мол. кол.
Fe ₃ O ₄	0.193
Fe ₂ O ₃	0.140
FeTiO ₃	0.121

Из этого вытекает, что пластинчатый магнетит содержит сравнительно большое количество ильменитовой и гематитовой молекулы и, повидимому, представляет собою результат восстановления титанистого гематита до магнетита в момент выделения сульфидов, как это обычно широко наблюдается в гематитовых месторождениях (Кутимское на Сев. Урале).

б) Гематит

Гематит встречается сравнительно редко. Он как более поздний минерал развивается вдоль трещинок и по краям зерен магнетита в виде очень тонких, как бы «кружевных», образований или в виде мелких, почти точечных, зернышек в магнетите. Чаще же он вместе с лейкоксеном образуется по ильмениту. Ильменитовые пластинки или зерна нередко содержат мелкие зернышки гематита и рутила или лейкоксена, причем в некоторых местах столь густо, что пластинка ильменита буквально испещрена гематитом и лейкоксеном. Разложение ильменита все же наблюдается чаще там, где габбро подверглось сильным гидротермальным изменениям.

Довольно часто также гематит развивается в зернах бывшего оливина при процессах его разложения, т. е. при замещении оливина серпентином, тальком и слюдоподобным минералом.

Выделения гематита при этом появляются по многочисленным трещинкам и по границам зерна бывшего оливина, создавая сетчатую

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР, 1944 г. Аналитик Ю. С. Нестерова.

или петельчатую структуру (фиг. 28). На микрофотографии видно, что в оливине было включено зерно магнетита, не подвергшегося гематитизации. Образование гематита, очевидно, происходит за счет оливина при окислении двухвалентного железа¹.

В одном из шлифов наблюдалось, что гематит тонкой полосой окаймляет призматические кристаллы актинолита, окружающего еще неизменный оливин.

в) Апатит

Апатит является широко распространенным минералом в габбро Баранчинского массива. Повышенное содержание его находится в прямой связи со скоплением титаномагнетита в породе.

В габбро горы Волковской и на Лаврово-Николаевском участке среднее содержание апатита в мезократовой разности около 2—3%, а в меланократовой достигает 6—8%.

Кристаллизация апатита происходила, видимо, в различное время. Наблюдались случаи, хотя и редкие, выделения апатита ранее силикатов, мелкие кристаллики его включены в пироксен, оливин и плагиоклаз. Основная же часть апатита кристаллизовалась позднее силикатов, несмотря на ясно выраженный идиоморфизм, скорее всего несколько ранее или одновременно с главной частью титаномагнетита.

Апатит обнаруживает различные взаимоотношения как с нерудными, так и рудными минералами, но главная масса его приурочена к зернам титаномагнетита.

В местах, обогащенных титаномагнетитом, апатит образует иногда даже как бы сплошные полосы (фиг. 29), причем зерна апатита, обладающего, по видимому, большей кристаллизационной силой, чем титаномагнетит, почти всегда имеют идиоморфные очертания. Постоянно можно наблюдать идиоморфные кристаллы апатита, включенные в титаномагнетит или цементируемые им. Местами же, наоборот, кристаллы апатита окружают титаномагнетит или тесно срастаются с ним. Наконец, были встречены трещинки в апатите, заполненные титаномагнетитом.

В единичных случаях апатит в виде кристаллов или идиоморфных зерен встречался в борните, и в этом же зерне апатита наблюдались очень мелкие кристаллики борнита (фиг. 30). Нередко апатит располагается в промежутках между зернами борнита, но почти всегда он сохраняет свои кристаллографические формы. Установлены также случаи явно ксеноморфных зерен апатита по отношению к силикатам в некоторых участках габбро. При этом зерна апатита достигают крупных размеров и располагаются между плагиоклазами (фиг. 31). Характерно также, что ксеноморфные зерна апатита появляются в лейкократовых участках габбро, содержащих биотит, а также в габбро с офитовой структурой, содержащих незначительные количества титаномагнетита.

В габбро, измененном гидротермальными процессами, встречены интересные кристаллы апатита со включением зерен роговой обманки агрегатного строения, причем в одном из кристаллов можно наблюдать, наряду с зеленой роговой обманкой, также листочки биотита; агрегат

¹ Н. Д. Соболев (1944) разбирает этот вопрос на примере изучения химического состава ультраосновных горных пород Кавказа и приходит к выводу, что окисное железо в силикатах является показателем степени серпентинизации ультраосновных пород. Конечно, этот вывод — не руководящий для всех серпентинизированных основных и ультраосновных пород, но в наших породах при серпентинизации оливина как правило присутствует гематит.

роговой обманки и биотита находится внутри кристалла апатита и повторяет все его наружные очертания. Сам кристалл апатита загрязнен тончайшими выделениями постороннего вещества. Этот интересный и исключительно редко встречающийся факт может быть объяснен тем, что кристалл апатита вырос на каком-то силикатном минерале, впоследствии разложившем и замещенном роговой обманкой и биотитом.

Каких-либо явлений замещения апатита другими минералами ни разу не наблюдалось.

Ниже приводится химический анализ апатита, тщательно выделенного под бинокулярной лупой (аналитик И. Д. Борнеман).

Окислы	Вес. %
Na ₂ O	0.4
CaO	54.56
SrO	нет
MgO	0.09
MnO	0.08
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	0.02
P ₂ O ₅	42.28
SiO ₂	0.23
Cl	0.77
F	1.65
H ₂ O	0.10
Нераствор. остаток	0.23
<hr/>	
Сумма	100.44%
<hr/>	
O ~ Cl	0.14
O ~ F	0.69
<hr/>	
Сумма	99.80%

Из данных анализов видно, что минерал относится к фтор-apatиту.

2. Сульфидное оруденение

Сульфидное оруденение встречается преимущественно в пироксеновом габбро в восточной части Баранчинского массива и приурочено, в основном, к мезократовому габбро такситовой текстуры.

Гипогенные сульфиды представлены, главным образом, халькопиритом и борнитом, местами халькозином.

Сульфиды железа, в частности пирротин, совершенно отсутствуют. Лишь пирит изредка наблюдается как вторичный минерал. Характерно также, что зона вторичного сульфидного обогащения практически отсутствует, хотя экзогенный халькозин и ковеллин кое-где устанавливаются в габбро близ поверхности.

В зоне окисления, также очень слабо выраженной, встречаются малахит, азурит, местами хризоколла, лимонит и некоторые другие минералы.

Выделяются сульфиды меди в следующих формах:

1) в виде вкрапленности борнита и халькопирита в пироксеновом и оливинсодержащем габбро;

2) в виде вкрапленности в меланократовом габбро в местах, обогащенных титаномагнетитом («медистые титаномагнетиты»);

3) в виде мелких прожилков и вкраплений халькопирита (без борнита) вдоль зон гидротермального изменения габбро по трещинам отдельности;

4) в виде выделений халькопирита и, реже, борнита по плоскостям тончайших трещинок в габбро.

Преобладающей формой сульфидного оруденения является вкрапленность борнита в тесной ассоциации с халькопиритом в габбро. Остальные указанные формы играют незначительную роль.

Халькопирит вообще распространен шире, чем борнит. Кроме обычной вкрапленности он встречается также в переходной зоне между диоритами и габбро, в зонах смятия и раздробления среди габбро (борнит в этом случае встречается очень редко). Но в основной массе сульфидоносного габбро преобладает борнит; здесь он составляет 60—70% всего количества сульфидов.

Сульфиды выделяются между зернами силикатов и значительно реже между зернами титаномагнетита и апатита.

Для сульфидов меди характерны ксеноморфные очертания зерен, местами с очень неправильными контурами. В наиболее обогащенных участках они как бы цементируют зерна силикатов, разъедая их и проникая между ними, создавая местами подобие сидеронитовой структуры (фиг. 32). Нередко можно наблюдать, как борнит и халькопирит развиваются по спайности в пироксене или роговой обманке.

В ряде случаев мелкие неправильные зерна сульфидов располагаются друг за другом, образуя цепочки. Вокруг зерен борнита наблюдаются тонкие четкие каемки эпидота, явление, обычное для волковских сульфидных руд (см. стр. 74).

Сульфиды местами замещают другие нерудные минералы и титаномагнетит. Весьма характерны для Волковского месторождения типичные структуры распада твердых растворов борнита и халькопирита.

Борнит, халькопирит, а также халькозин и ковеллин парагенетически очень тесно связаны между собою, в результате чего возникают некоторые трудности в раздельном описании этих минералов. Далеко не всегда удается отличить под микроскопом от гипогенных выделений халькозина и ковеллина сравнительно мало распространенные гипергенные образования этих минералов. Считая, что к этому вопросу можно подойти лишь на основе фактических данных, сделаем попытку дать краткую характеристику каждого из сульфидов в следующей последовательности: борнит, халькопирит, халькозин, ковеллин и пирит. Минералы зоны окисления опишем отдельно.

а) Борнит

Как известно, в сульфидных месторождениях вообще борнит встречается довольно часто. Обычно он наблюдается в зонах вторичного сульфидного обогащения, и в литературе большей частью описывается борнит, связанный именно с этими зонами. Гипогенный борнит отмечается сравнительно редко.

Борнит Волковского месторождения имеет в основном гипогенное происхождение. Встречается он в различных формах:

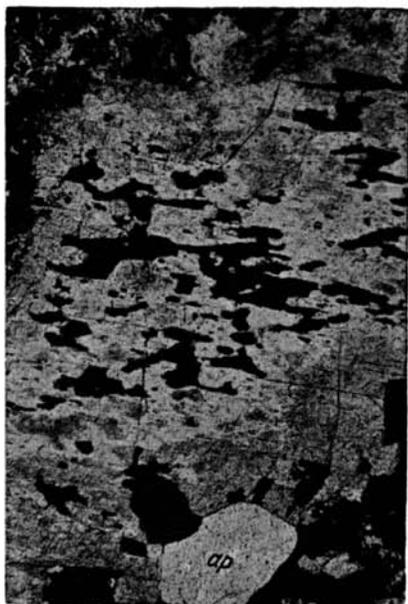
1) изредка он наблюдается в виде единичных, очень мелких, хорошо образованных кристалликов, включенных в зернах титаномагнетита (фиг. 33). Такие случаи установлены в образцах оруденелого габбро горы Волковской, особенно в пределах участков, обогащенных титаномагнетитом. Характерно, что в таких кристаллах борнита не обнаружено выделений халькопирита, как продуктов распада твердых растворов, широко вообще распространенных в месторождении. Кристаллики борнита наблюдались также внутри кристаллов апатита. На фиг. 34 представлен кристалл апатита, включенный в борнит и содержащий.



34



35



36



37

Фиг. 34. Идиоморфное зерно апатита в борните. В апатите, по краям его наблюдаются мелкие идиоморфные и неправильные зерна борнита. $\times 240$.

Фиг. 35. Ксеноморфные выделения борнита в участках, обогащенных титаномagnetитом (серое) и апатитом (темносерое). В борните совершенно отсутствуют пластинки халькопирита, вместо них можно наблюдать только мелкие каплевидные выделения халькопирита. $\times 90$.

Фиг. 36. Крупный кристалл пироксена, по спайности которого выделяется борнит. $\times 90$. Николи ||

Фиг. 37. Выделение борнита вдоль спайности в амфиболе. $\times 90$. Николи ||

в свою очередь, мельчайшие кристаллики борнита. Как видно на этой микрофотографии, включения борнита в апатите более часто расположены по его краям. Самый факт включений кристалликов борнита внутри зерен магнетита и апатита говорит за несомненно гипогенное происхождение этого минерала;

2) главная масса борнита выделилась в промежутках между зернами силикатов, иногда замещая их. В участках, обогащенных титаномагнетитом и апатитом, борнит обычно дает также ксеноморфные выделения (фиг. 35). В этих случаях также обычно не наблюдается пластинчатых включений халькопирита в борните. На микрофотографии фиг. 35 в зернах борнита обнаружены лишь мелкие каплевидные образования халькопирита. Описанная форма выделений указывает на более позднее образование борнита по отношению к силикатам, титаномагнетиту и апатиту;

3) борнит развивается по трещинкам в зернах титаномагнетита и замещает его. В этих случаях еще резче подчеркивается более позднее его образование по отношению к титаномагнетиту;

4) борнит развивается по трещинкам спайности в пироксене и амфиболах. Форма зерен борнита при этом имеет самые различные очертания. На микрофотографии фиг. 36 виден крупный кристалл пироксена с многочисленными выделениями борнита. Несмотря на весьма неправильные очертания борнитовых выделений отчетливо видно, что они приурочены к спайности пироксена. В этом же зерне пироксена в виде мелких пятен и широкой каймы по краям его развивается роговая обманка. Другая микрофотография (фиг. 37) достаточно убедительно показывает более позднее выделение борнита в амфиболе. Борнит в виде тонких пластинок проникает по трещинкам спайности внутрь зерна амфибола. Наблюдаемые здесь же зерна магнетита характеризуются более ровными границами.

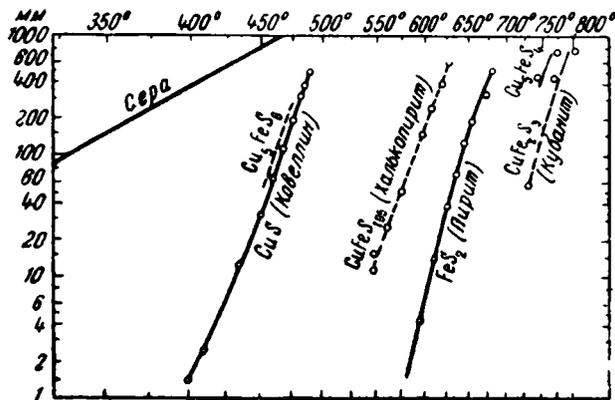
Таким образом, можно установить, что некоторая, очень небольшая часть борнита начала кристаллизоваться вместе с магнетитом и апатитом. Мельчайшие кристаллики его, располагающиеся обычно по периферии зерен титаномагнетита и апатита, можно рассматривать как захваченные в момент окончания их кристаллизации. Каких-либо данных для предположения о том, что кристаллики борнита могут являться метакристаллами, не удается подметить. Основная же масса борнита выделилась позднее силикатов, титаномагнетита и апатита, на что указывает не только ксеноморфизм, но и разъедание этих минералов борнитом.

Отсутствие халькопиритовых пластинок в борните из габбро, обогащенного титаномагнетитом и апатитом, как это отмечалось выше, объясняется, очевидно, тем, что недостаток железа и серы по отношению к меди не позволил выделиться халькопириту как в твердом растворе с борнитом, так и самостоятельно.

Более раннее выделение борнита по сравнению с халькопиритом не противоречит и экспериментальным данным. Согласно Е. Кордесу (Cordes, 1935), чем ниже упругость паров того или иного сульфида, тем раньше он выделяется. Экспериментальные исследования Мервина и Ломбарда (Merwin a. Lombard, 1937) над системой $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ показывают, что упругость паров сульфидов меди и железа возрастает в следующем порядке: кубанит — пирит — халькопирит (фиг. 38).

Следовательно, вполне возможно, что борнит мог выделяться при относительно высоких температурах. Этим, очевидно, может объясняться и тесная связь борнита с титаномагнетитом и апатитом в габбро волковского типа.

Небезынтересно отметить, что в сплошных борнитовых участках почти нет халькопирита ни в зернистом срастании, ни в виде решетчатых прорастаний. Халькозина также не встречено, хотя эти участки и находятся близ поверхности. В таких участках наблюдается ассоциация борнита с апатитом и интенсивное разъедание борнитом нерудных минералов.



Фиг. 38. Кривые упругости паров серы и различных сульфидов.

Изучение борнита из Волковского месторождения показывает, что он тесно связан с халькопиритом и, как правило, образует с ним типичные структуры распада твердых растворов. Таким образом, образование борнита и халькопирита происходит одновременно, хотя в некоторых случаях борнит выделяется очевидно ранее халькопирита, и иногда халькопирит замещает борнит. На снимке (фиг. 39) видны участки борнита (светлосерые), замещаемые белым халькопиритом; граница между борнитом и халькопиритом имеет неровные, корродированные очертания, характерные для замещения.

Наличие незначительного количества борнита, кристаллизовавшегося ранее халькопирита, широко распространенная форма распада смеси борнита-халькопирита, а также случаи замещения борнита халькопиритом выделяют волковское сульфидоносное габбро среди других сульфидных месторождений. Большинство исследователей, рассматривая взаимоотношения между борнитом и халькопиритом, приходит к заключению, что борнит как правило выделяется позднее халькопирита и часто замещает последний.

Ниже приводится химический анализ борнита Волковского месторождения, тщательно отобранного под бинокулярной лупой.¹

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.	
Si	0.30	—	
Fe	12.10	0.2167	
S	25.10	0.7830	Ул. вес борнита равен 5.1905
Ca	0.00	—	
Mg	0.00	—	
Cu	61.90	0.9742	
H ₂ O	0.38	—	
Сумма	99.78		

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Института геологических наук АН СССР. Аналитик В. М. Сендерова.

Пересчет химического состава на формулу борнита дал такие результаты: 1) $Cu_{4.5}FeS_{3.61}$, или 2) $Cu_5Fe_{1.1}S_4$, или 3) $Cu_9Fe_2S_{7.2}$.

Обычная формула борнита — Cu_5FeS_4 , т. е. в борните Волковского месторождения несколько повышено количество железа. К сожалению, в минералогической литературе по Уралу нет анализов борнита, с которыми можно было бы сравнить наши данные.

б) Халькопирит

Халькопирит значительно реже, чем борнит, образует густую, богатую вкрапленность в габбро. Халькопирит гипогенного происхождения почти всегда ассоциируется с борнитом в различных структурных отношениях. Борнит развивается независимо от концентрации халькопирита.

Для халькопирита характерно то, что он часто в верхних горизонтах располагается по трещинам отдельностей в породах зон смятия. При этом его выделения сопровождаются такими минералами, как кальцит, эпидот и редко борнит.

Халькопирит совместно с пиритом встречен лишь в переходной зоне между габбро и диоритами. В небольшом количестве он встречается и в диоритах, но уже без борнита. Халькопирит в основном наблюдается в двух генерациях: более ранней — постмагматического происхождения и более поздней, образовавшейся уже в явно гидротермальную стадию процессов оруденения.

Халькопирит первой генерации встречается, аналогично борниту, в различных формах выделения:

1) в виде единичных идиоморфных кристалликов в титаномагнетите (фиг. 40). Генетическое значение этих кристалликов очевидно то же, что и для кристалликов борнита;

2) очень часто наблюдается в тесном сростании с борнитом в виде зерен. При этом агрегаты халькопирита и борнита выполняют промежутки между силикатами или титаномагнетитом.

Местами халькопирит выделяется между силикатами и титаномагнетитом в виде каемок вокруг зерен титаномагнетита (фиг. 41) или в ксеноморфных, или вообще неправильных зернах, разъедая и замещая силикаты;

3) широко распространенной формой является выделение халькопирита в виде тонких правильных пластинок в борните. На подробном описании этих весьма интересных закономерных сростаний халькопирита с борнитом мы специально остановимся ниже;

4) в виде самостоятельных зерен или совместно с борнитом он выделяется также по спайности в пироксене (фиг. 42).

Халькопирит второй генерации сравнительно часто встречается в зонах гидротермального изменения габбро вдоль трещин отдельностей. Наряду с ним при этом выделяются также типичные минералы гидротермального происхождения: эпидот, цоизит, хлорит, кальцит, пренит и др.

В отдельных случаях халькопирит появляется в зальбандовых участках гидротермальных прожилков нерудных минералов, присутствуя также внутри прожилков кальцита, эпидота и др. (фиг. 43).

Таким образом, можно считать, что халькопирит частично образовался в тех же условиях, что и магнетит, вместе с борнитом, т. е. в позднемагматическую фазу. В более же позднюю гидротермальную фазу он отлагался почти без борнита.

Приведем результат химического анализа халькопирита, специально выделенного нами под бинокулярной лупой.¹

Химический анализ

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
Cu	33.40	0.525
Fe	30.67	0.549
S	34.50	1.079 = 2 × 0.540
Si	1.04	
Mg	Не обн.	
Ca	Не обн.	
<hr/>		
Сумма	99.61	

Удельный вес халькопирита — 4.123.

Пересчет химического анализа на формулу дает полное тождество с теоретической формулой, т. е. $CuFeS_2$.

в) Взаимоотношения халькопирита и борнита

Как уже указывалось выше, борнит с халькопиритом дают типичные решетчатые структуры сростания. Структурные соотношения этих минералов можно объяснить или явлением распада твердых растворов, или замещением одного минерала другим.

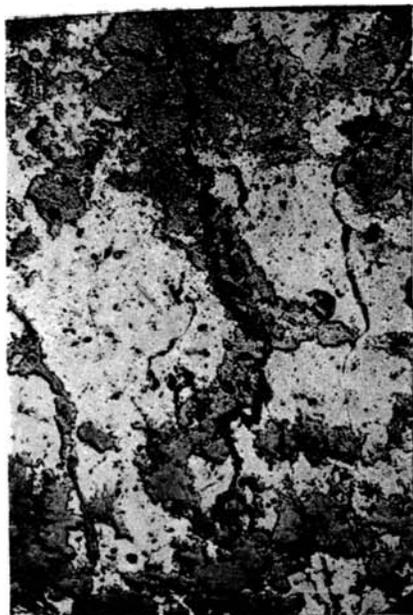
Прежде чем перейти к разбору нашего фактического материала, рассмотрим кратко критерии, по которым определяют генетические значения решетчатых сростаний минералов, с учетом экспериментальных данных.

Из обзора литературы видно, что сравнительно давно уже было обращено внимание на то, что в известных случаях при замещении одного минерала другим образуются типичные решетчатые структуры (Л. Грейтон, Углов, Уайтхед и др.), особенно если замещаемый минерал обладает совершенной спайностью (например, галенит). В этих случаях в местах пересечения пластинок замещающего минерала часто образуются утолщения или «узлы». Кроме того, замещающий минерал образуется вдоль явных трещинок, не связанных со спайностью минерала. При замещении определенные количественные соотношения между минералами в разных местах не наблюдаются. Но встречаются и такие решетчатые структуры, которые трудно бывает объяснить замещением одного минерала другим. По своим особенностям они напоминают структуры, которые легко образуются искусственным путем при распаде твердых растворов (Бетехтин, Вандер-Веен, Овербах, Шнейдсхен и др.).

Для интересующей нас пары минералов: борнит — халькопирит Вандер-Веен (Van der Weep, 1925) наглядно показал, что подобные структуры могут быть объяснены иногда как результат замещения (фиг. 44), иногда как результат распада твердых растворов (фиг. 45).

Однако часто встречаются не совсем ясные решетчатые образования, которые с первого взгляда с одинаковым успехом можно отнести как к структурам распада твердых растворов, так и к структурам замещения.

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Института геологических наук АН СССР. Аналитик Ю. С. Нестерова.



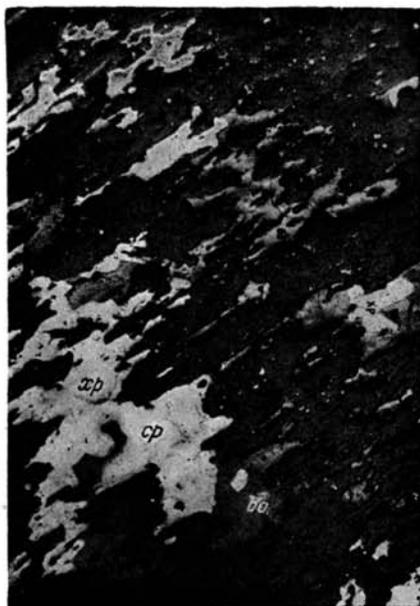
39



40



41



42

Фиг. 39. Замещение борнита (светлосерое) халькопиритом (белое). Снимок с полированного образца. $\times 4$.

Фиг. 40. Идиоморфное зерно халькопирита (белое) в титаномагнетите (серое). $\times 250$.

Фиг. 41. Халькопирит (белое) окаймляет титаномагнетит узкой полоской. $\times 150$.

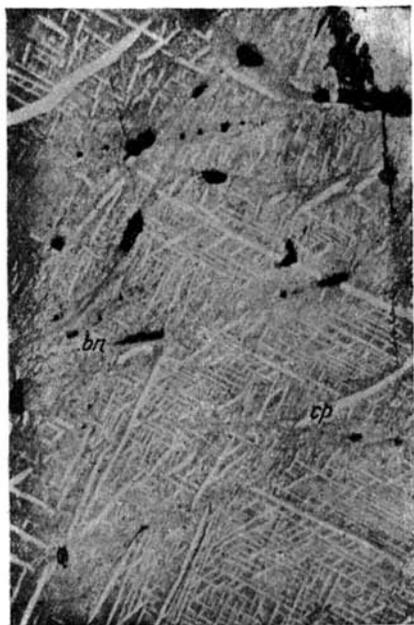
Фиг. 42. Выделение борнита (серое) и халькопирита (белое) по трещинкам спайности в пироксене (темносерое). $\times 45$.



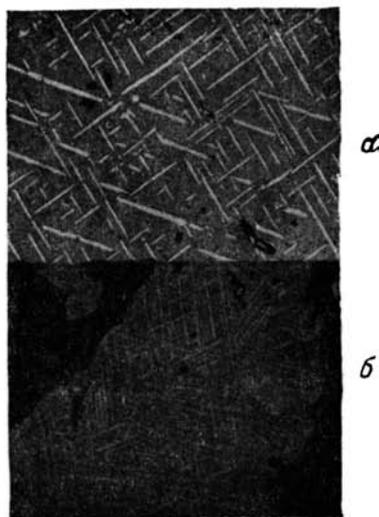
43



44

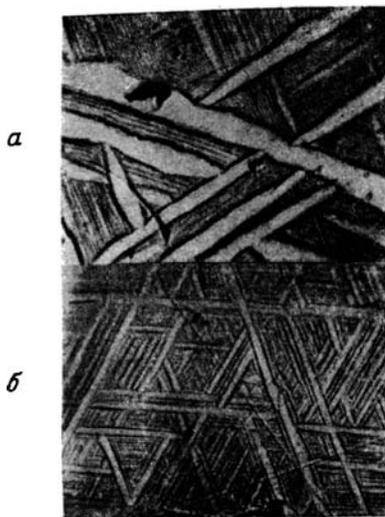


45



46

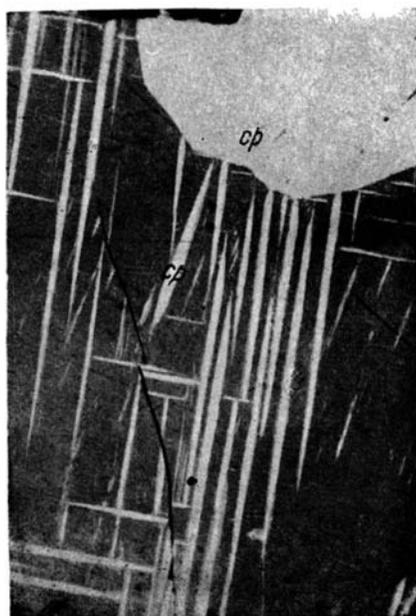
Фиг. 43. Прожилки халькопирита в зонах гидротермального изменения габбро. $\times 25$.
 Фиг. 44. Характер замещения борнита (темносерое) халькопиритом (белое). $\times 130$.
 Фиг. 45. Характер распада твердого раствора борнита (белое) и халькопирита (темносерое). $\times 400$.
 Фиг. 46. *a* — борнито-халькопиритовый образец, нагревавшийся до 500°C в течение 72 часов. Борнитовые участки до нагревания были полностью свободны от халькопирита. Это явление характерно при условии преобладания борнита. $\times 190$. *b* — участок такого же образца, но почти не содержащий халькопирита до нагревания. После нагревания выявились пластинчатые прорастания халькопиритом (белый) борнита (темный). Халькопирит преобладает над борнитом. В природных образцах подобные случаи неизвестны. $\times 168$.



47



48



49

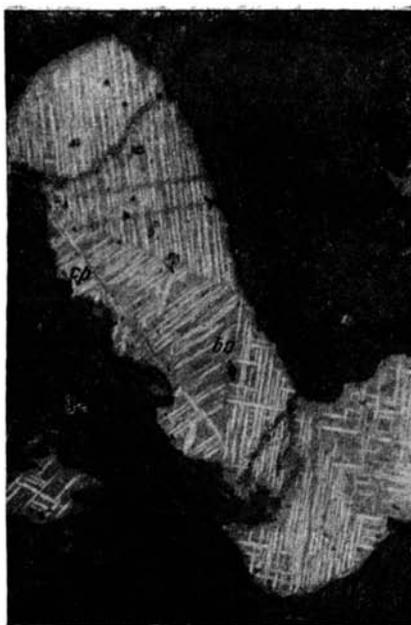


50

- Фиг. 47. *a* — более крупное увеличение маленького участка; *b* — халькопиритовые пластинки при пересечении суживаются, а не расширяются, как это бывает в структурах замещения. $\times 585$.
- Фиг. 48. *a* — халькопирито-борнитовый образец, нагревавшийся в течение 48 час. при 600°C . $\times 750$. *b* — халькопирито-борнитовый образец, нагревавшийся в течение 41 ч. при 700°C . Охлажден на воздухе. Появились выделения халькопирита у границ зерен борнита. Это наблюдалось только в образцах с преобладающим борнитом. $\times 100$. *b* — борнито-халькопиритовый образец, повторно нагретый при 600°C , медленно охлаждался в течение 24 ч. Халькопирит выделился в виде зерен в борните. $\times 50$.
- Фиг. 49. Характер выделения пластинок халькопирита. При соприкосновении с крупным зерном халькопирита пластинки выклиниваются на острие. $\times 280$.
- Фиг. 50. В крупном зерне борнита видны частые пластины халькопирита; вытянутые в одном направлении все пластинки в средней части имеют явное утолщение. В другом зерне борнита наблюдается взаимное пересечение пластинок халькопирита, причем в местах пересечения пластинки не расширяются, а суживаются. $\times 280$.



51



52



53



54

Фиг. 51. Обильное выделение пластинок халькопирита вдоль трещинок и по краям борнитового зерна. Наряду с пластинками можно наблюдать зерна халькопирита. Обращает внимание незначительное количество пластинок около зерен халькопирита. $\times 45$.

Фиг. 52. Двойники борнита с многочисленными пластинками халькопирита. В каждом индивидуе своя ориентировка халькопиритовых пластинок. $\times 150$.

Фиг. 53. Ксеноморфные зерна борнита в халькопирите. $\times 45$.

Фиг. 54. То же, после травления парами царской водки.

Насколько привлекал этот вопрос внимание исследователей, можно судить по тому, что Американский национальный исследовательский комитет выпустил сборник статей по процессам рудоотложения¹. Была даже создана специальная подкомиссия по изучению критериев парагенезиса рудных минералов. Она выделила три типа структур распада твердых растворов: а) решетчатую или пластинчатую, б) петельчатую и в) графическую — эвтектоидную.

Для двух последних типов подкомиссия признала невозможным сформулировать диагностические критерии. Относительно первого сформулирован ряд предварительных признаков распознавания решетчатой или пластинчатой структуры распада твердых растворов.

В дальнейших работах Шварц (Schwartz, 1942) несколько изменил и дополнил ряд положений, высказанных ранее подкомиссией. Диагностические критерии структур распада твердых растворов он формулирует следующим образом:

1. Кристаллографические прорастания широко и равномерно распределенных мельчайших включений. Кристаллографический контроль является весьма надежным.

2. Включения могут быть пластинчатые, копьевидные, плоские или стерженьковые и характеризуются резкими гладкими границами. Реже наблюдаются очень мелкие дендритовые скелетные или полнокристаллические формы. Если включения менее обильны вблизи прожилков того же самого минерала, то в большинстве случаев это является дополнительным доказательством в пользу структуры распада.

3. Нет утолщений в местах пересечения пластинчатых или других форм выделений. Наоборот, часто наблюдаются сужения при пересечении.

4. Включения очень часто представляют монокристаллы в противоположность прожилкам, состоящим из многих кристаллических единиц.

5. Отсутствие связи включенного минерала с границами зерен, трещинами, контактами минералов и другими местами, в которых характерно замещение. Исключением являются сегрегации около границ зерен; однако в этих случаях включенные минералы образуются только как выделения по границам зерен.

6. Равномерное распределение включений. Они не концентрируются вдоль зерен, на границах или вдоль прожилков и могут быть менее обильными вне зерен.

7. Отсутствие критериев замещения для правильных или ориентированных минеральных прорастаний предполагает возможность распада. Каждый критерий в пользу замещения является отрицательным по отношению распада.

8. Отсутствие включенных минералов вне сростков. Если включенный минерал присутствует также вне сростков, то это становится аргументом либо за, либо против распада, в зависимости от его встречаемости. Примеры: прожилки говорят против структуры распада; одновременно выделившиеся зерна — за структуру распада.

9. Включенный минерал обычно представляет собою обособленные единицы, а не целую сетку, как это бывает при замещении вдоль трещин спайности.

10. Ориентировка пластинок различна для каждого зерна вмещающего минерала в зависимости от среза полированной поверхности кристалла.

¹ Перевод с английского под ред. проф. Ф. Н. Шахова (1934).

11. Общее сходство компонентов в химическом и кристаллографическом сростании. Это указывает а priori на возможность того, что при высоких температурах минералы образуют твердые растворы.

Не вдаваясь в разбор указанных критериев, что будет сделано в дальнейшем, при анализе нашего фактического материала по структурам, остановимся здесь более подробно на экспериментальных работах.

Шварц (Schwartz, 1931₁) произвел эксперименты над смесью борнита и халькопирита и получил структуры распада твердого раствора, аналогичные описанным нами структурам, образовавшимся в естественных условиях. Для эксперимента он брал естественные образцы, в которых под микроскопом была видна решетчатая структура халькопирита и борнита, а также образцы, представлявшие зернистый агрегат сравнительно чистого борнита и халькопирита, не показывающих кристаллографических сростаний. Опыты производились при различных температурах, при различных условиях охлаждения (на воздухе, в воде) и с различными интервалами времени.

В результате своих экспериментов автор делает следующие заключения: борнит и халькопирит растворяются друг в друге, образуя твердый раствор, однако, если твердый раствор не закалить внезапно, он распадается и сегрегирует с невероятной скоростью, образуя кристаллографические сростания подчиненного минерала с преобладающим. Пятиминутное охлаждение с 600° С до комнатной температуры обуславливает сегрегацию уже в такой степени, что явления распада твердого раствора могут быть установлены при увеличении в 75 раз (фиг. 46, а). Охлаждение в продолжение часа приводит к сегрегации подчиненного минерала уже на границах зерен (фиг. 48, а), а в продолжение 24 часов, в некоторых случаях, к полной сегрегации в виде зерен (фиг. 48, б).

Автор указывает, что когда преобладает борнит, халькопирит растворяется в нем при температуре выше 475° С, а при охлаждении последний занимает положение вдоль некоторых кристаллографических плоскостей в борните. Структуры, изображенные на фиг. 48, также получены из образцов с преобладанием борнита. В образцах с преобладающим халькопиритом, при охлаждении в продолжение того же времени, что и для образцов с преобладанием борнита, халькопирит выделяется быстрее, чем в случае преобладания борнита. Установлено, что только халькопирит выделяется из борнита, а не наоборот. Температура, при которой образуется твердый раствор, вероятно, немного выше на халькопиритовом конце системы.

Повторение эксперимента выше 500° и в течение более продолжительного времени вызывало образование большого количества кристаллов борнита сублимацией. Обычно они имели цвет борнита, хотя в некоторых случаях наблюдались и халькопиритовые. На гранях борнитовых кристаллов были отмечены ориентированные пластинки халькопирита. Кристаллы борнита обычно сдвойникованные, но простой формы (кубы с октаэдрами).

В заключении Шварц делает следующие выводы:

1. Смесь борнита и халькопирита, нагретая выше 475° С, образует твердый раствор, который может быть сохранен (без явлений распада) при комнатной температуре закаливанием в холодной воде.

2. Твердые растворы борнита и халькопирита, охлажденные в течение пяти минут, обнаруживают ориентированные кристаллографические сростания как результат распада твердого раствора.

3. Твердый раствор борнита с подчиненным количеством халькопирита при медленном охлаждении показывает выделение халькопирита у границ борнитовых зерен.

При охлаждении в продолжение 24 часов или больше халькопирит может обособиться в виде изометрических зерен (явление грануляции).

4. Имеется отчетливо выраженная разница в типе срастания в зависимости от того, который минерал преобладает (фиг. 46 и 47).

5. По температуре, при которой образуется твердый раствор и при которой он распадается, выводят заключение о том, что образования, показывающие срастания халькопирита с борнитом, произошли при t 475° С или выше.

6. Высокая температура образования твердых растворов заставляет предполагать, что сравнительная редкость этих срастаний в природе объясняется тем, что большинство сульфидных месторождений, вероятно, образовалось при температурах ниже 475° С, особенно те, в которых борнит встречается в изобилии.

7. Редкость срастаний описанного типа может быть также объяснена скоростью, с которой происходит сегрегация, когда распадается твердый раствор.

8. Гранулированные, агрегаты двух рудных минералов могут произойти при распаде твердого раствора.

9. Кристаллы борнита и халькопирита могут быть получены путем сублимации при температуре выше 500° С.

Экспериментальные работы Швартца дают интересный фактический материал в области изучения распада твердых растворов с образованием пластинок и зерен халькопирита. Д. П. Григорьев выполнил эксперименты непосредственно с волковскими рудами и получил иные температурные интервалы распада твердых растворов борнит-халькопирит (см. стр. 72).

Решетчатые срастания борнита и халькопирита в рудоносном габбро Волковского месторождения могут служить хорошим примером расшифровки структур распада. Прежде всего, следует указать, что мы здесь имеем типичное гипогенное образование борнита и халькопирита. Зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, как указывалось выше, практически отсутствуют. Но все же необходимо отметить, что в большинстве случаев халькопиритовые вростки в борните встречаются в рудах более высоких горизонтов, хотя наблюдались они и на глубине 200—350 м.

Обратимся к анализу решетчатых структур борнита и халькопирита в наших случаях. Они характеризуются следующими особенностями.

1. В полированных шлифах пластинчатые вростки халькопирита в борните наблюдаются по двум или трем направлениям, в зависимости, очевидно, от ориентировки борнитовых зерен и кристаллографических направлений. В зависимости от того, под каким углом к поверхности среза расположены пластинки, находится и ширина их в плоскости шлифа. Они почти всегда имеют линзовидные формы, с утолщением и раздувами в центральных частях и заостренные на концах (фиг. 49). При взаимном пересечении вростки не расширяются, как это бывает при замещении, а наоборот суживаются (фиг. 50), некоторые из них выклиниваются на острие, что очень характерно для структур распада твердых растворов, полученных вполне аналогично экспериментальным путем.

2. Халькопиритовые вростки зачастую распределены неравномерно. Как правило они больше приурочены к периферии зерен, особенно на

границах с нерудными минералами и титаномагнетитом. Обильное выделение их наблюдается также вдоль определенных зон и направлений, представляющих, видимо, границы отдельных борнитовых зерен, или скрытые трещины в зернах борнита (фиг. 51), или, наконец, двойниковые швы (фиг. 52), с определенной ориентировкой халькопиритовых пластинок в каждом двойниковом индивиде. Это является важным критерием для доказательства структур распада, а не замещения.

Обычно в центральной части зерен борнита вроски мелкие, тонкие и малочисленные, по краям же более крупные.

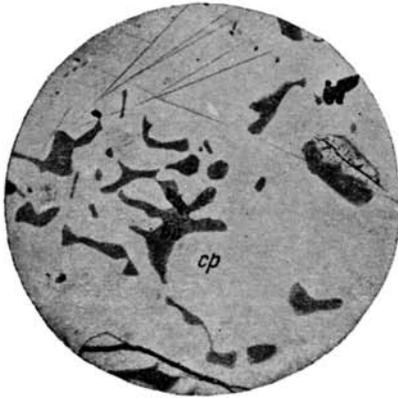
3. Соотношение между массами халькопирита и борнита в разных образцах с различных мест не всегда одинаково. В одних случаях мы наблюдаем сравнительно мало включений халькопиритовых пластинок, в других, наоборот, их довольно много (фиг. 52). Это может зависеть от того, как показал Шварц, с какой скоростью падает температура после образования твердого раствора и при какой температуре образовался твердый раствор. При быстром падении температуры только часть халькопирита успевает выпасть из твердого раствора и то в виде мелких пластинок. Но если температура падает медленно и все же образуется мало халькопирита в виде продукта распада твердого раствора, то это может говорить о том, что количество растворенного компонента было незначительное. Это имеет место при условии образования твердого раствора при сравнительно низкой температуре, когда растворимость халькопиритовой молекулы должна быть меньшей. В наших рудах (фиг. 50) наблюдается иногда значительное количество халькопирита, что заставляет предполагать, что твердые растворы образовались при более высоких температурах, по крайней мере местами.

В некоторых случаях мы имеем другие взаимоотношения между борнитом и халькопиритом, напоминающие графические срастания этих минералов (фиг. 53, 54, 56).

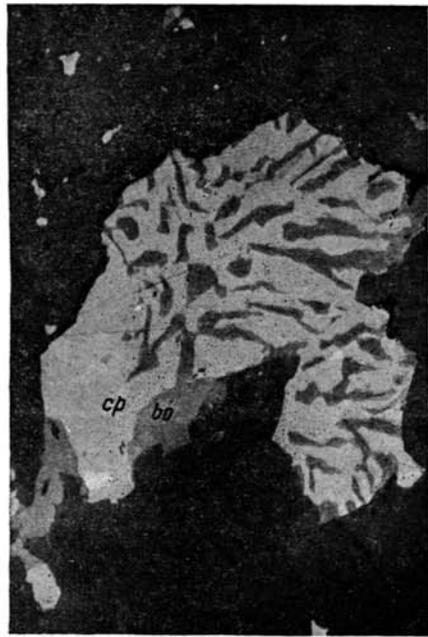
Микрофотография (фиг. 55), заимствованная из работы Мак-Лафлина (Mc Laughlin, 1919), по всей вероятности относится к такому же случаю. Автор описывает отложение и обогащение руд на руднике Evergreen Gilpin Колорадо. Он указывает, что рудные минералы — борнит и халькопирит присутствуют приблизительно в равных количествах. Минералы в большинстве случаев имеют общие границы; их контакты очень резки и определены, с ровными линиями. Местами развивается графическая структура, причем обычно халькопирит является основным минералом, а борнит образует неправильные выделения в нем. По мнению автора, при изучении этих структур получается впечатление, что оба сульфида возникли одновременно.

4. Большой интерес представляет графическая структура борнита в халькопирите (фиг. 56), встреченная в волковских рудах. Такие отчетливо выраженные структуры для пары борнит — халькопирит встречаются очень редко.

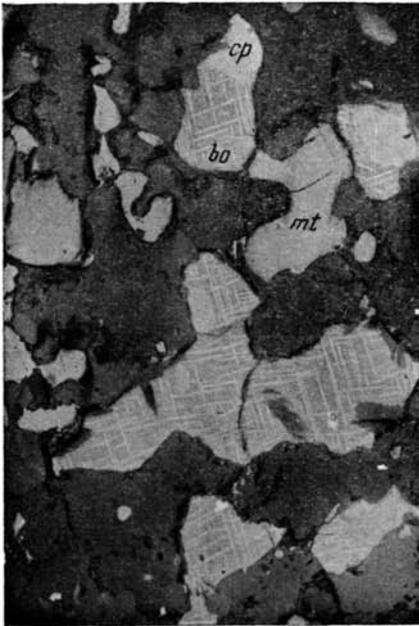
Происхождение графических структур в системах рудных минералов в литературе разобрано явно недостаточно. Существующие критерии для расшифровки их мало обоснованы, особенно для структур, образовавшихся в естественных условиях. Для сплавов и, отчасти, для метеоритов эти структуры описаны более подробно. Выше, при описании титаномагнетитовых руд, подобные структуры частично уже рассмотрены. Образование графических прорастаний между титаномагнетитом и силикатными минералами, с нашей точки зрения, происходило скорее всего при кристаллизации раствора, по составу отвечающего точке эвтектики. Для объяснения графических структур борнита и халько-



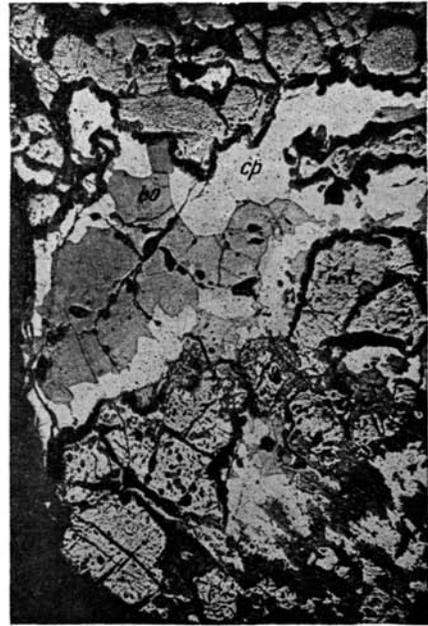
55



56



57



58

Фиг. 55. Мелкие неправильные выделения борнита (серое) в халькопирите (белое).
(По Мак-Лафлину.)

Фиг. 56. Графическая структура борнита (серое) в халькопирите (белое). $\times 240$.

Фиг. 57. Решетчатая и зернистая структура борнита с халькопиритом. $\times 90$.

Фиг. 58. Халькопирит располагается по периферии зерен борнита. $\times 17$.

пирита возможны четыре предположения: графические прорастания могли образоваться: а) в результате кристаллизации раствора по принципу эвтектики или вообще при одновременном выпадении минералов из раствора; б) путем распада твердого раствора, совершающегося с образованием эвтектоида (в собственном смысле этого слова); в) в результате замещения одного минерала другим; г) при последовательной кристаллизации минералов.

Первое и второе предположения мало вероятны, так как постоянство количественных соотношений борнита с халькопиритом, как того требует эвтектическая или эвтектоидная смесь, не устанавливается.

Предположение о замещении также маловероятно. По микрофотографиям 53, 54, 56 нельзя усмотреть явлений замещения, кроме того, по структуре они не похожи на структуры замещения халькопирита борнитом, широко распространенные в зонах вторичного сульфидного обогащения медных месторождений. Поэтому мы считаем наиболее вероятным четвертое предположение; по крайней мере часть структур, похожих на графические, отвечает высказанному предположению.

На микрофотографии 53 взаимоотношения халькопирита и борнита до структурного травления можно было объяснить двояко: 1) борнит располагается между зернами халькопирита, чем и обусловлен его ксеноморфизм, 2) менее вероятно, но возможно замещение борнитом халькопирита. Протравленная полированная поверхность того же шлифа (фиг. 54) ясно показывает, что борнит ксеноморфен по отношению к халькопириту. Мелкие идиоморфные зерна халькопирита местами включены в массу борнита. Замещения борнита халькопиритом, или наоборот, не видно.

5. Местами сравнительно широко распространены также зернистые срастания халькопирита и борнита. При этом часть борнитовых зерен показывает решетчатые прорастания халькопиритом. Халькопирит образует то крупные, то мелкие, более или менее идиоморфные, или округлые выделения в борните (фиг. 57). Зачастую можно наблюдать, что зерна халькопирита располагаются по периферии зерен борнита (фиг. 58). Местами же в борните наряду с пластинками встречаются более или менее изометрические зерна халькопирита, причем характерно то, что от зерен халькопирита как бы отделяются его пластинки. Одни из пластинок обособлены, другие соединяются с зернами халькопирита (фиг. 60). В последнем случае замечается, что более крупные зерна халькопирита располагаются ближе к периферии борнитового зерна, а пластинки более или менее равномерно по всей площади. Большинство пластинок как одиночных, так и соприкасающихся с зернами халькопирита, заканчиваются на острие. Описываемые взаимоотношения борнита и халькопирита на микрофотографии фиг. 60 могут быть объяснены следующим образом. В момент кристаллизации рудный раствор был пересыщен халькопиритом. В борните могла раствориться только определенная часть халькопирита. Другая же образовала самостоятельные зерна и выделилась до распада твердого раствора. При понижении температуры он распался с образованием халькопиритовых пластинок, которые в этом случае легче всего выделялись по периферии зерен борнита и у краев зерен халькопирита, выклиниваясь все же на острие в контакте с зернами халькопирита.

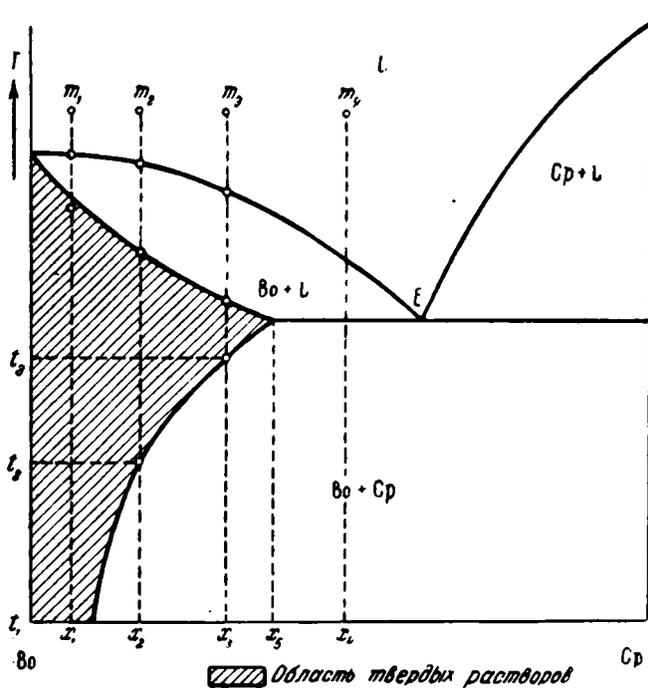
Границы зерен борнита и халькопирита, находящихся в зернистом срастании друг с другом, — неправильные и неровные, но довольно четкие и ясные, без следов разъедания (фиг. 57). Зернистые структуры халькопирита и борнита распространены, главным образом, в габбро

меланократовой разности с повышенным содержанием сульфидов и титаномagnetита.

В мелких сплошных борнитовых участках халькопиритовые пластинки и зерна отсутствуют. Это подкрепляется также и химическим составом чистого борнита. Пересчет данных анализа на химическую формулу показал почти полное тождество с теоретической формулой; оказался лишь небольшой избыток железа. Очевидно в виде твердого раствора присутствует часть халькопирита.

Исходя из приведенного фактического материала, можно сделать следующие выводы.

Решетчатые структуры срastаний борнита и халькопирита образовались в результате распада твердых растворов. Форма пластинок, их размеры, а также количество зависят от количественного соотношения халькопирита и борнита в твердом растворе. Все эти признаки хорошо согласуются с экспериментальными данными Шварца и Григорьева, описанными выше для типичных структур распада твердых растворов.



Фиг. 59. Схема системы борнит — халькопирит.

С увеличением содержания халькопирита в твердом растворе, образующемся при высоких температурах, количество халькопиритовых пластинок увеличивается. Если преобладает борнит и охлаждение твердого раствора идет медленно, то халькопирит выделяется в виде зерен, которые чаще всего располагаются на периферии зерен борнита. Если преобладает халькопирит, то борнит выделяется в виде мелких ксеноморфных зерен (фиг. 53) или создает графическую структуру (фиг. 56).

Учитывая описанные выше взаимоотношения борнита и халькопирита, мы попытались представить их в виде физико-химической диаграммы равновесия борнит — халькопирит (фиг. 59). При этом мы

исходили из того, что скорость падения температуры для всех наблюдавшихся структур распада была более или менее одинаковой.

Область твердых растворов располагается в борнитовой части системы (в левой части диаграммы). Решетчатых структур распада твердых растворов борнита в халькопирите пока не известно, и поэтому в правой части системы область твердых растворов не показана.

Состав первоначальной жидкости, отвечающей точке m_1 при достижении кривой ликвидуса приведет к образованию почти чистого борнита, который при дальнейшем снижении температуры, взаимодействуя с жидкостью, постепенно дойдет до состава x_1 , не обнаруживая распада. Таков, например, сплошной борнит в прожилках (см. химический анализ). Состав, выражающийся точкой m_2 , после затвердевания при снижении температуры до t_2 , становится вновь насыщенным по отношению к халькопириту; при дальнейшем охлаждении будет частично выделяться халькопирит из массы борнита в виде пластинок, зерен и пр., образуя структуру распада. Количество выделившегося при этом халькопирита будет незначительно.

Если мы возьмем состав раствора, отвечающий точке m_3 , то образующийся твердый раствор при охлаждении будет вскоре же распадаться при температуре t_3 на халькопирит и борнит. При этом, в конечном счете, при температуре t_1 выделившегося халькопирита будет гораздо больше, чем в предыдущем случае. Наконец, если мы возьмем состав правее (x_4), т. е. более богатый халькопиритовой молекулой, то при охлаждении не встретим области твердого раствора. Кристаллизация жидкости будет происходить по принципу эвтектики, с образованием в точке E механической смеси предельного насыщения и борнитового твердого раствора x_5 и халькопирита, причем борнитовая фаза при распаде, в свою очередь, будет богата выделениями халькопирита.

Таким образом, область распада твердого раствора с типичной решетчатой структурой на диаграмме располагается правее заштрихованной площади.

г) Халькозин

Как известно, халькозин вообще бывает распространен преимущественно в зоне вторичного сульфидного обогащения и гораздо реже как гипогенный минерал в медно-сульфидных месторождениях. В литературе ему обычно мало уделяется внимания.

Большинство исследователей отмечает, что в вертикальном распространении халькозина в месторождении имеется определенный предел, максимально — 60—70 м от поверхности, и только в виде очень редких исключений халькозин встречается в более глубоких горизонтах.

В изученном нами месторождении какой-либо связи распространения халькозина с глубиной не замечается. Хотя более часто халькозин встречается до глубины 60 м, но ряд буровых скважин показывает, что он присутствует и на более значительных глубинах. В отдельных случаях на глубине 130—140 м халькозин встречен в больших количествах, чем близ поверхности. Спорадически он наблюдается даже на глубине 300 м.

На Волковском месторождении этот минерал развит значительно шире, чем ковеллин.

Как правило халькозин находится в тесной ассоциации с борнитом; с халькопиритом он встречается редко. В основном он наблюдается в таких формах: 1) в виде каемок и прожилков, развивающихся по тре-

щинкам и вокруг зерен борнита, 2) в форме графических сростаний с борнитом и 3) в виде неправильных мелких агрегатных выделений. Халькопирит является более устойчивым минералом против замещения халькозином, чем борнит. Характерно, что замещение халькозином почти не наблюдается и в тех случаях, когда борнит с халькопиритом образуют зернистое сростание при отсутствии продуктов распада твердых растворов.

Микроскопическими наблюдениями установлено, что халькозин имеет различные оттенки, обусловленные, очевидно, несколько различным химическим составом. Выделяются три оттенка халькозина: 1) белый, 2) голубой и 3) розовато-серый. В литературе различная окраска халькозина объясняется следующими причинами: 1) белый халькозин представляет собою чистый Cu_2S , 2) голубой — твердый раствор Cu_2S и CuS , 3) розовато-серый — твердый раствор Cu_2S и Cu_5FeS_4 .

Нами замечено, что белый халькозин встречается, главным образом, в графическом сростании, голубой развит по трещинкам на границах халькопиритовых вростков и отдельных зерен, розовато-серый встречается в виде пятен, главным образом в образцах, полученных с больших глубин.

Перейдем к описанию каждой формы выделения халькозина Волковского месторождения отдельно.

Наиболее распространенным является все-таки халькозин, за-мещающий борнит, причем он развивается по периферии зерен борнита, по трещинкам в них, а также вдоль пластинок халькопирита (фиг. 61). Здесь особый интерес представляет приуроченность халькозина к халькопиритовым пластинкам: более интенсивно он развивается в местах сгущения пластинок. Это явление объясняется, возможно, тем, что халькопиритовые пластинки приурочены к трещинкам или к краям зерен борнита и сгущение пластинок, в данном случае, способствует капиллярному проникновению растворов, вызывающих замещение халькозином. На микрофото наглядно видно, как халькозин развивается по борниту в тех местах, где расположены пластинки халькопирита. Характерно, что сами пластинки халькопирита не замещаются халькозином.

Графическая структура сростаний халькозина и борнита нередко проявляется в виде красивых узоров. Вопросу микроструктур халькозина уделялось большое внимание вообще, но особый интерес вызывали графические структуры с халькозином. Ни одна из структур так не обсуждалась и не вызывала такого количества терминов для своего обозначения, как графическое прорастание. Большинство исследователей высказывается за образование графических структур минералов с халькозином или путем замещения, или в результате одновременного выделения.

Шварц (1939) описал тринадцать структурных взаимоотношений между борнитом и халькозином, но вместе с тем автор подчеркивает трудности установления способов образования для каждой структуры в отдельности. На основании литературного обзора он считает' несостоятельным объяснение образования графических структур сростания борнита с халькозином при эвтектических соотношениях.

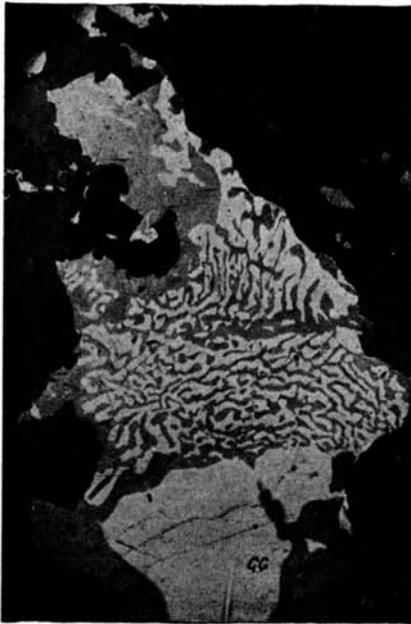
Типичная графическая структура халькозина с борнитом в рудах нашего месторождения представлена микрофотографией 62, где также видно, что наряду с графическим прорастанием в зерне борнита присутствуют более крупные зерна халькозина овальной или неправильной



60



61



62



63

- Фиг. 60. Зерно борнита (серое) с зернистым и пластинчатым халькопиритом (белое). Более крупные зерна халькопирита расположены по периферии борнита, пластинки же распределены более или менее равномерно. $\times 150$.
- Фиг. 61. Халькозин (светлосерое) развивается по краям и трещинкам борнитового зерна (темносерое). В этих же местах наблюдаются халькопиритовые пластинки, около которых также развивается халькозин. $\times 280$.
- Фиг. 62. Графическая структура борнита (темносерое) и халькозина (белое). Здесь же наблюдается зернистое срастание их, аналогичное срастанию борнита с халькопиритом. $\times 280$.
- Фиг. 63. Халькозин (белое) и борнит (серое) в зернистом срастании. $\times 240$.

формы. Границы между борнитом и халькозином ровные и четкие. Халькозин, участвующий в графическом прорастании, в большинстве случаев белого цвета.

Под микроскопом можно проследить различные стадии образования графической структуры. Начальная стадия проявляется замещением борнита халькозином с периферии зерна, или же халькозин вначале развивается по трещинке в борните, затем замещение расширяется в глубь зерна борнита с появлением графической структуры. Эти отношения указывают, что графическая структура вероятнее всего образовалась в результате замещения.

Зернистое сростание халькозина с борнитом встречается тоже часто, будучи приурочено, главным образом, к глубоким частям месторождения, и очень напоминает такие же сростания борнита с халькопиритом.

Зерна халькозина имеют разные размеры, они наблюдаются то в виде мельчайших точечных включений, то образуют более крупные неправильные или округлые выделения в зернах борнита (фиг. 63). В этих случаях они находятся или в самом зерне борнита, или по краям его. Подобные выделения халькозина никогда не сопровождаются графической структурой.

Форма выделений халькозина и образование его на больших глубинах, где нет никаких следов поверхностных процессов, дают основания считать халькозин гипогенным, образовавшимся вместе с борнитом и, возможно, как распад твердого раствора. О существовании более высокотемпературного халькозина, чем обычно наблюдаемого в зоне окисления медно-сульфидных месторождений, говорят экспериментальные исследования Меервина и Ломбарда (1937).

Халькозин в борните встречается также в виде мелких пятен неправильных форм. Эти выделения халькозина почти аналогичны выделениям борнита в халькопирите. Наличие отдельных мелких включений халькозина в борните, возможно, объясняется одновременным отложением борнита и халькозина.

Исключительный интерес представляет графическая структура сростаний борнита бледнооранжевого цвета с халькозином. Борнит имеет окраску различной интенсивности, причем края отдельных его зерен окрашены гуще, чем середина. Появление оранжевого борнита и образование графической структуры можно объяснить тем, что халькозин замещает борнит, но замещение не доходит до конца, и появляется какая-то промежуточная фаза, более богатая медью, чем борнит.

В литературе имеются описания так называемого «оранж-борнита» неизвестного состава. Так, И. Ф. Григорьев (1927) пишет об оранжевом борните, сроставшемся с халькозином. Он высказывает предположение, что по своему составу оранжевый борнит должен быть промежуточным между борнитом и халькозином. А. А. Амирасланов (1936) также описывает оранжевый борнит и проводит аналогию с минералом, описанным И. Ф. Григорьевым.

Хотя по микроскопическим данным наш минерал и отличается несколько от оранжевого борнита, описанного в работах указанных авторов, однако тот факт, что он наблюдается в тесной связи с халькозином, позволяет допускать, что он в своем составе имеет более высокое содержание меди, чем обычный борнит. Х. Э. Мервин и Р. Х. Ломбард на основе экспериментальных работ указывают на появление оранжевого минерала в виде промежуточных фаз в системе борнит — халькозин.

Описываемый в литературе розовато-серый халькозин представляет

собою продукт распада твердого раствора Cu_2S и Cu_5FeS_4 в виде тонкой решетчатой структуры. В наших рудах решетчатая структура халькозина не встречается.

д) *Об экспериментальных исследованиях системы $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$*

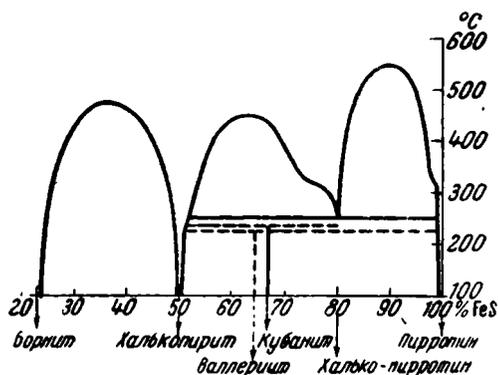
Тип Волковского месторождения относится к числу магматических образований и отличается специфическими особенностями парагенезиса минералов. Было бы интересно, наряду с исследованием фактического материала, разобрать имеющиеся в литературе экспериментальные данные по изучению сульфидных минералов; это должно представлять интерес и потому, что эксперименты недостаточно подкреплялись фактическим материалом по исследованию руд отдельных месторождений и, наоборот, при изучении месторождений не всегда использовались результаты лабораторных опытов.

Выше мы разобрали только двойную систему $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 - \text{CuFeS}_2$, т. е. борнит — халькопирит, которая в сущности является лишь бинарным разрезом более сложных тройных систем $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$. Имеются экспериментальные данные и по этой последней системе, причем ряд работ представляет большой интерес. В этих работах рассматриваются не только структурные взаимоотношения минералов при распаде твердых растворов, но и возможные парагенетические ассоциации их, а также и последовательное смещение этих парагенезисов при изменении температуры. Рассмотрению этих работ должно быть уделено особенное внимание.

Г. Борхерт (Borchert, 1934) в своей работе «Распад в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ и его значение как геологического термометра» устанавливает определенную последовательность и температурные интервалы выделения минералов. Им было предпринято экспериментальное изучение 200 естественных образцов при различной температуре и в различных интервалах времени.

Полученная в результате исследования диаграмма распада (фиг. 64) показывает в известном приближении довольно правительные, т. е. согласующиеся с природными данными соотношения.

Фиг. 64. Диаграмма распада твердых растворов в системе: борнит-пирротин (по Г. Борхерту).



Выше линии температур распада мы имеем дело с тремя типами твердых растворов: 1) халькопирротин — пирротин, 2) халькопирротин — халькопирит и 3) халькопирит — борнит.

Навряд ли существуют резкие границы между типами твердых растворов халькопирротин — халькопирит, халькопирит — борнит и борнит — халькозин, так что на диаграмме верхняя кривая протянулась бы от пирротина до халькопирита, если только не придавать какого-либо значения минералам барраканит и барнгардит.

Основные выводы автора сводятся к следующему:
1. «Геологический термометр» выпадения кубанита из раствора халькопирита не 450, а 235°.

Основными выводами автора сводятся к следующему:

1. «Геологический термометр» выпадения кубанита из раствора халькопирита не 450, а 235°.

2. Кубанит при температуре выше 235° распадается приблизительно на 40% халькопирита и 60% изотропного компонента, который на основании вычисленного химического состава отвечает халькопирротину $\text{Cu}_5 \cdot 4\text{FeS}$ или $\text{Cu}_5\text{Fe}_4\text{S}_5$.

3. Халькопирротин устойчив в интервале температур 255 и 450° и, соответственно, 550° при медленном охлаждении, он при температуре 235° распадается на пирротин и кубанит или валлериит (225°) и халькопирит. Выше 450 или 550° халькопирротин образует твердые растворы с халькопиритом или пирротинном. Между 255 и 450 или 550° из халькопирротина выделяются в большем количестве избыточные халькопирит или пирротин.

4. За счет халькопирита и пирротина при температуре выше 255° образуются твердые растворы. Для составов левой части температура распада начинается при 450° и продолжается до температуры 255° . Распад же раствора пирротин — халькопирротин начинается при 550° и около 350° практически заканчивается.

5. Валлериит в виде включений в халькопирите устойчив только до температуры 225° .

6. Распадоподобные включения пирротина, кубанита и валлериита в халькопирите указывают, образовалось ли данное месторождение ниже 255 , 235 и 225° .

7. Руды месторождений типа Сёдбери не сохранились в той форме, в какой они первично выкристаллизовались. Должны были произойти процессы распада в громадных размерах. Окончательное образование теперешних сростаний руд (исключая явления динамометаморфической перекристаллизации) произошли между 255 и 235° , чем и объясняется отсутствие кубанита.

На основании произведенных исследований Г. Борхерт находит возможным считать отдельные минералы в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ геологическими термометрами и располагает их в последовательный ряд. Много внимания в его работе уделено образованию неизвестного в природе соединения состава CuFe_4S_6 — халькопирротина. При экспериментальных исследованиях системы $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ такой «минерал» часто отмечается различными авторами.

Отсутствие в рудах Волковского месторождения пирротина, кубанита и валлериита — минералов, относительно богатых железом, говорит об особых условиях образования наших сульфидов. Как мы указывали, значительная часть железа в них связана в виде кислородных соединений, благодаря чему оно в составе медных сульфидов принимает очень малое участие.

Что касается самой левой части диаграммы Борхерта, то она соответствует наблюдаемым в нашем месторождении фактам: халькопирит очень часто, как мы видели, присутствует в виде продукта распада твердых растворов с борнитом.

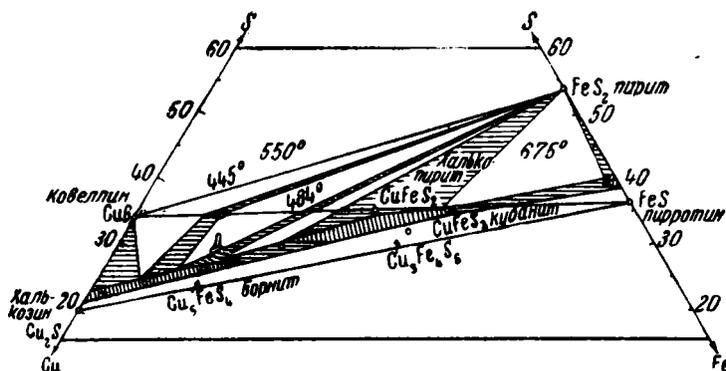
Большую экспериментальную работу по получению искусственных сернистых соединений меди и железа провели Х. Э. Мервин и Р. К. Ломбард (1937), изучавшие систему $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$. Исследование осуществлялось путем нагревания штейнов, полученных плавлением меди с сернистым железом в необходимых отношениях в парах серы при давлении 455 мм ртутного столба.

Постановка исследований основана авторами на следующих данных. Если взять кристаллически-зернистые смеси двух бинарных соединений с наименьшим содержанием серы Cu_2S и FeS и нагревать их в парах серы почти до плавления так, чтобы они постепенно насыщались серой,

то произойдут следующие изменения: 1) те и другие зерна абсорбируют серу и превратятся в обогащенный серой твердый раствор Cu_2S_{1+} и FeS_{1+} ; 2) между смежными зернами произойдет взаимообмен железом и медью, дающий тройные твердые растворы, обогащенные медью или железом; 3) эти твердые растворы, взятые в правильной пропорции, вступят в реакцию с образованием промежуточного соединения, которое далее само образует разнообразные твердые растворы; 4) наконец, при падении температуры и повышении давления, эти твердые растворы распадутся постепенно на более определенные соединения, с большим содержанием серы, пока не образуется конечный продукт, представляющий собою смесь CuS и FeS_2 .

Температура бралась в пределах от 400 до 950° С, а давления — от 2 до 760 мм ртутного столба. Равновесие фаз устанавливалось при выбранном отношении $Cu : Fe$ в условиях выбранных температур и давления. Состав фаз определялся в охлажденных продуктах путем микроскопического и химического анализа.

Данные, полученные при температуре ниже начала плавления сульфидных порошков и выше температуры конденсации паров серы, были



Фиг. 65. Система $Cu - Fe - S$ (по Х. Э. Мервину и Р. К. Ломбарду).

нанесены на диаграмму тройных составов, построенную по весовым процентам (фиг. 65). В этом треугольнике составов, как видим, имеются 4 бинарных и 5 тройных кристаллических соединений. Все они, кроме двух, являются минералами, т. е. природными соединениями. Эти соединения и их твердые растворы устойчивы в парах серы при давлении 455 мм как сами по себе, так и в присутствии любого из прочих соединений, но без жидкости (см. фиг. 65).

При каждой из пяти температур, указанных в белых треугольниках, механическая смесь трех фаз является устойчивой. Каждая из них имеет определенный состав, представленный точкой в одном из углов треугольника, внутри которого все три фазы могут быть представлены в любых соотношениях. Большая часть угловых точек является точками на границах твердых растворов.

Поля, где единственной фазой является твердый раствор, отмечены густой вертикальной штриховкой. Большое центральное поле — промежуточный твердый раствор, а другие два — халькозиновый и пирротинный твердые растворы.

Поля с редкой горизонтальной штриховкой лежат между твердыми растворами или между определенными соединениями и твердыми растворами; они являются двухфазными, и в каждом из них имеется меха-

ническая смесь или двух твердых растворов, или твердого раствора определенного химического соединения, например FeS_2 и Cu_2S .

В верхней части диаграммы располагается область жидкой серы с очень небольшим содержанием CuS и FeS_2 в растворе. Она находится в равновесии с ковеллином и пиритом при 411° .

Как уже указано, соединения, показанные на фиг. 65, представляют собой большую частью хорошо известные минералы, за исключением Cu_3FeS_6 и Cu_5FeS_6 . Последнее соединение называют «неизвестным минералом» или «оранжевым борнитом».

Недавно Н. В. Бюргер экспериментально получил еще одно самостоятельное соединение — Cu_9S_5 и сопоставил его с природным минералом — дигенитом. Он показал, что природное соединение Cu_2S , близкое по составу к дигениту, есть не что иное, как тот общеизвестный минерал, который до последнего времени считается «высокотемпературной модификацией Cu_2S » и известен под названием « α -халькозина».

Д. П. Григорьев при экспериментальных исследованиях получил то же самое соединение Cu_9S_5 . Это соединение он нанес на треугольную диаграмму Мервина и Ломбарда (фиг. 66). Таким образом, в рассматриваемой диаграмме прибавилось еще одно соединение — Cu_9S_5 , отвечающее минералу дигениту.

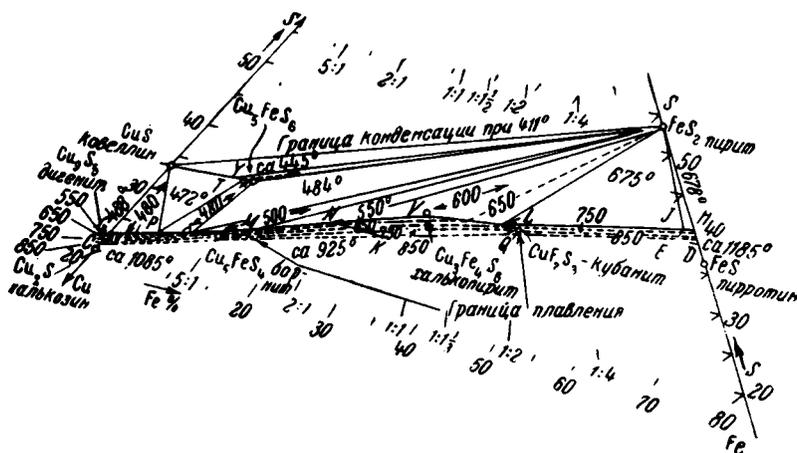
На основании произведенных экспериментов Мервин и Ломбард делают следующее заключение. Для Cu , Fe и S при температурах, несколько ниже точки плавления, Cu_2S и FeS представляют собою соединения с наименьшим содержанием серы. Между ними располагаются области твердых растворов: 1) со стороны Cu_2S , 2) со стороны FeS и 3) срединной части промежуточного состава. Давление диссоциации серы в них порядка дробной части миллиметра ртутного столба, поэтому при нагревании порошкообразных смесей сульфидов в парах серы под высоким давлением сера абсорбируется с образованием богатых серой твердых растворов $\text{Cu}_2(\text{Fe})\text{S}_1$ (халькозин) и $\text{Fe}(\text{Cu}_2)\text{S}$ (пирротин). Кроме того, образуется пять тройных соединений, из которых все склонны к образованию твердых растворов, и два бинарных соединения: ковеллин (CuS) и пирит (FeS_2), для которых практически не устанавливается твердых растворов и которые устойчивы даже в контакте с насыщенными парами серы на большом интервале.

Для некоторых из этих реакций температуры были получены для нескольких значений давления. Таким образом, были установлены кривые упругости диссоциации для Cu_5FeS_4 , Cu_5FeS_6 , CuFeS_3 (кубанит) и CuFeS_{1-98} (халькопиритовый твердый раствор).

Обращаясь к диаграмме (фиг. 66), на которую нанесены изотермы, можно видеть, что пирротиновый твердый раствор покрывает область самых высоких температур, от начала плавления, приблизительно при 1185 и до 675° , где он вступает в реакцию с серой, образуя пирит и промежуточный твердый раствор, который плавится (или реагирует с жидкостью) при температуре около 950° и вступает в реакцию с серой, образуя пирит и халькозиновый твердый раствор при 550° (см. фиг. 65). Халькозин плавится приблизительно при 1085° и реагирует с серой, образуя ковеллин и твердый раствор с Cu_5FeS_6 , с наиболее низкой температурой 472° . Cu_5FeS_6 образуется при 484° , причем, реагируя с серой, он образует пирит и ковеллин приблизительно при 445° . Пирротиновый твердый раствор распространяется только на несколько процентов в направлении S и Cu_2S , промежуточный твердый раствор занимает 3% по отношению к сере, на средней четверти треугольника; также и халькозиновый твердый раствор простирается в виде полосы шириною около $1\frac{1}{2}\%$ S состава до половины середины треугольника.

Между областями твердых растворов, близких друг к другу, имеются поля, в которых присутствуют в смеси оба твердых раствора. На этих полях изотермы представляют собою почти параллельные прямые линии, соединяющие оба состава, устойчивые совместно. Температурные интервалы существования двухфазных смесей следующие: для поля пирротин — промежуточный твердый раствор приблизительно 920—675°, для поля халькозин — промежуточный раствор приблизительно 925—550°, халькозин $\text{Cu}_2\text{S} + \text{Cu}_5\text{FeS}_6$ — 484—472°.

Кроме того, имеются пять других узких клинообразных полей смеси двух твердых фаз. Они располагаются между границами имеющихся



Фиг. 66. Система $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$ (с изотермами).

на диаграмме твердых растворов и определенными соединениями — пирритом и ковеллином. Две границы этих полей и изотермы из точек этих соединений расходятся радиально, представляя собою прямые линии.

В случае участия в реакции трех твердых фаз, они устойчивы совместно в любой пропорции и при единой температуре. В треугольниках составов (незаштрихованные поля на фиг. 65) прямые линии, соединяющие составы трех реагирующих фаз, ограничивают треугольные изотермические поля. Пять таких полей были получены при температурах: 675, 550, 484, 472 и 445°.

Проведенные Мервином и Ломбардом экспериментальные исследования разрешили только первую задачу, т. е. получение определенных соединений и твердых растворов. Вторая задача — изучение процесса распада этих твердых растворов с образованием определенных структурных взаимоотношений — здесь почти совершенно не разобрана.

Диаграмма показывает взаимоотношения между интересующими нас минералами: халькопирит — борнит, халькозин — борнит, халькозин — ковеллин, халькозин — оранжевый борнит и т. д. Из диаграммы с полной очевидностью вытекает, что борниты не могут находиться в равновесии с пирротинитом и даже кубанитом, чем подтверждается ранее установленный антагонизм борнита и пирротина, имеющий место и в рудах Волковского месторождения. Кроме того, экспериментально доказано существование твердых растворов халькозин-борнитового состава, как известно распадающихся при понижении температуры. В рудах Волковского месторождения явлений распада твердых растворов этого

состава не наблюдается. Поэтому весьма возможно, что гипогенный халькозин образовался при более низких температурах.

Р. Хьюитт (Hewitt, 1938) в работе «Эксперименты, касающиеся отношения пирротина к другим сульфидам» разбирает проблему существования твердых растворов между пирротином и пентландитом, халькопиритом, свинцовым блеском и сфалеритом, зафиксированных путем термической обработки. Нас интересует, главным образом, область твердого раствора пирротина и халькопирита, так как подобная ассоциация была встречена в виде вкрапленности в габбро Золотого Камня (см. стр. 90).

Экспериментальными исследованиями Мервина и Ломбарда (1937) по системе $Cu - Fe - S$ установлено, что в определенных условиях пирротин и халькопирит могут реагировать с образованием кубанита. Это соотношение иллюстрируется также рядом экспериментов, проведенных Борхертом, который, как мы уже отметили, разбирает вопрос об образовании кубанита из пирротина и халькопирита, а также описывает два необычных минерала: халькопирротин и валлеринит.

Исследования Р. Хьюитта, касающиеся образования и распада твердых растворов в отсутствии серных паров, не могут быть объяснены непосредственно с помощью диаграммы Мервина и Ломбарда, так как последняя не показывает изменения фаз в твердом состоянии во время охлаждения. Автор строит предположения относительно этих изменений фаз.

Мервин и Ломбард утверждают, что если расплав халькопирита теряет серу, то результирующий расплав по охлаждении образует твердый раствор. Помня это, рассмотрим отношения фаз на халькопиритовом конце пирротин-халькопиритового расплава. Вследствие того, что опыты Р. Хьюитта производились в отсутствии атмосферы серных паров, а всякая реакция между халькопиритом и пирротином ведет к потере серы, это передвинуло бы состав халькопирита в область твердых растворов. Железо пирротина должно иметь тенденцию передвигать состав получающихся твердых растворов в сторону пирротина. Халькопирротин обладает средним составом между халькопиритом и пирротином, и медленное охлаждение этого твердого раствора может приводить к развитию халькопирит-халькопирротиновых сростков благодаря распаду.

Если рассмотреть отношения фаз на пирротиновом конце пирротин-халькопиритового расплава, то область пирротиновых твердых растворов, экспериментально определяемых Мервином и Ломбардом, указывает, что пирротиновые твердые растворы существуют. При надлежащих условиях охлаждения они распадаются, образуя сростания халькопирита и пирротина, подобно полученным в этой работе.

Борнит, полученный в опытах Р. Хьюитта, связан с потерей серы и железа. Потеря серы может быть объяснена ее осаждением при опыте на внутренней стороне трубки. Сростания борнита с халькопиритом развились вокруг края образца, в центре которого образовались сростания халькопирита с халькопирротинном. Хьюитт предполагает, что железо мигрировало из халькопирита краевой части образца и способствовало образованию халькопирротина в центре. Это могло снизить содержание железа до той точки, когда содержание меди в твердом растворе достаточно высоко, чтобы дать борнит. Медленное охлаждение заставило твердый раствор распасться с образованием сростаний борнита с халькопиритом.

Р. Хьюитт, разбирая структуры, наблюдаемые в сростках, образовавшихся в этих опытах, делит их на три группы: 1) халькопирит-

халькопирротиновые структуры; 2) пирротин-халькопиритовые структуры, 3) борнит-халькопиритовые структуры. Полученные данные он сопоставляет со структурами, полученными Шварцем при его экспериментах, и находит много общего. Экспериментальные данные Шварца были нами разобраны выше (см. стр. 58).

В заключение автор приходит к следующим выводам.

1. Пирротин и халькопирит образуют два твердых раствора. Пирротин растворяется в халькопирите при температуре свыше 300°C . Затем эти два минерала реагируют между собою, образуя халькопирротин, который дает очень тонкие сростания с халькопиритом в ореоле около пирротиновых масс в изученных образцах. Свыше 600° халькопирит растворяется в пирротине и после распада смеси образует ориентированные пластинки в нем.

2. Халькопирит образует длинные, узкие, параллельные линзы и пластинки в пирротине. Он может быть получен путем охлаждения соответствующего раствора при температуре выше 600°C .

3. Борнит был получен в процессе одного опыта при нагревании образца халькопирита до 900°C , путем потери серы и железа. Этот борнит образовал сростания решетчатого типа с халькопиритом.

4. Кристаллы халькопирита и пирротина образовались путем сублимации при температурах около 400°C , как это было установлено еще Шварцем при его экспериментах.

Экспериментальные исследования Р. Хьюитта производились с естественными образцами. Во многих случаях он подтвердил выводы Шварца (1931) и выводы по системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ Борхерта (1934) и Мервина с Ломбардом (1937).

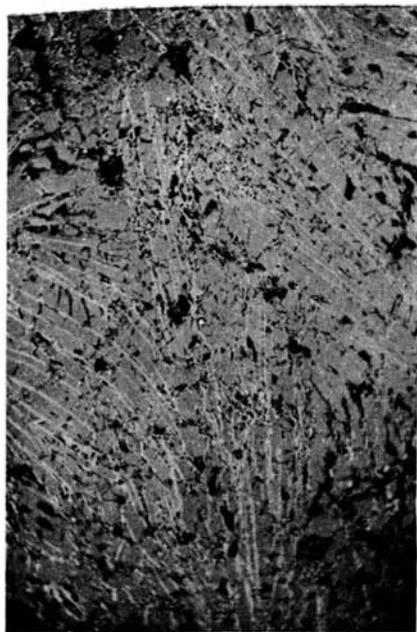
Приведенные выше выводы разных исследователей из экспериментальных работ не могут быть полностью перенесены на естественные условия образования минералов и их парагенезисов. Однако ряд выводов, полученных при экспериментах, все же согласуется с нашими выводами, полученными при исследовании руд изучаемых месторождений.

1. Температуру начала распада твердых растворов с выделением отдельных минералов, образующих определенные структуры, в ряде случаев можно применять в качестве «геологических термометров».

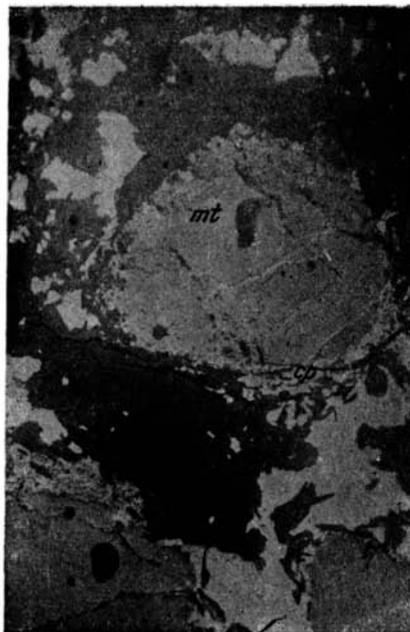
2. Ряд экспериментов показывает различные структурные взаимоотношения минералов (решетчатые, зернистые и т. д.), возникающие при распаде твердых растворов в условиях определенных химических соотношений, при определенных температурах и интервалах охлаждения. С этой точки зрения образование медных сульфидов Волковского месторождения происходило ниже температуры 475° , как это показали Шварц и Г. Борхерт. Д. П. Григорьев провел экспериментальные исследования руд Волковского месторождения и получил следующие результаты: при первом опыте с повышенным содержанием в твердом растворе халькопиритового компонента температура $430 - 400^{\circ}$; во втором опыте с меньшим количеством халькопиритового компонента $380 - 320^{\circ}$.

3. Из разбора системы $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ ясно вытекает, что отсутствие в наших рудах минералов с повышенным содержанием Fe и S объясняется недостатком этих элементов в сульфидных растворах. Наличие в разобранных системах промежуточных образований (халькопирротин, кубанит, валлериит) борнит-пирротинового ряда подтверждает наши выводы об антагонизме этих минералов.

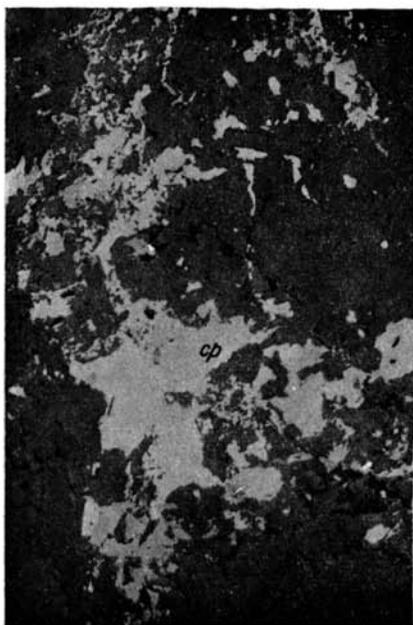
Отсутствие перечисленных выше минералов, относительно богатых железом, говорит об особых условиях образования наших сульфидов.



67



68



69



70

Фиг. 67. Тонкие прожилочки пирита в магнетите. $\times 150$.

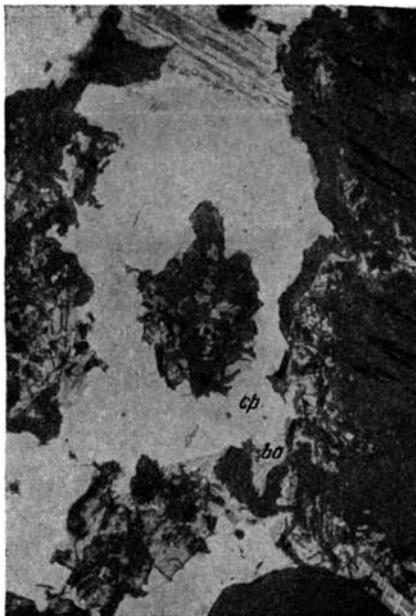
Фиг. 68. В центре снимка — зерно магнетита, которое по краям и трещинкам замещается халькопиритом. $\times 150$.

Фиг. 69. Разъедание силикатов (темносерое) халькопиритом (белое). $\times 90$.

Фиг. 70. Борнит (светлосерое) разъедает силикаты (темносерое). $\times 90$.



71



72



73



74

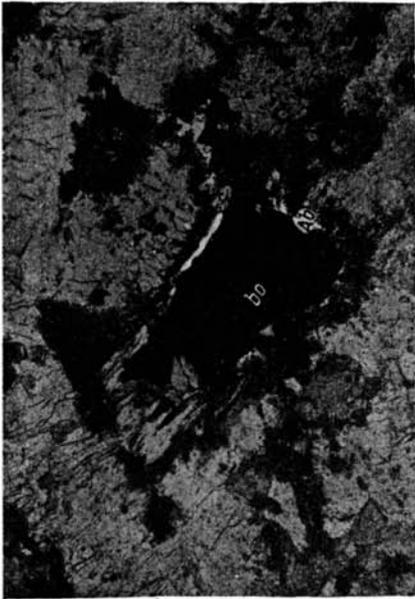
- Фиг. 71. Удлиненно-призматические кристаллы амфибола изообилуют мельчайшими включениями борнита. Часть же кристаллов амфибола явно разъедается борнитом. $\times 45$.
- Фиг. 72. Халькопирит (белый). Раскрошенные зерна борнита приурочены к периферии силикатных минералов (серое). $\times 90$.
- Фиг. 73. Кристалл амфибола (в центре снимка) почти наполовину замещен халькопиритом (белое). $\times 150$.
- Фиг. 74. Зерна борнита (черное) среди плагиоклазов (белое). Вокруг зерна борнита наблюдается узкая каемка эпидота, повторяющая все его очертания; за ней следует расплывчатая кайма соссюрита, запыленного точечными выделениями сульфидов меди. $\times 90$, Николи ||.



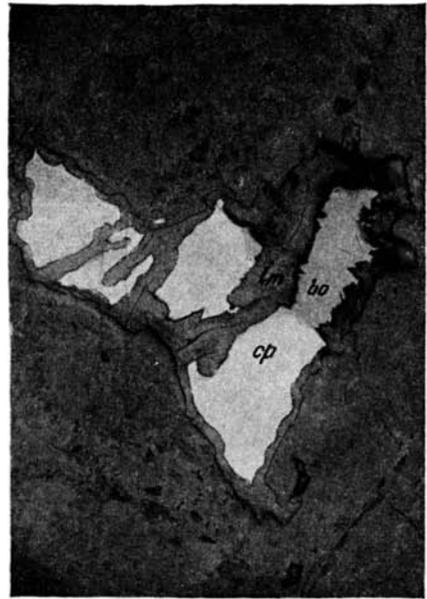
75



76



77



78

- Фиг. 75. Зерно борнита (черное), окруженное пернитом, за которым следует тонкая соссюритовая оболочка с распыленным в ней рудным минералом. $\times 90$. Николи ||
- Фиг. 76. Крупное зерно борнита (в центре) окружено каемкой кварца (белое). Зерно борнита расположено среди соссюритизированного плагиоклаза. $\times 45$. Николи ||
- Фиг. 77. Крупное зерно борнита (черное в центре снимка) окружено каемкой альбита (белое) и хлорита, за которой наблюдается узкая неровная кайма соссюрита. $\times 46$. Николи ||
- Фиг. 78. Зерна Халькопирита (белое) и борнита (светлосерое) окружены лимонитом коломорфного строения. $\times 90$.

Повидимому, большая часть железа в них еще до сульфидного оруденения была связана в виде кислородных соединений (образование титаномагнетита). Вследствие этого в сульфидном растворе оказался недостаток железа.

4. Мервин и Ломбард при экспериментах получили определенное соединение — «оранжевый борнит», который отмечается и нами при микроскопическом изучении волковских руд в отраженном свете. Однако он встречается исключительно редко и в столь незначительных количествах, что нет возможности точно определить его состав.

5. Этой же диаграммой экспериментально доказано существование твердого раствора халькозин-борнитового ряда. Следовательно, халькозин как гипогенный минерал в ассоциации с гипогенным борнитом может быть распространен в природе шире, чем это считается в настоящее время.

е) Пирит

Пирит в рудах Волковского месторождения очень редок. Он наблюдается лишь в кварцевых диоритах, встречающихся на западе и покрывающих габбро. В них он находится между зернами силикатов, в том числе и кварца. Местами встречаются отдельные мелкие зерна и кристаллы пирита, включенные в плагиоклазе, но обычно ксеноморфные зерна его располагаются между плагиоклазами. Повышенная концентрация пирита наблюдается также в контакте габбро с диоритами: здесь пирит нередко приурочен к трещинкам в породе.

В оруденелом габбро Волковского месторождения пирит наблюдался лишь в зонах смятия и в участках сильно измененного гидротермальными процессами габбро. Он почти никогда не встречается в ассоциации с борнитом, но обычно с магнетитом и халькопиритом, а также со вторичными силикатами (эпидотом, цонзитом, хлоритом и др.). Нередко пирит образует оторочки вокруг магнетита и располагается по трещинкам в нем. В одном из таких прожилков магнетита пирит наблюдался в виде тончайших прожилков в магнетите (фиг. 67). Мелкие эвгедральные зерна пирита встречены в магнетите. Образование халькопирита и пирита в этих случаях произошло, очевидно, из гидротермальных растворов, проникавших в зоны смятия. Иногда пирит располагается вокруг нерудных минералов, причем заметно, что местами пирит замещает их.

Других сернистых соединений железа в рудах волковского типа не встречено. Полное отсутствие пирротина и малое распространение пирита в оруденелом габбро является очевидно следствием того, что магматический расплав и гидротермальные растворы были бедны соединениями серы и железа.

3. Взаимоотношения сульфидов меди с нерудными минералами и титаномагнетитом

В этом разделе следует остановиться на двух явлениях, развитых в пределах Баранчинского массива вообще и на Волковском месторождении в частности, а именно — на замещении нерудных минералов и титаномагнетита сульфидами меди и на появлении реакционных каемок вокруг сульфидов.

Сульфиды довольно часто замещают нерудные минералы и титаномагнетит. Борнит замещает титаномагнетит обычно по периферии зерен или по границе ильменитовых пластинок; при этом, как уже было указано выше, замещается только магнетит, а пластинки ильменита

остаются не затронутыми борнитом, как это можно видеть на микрофотографии (фиг. 27). Здесь же видно, что магнетит замещается нерудным минералом, а пластинки ильменита сохраняются неизменными. Более часто титаномагнетит замещается халькопиритом как с периферии зерен, так и по трещинкам в них (фиг. 68).

И борнит, и халькопирит часто замещают нерудные минералы, разъеда я их и образуя при этом неправильные очертания. Микрофотография фиг. 69 показывает характер разъедания нерудных минералов халькопиритом и, отчасти, борнитом.

Сульфиды, особенно борнит, замещают нерудные минералы, выделяясь в виде мельчайших включений в периферических частях их. В нерудных минералах образуются как бы оторочки (фиг. 70), состоящие из мелкой вкрапленности сульфидов. Эти явления характерны для крупных борнитовых зерен.

На микрофотографии фиг. 71 видно, что борнит явно разъедает амфибол, контуры которого имеют корродированные очертания, но в то же время удлинённые таблички амфибола как бы пронизаны мельчайшими многочисленными выделениями борнита, образовавшимися, очевидно, метасоматическим путем.

В ряде случаев бывает трудно решить вопрос, имеем ли мы замещение нерудных минералов, или захват сульфидов, в частности борнита, при кристаллизации нерудных минералов. Характерно, что халькопирит среди мельчайших включений почти не наблюдается (фиг. 72), несмотря на то, что между зернами силикатов располагаются крупные его выделения. Выделяющиеся по периферии нерудных минералов мелкие зерна сульфидов представлены почти только борнитом. Возможно, что халькопирит в таких случаях развился позднее метасоматическим путем.

Как показало микроскопическое изучение, большая часть нерудных минералов, замещающихся сульфидами меди, относится к амфиболу — актинолиту. На микрофото (фиг. 73) показан крупный монокристалл амфибола, наполовину уже замещённый халькопиритом; видно, что халькопирит развивается в амфиболе по трещинам спайности. Халькопирит, развивающийся вдоль плоскостей отдельности в породах и в зонах смятия габбро, встречается в виде ксеноморфных зерен, местами в виде прожилков и располагается среди нерудных минералов, замещая их.

Следует остановиться также на реакционных каемках в силикатах, образующихся на границе с сульфидами. Эти каемки на Волковском месторождении имеют весьма широкое распространение. Наиболее часто они наблюдаются на границе борнита или халькопирита с плагиоклазом и, преимущественно, вокруг мелких зерен сульфидов. Каемки неоднородны по составу: непосредственно у зерна борнита или халькопирита наблюдается тонкая каемка, повторяющая все очертания сульфидов, состоящая из агрегатов зерен эпидота и цоизита; за ней следует более широкая расплывчатая кайма или «оболочка» сосюрита с расплывчатыми точечными выделениями сульфидов. Это достаточно наглядно иллюстрируется микрофотографией (фиг. 74). Сами зерна сульфидов часто располагаются между кристаллами плагиоклазов, почти не подверженными сосюритизации. Изредка встречаются зерна сульфидов, включенные в неизменные монокристаллы плагиоклаза, и в этих случаях они окружены каемками сосюрита.

Менее часто вместо эпидота или цоизита вокруг сульфидных зерен появляется пренит. Местами он, аналогично эпидоту или цоизиту, дает четкую каемку вокруг сульфидных зерен, но обычно образует агрегат

призмочек вокруг сульфидов и также окружается соссюритом, что достаточно наглядно изображено на фиг. 75, где ксеноморфное удлиненное зерно борнита окружено агрегатом пренита, причем отдельные призмочки пренита как бы проникают в борнит.

Значительно реже вокруг зерен борнита или халькопирита появляются в виде оторочек зерна кварца или таблички альбита, но и за альбитовой каемкой также следует каемка соссюрита (фиг. 76 и 77). Однако присутствие соссюритовой оболочки не является правилом. Можно встретить, правда редко, участки, в которых вокруг зерен сульфидов наблюдается только четкая узкая каемка эпидота или цоизита, а соссюритовая оболочка отсутствует.

Описанные выше каемки наиболее часто встречаются на Лаврово-Николаевском месторождении. На Волковском месторождении они распространены значительно меньше, хотя характер их совершенно одинаков. Оторочки же кварца встречены на горе Волковской. Характерно, что эти реакционные каемки не имеют никакого отношения к поверхностным процессам. Например, они довольно широко распространены даже на глубине 350 м.

Несколько отличны от описанных выше оторочек каемки, развитые на Усольском месторождении. Здесь вокруг зерен сульфидов и, главным образом, вокруг халькопирита наблюдаются узкие каемки эпидота или цоизита (реже). Оторочки эпидота обычно четкие и ровные и повторяют все очертания рудных зерен (фиг. 79).

Очевидно, оторочки вокруг рудных зерен образовались более или менее независимо от общей соссюритизации при 'автометаморфизме пород. Доказательством этого можно считать то, что каемки вокруг рудных зерен встречаются и в участках слабо измененных габбро, а также и то, что соссюрит, развивающийся по плагиоклазам, вообще отличается от соссюрита оболочек вокруг рудных зерен. Соссюрит плагиоклазов представляет собою буроватую полупрозрачную массу, тогда как соссюрит в оторочках запылен почти всегда рудными точками, и часто в нем можно различить мельчайшие зернышки минералов группы эпидота и цоизита или пренита.

Образование оторочек не связано с процессами метаморфизма, а также не имеет никакого отношения к поверхностным процессам. Доказательством этому служит то, что такие же каемки вокруг рудных зерен встречаются и в весьма мало измененном габбро Серебрянского Камня. Кроме того, на Волковском месторождении эти каемки встречаются на различных глубинах (до 350 м) и также в малоизмененном габбро.

Образование этих каемок вероятнее всего следует отнести к постмагматическому процессу, т. е. они образовались, скорее всего, в связи с локальным автоматоморфизмом материнских пород, когда завершилась кристаллизация сульфидных минералов.

4. Минералы зоны окисления

Как уже указывалось выше, зона окисления Волковского месторождения развита слабо и неравномерно. Полуокисленные сульфиды часто встречаются вблизи от поверхности. При этом единственным явно гипергенным сульфидом является ковеллин и местами, возможно, халькозин.

Минералогия зоны окисления сравнительно простая. По старым данным, преимущественное развитие в зоне окисленных минералов имеют ковеллин, лимонит, малахит, азурит и куприт. Эти минералы до

сих пор определялись по внешнему виду, химических и оптических исследований не производилось. Кратко они описаны Е. Н. Белинским и Д. Д. Топорковым.

На горе Волковской нами встречены следующие минералы, впервые отмечающиеся для этих месторождений: 1) минерал из группы коллоидных комплексных окислов железа и меди — смоляная медная руда; 2) медистый минерал из группы галлуазита; 3) из водных силикатов меди — хризоколла (раньше была описана только по внешнему виду) и 4) из водных силикатов железа — нонтронит.

Ковеллин как правило развивается по трещинкам и по периферии зерен халькозина, реже по борниту. Сравнительно часто он отмечается на границе халькопиритовых пластинок. Наиболее распространены случаи замещения ковеллином халькозина, развивающегося в трещинках борнита и, реже, халькопирита; при этом границы между халькозином и ковеллином имеют неровные корродированные очертания, типичные для случаев замещения.

Подмечено, что ковеллин часто развивается по борниту, находящемуся в виде включений в магнетите. Кристаллы борнита, с пластинками и зернами халькопирита, включенные в магнетит, замещаются по периферии и вдоль халькопиритовых пластинок ковеллином. Борнит легче поддается замещению ковеллином, чем халькопирит. В отдельных участках борнитового зерна среди ковеллина можно видеть сильно разъеденные и лишь частью сохранившиеся пластинки халькопирита.

В единичных случаях ковеллин развивается по халькозину, образующему графическую структуру с борнитом; при этом ковеллин находится в тончайшем проращении с халькозином. Проращение настолько тонкое и частое, что создается впечатление, что графическая структура образовалась в результате замещения борнита ковеллином. В поле графической структуры сохранились остатки халькопиритовых пластинок, а также остатки борнита. Здесь же можно видеть, что халькозин и ковеллин развиваются по борниту более интенсивно в тех местах, где больше халькопиритовых пластинок.

Бэтмен и Ласки (Bateman a. Lasky, 1932) опубликовали результаты экспериментов, произведенных со смесями халькозина и ковеллина, где указывают, что ковеллин растворяется в халькозине при сравнительно низких температурах и остается в таком виде при охлаждении до комнатной температуры, не распадаясь.

Лимонит наблюдается в виде бурых хлопьевидных выделений, реже в виде плотных зерен на месте бывших сульфидов, главным образом халькопирита. Лимонитизация халькопирита начинается с краев зерен, окаймляя последние в виде полоски. При дальнейшем развитии процесса лимонит захватывает халькопирит глубже и развивается в нем по трещинкам. Наконец, довольно часты случаи полной лимонитизации халькопирита. Каемки лимонита часто имеют колломорфное строение (фиг. 79).

Процесс лимонитизации гораздо интенсивнее идет по халькопириту, чем по борниту. Наглядно это видно в тех участках, где халькопирит находится в сростании с борнитом (фиг. 78).

В результате полного замещения халькопирита образуется так называемая смоляная медная руда, представляющая смесь гидроокислов железа и меди и в то же время обогащенная кремнеземом. Минерал имеет коричневую окраску, местами с буроватым оттенком, и смоляной блеск. Твердость 3—4 (царапается ножом). Под микроскопом красно-бурый, двупреломляющий и изотропный, не плеохроитует. Показатель преломления главной минеральной массы от 1.698 до 1.758, в от-

дельных зернах 1.613 ± 0.019 и 1.773 ± 0.003 . Химический анализ приводится ниже:¹

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.	Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	18.97	0.316	H ₂ O ⁻	11.09	—
TiO ₂	0.21	0.003	H ₂ O ⁺	10.63	0.589
Al ₂ O ₃	2.76	0.027	S	0.49	—
Fe ₂ O ₃	34.57	0.216	P ₂ O ₅	1.80	0.93
CaO	1.18	0.020	CuO	18.06	0.22
MgO	0.68	0.016			
			Сумма	100.43	

Судя по фактическому материалу, минерал относится к группе коллоидных комплексных гидроокислов железа и меди в смеси с SiO₂.

Наиболее часто он встречается в кварцевых жилах 2-го Мостовского месторождения, где образуется при замещении сульфидов меди, вкрапленных в кварц, а также в отвалах шурфов на горе Волковской. В отдельных участках габбро вкрапленники этого минерала более часты.

Карбонаты меди — малахит и азурит на Волковском месторождении имеют весьма незначительное распространение; они представлены малахитом и, в меньшей мере, азуритом.

Малахит и азурит, особенно малахит, наблюдаются в виде псевдоморфоз по сульфидным зернам или в виде неправильных извилистых прожилков в габбро, а также в виде примазок и корочек по трещинкам в нем. Местами малахит и азурит развиваются по периферии зерен борнита или халькопирита, разъедая последние и проникая в глубь зерен по трещинам. Наблюдается также замещение малахитом халькозина. Часто малахит и азурит встречаются в ассоциации с ковеллином.

Медистый материал из группы галлаузита, встречающийся редко, нами обнаружен в нескольких пунктах горы Волковской и на Лаврово-Николаевском участке на плоскостях отдельности габбро. Он образует на выветрелых поверхностях габбро корочки эмалевидного характера, мощностью 0.5—1 мм, и местами покрывает хризоколлу.

Цвет минерала меняется от грязновато-зеленого до буровато-темного, причем переходы от одного оттенка к другому можно наблюдать даже на одном образце. Окраска зависит скорее всего от содержания меди в минерале. Минерал непрозрачный, легко царапается ножом.

Под микроскопом прозрачный, чуть зеленоватый и слегка бурый. В скрещенных николях тонкочешуйчатый с низким двупреломлением, иногда почти изотропный. Показатель преломления наибольший $n = 1.516 \pm 0.002$ и наименьший 1.415 ± 0.001 . Удельный вес — 2.664. Химический состав:²

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.	Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	33.06	0.550	MgO	0.69	0.016
TiO ₂	0.19	0.003	MnO	0.02	—
Al ₂ O ₃	8.60	0.084	H ₂ O ⁻	19.37	—
Fe ₂ O ₃	2.49	0.015	H ₂ O ⁺	6.96	0.384
CaO	1.64	0.029			
			Вес. % Мол. кол.		
Потери при прок.	3.79	—			
S	0.84	0.027			
P ₂ O ₅	0.29	0.002			
CuO	21.98	0.275			
			Сумма	99.92	

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Института геологических наук АН СССР. Аналитик Ю. С. Нестерова.

² Химический анализ выполнен в Химической лаборатории Института геологических наук АН СССР. Аналитик Ю. С. Нестерова.

Судя по этим данным, описанный минерал относится к группе галлуазита.

Повышенное содержание меди объясняется, возможно, тем, что в отобранном материале присутствует некоторое количество хризоколлы. Как уже указывалось выше, этот минерал образует корочки, лежащие местами на хризоколле. Все же некоторое количество меди очевидно связано с галлуазитом, будучи адсорбировано им.

Хризоколла распространена в окисленных рудах шире, чем описанные выше минералы. Она образует тонкие корочки на некоторых поверхностях в габбро. Минерал стекловатый, прозрачный, окрашен в яркоголубой цвет, неоднородный, местами светлоголубой, в отдельных же зернах интенсивно-голубой.

Под микроскопом минерал прозрачный, с желтыми и серыми интерференционными цветами. Наибольший показатель преломления 1.530 ± 0.02 , наименьший 1.470 ± 0.003 .

Нонтронит встречается в меланократовом габбро, обогащенном титаномагнетитом и апатитом, в скважине № 30 до глубины 20 м. Развивается он главным образом по пироксену и реже выполняет тонкие трещинки в породе. Цвет минерала оливково-зеленый, местами имеет желтоватый оттенок. Под микроскопом нонтронит имеет микрочешуйчатое строение и желтовато-зеленую окраску. Показатель преломления > 1.562 и < 1.583 .

VI. СЕВЕРНАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В 1940 и 1941 гг. нами были осмотрены месторождения, расположенные севернее Баранчинского массива, находящиеся в Павдинской даче (Незнамовское, Покровское, Спасское), Серебрянский Камень, Золотой Камень.

Месторождения Павдинской дачи и Золотого Камня и с практической и с научной точки зрения представляют меньший интерес, чем месторождение Серебрянского Камня. На Серебрянском Камне встречаются сравнительно богатые сульфидные руды, а вмещающие породы почти не затронуты вторичными процессами, чем они и отличаются от пород других месторождений.

Парагенетическая ассоциация минералов (магнетит, борнит, халькопирит) и их структурные взаимоотношения очень сходны с таковыми Волковского месторождения.

Слабо проявленный метаморфизм рудоносных пород опровергает существующую точку зрения о гидротермальном происхождении сульфидов. Здесь с полной убедительностью доказывается магматический генезис оруденения этого типа. Борнит и халькопирит являются совершенно бесспорно гипогенными минералами и выделились позднее силикатов и титаномагнетита.

1. Серебрянское месторождение

Серебрянское месторождение расположено на Северном Урале, в Ново-Лялинском районе, в 70 км к северу от пр. Кытлым, и является восточным продолжением Конжаковского кряжа, у истоков р. Серебрянки. Оно находится почти на самой вершине Серебрянского Камня и представлено двумя рудниками — Конжаковским и Гилевским, отстоящими друг от друга на расстоянии 150—200 м.

По архивным данным, эти рудники начали разрабатываться в 1735—1736 г. Руда направлялась на Лялинский медеплавильный завод. Содержание меди в ней было 1.5—2%. С закрытием Лялинского завода (1744 г.) работы на рудниках прекратились. В архивных же материалах указывается, что на «Гилевском руднике в 1782 г. пройдена шахта, которая в 1783 году пробивалась, и что руда образует две рудных жилы, из которых каждая в 10 пальцев толщиной».

Поскольку Серебрянское месторождение в литературе не описано, остановимся несколько подробнее на макроскопическом описании пород.

Выработки на Конжаковском и Гилевском рудниках имеют форму карьеров или разрезов в роговообманковом габбро, вытянутых в юго-восточном направлении и имеющих общую протяженность примерно 100—150 м.

По внешнему виду роговообманковое габбро представляет собою среднезернистую породу однородного сложения. Очень часто габбро обладает хорошо выраженной слоистостью. Обычно габбро мезократовое, в отдельных же местах повышенное содержание роговой обманки придает ему меланократовый облик. В районе месторождения в габбро повсеместно присутствует вкрапленность сульфидов меди халькопирита и борнита, содержание которых в среднем равно 2—3%. Размер вкраплений — от долей миллиметра до 7 мм, преобладает 1—2 мм. Количество халькопирит заметно преобладает над борнитом.

Местами в габбро отмечается наличие шлировых обособлений, состоящих из темноцветных минералов. В шлирах наблюдается более густая концентрация сульфидов меди. Форма и размеры таких шлиров разнообразны, но в большинстве случаев это выклинивающиеся полосы, линзы и, реже, просто неправильные образования. Размеры шлиров также сильно варьируют от нескольких сантиметров (2—3) до нескольких метров, например в одном карьере встречен шпир длиной 2.5 м при ширине 60 см. Крупные шпир очень редки.

Весьма возможно, что при старых работах разрабатывались не сплошные рудные жилы, как отмечается в архивных данных, а именно крупные, вытянутые шпир, или линзы, обогащенные халькопиритом и борнитом. Кое-где на стенках карьеров сохранились остатки шлиров темноцветных минералов с рудными минералами.

Описанная разновидность габбро является наиболее распространенной, но здесь можно встретить и роговообманковое габбро пятнистой (такситовой) текстуры, т. е. с нарушенным местами соотношением цветной и полевошпатовой частей породы. Эта разновидность также содержит сульфиды.

Отмечено, что более крупные вкрапления сульфидов приурочены к роговой обманке, мелкая же точечная вкрапленность сульфидов рассеяна также и в плагиоклазах.

Магнетит присутствует в виде отдельных вкрапленных зерен, реже он дает мелкие обособления, шпир и еще реже тонкие прожилки.

Минералогический состав габбро отличается простотой. Порода в основном состоит из плагиоклаза, роговой обманки и рудных минералов; из вторичных минералов встречаются соссюрит и цоизит.

Плагиоклаз — лабрадор (№ 54) представлен более или менее неправильными, реже изометричными зернами. Зерна его почти не содержат включений (очень редко можно встретить мелкие зерна пироксена в плагиоклазе). Плагиоклаз почти совершенно свежий, только изредка можно наблюдать скопления соссюрита, главным образом

цоизита. На границе плагиоклаза и рудного минерала и местами по трещинам в плагиоклазе развиваются цеолиты.

Роговая обманка является главным темноцветным минералом в породе. Обычно она составляет 15—20%, но в отдельных случаях количество ее сильно варьирует — от единичных зерен до 30—40% (в последних случаях роговая обманка является единственным цветным минералом в породе). Роговая обманка явно ксеноморфна по отношению к плагиоклазу и пироксену. Она образует довольно крупные зерна, располагающиеся между кристаллами плагиоклазов или пироксенов. Передко она срастается с пироксеном, чаще же обрастает его и изредка содержит зерна пироксена в виде включений. Кроме того, небольшие одновременно угасающие зерна роговой обманки можно наблюдать в кристаллах пироксена. Амфиболитизация пироксенов, в отличие от Баранчинского массива, развита здесь слабо; роговая обманка имеет $cNg = 22^\circ$, и плеохроизм по Ng — густой зеленый или буровато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светлый желтовато-зеленый.

Пироксен присутствует в породе постоянно наряду с роговой обманкой. Содержание его резко колеблется. Зерна пироксена чаще всего имеют неправильные очертания. Изредка идиоморфны, располагаются обычно между плагиоклазами и почти всегда окружены роговой обманкой.

Вторичные минералы в габбро имеют очень небольшое развитие и представлены, как уже отмечалось выше, минералами группы соссюрита и цеолитом, причем соссюрит встречается в форме каемок вокруг рудных минералов, а цеолит очень редко развивается по трещинам в плагиоклазах.

Структура породы — габбровая.

Из приведенной краткой петрографической характеристики видно, что породы Серебрянского Камня отличаются от рудоносных пород Баранчинского массива следующими особенностями:

1. Габбро характеризуется простотой минералогического состава. Порода в основном состоит из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки и рудных минералов.

2. Оливин, биотит, апатит не обнаружены.

3. Порода почти неизменная; вторичные минералы развиты в очень незначительном количестве.

4. В породе распространены пироксено-роговообманковые шпильки в виде полосок, линз, мелких вытянутых тел, удлиненных параллельно направлению слоистости габбро.

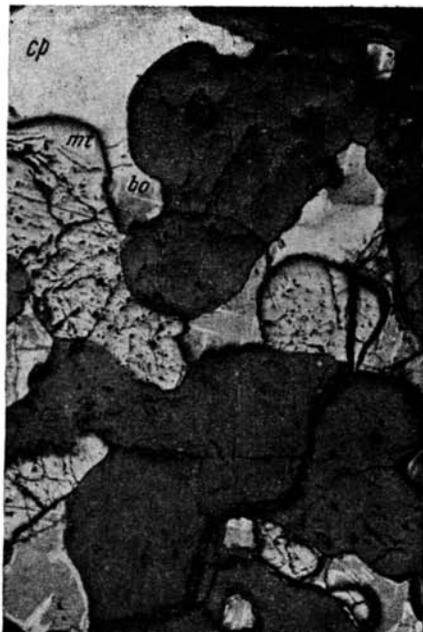
Характер выделения рудных минералов и взаимоотношение между ними аналогичны рудам Волковского месторождения.

Главные рудные минералы: халькопирит, борнит, титаномагнетит, в единичных случаях встречается галенит (?) и минерал из блеклых руд (?); изредка наблюдается ковеллин. Пирит и халькозин не встречаются вовсе. Халькопирит преобладает над борнитом. Халькопирит, борнит и магнетит имеют одну и ту же форму выделения, т. е. образуют более или менее крупные ясно ксеноморфные зерна, располагающиеся в промежутках между силикатами (фиг. 80).

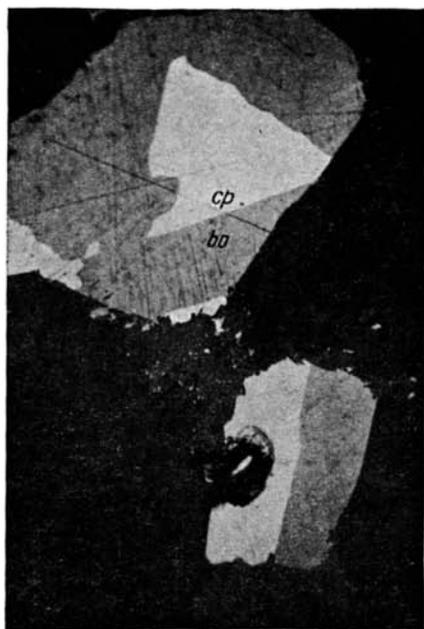
Титаномагнетита сравнительно немного. Выделяется он в двух генерациях: 1) в виде мелких идиоморфных кристаллов, включенных в пироксены (эта форма имеет незначительное распространение) и 2) в виде более крупных ксеноморфных зерен среди плагиоклазов и темновесных минералов. Некоторые зерна титаномагнетита среди плагиоклазов окружены цоизит-соссюритовой каемкой. Последняя отли-



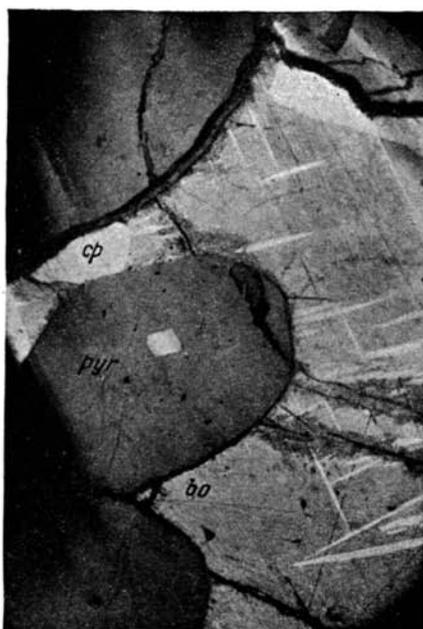
79



80



81



82

- Фиг. 79. Зерно халькопирита (белсе) замещается лимонитом (светлосерое) по периферии и по трещинкам в халькопирите. Каемка лимонита окружена каймой эпидота и цоизита. $\times 90$.
- Фиг. 80. Ксеноморфные зерна магнетита, борнита и халькопирита располагаются между силикатами. $\times 45$.
- Фиг. 81. Двойниковое строение борнита и халькопирита. $\times 150$.
- Фиг. 82. В крупных зернах борнита наблюдаются кристаллы пироксена (темносерое), в одном из которых включено мелкое идиоморфное зерно (x) минерала. $\times 90$.

чается от каемок, окружающих сульфиды, отсутствием распыленного в ней рудного минерала. Местами титаномагнетит встречается в виде мелких сплошных шлировых выделений.

Приводим химический анализ титаномагнетита Серебрянского месторождения.¹

Компоненты	Вес. %	Компоненты	Вес. %
TiO ₂	2.18	SiO	Не обн.
MgO	—	Cr ₂ O ₃	0.24
Fe ₂ O ₃	56.91	P ₂ O ₅	Не обн.
FeO	29.52	S	0.02
MnO	0.59		
CoO	0.015	Сумма	89.475

Из анализа видно, что титаномагнетит Серебрянского Камня имеет невысокое содержание TiO₂. Это характерно для роговообманковых пород, как мы отмечали выше при описании Волковского месторождения. По сравнению с Волковским месторождением здесь имеется повышенное количество Cr₂O₃ и MnO.

Титаномагнетит содержит ильменит в виде пластинок и зерен различной формы и величины. Ильменитовые пластинки и зерна местами замещаются лейкоксеном и гематитом. Вообще же титаномагнетитовые зерна здесь почти не подвергнуты замещению силикатными и сульфидными минералами.

Борнит и халькопирит, аналогично Волковскому месторождению, встречаются в тесной ассоциации, особенно в участках с повышенной сульфидной вкрапленностью. Зерна борнита и халькопирита, обычно неправильные, встречаются между плагиоклазами и между роговыми обманками (фиг. 80). Более крупные выделения борнита и халькопирита приурочены обычно к роговой обманке.

Зерна борнита и халькопирита, расположенные среди агрегатов плагиноклаза, почти постоянно сопровождаются появлением довольно широких цоизит-соссюритовых каемок, а распыленными в них точечными выделениями сульфидов меди. Контуры самих зерен борнита и халькопирита неровные, зазубренные. Зерна же сульфидов, расположенные в роговой обманке, имеют ровные контуры, и на границе их с роговой обманкой никаких реакционных явлений обычно не наблюдается. Привлекает внимание почти полное отсутствие эпидота в описываемых каемках.

Формы сростания борнита с халькопиритом самые разнообразные. Чаще всего халькопирит образует включения в борните, различной величины и формы, часто неправильной, но нередко встречаются и овальные включения, причем последние как правило имеют небольшие размеры. Изредка наблюдаются угловатые включения. Границы борнита с халькопиритом четкие, ровные, никаких следов разьедания не наблюдается. Зерна халькопирита чаще всего располагаются по краям борнитовых зерен. Местами борнит с халькопиритом образуют как бы двойники (фиг. 81). Так же как и в рудах Волковского месторождения, в крупных выделениях халькопирита зерна борнита имеют вид неправильных простаний.

Решетчатая структура сростания борнита и халькопирита распространена здесь меньше, чем на Волковском месторождении. Халькопиритовые пластинки, аналогично рудам Волковского месторождения,

¹ Анализ выполнен Химической лабораторией Уральского геологического управления.

часто приурочены к краям борнитовых зерен или к трещинкам в борните (фиг. 82).

На микрофотографии фиг. 82 в пироксене включено идиоморфное зерно неизвестного минерала. Этот же минерал встречается нередко в силикатных минералах; возможно, что он относится к блеклым рудам (тетраэдрит — теннантит), но из-за ничтожно малых размеров точно определить его не удается.

Особый интерес представляет микрофотография породы на фиг. 83. На снимке показано крупное зерно борнита, находящееся в зернистом и решетчатом сростании с халькопиритом. Частые мелкие пластиночки халькопирита приурочены к самым краям борнитового зерна. От крупного же зерна халькопирита как бы ответвляются пластинки его, причем некоторые из них имеют извилистую форму, особенно на концах. Образование их можно было бы объяснить скорее всего путем замещения. Однако, если внимательно присмотреться, то видно, что некоторые пластинки в контакте с зерном халькопирита выклиниваются на острие, другие же при взаимном пересечении не расширяются, как это характерно для структур, образовавшихся путем замещения, а выклиниваются также на острие. Поэтому с большой вероятностью можно допустить образование пластинок путем распада твердого раствора.

Борнит и халькопирит замещаются ковеллином. Последний присутствует в виде тонкой бахромы вокруг зерен борнита, а также интенсивно развивается по трещинам в них. Кроме того, ковеллин часто развивается на границе пластинок халькопирита с борнитом, но не встречается на границе халькопиритовых включений в борните.

Резюмируя изложенное выше, можно сделать следующие обобщения:

1. Сульфидное оруденение генетически связано с пироксено-роговообманковым габбро. Рудные минералы, повидимому, сосредоточены, главным образом, в роговообманково-пироксеновых шлирах.

2. Сульфиды располагаются между зернами плагиоклазов и роговой обманки, причем почти постоянно они окружены каймой цоизита и сосюрита, которая отсутствует в тех случаях, когда зерна сульфидов контактируют с роговой обманкой. Более крупные зерна борнита и халькопирита приурочены к скоплениям роговой обманки.

3. Титаномагнетита в породе мало. Он встречается в виде ксеноморфных зерен. Ильменит наблюдается в зернистом сростании и в виде пластинок.

4. Борнита в целом меньше, чем халькопирита. Оба эти минерала находятся, главным образом, в зернистом сростании.

5. Типичных решетчатых структур распада твердых растворов в сульфидях почти не наблюдается.

Из всего изложенного фактического материала можно сделать общий вывод, что медно-титаномагнетитовое оруденение Серебрянского Камня в основном аналогично Волковскому. Связь этих руд с малоизмененными породами, отсутствие в месторождении рудной зональности, а также отложение руд по плоскостям и трещинкам породы опровергает существующие точки зрения о генетической связи их с гидротермальными растворами гранитных магм.

Наличие оторочек вокруг зерен сульфидов в неизмененных автометаморфизмом породах указывает, что они образовались не в результате общего метаморфизма, а в результате воздействия сульфидных растворов.

Малое количество титаномагнетита, как было сказано раньше, возможно, обуславливается повышенной магниальностью пород.

2. Группа Павдинских медных месторождений

В группу Павдинских месторождений входит несколько небольших заброшенных рудников: Незнамовский, Покровский (Сидоркинский); Дорожный и Спасский.

Кратко опишем их каждый в отдельности, сосредоточив внимание на описании рудных минералов и взаимоотношении их с силикатами.

а) Незнамовский рудник

Этот рудник является одним из старых медных рудников в габброидных породах. По архивным данным, он расположен в 5 км от с. Павда, в верховьях пруда, между рр. Павда и Березовка (примерно в 33 км от ст. Ляля узкоколейной ж. д.). Разрабатывался в XVIII веке. В данное время Незнамовский рудник представляет собой заброшенные, заросшие выработки. Наиболее крупная из них является небольшим карьером, вытянутым в широтном направлении примерно на 40—50 м, глубиной до 6 м.

Основными породами, слагающими месторождение, являются кварцевые диориты и габбро.

Кварцевый диорит по внешнему виду представляет неравнозернистую лейкократовую светлосерую, неизмененную породу с редкой мелкой вкрапленностью магнетита.

Минералогический состав породы: плагиоклаз, кварц, пироксен, роговая обманка, магнетит, апатит. Вторичные минералы — сосюрит, серицит, эпидот, цоизит и хлорит развиты слабо. Темноцветные минералы составляют не более 20%.

Плагиоклаз является главным порообразующим минералом. В промежутках между плагиоклазами располагаются крупные чистые зерна кварца.

Пироксены большей частью свежие, почти лишены включений. Зерна пироксена по периферии всегда окаймляются тонкой роговообманковой полоской, голубовато-зеленого цвета. Некоторые крупные кристаллы пироксена находятся в пойкилитовом сростании с плагиоклазом.

Роговая обманка встречается в довольно крупных зернах.

Апатит отмечается как акцессорный минерал. Закономерностей в распределении его не подмечено.

Магнетита немного. Зерна его мелкие, идиоморфные или неправильных очертаний, располагаются близ темноцветных минералов или среди плагиоклазов. Вокруг некоторых зерен магнетита наблюдаются чешуйки хлорита.

Габбро по внешнему виду представляет собою массивную, обычно среднезернистую породу темносерого цвета. Габбро почти не затронуто вторичными изменениями. К мелкозернистой разности его приурочено повышенное содержание сульфидов.

Минералогический состав породы: плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, роговая обманка, магнетит, апатит. Вторичные минералы развиты в ничтожном количестве. Встречен эпидот, цоизит, серицит, хлорит и вторичная роговая обманка.

Плагиоклаз составляет не менее 60%. Таблитчатые кристаллы всегда сдвойникованы. Очень редко по трещинкам спайности в них можно наблюдать эпидот или цоизит.

Пироксен присутствует постоянно и является одним из главных темноцветных минералов. В той или иной степени с периферии он замещен роговой обманкой и окружен тонкой каймой ее.

Ромбический пироксен появляется местами то в виде единичных зерен, то в количествах, присущих габбро-нориту. Чрезвычайно интересна форма выделения ромбического пироксена. Он обычно наблюдается в центре моноклинного пироксена и имеет другую ориентировку.

Роговая обманка присутствует наравне с пироксеном, а местами и преобладает над ним. Крупные кристаллы ее содержат пойкилитовые включения табличек плагиоклаза, магнетита и, редко, апатита. Изредка по плагиоклазу развиваются листочки густозеленого хлорита.

Апатит редок, присутствует в виде единичных кристаллов, приуроченных большей частью к титаномagnetиту и роговой обманке.

Титаномagnetит встречается часто в форме небольших ксеноморфных зерен и как правило ассоциируется с роговой обманкой. Некоторые зерна титаномagnetита окружены тонкой каемкой роговой обманки, очень редко мелкими чешуйками хлорита.

Помимо титаномagnetита, в очень небольшом количестве встречены сульфиды меди; зерна их мелкие, неправильные, с изъеденными контурами. Взаимоотношения сульфидов с силикатами почти те же, что на Волковском месторождении. Так же характерны узкие эпидотцоизитовые каемки, появляющиеся вокруг зерен сульфидов, но здесь это явление развито значительно слабее. Так, например, помимо эпидотцоизита вокруг сульфидных зерен других минералов не обнаружено, тогда как на Волковском месторождении наблюдаются каемки, состоящие из эпидот-цоизита, пренита, альбита, кварца и др.

Ниже приводим химический анализ габбро Незнамовского рудника, обр. № 3.¹

Компоненты	Вес. %	Компоненты	Вес. %
SiO ₂	43.27	P ₂ O ₅	0.45
TiO ₂	0.67	S	0.12
Al ₂ O ₃	19.52	Cr ₂ O ₃	0.00
Fe ₂ O ₃	4.15	ZnO	0.00
FeO	9.28	NiO	0.00
MnO	0.23	CoO	0.00
MgO	6.38	H ₂ O ⁻	0.16
CaO	13.05	H ₂ O ⁺	0.48
Na ₂ O	1.08		
K ₂ O	0.33	Сумма	99.17

Анализ показывает невысокое содержание меди.

Для габбро Незнамовского рудника характерны некоторые моменты, отличающие его от габбро Волковского месторождения, а именно: 1) отсутствие борнита, 2) малое количество магнетита, 3) незначительное содержание апатита, 4) почти полное отсутствие вторичных процессов и, в частности, соссюритизации, 5) более широкое развитие процессов амфиболитизации.

б) Покровский (Сидоркинский) рудник

Расположен в 1 км от с. Павды. Рудник существовал в XVIII веке, разрабатывался двумя шахтами с небольшими подземными работами и 4 шурфами.

По обследованию в 1867 г. в отвалах шахт «руда представляла из себя полевошпатовую породу с вкрапленностью пестрой и смолистой медной руды».

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Института геологических наук АН СССР. Аналитик В. М. Сендерова.

Медное месторождение связано с габбро-норитами. По внешнему виду — это равномернозернистая порода серого цвета, местами слоистая.

Минералогический состав породы: плагиоклаз, пироксен моноклинный, пироксен ромбический, рудный минерал, биотит, апатит. Вторичные минералы почти отсутствуют. Порода свежая, в ничтожном количестве встречаются цеолит и роговая обманка.

Плагиоклаз-лабрадор является главным породообразующим минералом породы. Кристаллы его имеют различные размеры, то мелкие короткопризматические, то крупные, таблитчатой формы. Почти всегда обнаруживаются зональное строение.

Моноклинный и ромбический пироксены отличаются одинаковыми формами выделения в виде короткопризматических, местами как бы овальных зерен, располагающихся среди плагиоклазов. Сравнительно редко моноклинный пироксен дает мелкие ксеноморфные зерна, располагающиеся между плагиоклазами.

Моноклинный пироксен содержит включения плагиоклаза и зернышки магнетита, и, наоборот, в плагиоклазах наблюдаются аналогичной формы включения моноклинного пироксена. Такие соотношения минералов указывают на то, что они кристаллизовались почти одновременно. Амфиболизация пироксенов развита слабо. Моноклинный пироксен заметно преобладает над ромбическим.

Титаномagnetит образует резко ксеноморфные зерна, почти всегда приуроченные к пироксенам. Кроме того, изредка наблюдаются мелкие идиоморфные кристаллы магнетита в пироксенах и плагиоклазах. Редкие листочки биотита, встреченные в породе, неизменно окружают зерна магнетита.

В породе обнаружено несколько кристалликов апатита; судить о взаимоотношениях его с другими минералами и, в частности, с рудой не представляется возможным.

В окрестностях старого рудника, кроме габбро-норита, встречено лейкократовое габбро. Габбро равномернозернистое, голубовато-серого цвета, местами совершенно неизменное. Темноцветные минералы составляют не более 10—15%.

Минералогический состав породы: плагиоклаз-лабрадор (№ 55), роговая обманка, пироксен, рудный минерал, биотит; вторичные — хлорит, цонзит, эпидот, незначительные образования соссюрита. Вторичные минералы развиты очень слабо.

Эта разновидность габбро отличается от описанной выше полным отсутствием ромбического пироксена, большей амфиболизацией, появлением хлорита вообще и, в частности, наличием хлоритовых каемок вокруг магнетита.

В отвалах выработок и в районе шахт встречена россыпь кварцевого микродиорита. Макроскопически это тонкозернистая порода темносерого цвета.

Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, калиевый полевой шпат, рудный минерал, слюда. Вторичные — соссюрит, серицит. Порода сложена в основном плагиоклазом и роговой обманкой, в промежутках между которыми располагаются кварц и калиевый полевой шпат. Идиоморфные, очень мелкие кристаллики магнетита беспорядочно разбросаны в породе.

Взаимоотношения мелкозернистых пород с габбро-норитом и габбро остаются невыясненными.

Сульфидное оруденение Покровского рудника связано непосредственно с плагиоклазитовыми жилами, причем около жил порода на-

столько изменена, что ее первоначальный состав определить невозможно. Микроскопическое изучение показывает, что в настоящий момент мы имеем породу, состоящую из эпидота, пренита, цоизита, хлорита. Кроме того, наблюдаются единичные, сравнительно крупные зерна сфена. Зерна сульфидов вообще немногочисленны и приурочены, главным образом, к скоплениям пренита.

Жилы плагиоклазита состоят в основном из альбита. Кроме альбита в породе присутствуют: хлорит, пренит, эпидот, цоизит, рудный минерал и сфен.

Сульфиды представлены халькопиритом и пиритом; встречаются они то в виде отдельных вкрапленников, то в форме мельчайших прожилок по трещинам в породе, причем обычно они окислены. По краям зерен халькопирита и по трещинкам в них развивается лимонит.

Наличие ромбического пироксена и биотита, а также развитие плагиоклазитовых жил, указывает на аналогию с породами так называемого инъекционного комплекса Баранчинского массива, связанного с внедрением более кислых инъекций.

в) Спасский рудник

Рудник обрушен и сильно задернован. Отвалы его незначительны. Поэтому только по небольшому количеству образцов можно судить о вмещающих породах и характере оруденения.

Повидно, оруденение связано с сильно измененной породой, встречающейся в отвалах в виде мелкой щебенки. Порода состоит из зерен эпидота, цоизита, кварца; среди них наблюдаются также сравнительно крупные кристаллы роговой обманки, которая, очевидно, образовалась по пироксену, так как сохраняются мелкие участки последнего среди роговой обманки. В породе наблюдаются мелкие, но частые зерна сфена. Единичные и мелкие зерна рудного минерала приурочены к зернам кварца. Судить о составе первичной породы невозможно, так как из первичных минералов сохраняется полностью только амфиболизированный пироксен.

Наряду с описанной породой в отвалах распространен кварц. Оруденение приурочено к кварцу и представлено рудой «печеночного» типа. Местами на кварце появляется большое количество медной зелени.

Микроскопическое изучение породы показывает, что зерна кварца имеют различные размеры, а также и весьма разнообразные очертания. По периферии зерен местами наблюдается мозаичное угасание. В промежутках между зернами кварца располагается мелкозернистый эпидот, нередко он образует скопления. Кроме этих минералов, в породе распространен хлорит и редкие зернышки сфена. Местами эпидотизация заходит так глубоко, что порода превращается в эпидозит с кварцем.

Кроме этих пород в районе рудника обнаружены мелкозернистые кварцевые диориты.

Спасский рудник по типу оруденения близок к кварцевым жилам 2-го Мостовского месторождения (Волковской группы).

г) Гора Золотой Камень

По архивным данным на горе Золотой Камень (в 6—7 км от ст. Баяновка), согласно геологической карте Федорова и Никитина, находится пять точек оруденения, связанных с габбро. Гора Золотой Камень представляет собой район развития основных пород, включающих сульфидные месторождения. Особый интерес представляет вопрос о со-

держании пирротина в сульфидной руде, что отмечалось в архивных данных. Мы познакомились с геологическими материалами, находящимися в Федоровском музее (Турьинский рудник), и осмотрели породы Золотого Камня при маршруте в 1940 г.

Породы, слагающие Золотой Камень, подробно описаны в работах В. М. Молдаванцева и Г. К. Волосюка. Опишем кратко лишь разновидности габбро, встреченные нами на Золотом Камне и при просмотре бурового керна по скважинам в Федоровском музее, уделив при этом специальное внимание описанию рудных минералов.

При посещении Золотого Камня в 1940 г. нами были встречены следующие породы:

1) оливинсодержащее габбро, с точечной вкрапленностью сульфидов (халькопирит и пирит); эта разновидность слагает вершину Золотого Камня;

2) мелкозернистое полосатое оливинное габбро, распространенное на склоне Золотого Камня по направлению к горе «Монах»; здесь встречены большие площади коренных обнажений оливинного габбро, прекрасно иллюстрирующие первичные слоистые структуры;

3) габбро-нориты в виде крупных обнажений на склоне Золотого Камня (на холме, носящем название «Черной Горки»); слабо выраженная слоистость позволяет установить падение габбро-норита на ЮЗ — $225^\circ \angle 20^\circ$.

Оливинсодержащее габбро макроскопически представляет собою среднезернистую мезократовую породу темносерого цвета, несколько неоднородного сложения, выражающегося в чередовании участков, обогащенных то полевым шпатом, то темноцветными минералами. В габбро наблюдается точечная вкрапленность сульфидов (халькопирита), приуроченных к темноцветным минералам. Вкрапленность магнетита мелкая, рассеянная. Пегматоидные участки неправильной формы содержат повышенные количества магнетита и мельчайшей вкрапленности сульфидов в пироксенах.

Минералогический состав породы: пироксен, оливин, роговая обманка, магнетит, шпинель; вторичные минералы имеют незначительное распространение. Встречены: амфибол, цоизит, серпентин, хлорит, соссюрит, тальк (в незначительном количестве).

Плагиоклазы и пироксен являются главными породообразующими минералами. Кристаллы плагиоклаза чистые, крупные, всегда сдвойникованы, включений нет. Между плагиоклазами, а также по многочисленным трещинкам в них, развивается хлорит.

Крупные кристаллы пироксена, частично амфиболизированные, содержат редкие включения рудного минерала и единичные таблички плагиоклаза.

Роговая обманка светлозеленого цвета, встречается также в самостоятельных зернах, образующих пойкилитовые сростания с плагиоклазом.

Оливина немного, зерна его располагаются большей частью около пироксена и тесно сростаются с ним. Даже в одном шлифе наблюдаются то полностью серпентинизированные, то совершенно неизмененные зерна оливина. На границах его с плагиоклазом появляется тонкая роговообманковая каемка.

Содержание магнетита примерно 2—5%. Он развивается в ксеноморфных зернах. На границах его с пироксеном наблюдается тонкая роговообманковая каемка, а с плагиоклазом — узкая соссюрит-цоизитовая каемка. В некоторых зернах магнетита в виде включений устнавливаются мелкие зерна зеленой шпинели.

Порода почти неизменная. Структура габбровая.

Мелкозернистое оливковое габбро. По внешнему виду представляет собою породу серого цвета, характеризующуюся тонким чередованием темноцветной и полевошпатовой частей, причем мощность полосок измеряется 1—2 мм.

Микроскопическое изучение показывает совершенно неизменную породу со следующим минералогическим составом: плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит, шпинель, роговая обманка. Вторичные минералы почти отсутствуют; из них можно отметить лишь очень редкие мелкие образования сосюрита-цоизита, талька и амфибола.

Плагиоклаз-битовнит (№ 73). В породе он образует мелкие короткопризматические зерна, совершенно свежие, местами содержащие мелкие овальные зерна магнетита.

Пироксен и оливин имеют одинаковую форму выделения и почти постоянно содержат многочисленные пойкилитовые таблички плагиоклаза.

Роговая обманка пользуется небольшим распространением; обычно она образует реакционные каемки вокруг магнетита или пироксена.

Магнетит составляет в породе около 10—15%. Зерна его большей частью имеют идиоморфные очертания и приурочены к границам между минералами. Редкие зерна магнетита содержат включения зеленой шпинели, которая обычно располагается вокруг магнетита.

Габбро-нориты представляют собою лейкократовую среднезернистую породу светлосерого цвета и однородного сложения, с мелкими листочками слюды и со вкрапленностью магнетита.

Минералогический состав породы: плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, оливин, биотит, магнетит, апатит, калиевый полевой шпат. Вторичные минералы почти отсутствуют.

Плагиоклаз-лабрадор (№ 57) почти совершенно не изменен, содержит включения магнетита и реже овальные зерна пироксена.

Калиевый полевой шпат обнаружен в незначительном количестве, в виде ксеноморфных образований между плагиоклазами.

Кристаллы пироксена (диопсид) крупные, почти не амфиболизированные, содержат редкие включения оливина, магнетита и плагиоклаза.

Ромбический пироксен количественно уступает моноклинному. Он представлен крупными свежими зернами, содержащими единичные зерна магнетита и плагиоклаза. Кроме того, в ромбическом пироксене встречены включения крупных зерен диопсида. Интересным является графическое прораствание ромбического пироксена моноклинным (фиг. 84).

Редкие зерна оливина встречены только в виде включений в пироксене, причем вокруг его зерен в пироксене наблюдается графическая структура магнетита. Довольно крупные листочки биотита приурочены к границам между другими минералами породы и почти всегда концентрируются вокруг зерен титаномагнетита. Ксеноморфные зерна титаномагнетита приурочены к пироксенам.

Присутствует апатит в виде редких зерен среди плагиоклазов. Некоторые зерна его имеют ксеноморфные очертания.

При просмотре керн буровых скважин в Федоровском музее (Туринские рудники) установлены по структурным признакам три разновидности габбро, а именно:

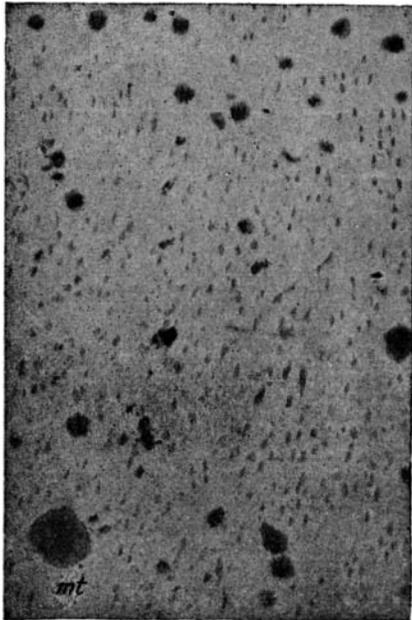
1) мелкозернистое оливинсодержащее с мельчайшей вкраплен-



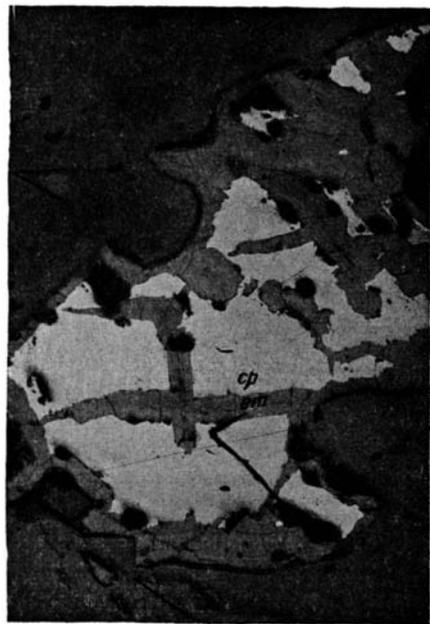
83



84



85



86

- Фиг. 83. Крупное зерно борнита (серое) в срastании с халькопиритом (белое). Наряду с этим присутствуют пластинчатые выделения халькопирита. Более мелкие халькопиритовые пластинки приурочены к краям борнитового зерна. $\times 90$.
- Фиг. 84. Графическое прорастание ромбического пироксена (темносерое) моноклинным пироксеном (белое). $\times 46$. Николи+
- Фиг. 85. Характер выделения шпинели (темносерое) в магнетите. Мелкие зерна имеют удлиненную форму, подобно брусочкам или пластинкам; они почти отсутствуют вокруг более крупных. $\times 600$.
- Фиг. 86. Халькопирит (белое) замещается лимонитом по трещинкам и периферии зерна. $\times 45$.

ностью сульфидов, местами приуроченных к темноцветным минералам;
 2) среднезернистое с отдельными более крупными вкраплениями полевого шпата; незначительная вкрапленность сульфидов связана, главным образом, с темноцветными минералами породы;

3) крупнозернистое с эпидотизированным полевым шпатом и более крупными зернами сульфидов.

Мелкозернистая разновидность габбро, содержащая оливин, аналогична оливиновому габбро, встреченному на вершине Золотого Камня.

Среднезернистая разновидность представляет собою нормальное пироксеновое габбро, состоящее из плагиоклаза, пироксена и магнетита. Вторичные минералы развиты слабо, из них встречены: вторичная роговая обманка, небольшие скопления соссюрита по трещинам в плагиоклазах или вокруг рудных зерен.

Приводим химический анализ нормального габбро, обр. 50.¹

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.	Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	39.66	0.6603	ZnO	0.00	0.0000
Al ₂ O ₃	18.24	0.1789	CuO	0.09	0.0009
Cr ₂ O ₃	0.00	0.0000	NiO	0.00	0.0000
Fe ₂ O ₃	5.68	0.0356	CoO	0.00	0.0000
FeO	9.85	0.1371	Na ₂ O	0.70	0.0113
MnO	0.17	0.0024	K ₂ O	0.11	0.0012
CaO	14.36	0.2561	H ₂ O ⁻	0.05	0.0028
MgO	8.98	0.2227	H ₂ O ⁺	0.70	0.0389
TiO ₂	0.87	0.0109			
P ₂ O ₅	следи	—	Сумма	99.54	
S	0.08	0.0025		- 0.04	
					99.50

Из анализа вытекает та же зависимость, что и для пород Баранчинского массива, т. е. низкое содержание TiO₂.

Сульфидное оруденение приурочено к эпидот-гранатовой породе, содержащей кварц.

Микроскопическое наблюдение показывает, что вся порода состоит из эпидота. В значительно меньшем количестве присутствуют округлые розоватые зерна граната. Между эпидотом располагаются угловатые зернышки кварца. Мелкие зерна рудного минерала находятся среди эпидота. Кое-где наблюдаются мелкие зернышки сфена. Среди эпидотовой массы сохраняются разрушенные крупные кристаллы пироксенов.

Сульфидное оруденение на Золотом Камне связано, главным образом, с пироксеновым габбро и эпидот-гранатовой породой. Встречены следующие рудные минералы: магнетит, ильменит, халькопирит, пирит, пирротин, борнит, ковеллин.

Магнетит присутствует в породе постоянно; содержание его колеблется от 2 до 15%; обычно он образует вкрапленность, но местами встречается в виде сплошных прожилкообразных выделений. Магнетит как правило образует резко ксеноморфные зерна, зажатые между силикатами. Для него характерны структуры распада твердого раствора с образованием ильменита в виде пластинок или в зернистой форме, причем зерна ильменита встречаются в самих зернах магнетита, или располагаются между ними. Местами магнетит, вместе с ильменитом, образует графические сростания с силикатами, аналогичные встреченным на Волковском месторождении (фиг. 24).

¹ Анализ произведен в Химической лаборатории Института геологических наук АН СССР. Аналитик В. М. Сендерова.

Особый интерес представляет взаимоотношение магнетита со шпинелем. Зерна зеленой шпинели встречаются довольно часто и во всех разновидностях габбро Золотого Камня. Они всегда тесно ассоциируются с магнетитом. Основная часть шпинели представлена явно ксеноморфными зернами, расположенными между зернами магнетита, значительно реже можно наблюдать включения ее в магнетите. В участках сплошных жилоподобных выделений титаномагнетита наряду с довольно крупными ксеноморфными зернами встречены очень мелкие идиоморфные зерна шпинели, включенные в зерна магнетита. Среди них можно выделить две группы зерен, резко отличающихся по размерам; одни из них ясно различимы под микроскопом, другие настолько малы, что становятся видимыми только при больших увеличениях (фиг. 85). При этом мелкие зерна имеют удлинненную форму, подобно брусочкам или пластинкам. На фиг. 85 ясно виден характер мелких и более крупных зерен шпинели. При внимательном наблюдении обнаруживается некоторая закономерность в распределении мелких выделений шпинели. Вообще они распределены более или менее равномерно, но вокруг более крупных изометрических выделений шпинели ее мелкие зерна на некотором расстоянии обычно почти отсутствуют. Характерно, что чем крупнее зерно шпинели, тем шире поле, лишенное мелких выделений шпинели. Такая закономерность объясняется, возможно, сегрегацией мелких выделений шпинели в более крупные зерна. Выделение шпинели в магнетите в такой форме вероятнее всего обусловлено распадом твердого раствора.

Рамдор указывает, что шпинель растворяется в магнетите при нагревании до 1000° в течение 12 часов. Температура распада, установленная из этого опыта, составляет примерно 800° С. Структура при этом имеет сходство со структурой других сростаний магнетита, ильменита и гематита.

В этих же участках между зернами магнетита наблюдается зернистый ильменит. В зернах ильменита выделений шпинели не обнаружено.

А. Г. Бетехтин склонен объяснять взаимоотношения шпинели с магнетитом следующим образом: «Так как магнезиальные магнетиты образуются в условиях повышенного давления кислорода, то распад их с выделением из твердого раствора железистой шпинели может происходить, естественно, лишь при восстановительных процессах. В данном случае восстановительная обстановка действительно могла создаваться за счет сероводорода несколько позднее, когда происходила кристаллизация сульфидов меди и железа».

Магнетит местами подвергается замещению силикатными минералами, особенно в тех участках породы, где проявлена эпидотизация. При замещении магнетита пластинки ильменита сохраняются.

Из сульфидов меди наиболее распространен халькопирит. Зерна его имеют ксеноморфные очертания, нередко тесно ассоциируются с магнетитом и ильменитом. Почти постоянно зерна халькопирита замещаются лимонитом, причем замещение начинается с краев зерен или по трещинкам в них (фиг. 86).

Борнит почти отсутствует. Он встречен в халькопирите в виде единичных зерен, в которых, в свою очередь, встречаются пластинки халькопирита.

Пирит, по сравнению с Волковским месторождением, встречается гораздо чаще. Он как правило образует ксеноморфные зерна между силикатами.

Пирротин встречен в виде мелких округлых зерен в сростании с халькопиритом.

Существенным отличием руд Золотого Камня от руд волковского типа является то, что здесь главным рудным минералом является халькопирит, чаще встречается пирит и обнаружен пирротин, а борнит почти отсутствует. Эти отличия, безусловно, вызваны различными соотношениями в растворе Cu, Fe и S. Более благоприятные условия для образования борнита в волковских рудах отчасти можно объяснить недостатком в остаточном расплаве серы и железа и повышенным содержанием меди. Недостаток серы и железа подтверждается почти полным отсутствием в волковских рудах пирита и пирротина. Изредка присутствующий в рудах пирит или связан с позднейшей гидротермальной деятельностью, или находится в диоритах, не несущих в себе борнитового оруденения.

В магматических гипогенных рудах как правило борнит с пирротинном вместе не встречаются. Нами просмотрено большое количество литературы, в которой отмечалось наличие борнита в рудах, и нигде не был обнаружен борнит с пирротинном. Пирротин же как правило ассоциируется с халькопиритом.

Шварц и Ронбек (Schwartz a. Rohnbeck, 1940) изучали ассоциации магнетита с сульфидными рудами. По литературным данным они разобрали 130 отдельных месторождений и одновременно сами просмотрели ряд аншлифов из нескольких месторождений. В результате ими была составлена таблица ассоциации магнетита с главными сульфидными минералами, из которой следует, что пирротин в ассоциации с борнитом встречался очень редко.

Джилберт (Gilbert, 1925) в работе «Антагонизм борнита и пирротина» указывает, что «борнит и пирротин стремятся исключить друг друга. Рудное тело, которое содержит один из этих минералов, не будет содержать другого». Автор высказывает два возможных объяснения: «что борнит, как минерал, богатый медью и бедный железом, встречается в высокотемпературных месторождениях только тогда, когда железа немного, т. е. в высокотемпературных месторождениях он, повидимому, обнаруживает антипатию как к пириту, так и к пирротину. Там, где достаточно железа для образования этих непосредственно железных сульфидов, можно быть уверенным, что вся медь будет находиться в халькопирите или гораздо реже в кубаните, скорее, чем в борните. Возможно, что все месторождения, в которых борнит встречается с пиритом, будут определены как образовавшиеся при температурах, слишком низких для образования пирротина. Больше того, сравнительно низкое содержание серы в борните, повидимому, отражается в общем правиле: гораздо более вероятно, что борнит встречается в таких высокотемпературных месторождениях, которые содержат не очень много серы». Автор указывает следующую последовательность: борнит обычно встречается с халькопиритом и нормально немного моложе. Пирротин часто встречается с халькопиритом и обычно немного старше. Пирит также встречается с халькопиритом и нормально старше. Обычная последовательность: пирит — халькопирит — борнит.

С нашей точки зрения, как мы уже указали, существенную роль в образовании того или другого сульфидного минерала играет наличие серы наряду с медью и железом. Нам представляется, что вывод автора не совсем правилен, когда он делает заключение, что там, где достаточно железа, вся медь будет находиться в халькопирите скорее, чем в борните, и не указывает при этом на роль серы и кислорода.

Последовательность же выделения борнита и халькопирита по автору требует, повидимому, дополнительных исследований. Так, например, в рудах Волковского месторождения борнит сравнительно часто выде-

лялся раньше халькопирита и одновременно с ним. Антагонизм борнита и пирротина также устанавливается на основании физико-химического равновесия системы $Cu - Fe - S$ (см. раздел об экспериментальных исследованиях).

Оруденение Золотого Камня отличается от Волковского месторождения следующими особенностями:

а) главным сульфидным минералом является халькопирит, борнита почти нет, но зато присутствует пирротин, совершенно не встреченный в рудах Волковского месторождения;

б) вокруг сульфидных минералов не встречается эпидото-соссюритовых каемок;

в) почти во всех разновидностях габбро присутствует зеленая шпинель, тесно связанная с магнетитом;

г) несмотря на то, что в габбро Золотого Камня часто встречаются небольшие участки с повышенным содержанием эпидота, местами даже превращенные в эпидозит, в общем породе слабо метаморфизованы. Повидимому эпидотизация является локальной и связана, очевидно, с более поздними гидротермальными растворами.

д) вкрапленность сульфидов и титаномагнетита сравнительно редкая и приурочена, главным образом, к темноцветным минералам.

Участков, обогащенных сульфидами и магнетитом, нами не встречено.

VII. ПРИЗНАКИ ОРУДЕНЕНИЯ ВОЛКОВСКОГО ТИПА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Погорельское месторождение

Месторождение расположено на Южном Урале, у хутора Погорельского, в 15 км к востоку от г. Верхнеуральска, в 3 км к югу от Мамеевых гор. Ближайший крупный центр — Магнитогорск — находится в 50 км к югу от месторождения.

Признаки медного оруденения в габбро южнее горы Мамеевой отмечены геологом К. Н. Дингельштедтом (1934) и Д. А. Шильниковым в 1932 г. На основе их данных Уральское геологическое управление произвело поисковые работы и опытную купрометрическую съемку трех участков медистого габбро с лучшей обнаженностью. Опробованием был захвачен лишь самый поверхностный, частично выщелоченный покров медистого габбро. Д. А. Шильников, по материалам геолога В. И. Спихиной, подсчитал условные геологические запасы.

Нами Погорельское месторождение было обследовано в 1944 г. с целью сравнения его с месторождениями Баранчинского массива.

Габбро-диоритовый массив, в котором расположено Погорельское месторождение, не относится к полосе платиноносного комплекса. С этой точки зрения оно представляет особый интерес, поскольку все вышеописанные нами месторождения располагаются в породах именно платиноносного комплекса. Проводимая ниже петрографическая характеристика пород показывает, что минералогический состав габбро, взаимоотношения между отдельными минералами, характер вторичных изменений, структура породы, а также характер рудных выделений очень сближают Погорельское месторождение с месторождениями, расположенными в Баранчинском массиве, с Волковским и особенно с Усольским.

В геологическом строении Погорельского месторождения принимают участие следующие породы: гранодиориты, диориты, габбро, интрузив-

ные кварцевые диабазы, диабазы, порфириды и их туфы, жильные породы.

Габбро содержит вкрапленность халькопирита и борнита и является рудой Погорельского месторождения; поэтому особое внимание было сосредоточено нами на описании габбро.

Гранодиориты в пределах Погорельского месторождения имеют широкое распространение. Они слагают северную и западную часть района месторождения. По внешнему виду гранодиориты являются лейкократовой среднезернистой породой желтого или розоватого оттенка с ничтожным содержанием цветных минералов. Основную массу породы составляют калиевый полевой шпат и плагиоклаз, относящийся к альбиту и олигоклазу. В меньших количествах присутствует кварц, хотя содержание его сильно варьирует. Темноцветные минералы присутствуют в незначительном количестве и представлены обычно роговой обманкой и очень редко пироксеном. В виде незначительной примеси встречены зерна магнетита, апатит, сфен и биотит.

Вторичные минералы развиты незначительно. Здесь следует отметить лишь пелитизацию полевых шпатов, а также замещение роговой обманки биотитом.

Диориты. В районе Погорельского месторождения развиты преимущественно кварцевые диориты; диориты без кварца занимают подчиненное место и как самостоятельные породы не выделяются; в большинстве случаев они встречены близ габбро и являются, по видимому, переходными породами.

Вопрос об образовании диоритов и габбро Погорельского месторождения не решается однозначно. По Д. А. Шильникову габбровые породы внедрились в кварцевые диориты: они «рвут периферическую часть кварцево-диоритового массива». К. Н. Дингельштедт, составивший карту Верхне-Гумбейского района в масштабе 1 : 200 000, указывает, что гранитные массивы кислых пород к границам массива приобретают более основной характер и доходят до диоритов. Далее автор пишет, что «среди самостоятельных небольших массивов пород диоритовой магмы встречаются более основные разновидности, доходящие до габбро, местами даже с некоторым содержанием оливина». Нами интрузивных контактов между габбро и диоритами не обнаружено, наблюдения над диоритами показывают скорее постепенные переходы, аналогичные тем, какие мы имеем на Волковском месторождении.

По внешнему виду кварцевые диориты представляют собою породу однородного сложения, среднезернистую или мелкозернистую светло-серого цвета. Разности же, не содержащие кварца, макроскопически местами очень сходны с габбро.

Главным пороодообразующим минералом является плагиоклаз, относящийся к олигоклазу или андезину; в отдельных участках присутствует альбит, по видимому вторичный. Плагиоклазы частично пелитизированы и сосюртитизированы. Роговая обманка является постоянным минералом, но местами вместо нее присутствует пироксен. Содержание кварца сильно колеблется — от единичных зерен примерно до 30%. В кварцевых диоритах почти всегда присутствует калиевый полевой шпат, нередко обрастающий широкими каймами плагиоклаза. В виде незначительной примеси встречаются: магнетит, апатит, сфен.

Габбро в районе Погорельского месторождения образует небольшие участки среди кварцевых диоритов. Наибольшие площади его наблюдаются к югу от горы Мамеевой, где они слагают возвышенности у хутора Погорельского. В общих чертах габбро этого района характе-

ризуется довольно однородной текстурой, почти одинаковым минеральным составом и сильным развитием вторичных изменений.

Выделяется мезократовая, наиболее распространенная, и меланократовая разновидности габбро. В некоторых участках встречено габбро офитовой структуры и, кроме того, можно выделить габбро, подвергшееся вторичным изменениям в сильной степени.

Мезократовое габбро наиболее распространенная разновидность, по внешнему виду представляет собою среднезернистую породу серого цвета, однородной текстуры, лишь местами с мелкими шлирами, состоящими из более крупных кристаллов пироксена, иногда вместе с плагиоклазом и магнетитом. В габбро наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность титаномагнетита, размер вкраплений равен обычно 0.5—1.5 мм и только в шлирах достигает 0.5 см.

Микроскопическое изучение породы показывает, что она в основном состоит из плагиоклаза-лабрадора (до 60%), пироксена-диопсида, амфибола, магнетита, реликтового биотита; в незначительных количествах присутствует сфен. Вторичные минералы представлены группой соссюрита, вторичным амфиболом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом.

Из сульфидов меди в мезократовом габбро встречен халькопирит, образующий мелкие редкие зерна. Наибольшее количество их, так же как и на Волковском месторождении, приурочено к меланократовому габбро, причем халькопирит распространен шире, чем борнит.

Меланократовое габбро образует небольшие участки среди мезократового габбро. Минералогический состав, соотношение между отдельными минералами и структура породы совершенно одинаковы с таковыми мезократового габбро, лишь несколько увеличивается содержание темноцветных минералов, до 60—70%.

Рассмотрим несколько подробнее взаимоотношения халькопирита и борнита с нерудными минералами. Зерна халькопирита обычно мелкие, неправильных очертаний. Срастание его с борнитом обычно наблюдается в более крупных выделениях. Зерна сульфидов располагаются между пироксенами и плагиоклазами или среди плагиоклазов, причем на границе сульфидов с плагиоклазом появляется эпидот или цоизит, на границе с пироксеном — каемка роговой обманки. На границе сульфидов с роговой обманкой изменений нет.

Габбро офитовой структуры встречено в западной части Погорельского месторождения близ диоритов, так же как и на горе Волковской. По внешнему облику это среднезернистая порода серого цвета, довольно однородного сложения. Хорошо заметна офитовая структура. Вкрапленность магнетита обычная, рассеянная. Из сульфидов встречены очень редкие, мелкие зерна халькопирита. Борнита не обнаружено.

Минералогический состав породы тот же, что и в вышеописанных разновидностях габбро. Характерным для офитового габбро является: 1) ясно выраженная офитовая структура; между крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклазов зажаты зерна пироксенов и роговой обманки, причем последние подчиняются очертаниям плагиоклазов. Довольно часты зональные плагиоклазы; 2) плагиоклазы изменены в значительно меньшей степени, чем в других разновидностях габбро; 3) постоянно присутствует сильно хлоритизированный биотит; 4) отмечены единичные зерна кварца.

Как уже указывалось выше, вторичные изменения в габбро Погорельского месторождения имеют вообще широкое распространение (в меньшей степени изменено только габбро офитовой структуры).

Нами же в данном случае выделяется габбро, главные породообразующие минералы которых почти полностью разложены (особенно плагиоклазы). Эти разновидности габбро выделяются при микроскопическом исследовании породы и встречаются как в мезократовых, так и в меланократовых габбро. Микроскопическое изучение показывает, что плагиоклазы полностью превращены в агрегат сосюрита, серицита, эпидота, цоизита, пренита. Повышенного содержания рудных минералов в сильно измененных участках габбро не отмечено.

Оруденение Погорельского месторождения выражено в появлении следующих рудных минералов: титаномагнетита, борнита, халькопирита, халькозина, ковеллина, гематита. По парагенезису минералов оно почти полностью аналогично месторождениям Волковскому и Усольскому, описанным выше. Изучение руд под микроскопом в отраженном свете показало их аналогию и в структурных взаимоотношениях.

В общих чертах для руд Погорельского месторождения характерны следующие особенности:

1. Магнетит выделяется преимущественно в изометричной форме и реже дает ангедральные зерна. Обычно зерна его располагаются на границе между пироксенами и плагиоклазами и около биотита. Почти постоянно зерна магнетита по трещинкам или с краев замещаются хлоритом. Характерно концентрическое расположение этих трещинок. Местами наряду с хлоритом можно наблюдать эпидот, цоизит и сфен. Наблюдаются структуры распада твердого раствора магнетита и ильменита с образованием зернистых и пластинчатых выделений ильменита. Пластинки ильменита встречаются значительно реже, чем зерна.

2. Сильно развит процесс гематизации. Некоторые зерна магнетита почти полностью замещены гематитом, сохраняются только незначительные реликты магнетита (фиг. 87). На микрофотографии представлено зерно магнетита с крупными пластинками ильменита, которые замещаются гематитом и лейкоксеном. Форма пластинок при этом сохраняется.

3. Первичные сульфиды — халькопирит и борнит. Количественно борнит уступает халькопириту. Борнит и халькопирит тесно связаны друг с другом, образуя зернистое или решетчатое срастание. Пластинки халькопирита в борните мелкие; наибольшее количество их приурочено к краям борнитовых зерен или к трещинкам в них, а также к границам борнита с халькопиритом.

В одном из шлифов наблюдались интересные взаимоотношения борнита с халькопиритом. На фиг. 88 виден сросток двух крупных зерен борнита и халькопирита, причем границы соприкосновения их совершенно ровные и гладкие, без следов разъедания. Вокруг обоих зерен в виде тонкой каймы развивается халькозин. При внимательном наблюдении можно заметить, что в каемке халькозина сохранились мелкие реликтовые участки борнита с пластинками халькопирита. Если учесть, что борнит легче замещается халькозином, чем халькопирит, то можно допустить, что по краям зерна халькопирита был первоначально развит борнит, впоследствии замещившийся халькозином. Объяснение этого может быть двояким: а) образование каемки борнита вокруг зерна халькопирита могло произойти в зоне вторичного сульфидного обогащения, как это обычно наблюдается; однако, присутствие в борните халькопиритовых пластинок делает маловероятным такое предположение; б) вероятнее всего, что в халькопирите (на микрофотографии справа) существовали включения эндогенного борнита (остаток их можно видеть в самом халькопирите — тоже

справа внизу); халькозин же является минералом вторичного сульфидного обогащения и одинаково, в данном случае, заместил как халькопирит, так и борнит. Вообще же халькозин присутствует в незначительном количестве.

4. Халькопирит и борнит почти постоянно замещаются гипергенным ковеллином, который присутствует в виде тонкой бахромки по краям и по трещинкам зерен борнита и халькопирита.

5. В зоне окисления сульфиды меди и, главным образом, зерна халькопирита замещены медистым лимонитом — смоляной медной рудой. Замещение обычно происходит по периферии халькопирита, и только середина зерна сохраняется неизменной. Медно-смоляная руда в проходящем свете неотличима от лимонита, некоторые зерна ее имеют чешуйчатое строение. Цвет зерен от густокрасного до лимонно-желтого, причем светлая окраска наблюдается в зернах, полностью заместивших халькопирит.

6. Сульфиды меди (чаще борнит) замещаются силикатами по периферии и в трещинках зерен. Борнит поддается замещению легче, чем халькопирит. Можно наблюдать участки борнита, почти полностью съеденные нерудным минералом, причем мелкие пластинки халькопирита, бывшие в борните, сохраняются неизменными или слабо корродированными.

Из сказанного вытекает, что Погорельское месторождение является почти полным аналогом некоторых месторождений, находящихся в Баранчинском массиве, в особенности Волковского и Усольского.

Мамеевский габбро-диоритовый массив геологически не принадлежит к платиноносному комплексу восточного склона Урала. Тем не менее, как выше показано, минералогический состав габбро, взаимоотношение минералов, характер вторичных изменений, характер рудных выделений весьма близки к тем же признакам рудоносных габбровых пород платиноносного комплекса, в частности Баранчинского массива.

В связи с этим мы считаем уместным привести еще один случай сходства, но уже по хромитовому оруденению. В 1936—1937 гг. нами изучался Хабаровинский дунито-перидотитовый хромитоносный массив, расположенный на Южном Урале (близ Орска) и также не принадлежащий к полосе платиноносного комплекса. Была составлена геолого-петрографическая карта восточной части массива в масштабе 1 : 10 000, в связи с изучением хромитовых месторождений (1940 г.). При этом выяснилось, что в отличие от гарцбургитовой основной части массива, на картированном участке развиты довольно разнообразные породы, образующие самостоятельный комплекс. В западной части комплекса располагаются дуниты, пироксениты, верлиты, полевошпатовые верлиты, оливниновое габбро. Далее, по направлению к востоку следуют габбро, габбро-нориты и, наконец, габбро-диориты и плагиограниты. Таким образом, петрографически этот комплекс вполне аналогичен массивам платиноносной полосы. Гарцбургиты и лерцолиты, характерные для неплатиноносных массивов, в нашем комплексе отсутствуют.

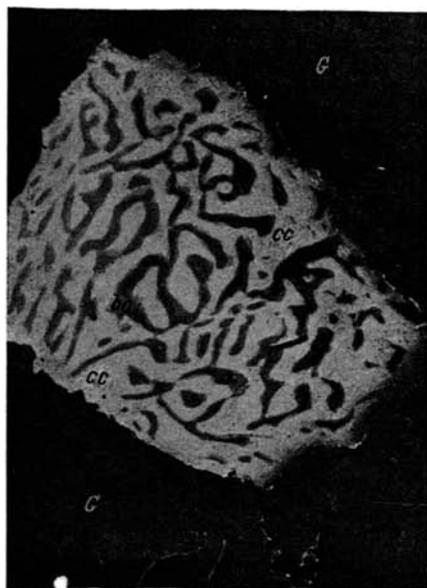
Петрохимически, по содержанию железа хабарнинские дуниты близки к нижнетагильским дунитам платиноносного комплекса. Кроме того, по вещественному составу хромшпинелиды хабарнинских хромитовых руд отличаются высоким содержанием FeO (от 11.17 до 18.48%) и Fe_2O_3 (от 4.2 до 10%). В хромшпинелидах Кемпирсайского, Кракинского, Халиловского и других дунито-гарцбургитовых массивов содержание FeO не превышает 12—15% и Fe_2O_3 , соответственно, 1.5—5%. Таким образом, хабарнинские руды более близки к некоторым разно-



87



88



89



90

Фиг. 87. Зерно магнетита, почти полностью замещенное гематитом. Магнетит сохраняется в виде незначительных остатков. Крупные пластинки ильменита также разложены. $\times 90$.

Фиг. 88. Вокруг борнита и халькопирита тонкой каймой развивается халькозин. $\times 150$.

Фиг. 89. Графическая структура борнита и халькозина, последний орторомбического типа. $\times 426$.

Фиг. 90. Два зерна оранжевого борнита (белое) — в центре снимка. Более крупные участки — обыкновенный борнит (более темное), магнетит, частично окаймленный ильменитом (светлосерое). Темносерые и черные участки — жильные минералы, границы которых корродированы борнитом. $\times 179$.

стям нижнетагильских хромшпинелидов, содержащим 14.9% FeO и до 10.8% Fe₂O₃.

Приведенные данные достаточно убедительно говорят о том, что на Южном Урале среди основных массивов, не относящихся к платиноносной полосе, встречаются комплексы пород, по своему петрографическому составу, петрохимическим особенностям и характеру минерализации (медно-титаномагнетитовое и хромитовое оруденение) аналогичные породам платиноносного комплекса Среднего и Северного Урала.

VIII. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕДНО-ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОЛКОВСКОГО ТИПА С ДРУГИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ АНАЛОГИЧНОГО ТИПА, ЗАЛЕГАЮЩИМИ В ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

В предисловии было отмечено, что оруденение, аналогичное волковскому типу, в основных породах нашего Союза в литературе почти не встречается. Присутствие магнетита и небольшого количества сульфидов меди обнаружено в массиве Патын-Кузнецкий Алатау, описанном П. И. Лебедевым (1935). Н. В. Барканов (1936) в геолого-минералогическом очерке Мехманинской группы полиметаллических и медных месторождений указывает на парагенетическую связь борнита, халькопирита и магнетита в Трамбовском месторождении. Автор указывает, что гранодиоритовый массив своими эманациями привнес в покрывающие его породы медь, цинк, свинец. Он отмечает также, что борнит является первичным и обнаружен лишь в Трамбовском участке в магнетитово-медных рудах с халькопиритом, с которым он образует решетчатые структуры сростания. Сростание халькопирита с борнитом он объясняет замещением на основании того, что пластинки (по автору «жилки») располагаются по периферии зерен. С нашей точки зрения, это объяснение автора вряд ли правильно, вероятнее всего образование пластинок халькопирита произошло в результате распада твердого раствора.

Процесс рудоотложения залежи, на основе имеющихся данных Н. В. Барканова, представляется в следующем виде:

1. В первой стадии в условиях высоких температур отложились магнетит-борнитовые руды с некоторым участием халькопирита; из нерудных минералов в незначительном количестве отлагался кварц.

2. Отложение пирито-халькопиритовых руд на той же и большей глубине, что и магнетитовых руд, объясняется изменением состава эманаций и терм, исходивших от постепенно остывающего интрузива.

3. Наиболее поздним минералом второй стадии является кальцит, только частично сопровождавшийся, повидимому, незначительным количеством пирита.

Хотя генетически это месторождение и отличается от Волковского месторождения, парагенетическая ассоциация рудных минералов очень близка.

В зарубежных странах этот тип оруденения встречается также очень редко; в литературе описан ряд месторождений, из которых наиболее типичными и сходными с Волковским типом являются калифорнийские месторождения.

Шварц и Ронбек (1940) в сводной работе «Магнетит в сульфидных рудах» показали, что в магматических месторождениях ассоциация магнетит — халькопирит — борнит распространена редко. Ими просмотрена литература по 130 месторождениям, содержащим магнетит в сульфидных рудах, и произведено исследование полированных шлифов

по ряду месторождений. Из анализа этих наблюдений вытекает, что по встречаемости сульфиды расположены в следующем порядке: халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, борнит, халькозин. Этот перечень минералов показывает, что борнит в ассоциации с магнетитом стоит на предпоследнем месте.

Это положение более наглядно представлено в таблицах, построенных авторами работы, из которых вытекает, что из 130 месторождений только в 18 встречается магнетит в ассоциации с борнитом и халькопиритом.

Более типичными месторождениями для данной ассоциации являются только семь из них: Энгельс в Калифорнии, Перри Санд (Parry Sand) в Онтарио, район Вайтхорс (Whitehorns), Юкон (Yukon) и Коппер Маунтен, Айо (Ajo) в Аризоне, Оскар в Южной Африке.

Наличие сульфидно-магнетитовых руд главным образом на Урале и в Калифорнии объясняется, очевидно, некоторыми петрохимическими особенностями материнских пород.

Во второй таблице авторы поместили перечень 52 детально изученных сульфидно-магнетитовых месторождений, для которых можно было установить порядок образования главных рудных минералов. Из таблицы следует, что магнетит выделялся первым, борнит же и халькопирит по отношению к магнетиту почти всегда ксеноморфны.

В таблице, наряду с магматическими месторождениями, отмечен магнетит, встречающийся чаще всего с сульфидами в контактово-метаморфических (пирометасоматических) месторождениях; в этих случаях как правило присутствуют халькопирит и пирит, а борнит встречается реже.

Остановимся на описании только магматических месторождений. Более наглядным примером в этом отношении является месторождение Энгельс в Калифорнии. Здесь подмечена тесная ассоциация титаномагнетита, борнита и халькопирита.

Исследованию руд месторождения Энгельс уделялось много внимания. Первое более подробное описание опубликовано Тёрнером и Роджерсом (Turner a. Rogers, 1914). В 1916 г. Тольмэном и Роджерсом (Tolman a. Rogers), изучавшими это месторождение, оно отнесено к магматическим месторождениям. Грейтон и Мак-Лафлин (Graton a. McLoughlin, 1917) на основании микроскопического изучения пришли к выводу о гидротермальном происхождении месторождения.

Ч. А. Андерсон (Anderson, 1931) детально изучивший этот район, делает заключение, что месторождение Энгельс имеет эпигенетическое происхождение и что сульфиды меди выделялись одновременно с железосодержащими минералами и были привнесены в породу минерализаторами.

Д. Х. Донней (Donnay, 1930) считает, что отложение руды происходило непрерывно от пневмотектической до пневматолитовой стадии.

По вопросу образования руд Энгельса развернулась большая дискуссия, в результате которой выявились в основном две точки зрения: магматическое происхождение руд Энгельса поддерживают Тёрнер, Толман, Роджерс, Донней; пневматолитовое и гидротермальное образование — Грейтон и Мак-Лафлин.

Месторождение Энгельс расположено в округе Плюмас в Калифорнии, в северной части Сиерра-Невады, приблизительно в 400 км к северо-востоку от Сан-Франциско. Хотя оно изучалось с 1906 г., только в 1930 г. Кнопф и Андерсон описали истинное геологическое положение его. Они выделяют ряд последовательных интрузий: 1) роговообман-

ково-биотитового габбро (норит), 2) кварцевого диорита, 3) кварцевого монцонита и 4) гранита. Эти породы внедрились и сильно метаморфизовали андезиты и другие вулканические отложения. Донней, написавший свою работу после того, как уже были установлены 4 самостоятельных интрузии, но еще до выяснения роли ксенолитов, и имея в виду, что руда встречается в трех типах изверженных пород, высказал мысль, что отложение руды происходило в позднюю магматическую стадию и что «носителем руды» является норит. Он полагал, что отложение руды было длительным процессом, внедрение же интрузивных пород представляло собою непрерывный магматический цикл и что минерализация началась после внедрения норита. Диорит и монцонит внедрились в норит в то время, когда на них еще могли отразиться последние проявления минерализации.

Согласно Доннею, как мы уже указывали, отложение руды происходило непрерывно от пневмотектической до пневматолитовой стадии.

Несмотря на различные взгляды по вопросу о происхождении рудных растворов и различных дифференциатов пород, вывывается общий вывод, что эта область была местом активной магматической дифференциации. Следовательно, рудообразующие растворы и последующие магмы должны рассматриваться, по всей вероятности, как продукты одной родоначальной магмы, из которой все они произошли. Эти выводы подтверждаются и фактическим материалом.

Кнопф и Андерсон, описывая плутонические породы, габбро и кварцевый диорит, отмечают, что между роговообманковым габбро и роговообманково-пироксеновым габбро, с одной стороны, и кварцево-биотитовым и роговообманковым диоритом, с другой, существуют как бы постепенные переходы, а также интрузивные взаимоотношения. Авторы считают, что связь между фациями, содержащими кварц и не содержащими его, не совсем ясна, отчасти вследствие отсутствия хороших обнажений, однако, судя по поверхности выходов, можно думать, что имеется постепенный переход между двумя типами. Авторы приходят к заключению, что габбро является более ранней фацией, но не исключена возможность, что обе фации отчасти следуют друг за другом, а частью являются интрузивными.

Указанные плутонические породы, меняющиеся от габбро до кварцевого диорита, представляют часть большого батолита. Другие плутонические тела встречаются в виде двух небольших батолитов, одного — состоящего, главным образом, из кварцевого монцонита, другого — из гранита. Авторы указывают, что породы, вероятно, являются результатом единого плутонического процесса, происходившего в поздне-юрский период.

Донней (1930) в своей работе считает более правильным деление пород на четыре типа: 1) норит, 2) тонкозернистый кварцевый диорит, 3) грубозернистый кварцевый диорит, 4) микрогранодиорит.

Донней отмечает, что минерализация приурочена к нориту и в меньшей степени к кварцевому диориту вдоль его контакта с норитом. В норите руды фактически встречаются в его тонкозернистых фациях с тонкой слоистостью. Микрогранодиорит частично также минерализован. Рудные минералы в норите вкраплены в виде мелких точек, пятнышек и тонких нитеобразных полосок через всю породу. Эти полоски грубо параллельные, придают руде полосатое строение, и их преобладающее направление соответствует вытянутости рудного тела.

Минерализация повидимому селективная и приурочена преимущественно к некоторым частям тонкозернистых фаций норита. Главное

рудное тело может рассматриваться как достаточно плоское, но вертикально удлиненное.

Богатые полосы имеют более или менее определенные границы и расположены в висячем и лежащем боках.

Рудными минералами являются халькопирит и борнит. Халькозина мало. Пирита фактически нет. Минерализация ставится в связь с наличием параллельнополосчатой структуры в тонкозернистом норите, являющимся наиболее минерализованной породой. Грубозернистый кварцевый диорит сульфидов практически не содержит.

Магнетит встречается в двух формах: 1) в виде скоплений очень мелких эвгедральных кристаллов; 2) в виде субгедральных и ангедральных зерен малых и средних размеров в ассоциации с темноцветными минералами. Ангедральный магнетит пересекает пироксен, роговую обманку и биотит. Апатит присутствует как обычная аксессуарная примесь и, повидимому, является более ранним, чем ангедральный магнетит, вокруг которого он часто располагается.

Первоначальная последовательность минералов была установлена Роджерсом, затем в совместной работе Тольман и Роджерс (1916) сравнительно подробно изучали взаимоотношения минералов и их структурные особенности.

Позднее Донней (1930) уделил особое внимание изучению руд в отраженном свете и выявил ряд взаимоотношений между минералами, а также разобрал их генезис.

В этом разделе нами цитируется работа главным образом Доннея, которая, с нашей точки зрения, более полно освещает этот вопрос.

В месторождении Энгельс распространены следующие рудные минералы: магнетит, ильменит и гематит; халькопирит и борнит присутствуют примерно в равных количествах и являются промышленными минералами; халькозина мало; обнаружены минералы, содержащие серебро, вероятно штромейерит (?), редко встречаются тетраэдрит и энаргит и еще реже сфалерит; пирит встречен как исключение, а галенит отсутствует.

Магнетито-ильменитовые прорастания на руднике Энгельс развиты слабо, Ильменито-гематитовые прорастания впервые были отмечены для руд Энгельса Грейтоном и Мак-Лафлином. Они обычны в рудах Энгельса и распространены значительно шире, чем магнетито-ильменитовые прорастания. Формы гематитовых вростков в ильмените представлены в виде пятнистой и ясно решетчатой структуры.

Рассмотрим взаимоотношения между халькопиритом и борнитом. Встречаются всевозможные включения борнита в халькопирите и наоборот. Такое соотношение двух минералов принималось как показатель их одновременного образования.

Против подобной концепции Донней возражает и считает, что она легко может ввести в заблуждение.

Предшествующие исследователи месторождения Энгельс пришли к выводу о фактически одновременном выпадении борнита и халькопирита. Донней же утверждает, что халькопирит безусловно замещен борнитом и что гладкая и «взаимная» граница может быть получена при замещении. Зарождающаяся борнитизация встречается преимущественно вдоль границ. Небольшие пятна жильных минералов, находясь в борнитовых прожилках, существовали в халькопирите до появления борнита и предопределили направление замещающих борнитовых прожилков. Автор отмечает вторую генерацию халькопирита, который образует решетчатую структуру в борните и рассматривается

как супергенный минерал. Убедительных же доказательств по этому вопросу Донней не приводит.

Ковеллин встречается редко и замещает борнит, в который вносятся игольчатые кристаллы ковеллина.

Халькозин развивается путем замещения борнита или непосредственно, или через промежуточную стадию ковеллина.

Халькозин был найден в больших неправильных участках в ассоциации с борнитом, который он замещает. В свою очередь оба они замещены штрмейеритом и сопровождаются энаргитом, замещающим штрмейерит.

Халькозин принадлежит к ромбическому или низкотемпературному типу (установлено травлением цианистым калием или хлористоводородной кислотой). Автор приходит к выводу, что весь изученный им халькозин супергенного происхождения.

Графические структуры сростаний борнита и халькозина, по Доннею, образовались путем замещения борнита халькозином. Приводимые им микрофотографии подтверждают правильность такой установки и не оставляют ни малейшего сомнения относительно происхождения структуры: одно и то же зерно борнита претерпевает все стадии замещения от зарождающейся фазы заполнения прожилок до полной графической структуры (фиг. 89). Другие авторы указывают, что количество халькозина уменьшается с глубиной и графические структуры наблюдаются реже.

Замечательной особенностью месторождения Энгельс является замещение рудными минералами силикатов без их гидротермальных изменений (фиг. 90). Ограниченное значение, приданное Толмэном и Роджерсом (1916, 5) термину «магматические месторождения», указывает на отсутствие именно этих изменений в таких месторождениях.

Халькопирит замещает роговую обманку, причем часто вдоль плоскостей спайности. Общее отношение рудных минералов к нерудным передано на приводимой микрофотографии фиг. 90.

Общие выводы по истории образования медного месторождения Энгельс, по Доннею, могут быть изложены в таком виде.

«В районе Энгельса устанавливается следующая последовательность образования изверженных пород: норит, тонкозернистый кварцевый диорит и микрогранодиорит, интродуцировавшие последовательно без значительных перерывов во времени. Слоистая текстура пород развилась в процессе интрузии под давлением. Параллельное расположение удлиненных минералов вызывает грубую полосчатость в тонкозернистых фациях норита.

«Норит интродуцировал под односторонним давлением, которое продолжалось и после того, как часть его уже охладилась и затвердела. Возможно, что охлаждение норита не закончилось к тому моменту, когда интродуцировали два других магматических дифференциата. При этом слоистые текстуры появились лишь у контактов. Охлаждение происходило все более и более быстро, вызывая в этих породах тонкозернистую структуру вплоть до чрезвычайно тонкозернистой структуры микрогранодиорита. Трещины разрыва, образовавшиеся в вышеописанных трех породах в процессе их охлаждения, впоследствии были заполнены кислыми отщеплениями из глубинного магматического резервуара. Результатом этого явился ряд узких, прямых и коротких перматитовых жильных даек, секущих норит, тонкозернистый кварцевый диорит и микрогранодиорит.

«Из числа упомянутых выше пород норит является материнской

породой для руды месторождения Энгельс. Последовательность выделения слагающих его минералов не соответствует так называемому «нормальному» ряду кристаллизации по Розенбушу, так как выделению таких ранних магматических минералов, как апатит и пироксен, предшествовала кристаллизация эвгедрального лабрадора, в то время как амфибол, биотит (который замещает роговую обманку) и первичный титанит появились в более позднюю стадию. Только после того как завершились амфиболизация пироксена и другие вторичные изменения, кристаллизовались рудные минералы. Значительная часть магнетита и ильменита образовалась в начальную фазу. После частичного затвердевания норит подвергся сильному воздействию газовых минерализаторов, продолжавших подниматься из глубинного магматического резервуара. На это указывает небольшое количество турмалина, немного хлорита первой генерации, сульфиды, главным образом халькопирит, который замещал ранее выделившиеся силикаты. Борнит последовал немедленно, замещая не только силикаты, но и только что образовавшийся халькопирит.

«Концентрация сульфидов меди в рудных телах предопределялась слоистой структурой тонкозернистых фаций норита, так как здесь были налицо более легкие пути, которые встречали поступающие минерализаторы. Возможно, что к концу этого времени произошло и гипогенное обогащение норита халькозином I генерации (?).

«После этого вступают в свои права гидротермальные процессы, которые начинают действовать локально: появляется II генерация хлорита и эпидота за счет роговой обманки и биотита; серицит легко развивается по плагиоклазу; в конце этого периода появляются и цеолиты.

«В то время, когда в норите происходили вышеотмеченные изменения, в него интродировали тонкозернистый кварцевый диорит и микрогранодиорит, которые прошли через те же стадии изменения.

«Таким образом, некоторые минералы образовались и в глубинных частях тонкозернистого кварцевого диорита и микрогранодиорита; их сравнительная редкость и рассеянный характер выделения указывают на ослабленную роль минерализаторов в момент воздействия на эти породы. Наконец, имела место последняя интрузия, давшая грубозернистый кварцевый диорит. Содержание меди в магме к этому времени или совсем истощилось, или же действие минерализаторов сильно уменьшилось в своей интенсивности, возможно вплоть до полного затухания. Во всяком случае последняя порода не была минерализована и сохранилась поразительно свежей. На этом кончается геологическая история месторождения».

Слабое изменение жильных пород и отсутствие в них минерализации может явиться критерием для отнесения месторождения к магматическому типу, связанному с основными породами.

Выводы Доннея противоречат теории гидротермального происхождения руд и подтверждают, с другой стороны, общие выводы Роджерса, опубликованные в его совместной работе с Толмэном (1916).

Мы остановились несколько подробнее на изложении материала по месторождению Энгельс, так как оно представляет определенный интерес для сравнения с изучаемым нами типом оруденения, тем более что оно детально изучено и освещено в литературе.

Из рассмотренного материала явствует одно, что руды месторождения Энгельс по парагенезису минералов (титаномagnetит, борнит, халькопирит, ковеллин, гематит, апатит) являются вполне аналогичны-

ми рудам Волковского месторождения. Исключение составляют такие минералы, как штроейерит и пластинчатые сростания гематита с ильменитом, не обнаруженные на Волковском месторождении. Нам представляется, что большинство авторов правильно относит месторождение к магматическому типу, но слишком большое внимание придает роли эманаций.

IX. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУЛЬФИДОНОСНЫХ ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВОВ СЕДБЕРИ, МОНЧЕГОРСКА, БУШВЕЛЬДА, НОРИЛЬСКА, УРАЛА

Ставя себе задачу освещения генезиса медно-титаномагнетитового оруденения, в основных интрузивных породах Урала, мы должны попытаться ответить на вопрос: почему этот тип оруденения представлен почти исключительно в массивах платиноносного комплекса Урала и почему, за редкими исключениями, он отсутствует в других формациях основных пород на земном шаре, где оруденение представлено медно-никелевыми сульфидами.

Поскольку рассматриваемое оруденение относится в широком смысле к магматическому типу, постольку, естественно, нам следует в первую очередь, попытаться выявить и сопоставить особенности химизма магматических пород, слагающих рудоносные интрузивы.

Более правильное представление о химизме горной породы и роли отдельных элементов может быть получено путем сопоставления и сравнения большего или меньшего числа анализов разных горных пород. Основной целью сравнения химических анализов, или вычисленных по ним числовых параметров, является выяснение тех или иных закономерностей, характеризующих серии генетически связанных между собою пород. Это может быть достигнуто или путем вывода некоторых магматических формул, определяющих связь между родственными сериями отношений, или путем изображения такой связи на диаграммах (А. Н. Заварицкий). Мы воспользовались наиболее наглядной, с нашей точки зрения, диаграммой А. Н. Заварицкого, принципы построения которой изложены в его работе (1943).

Нами построены две диаграммы. На одной из них (фиг. 91) нанесены химические анализы горных пород Сёдбери, Норильска, Мончегорска, Бушвельда, на другой (фиг. 92) — Урала.

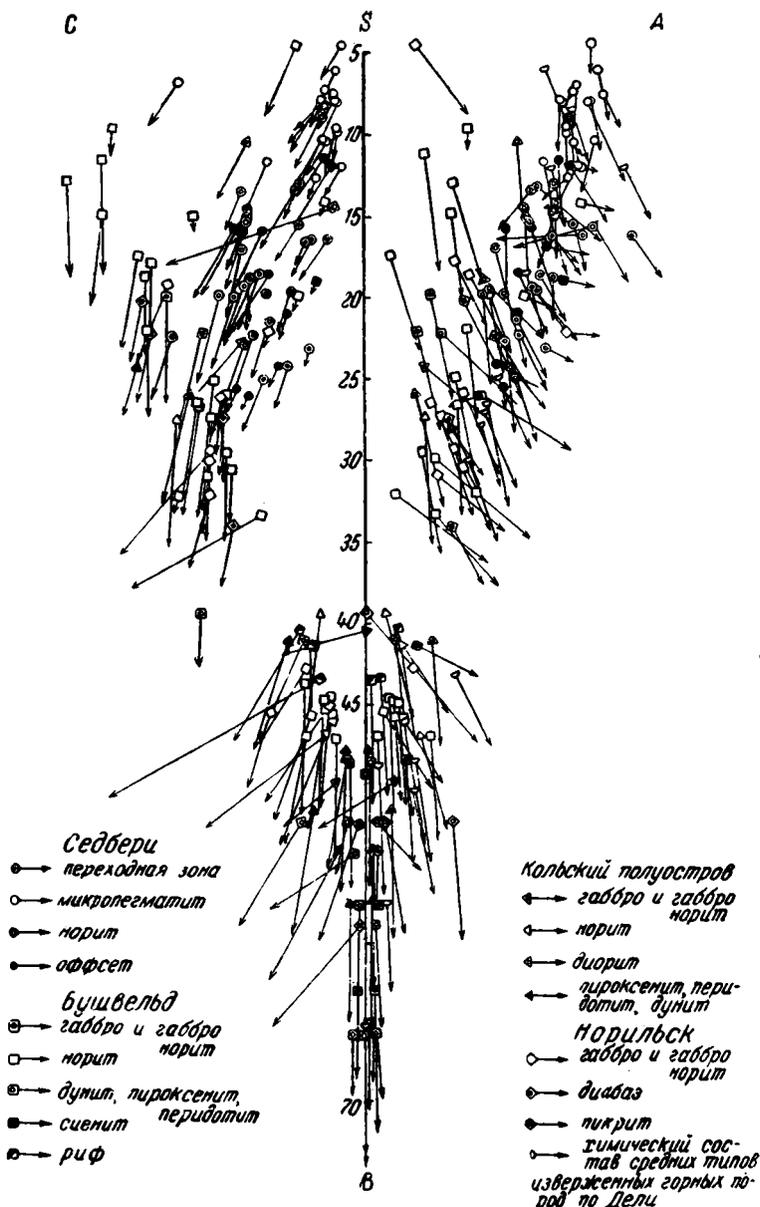
КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

1. Сёдбери

Никелевый эруптив Сёдбери освещается нами в основном по работе Коллинса (Collins, 1934). Как известно, никелевый эруптив имеет псевдостратифицированное строение и состоит из слоя норита (удельный вес — 2.855) в нижней части и микропегматитового слоя (удельный вес — 2.710), располагающегося вверху, с породами переходной зоны между ними. Особое положение на контакте норита с вмещающими породами занимают кварцевые диориты в форме краевых тел (оффсетов).

Норит (слагает 34,5% площади никелевого эруптива) обычно сильно изменен, и первоначальная его природа устанавливается с трудом. Порода имеет следующий минералогический состав: орторомбиче-

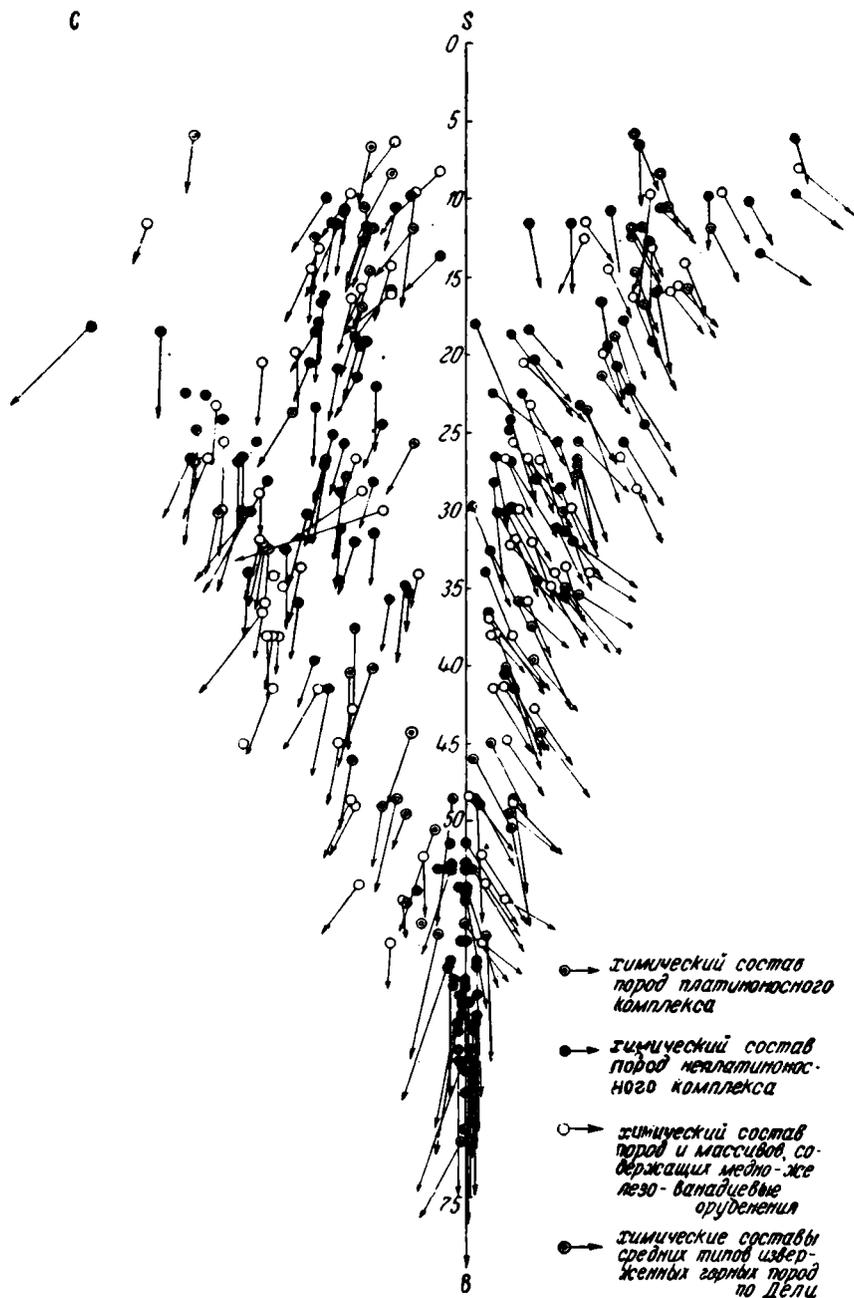
ский пироксен (гиперстен — бронзит), моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз (от основного лабрадора до андезина), кварц, микропегматит, титаномagnetит, желтый сульфид (по Фемистеру, пирит и пирротин), титанит и апатит.



Фиг. 91. Диаграмма химических составов основных изверженных горных пород Седбери, Бушвельдского комплекса, Монче-Тундры, Норильска.

Микропегматит (62.6% площади никелевого эруптива). Главными составными частями породы являются: плагиоклаз (альбит), ортоклаз или микроклин, кварц и микропегматит. Железомagneзиальные минералы настолько редки и обычно настолько изменены, что нельзя

точно установить их происхождение. Биотит, хотя и представлен в виде обрывков и агрегатов, является, повидимому, первичным. В микропег-



Фиг. 92. Диаграмма химических составов основных изверженных горных пород Урала

матите в большей или меньшей степени присутствуют также и акцессорные минералы норита, а именно: апатит, пирит и титаномagnetит. В небольших количествах наблюдается титанит.

Переходная зона. Узкая полоса породы переходной зоны (в пределах 50 футов) вблизи норита сколько-нибудь значительно от него не отличается. Имеются налицо те же самые минералы, их взаимоотношения идентичны. Колебания в содержании минералов обычно не больше, чем это наблюдается и в пределах самого норита. Единственным существенным отличием является несколько повышенное содержание микропегматитовых образований. Такие же незначительные колебания мы встречаем на границе переходной зоны микропегматитового слоя, в пределах 50 — 100 футов, но здесь имеет место уменьшение в содержании микропегматитовых вростков в породах переходной зоны. Ни в одном из описываемых случаев не установлено следов явного контакта или внезапного перехода.

Краевые тела. При микроскопическом исследовании порода определена как кварцевый диорит с первичной роговой обманкой, повышенным содержанием биотита (по сравнению с норитом) и с плагиоклазом зонального строения и состава между лабрадором и анортитом. Кварц присутствует чрезвычайно обильно по сравнению с норитом.

Форма залегания весьма разнообразна: обычно это крупные или мелкие обособления неправильной формы с разветвлениями и выклиниваниями. Местами их форма напоминает мелкие корни, которые, изгибаясь, заходят во вмещающие породы на несколько футов.

Генезис этих пород вызывает многочисленные споры, так как они имеют важное значение для понимания процессов дифференциации в эруптиве. Кроме того, с ними часто связаны медно-никелевые рудные стложения.

На основании детального изучения краевых тел и пород переходной зоны а также в результате специальной работы по определению удельных весов главных пород эруптива, Коллинс приходит к следующему выводу: никелевый эруптив является единой магматической интрузией, гравитационно-дифференцировавшейся во время охлаждения на нижнюю норитовую часть, сравнительно высокого удельного веса, и более легкую верхнюю — микропегматитовую.

Исходя из большого фактического материала, Коллинс считает, что теория о дифференциации на месте единой интрузии, повидимому, лучше всего согласуется с полевыми наблюдениями. Она дает ясное представление о расположении более «легкого» микропегматита над более «тяжелым» норитом и удовлетворительно объясняет замечательно правильное изменение химического и минералогического состава от норита к микропегматиту в пределах переходной зоны.

По вопросу о происхождении медно-никелевых руд существуют три основных точки зрения. Одни ученые придерживаются сегрегационной теории, другие — гидротермальной, третьи связывают его с пневматолитом. Больше всего сторонников имеют первые две теории.

Приводим краткую петрохимическую характеристику эруптива Сёдбери. Анализы пород заимствованы из работы Коллинса (1934), где имеется большое количество анализов автора и предыдущих исследователей.

На диаграмме нанесены анализы микропегматитов, норитов, пород переходной зоны, краевых тел.

1. Микропегматиты: а) располагаются в поле гранодиоритов и кварцевых диоритов, если исходить из среднего химического состава пород по Дели; б) векторы относительно короткие, от 2.3 до 2.8 см, с небольшим углом наклона от 0 до 11°.

2. Переходная зона: а) векторы наклонены в разные стороны, характеризуя неустойчивость химизма в породах переходной зоны; б) длина векторов от 2.3 до 3.3 см, угол наклона от 8 до 18°.

3. Нориты: а) располагаются по обе стороны от линии средних составов по Дели, в поле кварцевого габбро и габбро, исключая оливиновое габбро по Дели; б) векторы также имеют различный наклон под углом 7—14°, длина их от 4 до 6 см.

4. Краевые тела: а) в основном располагаются в норитовом поле пород Сёдбери; б) векторы ориентированы в разные стороны, имеют в длину 1—2.5 см и угол наклона от 2 до 18°.

Выводы

1. Все фигуративные точки перемещены в правую сторону плоскости *SAB*, что характеризует породы с повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов.

2. Фигуративные точки распространяются от оси *SA* параллельно *SB* не дальше 26.2 см, т. е. порода содержит мало феррических минералов.

3. Векторы короткие, и большинство их отклонено к оси *SA*, хотя они находятся в поле, где обычно располагаются породы кислого ряда с характерным для них отклонением части векторов к оси *SB*. В породах Сёдбери наклон векторов к оси *SB* почти отсутствует; по химическому составу они выделяются, таким образом, в особую группу.

4. В левой стороне на плоскости *CSB* фигуративные точки постепенно удаляются от координатной оси *SB* вследствие увеличения содержания анортитовой молекулы. Векторы имеют одинаковый угол наклона от оси *SB*; это указывает на то, что содержание калия в породах всего комплекса Сёдбери более или менее постоянно.

2. Монче-Тундра

Кольский полуостров

Никелевое месторождение Монче-Тундры геологически изучено недостаточно. Лучшим знатоком геологии этого месторождения является В. К. Котульский.

Никеленосные основные и ультраосновные породы слагают предгорья Монче-Тундры и образуют следующие высоты: Поазуайвенч, Ньюдауйвенч, Сопчуайвенч, Нитис — Кумужья — Травяная вараки, расположенные в северо-восточном направлении. По Котульскому, по мере продвижения от Поазуайвенча на северо-восток к Нитис — Кумужье — Травяной, встречаемся с более основными и более глубинными разновидностями горных пород.

1. Поазуайвенч сложен габбро-норитами и кварцевыми диоритами. Последние залегают в виде полосы мощностью в несколько десятков метров, окружающей габбро-норит. В. К. Котульский считает, что кварцевые диориты являются породой, переплавленной из диоритогнейсов или, во всяком случае, перекристаллизованной под действием габбро-норита. Близ контакта габбро-нориты содержат включения диорита с расплывчатыми краями и имеют незначительную вкрапленность сульфидов, которая переходит в диориты.

2. Ньюдауйвенч. Восточная часть его сложена теми же урализированными габбро-норитами, что и на Поазуайвенч. Строение западной части значительно сложнее. Вершина сложена нормальными

и среднезернистыми мезократовыми норитами, ниже которых расположена полосчатая зона, с перемежаемостью лейкократовых и меланократовых разностей.

В. К. Котульский к этой полосчатой зоне относит так называемый «критический» горизонт, мощностью около 20 м, состоящий из пород весьма разнообразного состава; но характерными среди них являются габбро-пегматиты и мелкозернистые нориты с бластической и офитовой структурами.

К «критическому» горизонту приурочено оруденение, концентрирующееся в нижних его частях. Этот горизонт подстилается меланократовыми оливиновыми норитами, содержащими вкрапленность сульфидов; ниже залегают пойкилитовые нориты. Скважины, пересекающие нориты, неизменно входят сначала в диорит или диорит-аплит, а затем в диорито-гнейсы.

Среди поля диорито-гнейсов встречено несколько тел норитов и метагаббро (возможно, из норита). Метагаббро представляет совершенно особенную породу, отвечающую по своему составу породам переходного горизонта Сёдбери, описанным Фемистером.

3. Породы, слагающие массив Сопчуайвенч, довольно однообразны по составу, представлены бронзитами, которые с глубиной обогащаются оливином, переходя в оливиновые пироксениты и перидотиты. В западной части горы проходят «пласты» оливиновых пироксенитов, содержащих вкрапленность сульфидов и сходных с «рифами» Бушвельда.

4. Нити с — Кумужья — Травяная сложены в верхней части пироксенитами-бронзитами; ниже залегает полосчатая зона из перемежаемости пироксенитов с перидотитами, мощностью 300 м. У дна встречаются крупнозернистые пироксениты, троктолиты, оливиновые или безоливиновые нориты. На самом контакте обычно залегают кварцево-биотитовые нориты; их следует рассматривать как сильно контактированную породу.

Петрохимическая характеристика комплексов интрузивных пород Монче-Тундры представлена по данным работ В. К. Котульского (1938), Б. М. Куплетского (1933) и О. А. Воробьевой (1933).

На построенной нами диаграмме (фиг. 91) видно, что:

1. Фигуративные точки располагаются близко к оси SB , чем резко отличаются от фигуративных точек Сёдбери. Векторы Сёдбери расположены в верхней и правой части плоскости SAB , тогда как векторы, отображающие химический состав мончегорских пород, расположены ближе к оси SB , что указывает на повышенное содержание анортитовой молекулы.

2. Векторы мончегорских пород длиннее (5—8 см), чем для пород Сёдбери (3—6 см); угол наклона у первых 15—30°, у вторых 7—41°.

3. По длине векторов и углу наклона мончегорские нориты более сходны с норитами Бушвельдского комплекса. Для пород последнего длина векторов 6—7.5 см, угол наклона 10—22°. Все это указывает, что в мончегорских породах и в Бушвельде содержится повышенное количество магнезии; малый же наклон векторов указывает на распространение в этих комплексах ромбического пироксена.

4. Мончегорские породы менее железисты, чем уральские, на что указывает расположение по вертикали вниз от точки S крайних фигуративных точек мончегорских ультраосновных пород в интервале 40—65 (это относится и к Бушвельду), а уральских — в интервале 50—70.

5. В левой части диаграммы на плоскости *SCB* векторы наклонены от оси *SB*, что указывает на преобладание в породах (особенно в породах оруденелых) калия над натрием.

3. Бушвельдский комплекс¹ •

Бушвельдский изверженный комплекс представляет собою сложное геологическое тело, занимающее в центральной части Трансвааля площадь величиной около 39 000 км². В плане он имеет форму неправильного овала, длинная ось которого — около 450 км по направлению с восток-северо-востока к запад-юго-западу, максимальная ширина овала — 240 км.

Комплекс в своей наружной или, что то же, нижней части состоит из норита и связанных с ним основных и ультраосновных пород, а в центральной, т. е. верхней части из красного гранита, гранофира, базальтов и пирокластических вулканических пород.

Норит, особенно нас интересующий, представляет собою большую плоскую залежь, или лополит, от 3 до 5¹/₂ км мощностью, причем ширина обнажения колеблется от 8 до 20,5 км.

Эта большая норитовая залежь сильно раздифференцирована; более сложный разрез наблюдается к юго-западу и югу от Пиландсберга.

Приведенный на стр. 110 разрез полностью не отображает всего разнообразия особенно сильно дифференцированных горизонтов. Наибольший интерес представляет дифференцированная зона, наиболее важная с экономической точки зрения, так как в ней заключены крупные месторождения платины и никеля в Бушвельдском комплексе.

В этот сложный разрез не вошли гортонолитовые дуниты, имеющие также важное значение с экономической и геологической точки зрения, так как в них сосредоточено крупное месторождение платины.

Кроме гортонолитовых дунитов в Бушвельдском комплексе имеются нормальные оливиновые дуниты, сходные с уральскими дунитами, но гортонолитовые дуниты, как известно, на Урале отсутствуют. Согласно П. А. Вагнеру, причиной их отсутствия являются, вероятно, два обстоятельства: а) благодаря отсутствию минерализаторов в магмах уральских месторождений недостаточно полно проявилась дифференциация; б) дунитовые магмы Урала были гораздо беднее железом, чем те, из которых кристаллизовались Бушвельдские месторождения, так что является сомнительным, могли ли они вообще повести к таким, в высокой степени железосодержащим, дифференциатам.

Большой интерес представляет так называемый платиновый горизонт Меренского. Месторождения этого горизонта являются одними из величайших мировых концентраций минеральных богатств. Горизонт находится в верхней части дифференцированной зоны. Платиноносный пласт и лежащие над и под горизонтом породы залегают согласно общей псевдостратификации; они падают внутрь по направлению к центру комплекса под углом от 6 до 25°. На прилагаемом разрезе горизонт Меренского также недостаточно представлен.

Ограничиваемся краткой характеристикой главных пород Бушвельдского комплекса, так как более подробный разбор различных петрографических групп в нашу задачу не входит.

По химической характеристике пород Бушвельда имеется большой материал; нами заимствованы лишь анализы более важных пород, сла-

¹ Описан, в основном, П. А. Вагнером (1932).

Сложный разрез норитового лополита к юго-западу и югу от Пиландсберга

Верхняя часть к югу от Пиландсберга	Верхняя зона	Норит, кверху постепенно переходящий в габбро и сиенит	—	Приблизительная мощность, в м
		Диаллаговый норит со своеобразными сегрегациями титанистого магнитного железняка и лабрадорowego анортозита	Магнетитовый горизонт	2440
Нижняя часть к юго-западу от Пиландсберга	Главный пояс	Диаллаговый норит	—	305
		Бронзитит с полосами анортозита и псевдопорфирного диаллагового норита	Платиновый горизонт Меренского	518
		Бронзитит с прослойками и линзами хромистого железняка	Хромитовый горизонт	
		Бронзитит с отдельными линзами гарцбургита и дифференцированного диаллагового норита		
	Дифференцированная или центральная зона	Бронзитит с линзами гарцбургита и анортозитового норита с полосами битовнита и норитового и лабрадорowego анортозитов	Никелевая зона Влакфонтам	192—305
	Бронзитит с линзами гарцбургита	—	914	
	Пироксенитовый оливковый норит, вероятно постепенно переходящий книзу в основную или быстро охлажденную зону диабазового кварцевого норита	—	122	
	Общая максимальная мощность	—	4300	

гающих Бушвельдский комплекс. Рассмотрим, как они располагаются на диаграмме (фиг. 91).

1. В верхней части плоскости *ASB* сосредоточены анортозиты.

2. В правой части плоскости *ABS* располагаются сиениты. Векторы их сильно отклонены от оси *SB*. Породы содержат, очевидно, большое количество щелочей и кальция в цветных минералах, наряду с повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов.

3. Нориты расположены ближе к плоскости *CBS* и к оси *SA*, чем в Сёдбери.

4. Длина векторов в норитах 6—7 см, наклон их под углом 10—22° указывает на повышенное содержание Mg в породе.

5. Ни один из анализов не попадает в интервал диаграммы от 31 до 40 см по оси *SB*, на что будет обращено внимание дальше.

6. Гортонолитовые дуниты располагаются в интервале от 56 до 65 см.

7. Многие векторы на левой стороне диаграммы отклонены от оси *SB*, что указывает на повышенное содержание калия. Особенно это заметно в породах с повышенным содержанием рудных минералов.

4. Норильское месторождение

Среди интрузивных пород наибольший интерес для нас представляют габбро-диабазы.

В Норильском районе установлены две группы габбро-диабазовых интрузий. К первой группе относятся дифференцированные габбро-диабазы, а ко второй группе — недифференцированные интрузии.

Для примера разберем состав и строение интрузии габбро-диабазов горы Рудной как более характерной с точки зрения дифференциации.

На значительной площади горы Рудной строение интрузий в основном сохраняется. Можно выделить семь слоев, между которыми нет резких переходов, местами те или иные слои исчезают, но общая их последовательность в разрезе не нарушается.

1. Сверху вниз разрез начинается кварц- и биотитсодержащим габбро с моноклинным пироксеном; среди вторичных минералов встречаются: биотит, хлорит, пренит, местами роговая обманка и иддингсит.

Габбро содержит небольшую вкрапленность сульфидов.

2. Ниже залегает слой габбро-диорита с голубовато-зеленым плагиоклазом и темным пироксеном. Под микроскопом устанавливается следующая минералогическая структура: плагиоклаз, моноклинный пироксен, кварц (в промежутках), акцессорные — апатит, магнетит, пирит. Среди вторичных образований развиты — хлорит, иддингсит. Мощность колеблется от 2 до 20 м, местами достигая 80—120 м.

3. Ниже прослеживается слой габбро-диабазов, содержащих плагиоклаз, моноклинный и местами ромбический пироксены, оливин, редко зерна кварца; вторичные — хлорит, биотит, иддингсит, пренит; рудные — магнетит, сульфиды. Мощность габбро-диабазов до 50 м и более; они хорошо выдерживаются по всему интрузиву.

4. Далее следует оливиновый габбро-диабаз того же состава, что и габбро-диабаз, только с большим количеством оливина. В этой же зоне присутствуют и оливино-биотитовые габбро-диабазы. Мощность зоны колеблется в пределах 40—90 м, а в отдельных местах достигает 110 м.

5. Следующий слой представлен темносерым, почти черным, мелкозернистым пикритовым габбро-диабазом с такситовой структурой. Минералогическая структура: оливин, моноклинный и ромбический пироксен, плагиоклаз, биотит, рудный минерал; вторичные — пренит, биотит, серпентин, тальк, хлорит, роговая обманка. Оливин магнезиальный является главным минералом. Мощность пикритов колеблется от 2 до 35 м, преобладают мощности 20—25 м.

6. Такситовые габбро-диабазы по весьма характерной текстуре выделяются под названием такситовых. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного и ромбического (мало) пироксена, оливина, биотита, рудных минералов; вторичные минералы — хлорит, биотит, иддингсит, серпентин (мало). Мощность такситовых габбро-диабазов от 5 до 17 м и редко до 30 м.

7. Последний слой — так называемые контактные габбро-диабазы.

Минералогический состав обычный, только присоединяется апатит. В самом низу габбро-диабаз сливается с подстилающими интрузию порфиритами. Мощность контактных габбро-диабазов от 1 до 6 м. Местами этот слой отсутствует.

Химический состав норильских рудоносных интрузивов согласно анализам представлен на диаграмме (фиг. 91).

1. Векторы, отображающие химический состав габбро-диабазов, располагаются в поле векторов норитов Бушвельда.

2. Характерная особенность химизма норильских пород указывается тем, что их фигуративные точки на плоскости *ASB* располагаются правее и их векторы наклонены под большим углом от оси *SB* (22—40°), чем породы Мончегорска, Бушвельда, векторы которых имеют наклон 10—25°. Следовательно, в породах Норильска наблюдается повышенное содержание кальция и щелочей в темноцветных минералах.

3. В левой части диаграммы на плоскости *CSB* векторы, особенно пород, содержащих повышенную концентрацию рудных минералов, наклонены от оси *SB*, следовательно, в породе присутствует повышенное содержание калия.

5. Урал

В целях сопоставления рассмотрим особенности химизма пород габбро-перидотитовой формации Урала, как из массивов платиноносного комплекса, с которыми связано медно-железо-ванадиевое оруденение, так и из массивов, не относящихся к платиноносному комплексу и не содержащих интересующего нас комплексного оруденения.

Мы использовали анализы почти всех пород, встречающихся в габбро-перидотитовых формациях Урала¹. На диаграмму нанесены анализы следующих пород: сиениты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты. Различными значками выделены породы платиноносного и неплатиноносного комплексов и породы, вмещающие медно-железо-ванадиевое оруденение.

Анализ диаграммы (фиг. 92):

1. В правой стороне плоскости *ASB* располагаются сиениты, векторы и фигуративные точки которых как будто обособляются от остальных пород, нанесенных на диаграмму.

2. Обращает внимание некоторая «зональность» в расположении фигуративных точек и векторов:

а) ближе к оси *SB* находятся породы неплатиноносного комплекса Среднего и Полярного Урала;

б) немного правее идут те же породы платиноносного комплекса, но из массивов, содержащих медно-железо-ванадиевое оруденение, причем анализы рудного габбро приближены к плоскости *CSB*;

в) в правой части плоскости *ASB* располагаются породы Южного Урала.

Намечающаяся «зональность» еще требует уточнения.

3. Породы платиноносного комплекса занимают на плоскости *ASB* расстояние между 30 и 45 см от оси *SA*; напомним, что на диаграммах других сравниваемых комплексов в этом поле векторы отсутствуют.

4. Если обратиться к характеристике векторов в порядке отмеченных выше зон, то увидим, что:

а) векторы неплатиноносного комплекса длиннее; они имеют длину в среднем 5—7 см и меньший угол наклона 5—8° (редко до 18°), что

¹ Большая часть анализов заимствована из сводки В. И. Мичкаревой (Уральское геологическое управление).

указывает на меньшее содержание в них железа и кальция и на повышенное содержание магния;

б) векторы платиноносного комплекса, в том числе пород, вмещающих медно-железо-ванадиевое оруденение, короче, чем в неплатиноносных, длина их 3—5 см, угол наклона 15—25°. Векторы оруденелого габбро отклонены больше от оси *SB*.

5. Ультраосновные породы больших различий в расположении векторов не дают, но все же векторы неплатиноносного комплекса длиннее, они составляют в среднем 6.5 см, угол наклона 15—25°, тогда как в платиноносных — длина 5 см, угол наклона 25—30°. Эти данные еще раз подчеркивают специфическое различие в химизме платиноносных и неплатиноносных пород, т. е. обогащение первых железом и кальцием, а вторых — магнием.

6. Ультраосновные породы Урала отличаются от остальных сравниваемых комплексов тем, что их начальные точки по оси *SB* располагаются в пределах от 51 см до 72 см. Ультраосновные породы других комплексов, в том числе и гортонолитовые дуниты Бушвельда, начинаются от 44 см и заканчиваются на расстоянии 65 см. Эти различия в расстояниях можно объяснить не химическим составом дунитов как минеральной разновидностью, а скорее всего присутствием акцессорной вкрапленности магнетита в уральских дунитах платиноносного комплекса.

Векторы перидотитов и дунитов на Урале характеризуются углом наклона 15—25°, тогда как векторы пород других комплексов — вертикальные.

7. Если обратиться к левой стороне диаграммы, т. е. к плоскости *CSB*, то можно видеть, что неплатиноносные породы содержат повышенное количество калия. Породы платиноносные и вмещающие медно-титаномагнетитовое оруденение, за исключением пород с повышенным содержанием рудных минералов, содержат небольшое количество калия.

Выводы

1. Пользуясь методом, предложенным акад. А. Н. Заварицким, мы рассмотрели общие особенности химического состава пород, слагающих сульфидоносные интрузивные комплексы Сёдбери, Бушвельда, Мончегорска, Норильска и Урала. Выяснилась близость в химическом отношении пород Мончегорска и Бушвельда и в то же время специфические особенности каждого из перечисленных выше комплексов.

2. Существенные особенности химизма уральских основных интрузивных пород заключаются в следующем:

Во-первых, в правом поле диаграммы векторы уральских пород ближе к оси *SB*, чем векторы соответствующих пород других рассмотренных комплексов. Следовательно, наши породы беднее щелочными алюмосиликатами.

Во-вторых, их векторы на правом поле диаграммы относительно короче и больше наклонены вправо:

	Длина вектора	Угол наклона
Уральские породы	5—6 см	15—35°
Норильские »	6—7	22—40
Бушвельдские породы	6—7	10—20
Мончегорские »	6—8	15—30
Породы Сёдбери	5—6	7—14

Таким образом, уральские породы, особенно породы платиноносного комплекса, относительно более железисты, содержат меньше магнезии и больше извести в темноцветных минералах по сравнению с породами других рассмотренных комплексов.

3. Уральские ультраосновные породы — перидотиты и пироксениты, судя по длине и наклону векторов, характеризуются, по сравнению с теми же породами в других комплексах, повышенным содержанием Са в цветных минералах, что выражается развитием в этих породах моноклинных пироксенов. Этот признак также существенно отличает уральские породы от соответствующих пород других комплексов.

4. Векторы ультраосновных пород Урала распространяются по оси *SB* значительно ниже, чем для соответствующих пород других комплексов, а именно: до 72 см, прочие — не ниже 65 см. Это связано, по всей вероятности, с наличием в уральских породах акцессорного магнетита.

5. Уральские основные породы на диаграмме химических составов можно разделить на три группы, для которых в то же время характерно и различное геологическое положение. Ближе к оси *SB* располагаются породы габбро-перидотитовых массивов, правее — породы сульфидоносных зон платиноносного комплекса и еще далее от оси *SB* — прочие породы платиноносного комплекса, не несущие сульфидного оруденения.

6. На правом поле диаграммы, составленной для неуральских интрузивов, весьма характерно отсутствие фигуративных точек в интервале от 35 до 40 см по оси *SB*, т. е. между норитами и ультраосновными породами. Такой же разрыв наблюдается и на кривой средних составов основных пород мира по Дэли. В то же время на диаграмме уральских пород этот интервал как раз занят векторами габбровых платиноносных пород.

Следовательно, уральские основные платиноносные (и сульфидоносные) породы характеризуются такими особенностями химизма, какие неизвестны в основных сульфидоносных комплексах других геологических регионов, а именно: габбровые породы содержат больше феррических компонентов, характеризуясь повышенным содержанием железа и извести. Этим, вероятно, и объясняется существование в уральских основных породах специфического медно-титаномагнетитового оруденения, не известного в остальных комплексах.

7. Повышенное содержание в темноцветных минералах железа обуславливает пониженное содержание магнезии. Возможно, что это обстоятельство является одной из причин отсутствия в уральском платиноносном комплексе концентрации сульфидного никеля типа мончегорских, норильских и других месторождений, поскольку известно, что в основных интрузивных породах никель геохимически весьма тесно связан с магнием.

8. Неплатиноносные породы, особенно Среднего и Северного Урала, имеют ряд общих черт с другими описанными комплексами по длине и наклону векторов. Минералогический состав их также сходен, в частности характерны повышенное содержание в породе ромбического пироксена и малая роль акцессорного магнетита; акцессорной включенностью обычно является хромшпинелид.

9. При рассмотрении поля *CSB* диаграммы обращает на себя внимание то, что в некоторой части сульфидоносных основных пород заметно преобладание калия над натрием.

10. Повышенное содержание щелочей, в частности калия, в рудоносных породах, повидимому, связано с явлениями гидротермального метаморфизма, при котором возникают такие минералы, как биотит, калиевый полевой шпат в микропегматите (Монче-Тундра) и др. Верти-

кальное положение векторов на плоскости *CSB*, т. е. присутствие из щелочей только натрия, может указывать на энергичный процесс альбитизации.

11. Характерной чертой для каждого из рассмотренных комплексов является то, что фигуративные точки и векторы располагаются определенным роem, и разрыва между отдельными разновидностями пород не наблюдается. Это обстоятельство дает право высказать предположение о комагматичности пород в каждом отдельном комплексе. Мы наблюдаем, что векторы, отображающие состав пород кислого ряда (микропегматиты, кварцевые диориты, диориты), располагаются в верхней и правой части диаграммы, а с увеличением основности и увеличением фемических минералов фигуративные точки постепенно приближаются к оси *SB* и заканчиваются последней точкой внизу по оси *SB* дунитами, без каких-либо скачков или разрывов.

Х. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общие выводы

I. С основными изверженными породами, как известно, генетически связано медно-никелевое сульфидное оруденение типа Сёдбери, распространенное в разных странах света: Сёдбери (Канада), Бушвельд, Инсцизва и др. (Ю. Африка), Монче-Тундра, Петсамо (Кольский полуостров), Норильское (Красноярский край) и др. В связи с нашими исследованиями можно считать теперь уже установленным, что с основными породами также генетически тесно связан еще один тип оруденения, а именно: медно-титаномагнетитовое с ванадием оруденение в габбро (Урал), представленное сульфидами меди — борнитом и халькопиритом — в ассоциации с ванадийсодержащим титаномагнетитом.

II. Свообразие описываемого нами типа оруденения заключается в том, что по сравнению с указанными выше типичными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд его руды не содержат ни пирротина, ни пентландита; вместо обычного магнетита в них широко распространен ванадийсодержащий титаномагнетит; вместо халькопирита и кубанита преимущественно распространены гипогенный борнит и халькопирит. Характерной особенностью руд этого типа является наличие апатита, парагенетически связанного преимущественно с титаномагнетитом. Характерно, что пирит в рудах почти отсутствует. По сравнению же с типичными титаномагнетитовыми месторождениями Урала, залегающими в габбро и пироксенитах, эти руды содержат явно повышенное количество меди, серы, ванадия и фосфора.

III. Признаки оруденения этого типа сравнительно широко распространены на Урале, от Серовского до Тагильского района — на севере и включая Верхнеуральский район на юге Урала.

Нами обследовано несколько месторождений, расположенных в Баранчинском массиве, Павдинской даче, на Серебряном и Золотом Камне, в районе Верхнеуральска (гора Мамеева). Рудные минералы почти во всех изученных месторождениях представлены тесной ассоциацией борнита, халькопирита, титаномагнетита и апатита, присутствующих в породах в виде вкрапленников в различных количественных соотношениях. Повышенное содержание рудных минералов приурочено к габбро и, главным образом, к такситовой его разновидности, как это установлено и для месторождений сульфидно-никелевых руд Бушвельда, Норильска и др.

Все обследованные месторождения относятся к одному генетическому типу. В дальнейшем вопросы генезиса будут разбираться, главным образом, на фактическом материале месторождений Баранчинского массива, особенно Волковского, как наиболее детально исследованного.

IV. По вопросу о генезисе медно-сульфидного оруденения Волковского месторождения и связанного с ним титаномагнетитового оруденения в настоящее время существуют три определенно выраженные точки зрения.

Согласно первой точке зрения, высказанной А. Н. Заварицким еще в 1926 и 1929 гг., впоследствии поддержанной П. Н. Замятиным (1933), Д. Д. Топорковым (1940) и др., в габбро титаномагнетитовое оруденение фузивного происхождения связано с кристаллизацией остаточного рудного расплава. При этом как естественное явление допускается концентрация медных сульфидов в этих остаточных расплавах, чем подчеркивается гипогенное происхождение борнита. Сульфиды выделяются в эпимагматическую (позднемагматическую) фазу.

Изложенная выше точка зрения вполне согласуется с нашими выводами как по Волковскому, так и по другим описываемым месторождениям. Явно устанавливаемая всюду тесная ассоциация сульфидов меди с титаномагнетитом и наличие включений борнита и отчасти халькопирита даже внутри зерен магнетита и апатита, местами в виде идиоморфных мелких кристалликов, позволяет считать, что медно-сульфидное оруденение, точно так же как и титаномагнетитовое, генетически связано с габбровой магмой и является сингенетичным образованием габбровых пород. Часть сульфидов кристаллизовалась, по видимому, одновременно с титаномагнетитом.

Валовой химический состав нормального габбро содержит повышенную концентрацию Cu, Fe, V, Ti и P.

Е. Е. Захаров (1938) и М. П. Исаенко выделяют две фазы образования рудных минералов: титаномагнетиты выделились из растворов в магмато-пневматолитовую фазу, а сульфиды меди и железа в гидротермальную фазу, после формирования трещин отдельностей в габбро. Сульфиды, с одной стороны, образуют вкрапленность при метасоматическом замещении плагиоклазов и пироксенов, а с другой — заполняют трещины отдельностей в виде тонких прожилков и примазок.

При детальном изучении Волковского рудоносного участка нами специально уделялось внимание этому вопросу. С полной очевидностью при этом выяснилось, что прямой связи между оруденением и гидротермальными изменениями в габбро не существует. Оруденение, связанное с прожилками и примазками в трещинах отдельностей габбровых пород, содержит только халькопирит и, частично, пирит в ассоциации с гидротермальными минералами — хлоритом, цоизитом, пренитом, эпидотом и кальцитом. Борнит в этом типе оруденения почти отсутствует. Количественное проявление этой формы оруденения столь незначительно по сравнению с вкрапленностью сульфидов, что не играет существенной роли. Весьма убедительным фактом является то, что породы, вмещающие оруденение Серебряного Камня, почти не подвергнуты вторичным изменениям, а парагенезис рудных минералов совершенно аналогичен таковому Волковского месторождения.

Третья точка зрения принадлежит Е. Н. Белинскому. Автор утверждает, что рудное габбро, обогащенное титаномагнетитом и сульфидами Cu и Fe, является результатом частичной, но вполне законченной

гибридизации габбро в результате воздействия на него гранитной магмы. При этом кристаллизация титаномагнетита и сульфидов произошла из расплава и раствора в результате переплавления рудных магматических сегрегаций при реакции гранитной магмы, сопровождающейся привнесом газов, с основными глубинными породами застывающего габбрового массива.

Приведенные выше доводы за магматический генезис руд и против гидротермальной теории их образования противоречат также и только что изложенной точке зрения. Необходимо отметить, что отсутствие в габбро элементов и веществ как металлогенных, так и петрогенных, характерных для гранитной магмы, не позволяет допускать наличия такого гибридного процесса, при котором образовалось бы рудное габбро.

Рудоносность габбровых пород

V. Кратко изложив существующие точки зрения по вопросу генезиса, рассмотрим наш фактический материал. Как уже указывалось, наши выводы базируются, главным образом, на изучении месторождений Баранчинского массива, в геологическом строении которого принимают участие самые разнообразные породы от дунитов до кварцевых диоритов, но преобладающее развитие имеют породы семейства габбро.

Ультраосновные породы, представленные дунитами, перидотитами и пироксенитами, расположены, в основном, в западной части массива, слагая горы Голую, Толстую и Синюю. Наоборот, наиболее кислые породы — диориты и сиениты — представлены в восточной и северо-восточной краевых частях массива, примыкая к вмещающей зеленокаменной полосе.

При описании пород, особенно рудоносных участков, обращалось внимание на связь оруденения с различными типами габбро вообще и определенными их структурными разновидностями в частности. При детальном картировании рудного участка и изучении скважин выяснилось, что:

1. Мезократовое габбро однородной текстуры на горе Волковской является как правило безрудным по меди. К мезократовому габбро неоднородной такситовой текстуры приурочено повышенное содержание рудных минералов; в мезократовом и лейкократовом габбро офитовой структуры оруденение отсутствует.

2. С меланократовым габбро связывается повышенное содержание титаномагнетита и апатита, часто в виде шлиров. К небольшим площадям пироксенитов приурочены сильно обогащенные, а местами и сплошные магнетитовые тела, содержащие вдвое меньше пятиоксида ванадия, по сравнению с вкрапленными рудами титаномагнетита в габбро, и почти лишенные меди.

3. В оливинсодержащем габбро, довольно широко распространенном на горе Волковской и почти отсутствующем на Лаврово-Николаевском участке, повышенного оруденения не подмечено.

4. Наибольшее количество биотита в габбро наблюдается в отдельных пунктах Лаврово-Николаевского участка; хотя биотит в большинстве случаев и приурочен к магнетиту, но не всегда устанавливается в участках с повышенным оруденением.

5. На основании многочисленных наблюдений можно считать, что основное оруденение не связано с повышенным содержанием вторичных минералов в породе.

6. Диориты расположены в западной части разведанного и закартированного участка. Резкого контакта диоритов с габбро не встречено. Переход совершается через диорит без кварца и местами через габбро-диорит. С нашей точки зрения они являются дифференциатами габбровой магмы.

7. Жильные породы имеют различный состав, от основного до кислого, и с оруденением не связаны.

8. Кварцевые жилы, находящиеся в габброидных породах, содержат повышенную концентрацию меди.

9. Кварцевые жилы, расположенные в диоритах и кварцевых диоритах, почти не содержат меди, а содержат золото.

10. При разведке Лаврово-Николаевского участка Д. Д. Топорковым и участка горы Волковской С. А. Кашиным подмечено, что наибольшая концентрация меди приурочена к всяческому боку интрузии.

Форма контура повышенного оруденения характеризуется как пологопадающая залежь, сильно уменьшающаяся в размерах с глубиной.

Таким образом изучаемое оруденение генетически связано в преобладающей своей массе с такими разновидностями габбро, кристаллизация которых проходила на разных стадиях магматического этапа, что вызвало образование структурно и текстурно неоднородных мезократовых или меланократовых разновидностей. Рудоносные разновидности габбро располагаются в всячем боку интрузива и в его местных апикальных частях. Последнее, вероятно, связано с тем, что остаточный расплав габбровой магмы, в котором находились такие элементы, как Fe, Ti, V, P, Cu, S, благодаря присутствию летучих (P, F, S, H₂O), долгое время сохранял свое подвижное жидкое состояние, при этом летучие, находящиеся в расплаве, понижали температуры выделения рудообразующих минералов и благоприятствовали переносу названных элементов в апикальной части габбровой интрузии.

Форма и последовательность выделения рудных минералов

VII. Руды описываемого нами типа представлены вкрапленностью в габбро титаномагнетита, ильменита, борнита, халькопирита, халькозина и ковеллина. В поверхностной зоне месторождения местами встречаются окисленные минералы — малахит, азурит.

Наибольшая часть сульфидов Волковского месторождения, особенно борнит, находится в контуре повышенного титаномагнетитового оруденения. В количественном отношении вкрапленность титаномагнетита значительно преобладает над вкрапленностью сульфидов.

А. Титаномагнетит

VIII. Титаномагнетитовое оруденение проявляется: а) в виде редкой вкрапленности в различных разновидностях габбро; б) в виде богатой вкрапленности и мелких шлиров, местами вместе с сульфидами, в меланократовом габбро; в) в виде сравнительно крупных шлиров и жильных обособлений, главным образом в пироксенитах, и, наконец, г) в виде жил среди пегматоидной разновидности роговообманкового габбро (гора Синяя).

Рассеянная вкрапленность и мелкие шлиры являются преобладающей и наиболее широко распространенной формой титаномагнетитового оруденения. С этим типом, в основном, связано и сульфидное оруденение.

IX. Титаномагнетит выделяется в трех формах:

1) в виде ксеноморфных зерен между силикатными минералами; такие ангедральные формы встречаются обычно в участках, обогащенных титаномагнетитом, создавая там сравнительно часто сидоронитовую структуру;

2) изредка титаномагнетит наблюдается в виде включений внутри зерен пироксена. Форма включенных зерен округлая, каплевидная, т. е. напоминает собою форму жидких включений. Возможно, что рудное вещество было захвачено при кристаллизации силикатов еще в жидком виде. Местами в крупном ксеноморфном зерне магнетита включено идиоморфное зерно пироксена. Характерно, что на границе магнетита и пироксена развивается кайма биотита, очевидно как реакционное образование. Вокруг округлых включений магнетита этих каемок не наблюдается. Изредка можно видеть явно идиоморфные, но очень мелкие зерна титаномагнетита. Подмечено, что эти формы выделения распространены, главным образом, в мезократовом равномерно-зернистом габбро;

3) весьма оригинальная форма выделения титаномагнетита представлена графическим его срастанием с нерудными минералами; наиболее отчетливо она выражена в неизмененных минералах (моноклинном и ромбическом пироксенах и роговой обманке). Местами в участках графической структуры, наряду с неправильными выделениями магнетита, наблюдаются самостоятельные выделения ильменита, но также неправильной формы. Хотя ориентировку зерен магнетита в прорастаниях с силикатами установить не удалось, но не подмечено никаких признаков и замещения одного минерала другим. Характерно, что общая форма участков графических прорастаний явно напоминает ксеноморфное зерно. Более правильным было бы все же считать, что образования графических структур магнетита с силикатами могли произойти путем одновременного выпадения этих минералов при кристаллизации в точке эвтектики. А. Н. Заварицкий рекомендует эти структуры рассматривать с точки зрения образования мирмецитов.

Безусловно, на основании только морфологических особенностей генезис этих структур решить однозначно нельзя. Для более убедительного доказательства необходимы экспериментальные исследования бинарных систем магнетит — диопсид, магнетит — анортит и т. д.

X. Магнетит с ильменитом образуют твердые растворы, при распаде которых выделяются пластички ильменита различной формы и величины, с образованием решетчатых структур.

Кроме пластинчатой формы выделения, иногда даже наряду с ней, ильменит выделяется в виде зерен меняющейся величины, обычно располагающихся между зернами титаномагнетита или на их границе с апатитом. Зернистые формы выделений ильменита встречаются преимущественно в меланократовом габбро, в оливинсодержащем габбро и в шлирах титаномагнетита, тогда как решетчатая структура распада смеси ильменита и магнетита наблюдалась, главным образом, в мезократовом габбро, где количество магнетита невелико.

XI. Некоторые титаномагнетитовые зерна подверглись сильному изменению при аутометаморфизме и гидротермальных процессах. При этом из нерудных минералов наиболее часто по титаномагнетиту развиваются хлорит и сфен; значительно реже наблюдается замещение его зерен эпидотом или цоизитом и еще реже амфиболом, причем пластинки ильменита, как правило, сохраняются неизмененными. Из рудных минералов по титаномагнетиту развивается легче всего пирит (там, где он встречается), реже борнит и халькопирит. Характерно, что

при разъедании борнитом титаномагнетитовых зерен замещению подвергается только магнетит, а пластинки ильменита, являющиеся продуктом распада твердых растворов, не изменяют своих контуров и сохраняют ориентировку среди сульфидной массы. Это совершенно определенно говорит о том, что образование сульфидов происходило уже после того, как выделившийся титаномагнетит прошел стадию распада твердых растворов.

XII. Апатит является наиболее широко распространенным минералом в габбро Баранчинского массива по сравнению с другими описываемыми нами породами; повышенное содержание его находится в прямой зависимости от скопления титаномагнетита в породе.

Кристаллизация апатита происходила, видимо, в различное время. Наблюдались сравнительно редкие случаи выделения его ранее силикатов, если судить по мелким кристалликам, включенным в пироксене, оливине и плагиоклазе. Основная же часть апатита, несмотря на явно выраженный идиоморфизм, кристаллизовалась позднее силикатов, несколько ранее или одновременно с главной частью титаномагнетита. Однако, зерна апатита, обладающие, повидимому, более высокой кристаллизационной способностью, чем титаномагнетит, почти всегда имеют идиоморфные очертания. Изредка присутствуют резко ксеноморфные зерна апатита, появляющиеся, главным образом, в лейкократовом габбро, а также в габбро офитовой структуры, содержащих незначительное количество титаномагнетита. Это объясняется, очевидно, тем, что большая часть кальция в этих породах пошла на образование алюмосиликатов (плагиоклазов); после кристаллизации алюмосиликатов и части магнезиальных минералов остаток свободного Са, вместе с комплексным соединением P_2O_5 , находившимися в числе летучих, вошел в состав апатита, зерна которого расположились среди ранее выделившихся силикатов.

Б. Борнит и халькопирит

XIII. Сульфиды выделяются:

1) как вкрапленность борнита и халькопирита в пироксеновом и оливинсодержащем габбро;

2) как вкрапленность в меланократовом габбро в местах, обогащенных титаномагнетитом («медистые титаномагнетиты»);

3) в виде мелких прожилков и вкраплений халькопирита (без борнита) вдоль зон гидротермального изменения габбро по трещинам отдельности;

4) в виде выделений халькопирита и очень редко борнита по тончайшим трещинам в габбро.

Основная масса сульфидов располагается между зернами силикатов, значительно реже между зернами титаномагнетита и апатита, образуя местами сидеронитовую структуру.

XIV. Борнит и халькопирит появляются в различных формах.

Местами встречаются идиоморфные зерна борнита, включенные в магнетит и апатит. Таким образом, некоторая, очень небольшая часть борнита начала кристаллизоваться вместе с магнетитом и апатитом. Мельчайшие его кристаллики, располагающиеся обычно по периферии зерен и кристаллов титаномагнетита и апатита, можно рассматривать как захваченные в момент окончания их кристаллизации. Каких-либо данных для предположения о том, что кристаллики борнита могут являться метакристаллами, не удается подметить. Основная же масса

борнита выделилась позднее силикатов, титаномагнетита и апатита, на что указывает не только ксеноморфизм, но и разведение их борнитом.

Отсутствие халькопиритовых пластинок в борните на участках габбро, обогащенных титаномагнетитом и апатитом, объясняется очевидно тем, что недостаток железа и серы по отношению к меди не позволил выделиться халькопириту как в твердом растворе с борнитом, так и самостоятельно.

Более раннее выделение некоторой части борнита, по сравнению с халькопиритом, согласуется и с экспериментальными данными. Согласно Э. Кордесу (Kordes, 1925), чем ниже упругость паров того или иного сульфида, тем раньше он выделяется. Экспериментальные исследования Мервина и Ломбарда (Merwin a. Lombard, 1937) над системой $Cu - Fe - S$ показывают, что упругость паров сульфидов меди и железа возрастает в следующем порядке: кубанит — борнит — пирит — халькопирит (фиг. 64). Следовательно, вполне возможно, что борнит мог выделяться при относительно высоких температурах. Этим, очевидно, и можно объяснять тесную связь борнита с титаномагнетитом и апатитом в волковских рудах.

Незначительное количество борнита, кристаллизовавшегося ранее халькопирита, широко распространенная форма распада смеси борнита-халькопирита, а также случаи замещения борнита халькопиритом выделяют волковские руды среди других сульфидных месторождений. В зарубежной и отечественной литературе большинство исследователей, рассматривая взаимоотношения между борнитом и халькопиритом, приходят к заключению, что борнит как правило выделяется позднее халькопирита и часто замещает последний.

Халькопирит частично образовался в тех же условиях, что и борнит, вместе с магнетитом, т. е. в позднемагматическую фазу. В более же позднюю стадию гидротермальной фазы халькопирит отлагался почти без борнита.

Образование борнит-халькопиритовых структур при распаде твердых растворов

А. Критерии структур распада

XV. Борнит с халькопиритом дают типичные решетчатые структуры. Структурные соотношения этих минералов можно объяснить или явлением распада твердых растворов или замещением одного минерала другим.

При изучении руд волковского типа выяснились следующие критерии структур распада:

1. Сужение сростков при взаимном пересечении, а не расширение, как это бывает при замещениях.

2. Определенная ориентировка халькопиритовых пластинок в каждом двойниковом индивиде борнита.

3. Наличие зернистых вростков халькопирита в борните и выделение зерен халькопирита по краям зерен борнита (сегрегация).

4. Графическая структура борнита и халькопирита (встречается очень редко).

Первый критерий структур распада часто отмечается в литературе (наиболее подробно в работах Шварца), поэтому на описании его мы останавливаться не будем.

Второй критерий, хотя и входит в число структур распада, указываемых в литературе, но фактического материала или изображений его не приводится. В этом отношении наши микрофотографии,

иллюстрирующие этот тип структуры, могут быть использованы как эталон. Кроме определенной ориентировки пластинок, в каждом индивидуальном случае отмечается различное количественное соотношение их. В одних случаях мы наблюдаем сравнительно мало включений халькопиритовых пластинок, в других, наоборот, довольно много. Это может зависеть от того, при какой температуре образовался твердый раствор, а также от того, с какой скоростью падает температура после образования твердого раствора. С быстрым падением температуры только часть халькопирита успевает выпасть из твердого раствора, и то в виде мелких пластинок. Но если температура падает медленно и все же образуется мало халькопирита в виде продукта распада твердого раствора, то это может свидетельствовать о том, что образование твердого раствора происходило при сравнительно низкой температуре, когда растворимость халькопиритовой молекулы должна быть меньше, и наоборот.

В наших рудах, как это можно видеть на фиг. 50, 52, местами наблюдается значительное количество халькопирита, что заставляет предполагать, что твердые растворы образовались при более высоких температурах (по крайней мере местами).

Наш третий критерий структур распада твердых растворов в литературе не отмечается. В наших рудах зернистое срастание халькопирита и борнита распространено сравнительно широко, местами при этом часть борнитовых зерен показывает решетчатое прорастание халькопиритом. Он образует то крупные, то мелкие, более или менее идиоморфные или округлые выделения в борните. Зачастую можно наблюдать, что зерна халькопирита в виде отдельных крупных скоплений выделяются по периферии зерен борнита, внутри их. При травлении полированных шлифов не встречается следов замещения, а наблюдается характерное зернистое срастание. Генезис этих структур может быть объяснен следующим образом.

В момент кристаллизации рудный раствор был пересыщен халькопиритовым компонентом. В борните могла раствориться только определенная часть халькопирита с образованием твердого раствора. Часть же халькопирита, не вошедшая в твердый раствор, выделилась в виде самостоятельных зерен и кристаллизовалась раньше борнит-халькопиритового твердого раствора. При понижении температуры твердый раствор распался с выделением зерен халькопирита, главным образом по краям зерен борнита (сегрегация), или с образованием халькопиритовых пластинок. В этом случае пластинки легче всего выделяются по периферии зерен борнита и у краев зерен халькопирита, выклиниваясь все же на острие в контакте с зернами халькопирита.

Указываемый нами четвертый критерий встречается очень редко. Происхождение графических структур в системах рудных минералов в литературе разобрано явно недостаточно. Существующие по ним критерии мало обоснованы, особенно для структур, образовавшихся в естественных условиях. Для сплавов и отчасти для метеоритов эти структуры описаны более подробно. Выше при описании титаномагнетитовых руд эти структуры частично рассмотрены. Для объяснения графических структур борнита и халькопирита возможны четыре предположения: а) графические прорастания могли образоваться в результате кристаллизации раствора по принципу эвтектики или вообще при одновременном выпадении минералов из раствора; б) они могли произойти путем распада твердого раствора, совершающегося с образованием эвтектоида в собственном смысле этого слова; в) эти структуры могли являться результатом замещения одного минерала другим; г) эти струк-

туры могли возникнуть путем распада твердого раствора, повидимому, при условии преобладания в нем халькопирита над борнитом.

Первое и второе предположения маловероятны, так как постоянства количественных соотношений борнита с халькопиритом, как того требует эвтектическая или эвтектоидная смесь, не устанавливается.

Предположение о замещении также маловероятно. По микрофотографиям (фиг. 53, 54, 56) нельзя усмотреть явлений замещения, кроме того, по структуре они не похожи на структуры замещения халькопирита борнитом, широко распространенные в зонах вторичного сульфидного обогащения медных месторождений. Поэтому мы считаем наиболее вероятным четвертое предположение; по крайней мере часть структур, похожих на графические, отвечает высказанному предположению.

Исходя из приведенного фактического материала, можно сделать следующие выводы:

Решетчатые структуры сростаний борнита и халькопирита образовались в результате распада твердых растворов. Формы пластинок, их размеры и количество зависят от количественного соотношения халькопирита и борнита в твердом растворе. Все эти признаки хорошо согласуются с экспериментальными данными Шварца, описанными выше для типичных структур распада твердых растворов.

С увеличением содержания халькопирита в твердом растворе, образующемся при высоких температурах, количество халькопиритовых пластинок увеличивается. Если преобладает борнит и охлаждение твердого раствора идет медленно, то халькопирит выделяется в виде зерен, которые чаще всего располагаются по периферии зерен борнита. Если преобладает халькопирит, то борнит выделяется в виде мелких ксеноморфных зерен или создает графическую структуру.

Б. Температурные интервалы образования и распада твердых растворов

XVI. Наличие структуры распада твердых растворов может служить и «геологическим термометром» для образования наших руд.

Существующие экспериментальные данные по распаду твердых растворов: магнетит — ильменит, халькопирит — кубанит, борнит — халькопирит позволяют более определенно выделить температурные интервалы их образования, а именно: Рамдором (1925) теоретически и экспериментально установлено, что магнетит и ильменит растворяются при 800°C , образуя однородный твердый раствор, распад которого происходит при температуре $700\text{—}600^{\circ}$, и, если охлаждение протекает достаточно медленно, TiO_2 почти нацело выделяется из магнетита в виде ильменита.

На основании экспериментальных исследований Борхерт (1934) находит возможным принимать отдельные минералы в системе Cu—Fe—S за геологические термометры и располагает их в последовательный ряд (см. раздел экспериментальных работ). В отношении твердого раствора борнит — халькопирит, по диаграмме данного исследователя устанавливается, что распад происходит ниже 475° .

Твердые растворы борнита и халькопирита, согласно Шварцу (1931¹), распадаются также при температуре ниже 475° .

Д. П. Григорьев по нашей просьбе провел экспериментальные исследования с двумя образцами руд Волковского месторождения и получил следующие результаты: при первом опыте с повышенным содержанием в твердом растворе халькопиритового компонента — $430\text{—}400^{\circ}$; во втором опыте с меньшим количеством халькопиритового компонента — $380\text{—}320^{\circ}\text{C}$.

При микроскопическом изучении руд некоторых участков Волковского месторождения, как это отмечалось выше, наблюдается большое количество халькопиритовых пластинок в борните, что указывает на относительно высокую температуру образования твердого раствора этих сульфидов.

Как уже отмечалось, часть сульфидных минералов изученных руд включена в магнетите и апатите и кристаллизовалась, очевидно, при температуре около 500—600°. Шварцем получены экспериментально идиоморфные кристаллы борнита путем сублимации при температуре 500°.

Мервин и Ломбард исследовали систему $Cu - Fe - S$ в присутствии паров серы под давлением 455 мм. На диаграмме, воспроизводимой в их работе (фиг. 65), изображены границы смесимости трех компонентов и указано значительное влияние их содержания на температуру образования твердых растворов в интервале 550—925°.

Генетические особенности выделения различных форм халькозина

XVII. Халькозин в рудах волковского типа развит сравнительно мало. Он как правило находится в тесной ассоциации с борнитом; с халькопиритом встречается редко. Хотя основная масса халькозина наблюдалась по скважинам на глубине 60—90 м, он нередко встречается также и на более глубоких горизонтах (150—200 м).

В основном халькозин присутствует в трех формах:

а) самой распространенной формой являются каемки и прожилки, развивающиеся по трещинкам и вокруг зерен борнита. Образование этого халькозина мы целиком относим к гипергенным процессам. Цвет его как правило, голубой.

б) обнаружен халькозин в форме графического срастания с борнитом; образование этих структур мы также относим к гипергенезу. Халькозин в этом случае в основном белого цвета; очевидно он представляет собою чистый Cu_2S ;

в) в виде неправильных мелких агрегатных выделений халькозин встречается на больших глубинах и цвет его в этом случае розовато-серый. Такой цвет характеризует твердый раствор Cu_2S и Cu_5FeS_4 . Существование такого твердого раствора при высоких температурах доказано экспериментально Мервином и Ломбардом в 1937 г. В поле диаграммы (фиг. 65) приведены границы областей твердого раствора борнита и халькозина и температурные интервалы 1085°—472°.

Таким образом экспериментально доказано, что твердый раствор борнита и халькозина существует при достаточно высоких температурах. Этот факт указывает на то, что в природных условиях гипогенный халькозин встречается гораздо чаще, чем это отмечается в литературе. Подобная форма выделения халькозина и образование его на больших глубинах дает основание считать халькозин в данных условиях гипогенным, образовавшимся вместе с борнитом и, возможно, как распад твердого раствора.

Реакционные явления между сульфидными растворами и плагноклазами

XVIII. Характерным для руд волковского типа является наличие оторочек вокруг рудных зерен. Наиболее часто наблюдаются каемки на границе борнита или халькопирита с плагноклазом и преимущественно вокруг мелких зерен сульфидов. Каемки неоднородны по составу: непо-

средственно у зерна борнита или халькопирита наблюдается тонкая каемка, повторяющая все очертания сульфидного зерна и состоящая из агрегата зерен эпидота и цоизита; за ней следует более широкая расплывчатая кайма или «оболочка» соссурита, с распыленными в ней точечными выделениями сульфидов.

Оторочки вокруг рудных зерен образовались более или менее независимо от общей соссуритизации при метаморфизме пород. Доказательство этого можно видеть в том, что такие каемки вокруг рудных зерен встречаются в слабо измененном габбро (Серебрянский Камень). Кроме того, соссурит, развивающийся по плагиоклазам, вообще отличается от соссурита оболочек вокруг рудных зерен. Соссурит плагиоклаза представляет собою бурую полупрозрачную массу, тогда как соссурит в оторочках заполнен почти всегда рудными точками и местами в нем можно различать мельчайшие зернышки эпидота и цоизита или пренита. Реакционные каемки, повидимому, также не имеют никакого отношения к поверхностным процессам; например, они довольно широко распространены даже на глубине 350 м.

Образование оторочек не связано с процессами метаморфизма, а также не имеет никакого отношения к поверхностным процессам. Доказательством этому служит то, что такие же каемки вокруг рудных зерен встречаются и в весьма слабо измененном габбро (Серебрянский Камень). Кроме того, на Волковском месторождении эти каемки встречаются на различных глубинах (до 350 м) и нередко в мало измененном габбро.

Таким образом, образование этих каемок, вероятнее всего, следует отнести к постмагматическому процессу, т. е. они образовались, скорее всего, в связи с локальным автотаморфизмом материнских пород, когда завершалась кристаллизация сульфидных минералов.

XIX. Сравнительно небольшое количество редких элементов, обнаруженных в волковских рудах, объясняется, очевидно, тем, что среди изученных нами пород почти отсутствуют крайние представители щелочного и кислого ряда. Что же касается редких элементов, характерных для основной магмы (V, Ni, Co, Pt-группа), то они, за исключением ванадия, обнаружены в ничтожных количествах. Ванадий связан с титаномагнетитом и является распространенным элементом в руденелом габбро. Почти полное отсутствие Ni, Co и очень низкое содержание Pt-группы объясняется, очевидно, тем, что на рудоносных участках не распространены породы с повышенным содержанием магнезии (дуниты почти полностью отсутствуют), а присутствуют породы, богатые кальцием (см. пункт XXI).

Наличие в апатите Волковского месторождения 0.05% редких земель, очевидно, указывает на изоморфное замещение кальция.

Условия образования рудных минералов

XX. Процесс образования рудных минералов на основании полученных фактических данных можно представить в следующем виде.

1. В процессе кристаллизации габброидной магмы имело место неравномерное обогащение теми или иными силикатными составными частями с пространственным обособлением таких участков, в силу чего появились различные типы габброидных пород: меланократовое, мезократовое и лейкократовое габбро, равномернозернистое и неравномернозернистое, такситовое габбро.

Так как габброидная магма была обогащена такими элементами, как Fe, Ti, V, Cu и др., то одновременно происходило обособление рудных

составных частей и обогащение ими тех или иных разновидностей габбро. В частности, меланократовое габбро значительно обогащается титаномагнетитом, а к мезократовому габбро такситовой текстуры в основном приурочено сульфидное оруденение. Хотя часто, как выше отмечалось, титаномагнетитовое и медное оруденение совпадают.

2. В позднемагматическую фазу формирования габбро, вслед за кристаллизацией силикатов образовались скопления титаномагнетита, судя по явному ксеноморфизму его зерен.

Форма выделений титаномагнетита характерна для руд позднемагматического расплава: он выделяется в виде богатой вкрапленности или шлиров, что подмечено при изучении Волковского месторождения.

3. Повышенные концентрации титаномагнетита в основном совпадают с наибольшим проявлением медного оруденения. Очевидно, генетически эти два типа оруденения связаны друг с другом.

Титаномагнетитовое оруденение почти всегда сопровождается апатитом, содержание которого находится в прямом отношении к скоплениям титаномагнетита.

4. После образования титаномагнетита и части апатита выделились в виде вкрапленности борнит и халькопирит с образованием типичных структур распада твердых растворов.

То, положение, что сульфиды сравнительно бедны железом и ассоциируются с титаномагнетитом, позволяет считать что остаточные рудоносные растворы обладали повышенной концентрацией кислорода, в связи с чем главная масса железа пошла на образование окислов. Это обстоятельство, а также относительно низкое содержание серы в рудах привело к образованию борнита и халькопирита, тогда как пирит и пирротин отсутствуют.

5. В участках габбро, подвергшихся изменениям гидротермального характера, вдоль трещин отдельностей устанавливается местами появление тонких жилок халькопирита и лишь в единичных случаях борнита. Вероятно, образование их здесь связано с более поздней фазой гидротермальных проявлений, которыми закончилось формирование описываемого типа оруденения.

6. Таким образом, явно устанавливается тесная парагенетическая ассоциация сульфидов меди с титаномагнетитом, к тому же и геологические данные позволяют считать, что медносульфидное, так же как и титаномагнетитовое оруденение генетически связано с габбро и является сингенетичным образованием с материнскими породами.

7. Кристаллизация титаномагнетита и сульфидов происходила в сравнительно большом температурном интервале и, очевидно, в следующей последовательности: небольшая часть титаномагнетитовых зерен начала кристаллизоваться вместе с силикатами и закончилась позднее силикатов в виде ксеноморфных зерен с образованием сидеронитовых структур. Небольшая часть сульфидных минералов, особенно борнита, начала кристаллизоваться вместе с титаномагнетитом и выделилась позднее последнего. Замещение сульфидами силикатных минералов и иногда титаномагнетита, а также образование реакционных каемок между сульфидами и плагиоклазом показывают, что сравнительно небольшая часть сульфидов выделилась и в постмагматическую фазу. Точки зрения некоторых предыдущих исследователей о том, что здесь сульфидное оруденение приурочено к измененному габбро и образовалось в результате наложения посторонних гидротермальных процессов, в связи с более поздними интрузиями, не подтверждается.

Петрохимические особенности рассмотренных сульфидоносных комплексов пород

XXI. Отдельные исследователи делали попытки увязать минерализацию с петрографическим составом сульфидоносных комплексов основных пород. Мы попытались провести эту увязку путем сравнения химического состава пород изученных рудоносных комплексов. Пользуясь методом векториального изображения химического состава горных пород, предложенным акад. А. Н. Заварицким, мы рассмотрели общие особенности химического состава уральских основных пород, сравнили их с другими сульфидоносными комплексами — Сёдбери, Бушвельда, Монче-Тундры и Норильска.

Существенные особенности химизма уральских основных интрузивных пород заключаются в следующем:

1. Уральские основные платиноносные и сульфидоносные породы характеризуются такими особенностями химизма, какие неизвестны в основных сульфидоносных комплексах других геологических регионов, а именно: габбровые породы содержат больше фемических компонентов, характеризуясь повышенным содержанием железа и, одновременно, относительно пониженным содержанием магния. Кроме того, породы характеризуются повышенным содержанием кальция в фемических минералах.

Эти химические различия настолько характерны для пород уральского платиноносного комплекса, что их фигуративные точки на диаграмме заняли отдельное место, там, где почти совсем не встречаются фигуративные точки составов пород других разбираемых комплексов. Такой же разрыв наблюдается и по кривой средних составов основных пород мира по Дэли. Этим, вероятно, и объясняется существование в уральских основных породах специфического медно-титаномагнетитового оруденения, не известного в остальных комплексах.

2. Повышенное содержание железа в темноцветных минералах обуславливается понижением содержания магнезии. Возможно, что последнее обстоятельство является одной из причин отсутствия в уральском платиноносном комплексе концентрации сульфидного никеля типа мончегорских, норильских и других, так как известно, что в основных интрузивных породах никель геохимически весьма тесно связан с магнием.

Эти выводы также подкрепляются нашими наблюдениями при петрографическом описании пород. Прежде всего, месторождения волковского типа расположены в так называемом платиноносном комплексе и их вмещающие породы в основном имеют аналогичный петрографический состав. Выяснилось также, что габбровый массив, расположенный в южной части горы Мамеевой на Южном Урале (Погорельское месторождение), не принадлежащий к платиноносному комплексу восточного склона Урала, имеет минералогический состав габбро, парагенезис минералов, характер рудных выделений и характер вторичных изменений, весьма сходные с теми же признаками рудоносных габбровых пород платиноносного комплекса, в частности Баранчинского массива.

На основании всех полученных данных можно считать установленным, что с изученными нами основными породами на Урале генетически связан особый тип магматического медно-титаномагнетитового оруденения с характерным парагенезисом минералов, приуроченный к определенной петрографической провинции. К этому же типу следует отнести также описанное в литературе месторождение Энгельс (в Калифорнии).

ЛИТЕРАТУРА

- Адамс, Колонн, Ньюхауз, Бастин и др. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по минералогическим исследованиям. Сб. статей. Перев. с англ. под ред. проф. Ф. Н. Шахова, ОНТИ, 1934.
- Амирасланов А. А. Карпушихинское месторождение на Урале и его перспектива. Тр. Всесоюз. инст. мин. сырья, 1936, вып. 99.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. Очерк геологической структуры и геологической истории СССР. 1937.
- Барканов И. В. Геолого-минералогический очерк Мехманинской группы полиметаллических и медных месторождений (Пример первичной зональности рудоотложения). Тр. Закавказ. геол. треста, 1936, вып. 1, 142.
- Белянкин Д. С. и Лапин В. В. Ванадийсодержащие передельные шлаки Урала — новая техническая порода, 1943.
- Бетехтин А. Г. Платина. Ломоносовск. инст. АН СССР, 1935.
- Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 1 и 2.
- Вагнер П. А. Месторождение платины и рудники Южной Африки. Перев. В. В. Фусс под ред. А. Н. Заварицкого. Цветметиздат, 1932.
- Варсановьева В. А. Происхождение Урала и его горных богатств. М., Сов. Азия, 1934.
- Воробьева О. А. Волчья тундра. Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск., 1932, вып. 5.
- Воробьева О. А. Геолого-петрографическое строение Волчьей тундры. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. IV. 1933.
- Воробьева О. А. Некоторые особенности геологического строения Баранчинского массива на Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Гольдшмидт В. М. Основные идеи геохимии. Перев. под ред. А. Е. Ферсмана. Госхимтехиздат, 1911—1930.
- Горский И. И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 4—5.
- Григорьев Д. П. Борнит-халькопиритовые прорастания как признак условий рудообразования. Зап. Мин. общ., 1944, 73, № 4.
- Григорьев И. Ф. Исследование алтайских руд в отраженном свете. Изд. Геол. ком., Л., 1927.
- Дингельштедт К. Н. Геологическая карта Верхне-Гумбейского района Южного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-развед. общ., 1934, вып. 359.
- Домарев В. С. Медное месторождение Лайской дачи на Урале. Изв. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 6.
- Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Научн. хим.-техн. изд. ВСНХ, 1926.
- Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Изв. Геол. ком., 1926, № 2.
- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, части 1—2. Тр. Геол. ком., 1927—1929, № 173.
- Заварицкий А. Н. О фивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, вып. 4.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, вып. 3.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1943.
- Замятин П. Н. Волковское комплексное месторождение. 1933.
- Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1938, 8.
- Исаенко М. П. Генезис вкрапленных руд Волковского комплексного месторождения. Тр. Моск. геол.-развед. инст., 1937, 5.
- Капустинский А. Ф. Физическая химия металлургических процессов, т. 1. Госметаллургиздат, 1933.
- Кашин С. А. Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидными породами. Сов. геол., 1941, № 2.
- Кашин С. А. и Федоров В. Л. Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива. Хромиты СССР, т. 2. Изд. АН СССР, 1940.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. АН СССР, 1939.
- Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Монче-Тундры. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. IV. 1933.
- Лебедев П. И. Титано-магнетито-габбровый комплекс массива Патын (Кузнецкий Ала-Тау). Тр. Петр. инст. АН СССР, 1935, вып. 5.

- Лебедев П. И. Проблемы изучения основной магмы. Пробл. сов. геол., 1936, № 1, 20—30.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О новом месторождении платины на Урале (в Сихих горах около Баранчи). Изв. СПб. политехн. инст., 1909, 31.
- Мальшев И. И. Титаномагнетит как образование остаточного расплава габбровой магмы. Тр. Урал. фил. АН СССР, 1935, вып. 4.
- Мальшев И. И. Южно-уральские титаномагнетиты как пегматиты остаточного расплава габбровой магмы. Труды конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. АН СССР, 1937.
- Мальшев И. И., Пантелеев П. Г. и Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изв. Урал. фил. АН СССР, 1934.
- Марк Р. и Юнг Г. Физическая химия и ее применение к проблемам минералогии, петрографии и геологии. Перев. В. А. Унковской под ред. А. Е. Ферсмана. Госхимтехиздат, 1930.
- Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, ОГИЗ, 1943.
- Ногиннов П. К. Диаграмма плавокости синтетических сульфидов меди и железа. Тр. 1-го Совещ. химиков Гл. геол. развед. упр., 1931.
- Оллинг Г. Л. Петрология. Перев. с англ. под ред. В. И. Лучицкого. 1941.
- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Изд. АН СССР, 1937.
- Пантелеев П. Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 3.
- Пэк А. В. К вопросу о генезисе и классификации титаномагнетитовых месторождений Урала. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937.
- Соболев В. С. Сибирские траппы как пример явлений кристаллизационной дифференциации. Пробл. сов. геол., 1935, № 7.
- Соболев Н. Д. Окисное железо как показатель степени серпентинизации ультраосновных горных пород. ДАН СССР, 1944, 42, № 7.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1948, вып. 97.
- Уразов Г. Г. и Логинов Н. П. Экспериментальное исследование порядка выделения сульфидов железа, меди и свинца из их однородных жидких растворов. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 19.
- Ферсман А. Е. Геохимия основных и ультраосновных магм. Тр. Урал. фил. АН СССР, 1935, вып. 4.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4, 1939.
- Щербина В. В. К вопросу геохимического распространения ванадия в основных породах. Тр. Урал. фил. АН СССР, 1935, вып. 4.
- Anderson Ch. A. Geology and ore deposits of the Engels region, Ph. D. Thesis, university of California (Unpublished), 1928.
- Anderson Ch. A. The geology of the Engels and Superior mines, Plumas County, California, with a note on the ore deposits of the Superior mine. Berkeley, 1931.
- Bastin H. S., Craton L. C., Lindgren W., Newhouse W. H., Schwartz G. M. a. Short M. N. Criteria of age relations of minerals. Econ. Geol., 1931, 26, No. 6, 561—610.
- Bateman A. M. The ores of the Northern Rhodesia copper belt. Econ. Geol., 1930, 25, No. 4, 365—418.
- Bateman A. M. a. Lasky S. G. Covellite-chalcocite solid solution and ex-solution. Econ. Geol., 1932, 27, No. 1, 52—86.
- Borchert H. Ueber Entmischungen im System Cu—Fe—S und ihre Bedeutung als geologische Thermometer. Chem. d. Erde, 1934, 9, 145—172.
- Collins F. R. S. C. Life-History of the Sudbury Nickel irruptive. Trans. Roy. Soc. Canada, section IV, 1934, 28, 123—177.
- Donnay D. H. Genesis of the Engels copper deposit; A field Study and microscopic investigation of a late Magmatic Deposit. Congrès International des mines, de la métallurgie et de la géologie appliquée, section de Géologie, VI session, Liège, 1930, 22—28.
- Gilbert G. Antipathy of bornite and pyrrhotite, Econ. Geol., 1925, 20, No. 4, 364—370.
- Graton L. C. a. Mac Laughlin D. H. Ore deposition and enrichment at Engels, California. Econ. Geol., 1917, 12, No. 1, 1—38.
- Hewitt R. L. Experiments bearing on the relation of pyrrhotite to other sulphides. Econ. Geol., 1938, 33, No. 3, 305—338.
- Кнорф Н. а. Anderson C. A. The Engels copper deposit, California. Econ. Geol., 1930, 25, No. 1, 14—35.

- Kordes E. Die Beziehungen zwischen den dissoziations Damdrücken von Sulfiden und ihre Ausscheidungsfolge auf magmatogenen Erzlagerstätten. Min. u. Petr. Mitt., 1935, 4, 256—288.
- MacLoughlin D. H. Ore deposition and enrichment at the Evergreen mine, Gilpin County, Colorado. Econ. Geol., 1919, 14, No. 6, 465—479.
- Merwin H. E. a. Lombard R. H. The System Cu—Fe—S. Econ. Geol., 1937, 32, No. 2, 203—284.
- Overbeck R. M. A metallographic study of the copper ores of Maryland. Econ. Geol., 1916, 11, No. 2, 151—178.
- Ramdohr P. Beobachtungen an Magnetit, Ylmenit und über das System FeO, Fe₂O₃, TiO₂. Sonder dr. aus d. Festschr. Z. 150, Jahrfeier der Bergakad. Klaustahl, 1925.
- Rogers A. F. 1. Sericite a low temperature hydrothermal mineral. Econ. Geol., 1916, 11, No. 2, 118—150.
- Rogers A. F. 2. The so-called graphic intergrowths of bornite and chalcocite. Econ. Geol., 1916, 11, 582—593.
- Schwartz G. M. 1. Intergrowths of bornite and chalcopyrite. Econ. Geol., 1931, 26, No. 2, 186—201.
- Schwartz G. M. 2. Textures due to unmixing of solid solutions. Econ. Geol., 1931, 26, No. 7, 739—763.
- Schwartz G. M. Progress in the study of exsolution in ore minerals. Econ. Geol., 1942, 37, No. 5, 345—364.
- Schwartz G. M. a. Rohnbeck A. C. Magnetite in sulphide ores. Econ. Geol., 1940, 35, No. 5, 585—610.
- Tolman C. F. a. Rogers A. F. A study of the magmatic sulphid ores. Stanford University, 1916.
- Turner H. W. a. Rogers A. F. A geologic and microscopic study of a magmatic copper sulphide deposit in Plumas County, California and its modification by ascending secondary enrichment. Econ. Geol., 1914, 9, 359—391.
- Van der Ween R. W. Mineragraphy and ore-deposition, vol. I. 1925.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

	<i>Стр.</i>
Введение	1
I. Положение платиноносной габбро-перидотитовой формации в складчатой структуре Урала	2
II. Геолого-структурная характеристика Баранчинского массива	4
III. Петрографическая характеристика Баранчинского массива	8
1. Пироксениты	8
2. Перидотиты	11
3. Дуниты	12
4. Роговообманковое габбро	12
5. Габбро-нориты	14
6. Биотитсодержащее габбро	14
7. Оливиновое габбро	17
IV. Геолого-петрографическая характеристика месторождений	20
1. Волковское месторождение	20
А. Габбро	22
а) Мезократовое габбро однородной текстуры	22
б) Мезократовое габбро такситовой текстуры	24
в) Мезократовое габбро офитовой структуры	25
г) Меланократовое габбро	26
д) Лейкократовое габбро такситовой текстуры	27
е) Лейкократовое габбро однородной текстуры с редкими фенокристаллами плагиоклаза	28
ж) Оливинсодержащее габбро	29
з) Габбро-норит	31
и) Биотитсодержащее габбро	31
к) Габбро, измененное вторичными процессами	32
Б. Кварцевые диориты	33
В. Жильные породы	36
Г. Характер рудоносности габбровых пород	36
2. Усольское месторождение	37
3. Ключевское месторождение	39
4. Другие месторождения южного участка	40
V. Характеристика медно-титаномagnetитового оруденения, связанного с основными горными породами Баранчинского массива	40
1. Титаномagnetитовое оруденение	41
а) Титаномagnetит	45
б) Гематит	49
в) Апатит	50
2. Сульфидное оруденение	51
а) Борнит	52
б) Халькопирит	55

в) Взаимоотношения халькопирита и борнита	56
г) Халькозин	63
д) Об экспериментальных исследованиях системы Cu — Fe — S	66
е) Пирит	73
3. Взаимоотношения сульфидов меди с нерудными минералами и титаномагнетитом	73
4. Минералы зоны окисления	75
VI. Северная группа месторождений	78
1. Серебрянское месторождение	78
2. Группа Павдинских медных месторождений	83
а) Незнамовский рудник	83
б) Покровский (Сидоркинский) рудник	84
в) Спасский рудник	86
г) Гара Золотой Камень	86
VII. Признаки оруденения волковского типа на Южном Урале	92
Погорельское месторождение	92
VIII. Сравнительная характеристика медно-титаномагнетитового оруденения волковского типа с другими месторождениями аналогичного типа, залегающими в основных породах	97
IX. Петрохимическая характеристика сульфидоносных основных интрузивов Сёдбери, Монче-Тундры, Бушвельда, Норильска, Урала	103
Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика главных комплексов основных и ультраосновных пород	103
1. Сёдбери	103
Выводы	107
2. Монче-Тундра (Кольский полуостров)	107
3. Бушвельдский комплекс	109
4. Норильское месторождение	111
5. Урал	112
Выводы	113
X. Общие выводы и генезис месторождений	115
Общие выводы	115
Рудоносность габбровых пород	117
Форма и последовательность выделения рудных минералов	118
А. Титаномагнетит	118
Б. Борнит и халькопирит	120
Образование борнит-халькопиритовых структур при распаде твердых растворов	121
А. Критерии структур распада	121
Б. Температурные интервалы образования и распада твердых растворов	123
Генетические особенности выделения различных форм халькозина	124
Реакционные явления между сульфидными растворами и плагиоклазами	124
Условия образования рудных минералов	125
Петрохимические особенности рассмотренных сульфидоносных комплексов пород	127
Литература	128

Печатается по постановлению Редакционно-издательского Совета Академии Наук СССР

РИСО АН СССР № 2844 А—С5352. Тип. заказ № 68. Подп. печ. 5/VI 1948 г.,
 Формат бум. 70×108³/₁₆. Печ. л. 8³/₄ + 14 вклеек Уч.-издат. 14. Тираж 1500.

2-я типография Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Вып. 1 (№ 2).** 1938. Стр. 77. Ц. 3 р.
Е. А. Радкевич. Ляканское полиметаллическое месторождение в Южной Фергане и его генезис.
- Вып. 13 (№ 2).** 1940. Стр. 39. Ц. 1 р. 70 к.
Акад. А. Н. Заварицкий. К вопросу о происхождении железных руд Бакала.
- Вып. 19 (№ 3).** 1940. Стр. 35. Ц. 2 р. 50 к.
С. А. Юшко. Микрхимические реакции, применяемые при изучении рудных минералов под микроскопом. С. А. Юшко. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах.
- Вып. 30 (№ 4).** 1940. Стр. 64. Ц. 5 р. 50 к.
А. Г. Бетехтин. Южно-уральские марганцевые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината им. Сталина.
- Вып. 41 (№ 5).** 1941. Стр. 131. Ц. 9 р. 30 к.
Е. А. Радкевич и А. И. Витушкина. Тарбальджейское оловорудное месторождение. Н. В. Павлов. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов южноуральских месторождений в связи с составом вмещающих пород. В. П. Логинов. К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР. А. А. Филимонова и Д. Н. Кофанов. Древнее выветривание Южно-кемпирсайских хромитовых месторождений «Гигант» и «Спорное». И. И. Савельев. Роль микрорельефа в образовании месторождений никелевых силикатных руд на Южном Урале. А. Кац. Сравнительная характеристика продуктов выветривания и роль хлоритов в образовании обогащенных никелем участков на Шелектинском месторождении. И. И. Гинзбург. О монтмориллонитовом и галлуазитовом типе выветривания горных пород. А. Г. Бетехтин. О структурном травлении полированных шлифов. С. А. Юшко. Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма.
- Вып. 67 (№ 6).** 1942. Стр. 480. Ц. 36 р.
Б. П. Кротов, Г. И. Теодорович, М. И. Калганов, А. Л. Яницкий, В. Е. Яганова, С. Д. Левина, Я. И. Долицкий, В. В. Кондаков, Ю. Р. Тишбейн и Н. В. Лазарев. Халиловские месторождения комплексных железных руд.
- Вып. 70 (№ 7).** 1945. Стр. 120. Ц. 9 р.
Ф. И. Вольфсон. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана.
- Вып. 68 (№ 10).** 1948. Стр. 148. Ц. 11 р.
Д. С. Коржинский. Петрология Турьинских скарных месторождений меди.