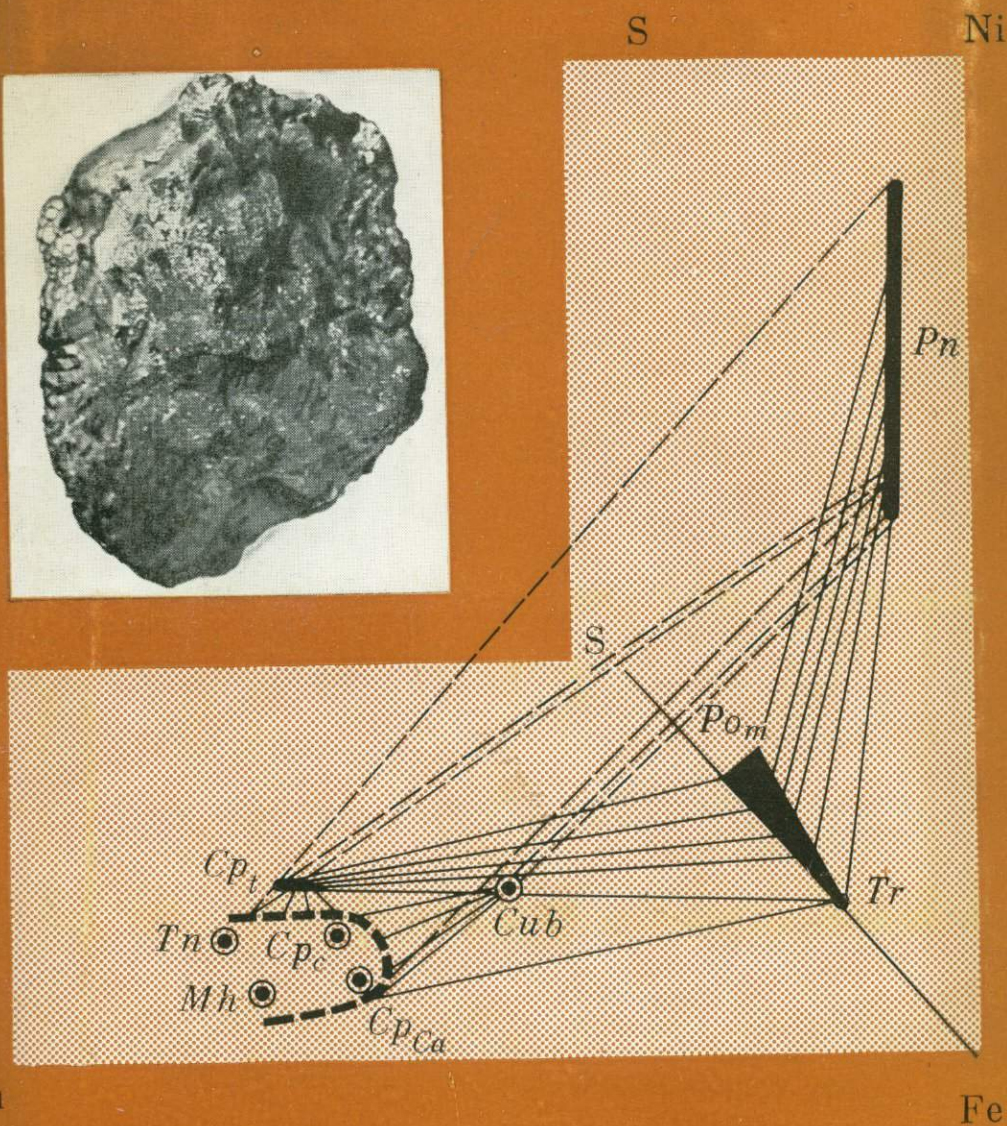


# Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений



Академия наук СССР

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

# Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений



Издательство «Наука»

Москва 1981



3463

Монография посвящена описанию медно-никелевых руд месторождений Норильского района. Изложены новейшие данные по геологическому строению месторождений и петрологии рудоносных интрузивов; детально рассмотрены типы медно-никелевых руд, их минералогия и размещение в рудных полях и месторождениях; описано большое число новых минералов; установлены парагенетические ассоциации минералов и закономерности их распределения, обуславливающие зональное строение рудных залежей; рассмотрены вопросы генезиса медно-никелевых руд — поведение сульфидов в процессе дифференциации сульфидно-силикатных магм и условия кристаллизации сульфидных расплавов.

Илл. 62. Табл. 49. Библ. 290 назв.

Авторы:

А. Д. ГЕНКИН, В. В. ДИСТЛЕР, Г. Д. ГЛАДЫШЕВ,  
А. А. ФИЛИМОНОВА, Т. Л. ЕВСТИГНЕЕВА, В. А. КОВАЛЕНКЕР,  
И. П. ЛАПУТИНА, А. В. СМИРНОВ, Т. Л. ГРОХОВСКАЯ

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук

Т. Н. ШАДЛУН

## Предисловие

Основные медно-никелевые месторождения мира связаны с двумя металлогеническими эпохами в истории Земли: докембрийской и раннемезозойской. Распространенность месторождений по эпохам рудообразования весьма различна. Наибольшее число их связано с докембрийскими никелевыми провинциями Канадского щита (Садбери, Томпсон), Балтийского щита (Мончегорское, Печенгское и Аллареченское рудные поля и др.), Австралийской платформы (Камбалда и др.). Значительно меньше распространены мезозойские медно-никелевые провинции, из которых крупной является лишь Норильская.

В строении месторождений разного возраста и в последовательности процессов формирования крупных скоплений рудного вещества существует много общих черт. Однако в докембрийских месторождениях весьма широко развиты процессы метаморфического преобразования магматических пород и руд, что осложняет изучение ранних этапов рудообразования этих месторождений и соотношений процессов магматизма и оруденения. В связи с этим исследование месторождений молодых медно-никелевых провинций, в которых процессы метаморфизма развиты крайне ограниченно или не существенно, приобретает важное значение.

Анализ современного состояния изученности медно-никелевых месторождений показывает, что, несмотря на длительную историю их исследования, интерес к ним не ослабевает, напротив, число публикуемых работ увеличивается как в Советском Союзе, так и за рубежом. Это обусловлено не только большим экономическим значением месторождений, но и сложностью геологических процессов их образования и многообразием форм проявления рудной минерализации.

В мировой литературе известны крупные обобщающие работы, посвященные изучению медно-никелевых месторождений, их геологической позиции, связи оруденения и магматизма, исследованию минерального состава руд. К их числу принадлежат монографические описания месторождений Садбери, выполненные Дж. Холи, месторождений Печенгского рудного поля, опубликованные Г. И. Горбуновым, месторождений Финляндии, Х. Папунена и ряд других работ.

Основные представления по геологии и условиям образования раннемезозойских месторождений Норильской провинции изложены в работах В. К. Котульского, Н. Н. Урванцева, М. Н. Годлевского. Однако, несмотря на весьма значительное число публикаций по различным вопросам геологии, петрологии и минералогии месторождений, в литературе отсутствует обобщение по сульфидным рудам этого региона. Большой фактический материал почти десятилетнего изучения месторождений Норильского района побудил авторов выполнить такую работу.

В процессе исследований авторами использовался широкий комплекс методов изучения состава и свойств минерального вещества. Проведению аналитических определений предшествовали значительные работы по отработке специальных методических приемов анализа, расчету констант и состава минеральных фаз. Определение состава разнообразных минералов норильских месторождений выполнено методом рентгеновского микроанализа на микросзонде MS-46 «Камека» аналитиками И. П. Лапутиной, Н. В. Троневой, Г. Н. Муравицкой, В. С. Маловым. Ряд анализов сделан

в лабораториях других организаций. Все рентгеновские исследования проведены Т. Л. Евстигнеевой, Г. В. Басовой, Т. А. Смирновой. Оптическое изучение минералов осуществлено Л. Н. Вяльсовым. Ряд анализов состава пород и определений отдельных элементов проведен в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

При изучении месторождений большую помощь авторам настоящей работы оказали сотрудники ордена Трудового Красного Знамени Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции Л. Л. Ваулин, В. Ф. Кравцов, Ю. Н. Седых, В. С. Нестеровский, О. А. Дюжиков, В. А. Люлько, Е. А. Черевков и ордена Ленина Норильского горно-металлургического комбината В. И. Волков, В. С. Котов, Ю. К. Краковецкий, которым авторы приносят свою благодарность. Глубокую признательность авторы выражают главному геологу Объединения Союзникель МЦМ СССР Г. Д. Варене и главному геологу Норильского комбината Е. Н. Сухановой за постоянную поддержку при проведении работ.

Основные разделы монографии написаны: глава I — В. В. Дистлером, Т. Л. Гроховской; глава II — А. Д. Генкиным, Т. Л. Евстигнеевой, А. А. Филимоновой, В. А. Коваленкером, И. П. Лапутиной; глава III — А. А. Филимоновой, А. В. Смирновым, В. А. Коваленкером; глава IV — В. В. Дистлером, А. Д. Генкиным, Г. Д. Гладышевым.

### Список сокращений названий минералов

|                          |                                      |                                   |
|--------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------|
| Авгит <i>Av</i>          | Кордиерит <i>Cord</i>                | Рутил <i>Rt</i>                   |
| Актинолит <i>Ак</i>      | Ксонотлит <i>Ks</i>                  | Серпентин <i>Sep</i>              |
| Альбит <i>Ab</i>         | Кубанит <i>Cub</i>                   | Силлиманит <i>Sil</i>             |
| Ангидрит <i>Ang</i>      | Магнетит <i>Mt</i>                   | Сфалерит <i>Sf</i>                |
| Анортит <i>An</i>        | Микропегматит <i>Mk</i>              | Талнахит <i>Tn</i>                |
| Апатит <i>Ap</i>         | Миллерит <i>Mil</i>                  | Таумасит <i>Tms</i>               |
| Апофиллит <i>Af</i>      | Меллилит <i>Ml</i>                   | Тремолит <i>Trem</i>              |
| Биотит <i>Bi</i>         | Моихукит <i>Mh</i>                   | Троилит <i>Tr</i>                 |
| Брусит <i>Br</i>         | Монтichelлит <i>Mnt</i>              | Фассаит <i>Fas</i>                |
| Валлериит <i>Val</i>     | Мусковит <i>Mi</i>                   | Фаялит <i>Fa</i>                  |
| Везувиан <i>Vz</i>       | Оливин <i>Ol</i>                     | Флогопит <i>Ph</i>                |
| Волластонит <i>Wol</i>   | Ортоклаз <i>Ort</i>                  | Флюорит <i>Fl</i>                 |
| Галенит <i>Ga</i>        | Ортопироксен <i>Orp</i>              | Форстерит <i>Fo</i>               |
| Герцинит <i>Hз</i>       | Пентландит <i>Pn</i>                 | Халькопирит                       |
| Гидрогранат <i>Hgr</i>   | Периклаз <i>Per</i>                  | тетрагональный <i>Cr</i>          |
| Гиперстен <i>Hip</i>     | Плагиоклаз <i>Pl</i>                 | Халькопирит                       |
| Гранат <i>Gr</i>         | Пирит <i>Py</i>                      | железистый <i>Cr<sub>Fe</sub></i> |
| Датолит <i>Dt</i>        | Пирротин <i>Po</i>                   | Халькопирит                       |
| Джерфшерит <i>Df</i>     | Пирротин                             | кубический <i>Cr<sub>c</sub></i>  |
| Диоксид <i>Di</i>        | гексагональный <i>Po<sub>h</sub></i> | Хлорит <i>Ch</i>                  |
| Кальцит <i>Cal</i>       | Пирротин                             | Цеолит <i>Ct</i>                  |
| Кварц <i>Q</i>           | моноклинный <i>Po<sub>m</sub></i>    | Шпинель <i>Sp</i>                 |
| Клинопироксен <i>Kpx</i> | Роговая обманка <i>Ro</i>            | Эпидот <i>Ep</i>                  |

## Введение

Нижнемезозойские месторождения Норильского района приурочены к северной оконечности Сибирской платформы и входят в весьма специфическую область, известную в литературе как северо-сибирская никеленосная металлогеническая провинция [146]. В этой провинции установлен ряд месторождений и рудопроявлений сульфидных медно-никелевых руд, ассоциирующих с трапповыми интрузивами. В отличие от остальной части платформы, на севере Сибирского траппового региона формируются вулканоплутонические комплексы, среди которых наряду с нормальными траппами распространены более основные и, по-видимому, более глубинные магматические породы. Породы повышенной основности встречаются среди эффузивных и интрузивных фаций траппов. Для эффузивных траппов такими породами являются оливиновые толеиты и пикритовые базальты. Среди интрузивов развиты весьма характерные расслоенные массивы, содержащие в своем составе горизонты ультрабазитов.

Совместное нахождение интрузивов и эффузивов повышенной основности и сульфидных медно-никелевых руд, очевидно, является одной из важнейших черт медно-никелевых провинций. Подобная ассоциация пород встречается в пределах Кольского региона в протерозойской структуре Печенгского синклинория, к которому приурочены основные медно-никелевые месторождения. Вулканоплутонические комплексы этого района, по-видимому, также могут рассматриваться как древние трапповые образования. Исследованиями последних лет выявлено относительно широкое распространение ультрабазитовых эффузивов в целом ряде провинций мира [249]. Тесная связь с ними медно-никелевых сульфидных руд отмечается для месторождений Западной Австралии и ряда других регионов [249, 254]. Постоянство ассоциации сульфидных руд с подобными магматическими образованиями, очевидно, обусловлено специфическим строением верхней мантии, условиями выплавления и положением в ней магматических очагов. Для северной части Сибирской платформы, по геофизическим данным, предполагается, что верхняя граница мантии имеет несколько приподнятое положение. В таких условиях, по-видимому, региональные тектонические структуры, даже при одной и той же глубине заложения с подобными им структурами в других частях платформы, могут вскрывать более глубокие части зон мантийного магмообразования [44]. Наряду с этим возможно, что специфический облик металлогении региона обусловлен не только вертикальной, но и латеральной неоднородностью мантии [11]. В модели плавления верхней мантии [54] последовательное образование относительно низкотемпературных и более высокотемпературных расплавов, очевидно, является основным фактором сонахождения различных по составу пород в генетически единых базитовых комплексах. В их состав могут входить как существенно силикатные, так и сульфидно-силикатные магматические образования. Однако оба типа образований должны различаться не только насыщенностью сульфидами, но и составом самого силикатного расплава. Действительно, в пределах рассматриваемого нами региона наибольшая концентрация сульфидов образуется в ассоциации с расслоенными интрузивами, состав которых отличается от других трапповых интрузий. Процесс формирования сульфидных медно-никелевых руд является одним из этапов общего цикла развития траппового магматизма. В этом убеждают не только приуроченность месторождений

к зонам развития определенных вулканоплутонических ассоциаций и связь оруденения с соответствующими типами магматических пород, но и единство геолого-тектонических факторов, определяющих размещение магматических пород и медно-никелевых руд. Сульфидная минерализация вместе с интрузивными образованиями представляет собой рудно-магматические системы, в которых формирование оруденения является частью общего процесса магнообразования, дифференциации и кристаллизации сульфидно-силикатных магм.

Познание более полных закономерностей формирования и размещения медно-никелевых месторождений требует дальнейших детальных исследований прежде всего в области условий образования сульфидных руд. Эти исследования должны включать разработку вопросов петрологии рудоносных магматических комплексов, изучение соотношений сульфидных и силикатных минеральных ассоциаций при кристаллизации базитовых магм, детальный анализ минералогии руд, зональности и соотношения руд с магматическими и метаморфическими образованиями. В настоящей работе с различной степенью детальности затрагиваются многие из этих вопросов.

В настоящее время в литературе по проблеме формирования и размещения медно-никелевых месторождений накоплено большое количество фактического материала, который в основном относится к условиям образования сульфидных руд в интрузивных комплексах. Однако, несмотря на то, что в последние годы в литературе появились работы, посвященные изучению условий формирования и размещения медно-никелевых месторождений в вулканоплутонических комплексах, в настоящее время не существует единого мнения по поводу того, как именно формируются и размещаются медно-никелевые месторождения в этих комплексах. В настоящее время в литературе по проблеме формирования и размещения медно-никелевых месторождений накоплено большое количество фактического материала, который в основном относится к условиям образования сульфидных руд в интрузивных комплексах. Однако, несмотря на то, что в последние годы в литературе появились работы, посвященные изучению условий формирования и размещения медно-никелевых месторождений в вулканоплутонических комплексах, в настоящее время не существует единого мнения по поводу того, как именно формируются и размещаются медно-никелевые месторождения в этих комплексах.

## Геологическое строение месторождений сульфидных медно-никелевых руд

### Краткий очерк геологического строения Норильского района

Наиболее важным регионом распространения медно-никелевых месторождений на севере Сибирской платформы является Норильский. В его пределах известны Норильское, Талнахское, Октябрьское месторождения, а также ряд более мелких месторождений и рудопроявлений (фиг. 1).

Для рассмотрения основных закономерностей размещения и образования месторождений в геологической истории провинции целесообразно выделять следующие этапы развития этой провинции: дотраптовый, траптовый и послетраптовый. Дотраптовый этап включает формирование регионально-метаморфических и осадочных комплексов протерозой-среднепалеозойского возраста, слагающих нижний и средний структурные ярусы платформенного чехла; траптовый этап соответствует времени формирования мощных базальтовых эффузивно-эксплозивных серий, образующих верхний структурный ярус региона, и сопряженных с ними траптовых интрузий верхнепалеозойского—нижнемезозойского возраста. Послетраптовый этап включает образование ограничено распространенных осадочных пород юрско—мелового возраста и мезозойских массивов гранитоидов.

Строение фундамента платформы в Норильском районе недоступно непосредственному наблюдению. Ограниченные сведения получены при изучении состава обломков, встреченных в эруптивных образованиях некоторых вулканических построек [112]. Результаты изучения свидетельствуют, что в состав фундамента входят докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, граниты.

В составе до-траптового комплекса пород преимущественно распространены отложения терригенно-карбонатной сероцветной и пестроцветной формации. Основные литологические разновидности нижней, кембрий—ордовикской части разреза представлены доломитами, глинистыми и известковистыми доломитами, реже известняками и мергелями. Увеличение количества терригенного материала наблюдается в силурийских породах, нижняя часть разреза которых сложена аргиллитами и алевролитами.

В более молодых отложениях позднесилурийского-раннедевонского возраста распространены породы терригенно-карбонатно-гипсоносной формации. Ведущими литологическими разновидностями являются известняки, известковистые мергели, доломиты и доломитовые мергели, гипсы, ангидриты. Этот же комплекс пород, но с изменяющимся количеством терригенного материала, распространен в разрезе среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Аргиллиты и известковистые аргиллиты с прослоями песчаников, фосфоритов и мергелей слагают нижнюю часть разреза среднего девона. В верхах среднего и в верхнем девоне преимущественным распространением пользуются сульфатно-карбонатные, глинисто-карбонатные и реже силикатно-карбонатные осадки. Преобладают известковистые и доломитовые мергели, гипсы, ангидриты, известняки и доломиты. Встречаются горизонты солей.

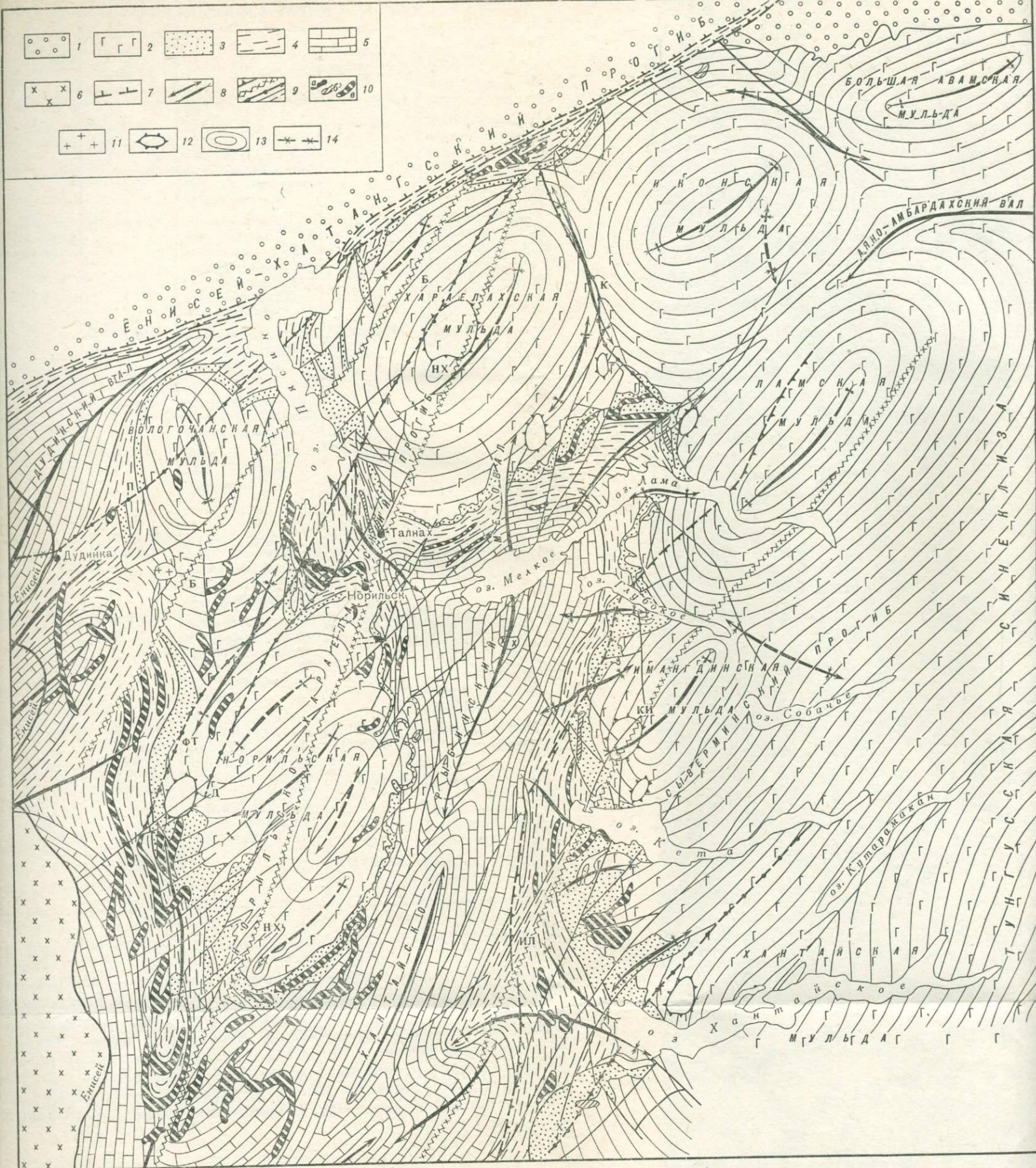
Несмотря на достаточно разнообразный литологический состав пород до-траптового комплекса, можно видеть, что на протяжении нижне-среднепалеозойского времени сохраняется близкий структурный план развития территории Норильского района. Наиболее существенные изменения оче-

видно соответствуют времени накопления позднедевонских—раннекаменноугольных осадков. Происходит изменение ориентировки основных структурно-формационных зон с субмеридиональной на северо-восточную. С этим временем связано формирование важнейших структур района Хантайско-Рыбинского антиклинального поднятия северо-восточного простирания и обрамляющих его прогибов — Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского.

Рубеж нижнего и среднего карбона характеризуется общим поднятием территории и переходом к режиму континентального развития. Отложения верхнего палеозоя представлены терригенно-угленосной формацией, которая включает в виде главных литологических разновидностей песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, гравелиты, конгломераты. В целом толща осадков характеризуется ритмичным строением [50]. В тектоническом отношении отложения верхнего структурного яруса наследуют структурный план более ранних эпох, поскольку продолжается консолидационное развитие Рыбинского антиклинального поднятия и с большей контрастностью выделяются обрамляющие его прогибы. Важным моментом формирования общей структуры района является заложение флексур, по которым происходит сочленение антиклинального поднятия с прилегающими прогибами. По-видимому, флексуры являются отражением крупных расколов фундамента, проявившихся в среднем и верхнем палеозое [109]. Трапповый комплекс пород завершает формирование верхнего структурного яруса платформенного чехла и локализуется в зонах прогибов, окаймляющих Хантайско-Рыбинское поднятие (см. фиг. 1). Начало вулканической деятельности, очевидно, соответствует времени формирования терригенного комплекса пород  $C_3$ — $P_2$  возраста (тунгусская серия), но наиболее активная фаза вулканизма соответствует времени от верхней перми до среднего триаса. В течение этого времени формируется трапповая толща общей мощности свыше 2500 м.

Комплекс пород, объединенных в трапповую формацию, включает эксплозивно-эффузивные, субвулканические и интрузивные образования, главным образом базальтоидного состава. Различным участкам трапповой провинции северной части Сибирской платформы, в зависимости от особенностей тектонического развития, свойственны различные черты магматизма. Такие участки представляют собой блоки, в которых в результате взаимодействия пликативных и дизъюнктивных движений, наиболее интенсивно проявившихся в герцинское время, создаются структурные условия, обеспечивающие предпосылки для последовательного внедрения магмы различного состава [49, 144, 147]. Особенность траппового магматизма Норильского района заключается в том, что наряду с нормальными траппами в этом районе распространены субщелочные и ультраосновные производные: трахибазальты, трахидолериты и пикриты [42].

Выделяются четыре тектоно-магматические фазы развития траппового вулканизма, отвечающие чередованию этапов сжатия и растяжения консолидированной платформы [42, 147]. Главными фазами являются: 1) позднепермская, трахибазальтовая, 2) раннетриасовая, андезит-базальтовая, пикрит-базальтовая, 3) раннетриасовая, базальтовая, 4) раннесреднетриасовая, базальтовая. Основная особенность магматизма района выражена в цикличности лавовых излияний и антидромной последовательности излияния состава расплавов в каждой фазе [98, 43]. Наиболее четко дифференцированность вулканических образований проявлена в позднепермской—раннетриасовой фазах. Ранние лавовые излияния представлены наиболее кислыми, субщелочными титан-авгитовыми трахибазальтами и трахиандезит-базальтами. По петрохимическим особенностям эта группа пород относится к пересыщенным толеитам с нормативными кварцем и гиперстеном. Следующая возрастная группа пород в этой фазе включает андезит-базальты, лабрадоровые и двуполовштаповые базальты, соответствующие нормальным толеитам с нормативным кварцем (не более первых единиц процентов), но без нормативного оливина. Более молодые породы представлены оливин-плаггиофировыми, оливиновыми базальтами, относящимися к группе оливиновых толеитов.



**Фиг. 1. Структурно-тектоническая схема Норильского района. Составили Л. Л. Ваулин, Н. Ф. Щедрин. 1977**

**Структурные ярусы:**  
 1 — средне-верхнемезозойский (К—I);  
 2 — нижнемезозойский—верхнепалеозойский (Т—Р<sub>2</sub>iv);  
 3 — верхнепалеозойский (Р<sub>2</sub>—С<sub>3</sub>);  
 4 — среднепалеозойский (С<sub>2</sub>—D);  
 5 — нижнепалеозойский (вендский) (S — PR<sub>3</sub>);  
 6 — верхнепротерозойский (рифейский) (PR<sub>3</sub>);  
 7 — граница Енисей—Хатангского прогиба;  
 8 — пликативные структуры:

a — антиклинали,  
 б — синклинали;  
 9 — дизъюнктивные структуры:  
 СХ — Северо-Хараелахская, Б — Богандинская, П — Пясинская, ФТ — Фокинско-Тангаралахская, Д — Далдыканская, НХ — Норильско-Хараелахская, К — Кумгинская, КС — Кыстыктахская, ИЛ — Имандинско-Летнинская, КИ — Кета-Ирбинская, Х — Хантайская;  
 10 — интрузивные образования:  
 а — дифференцированные интрузии габбро-долеритов,

б — слабодифференцированные интрузии габбро-долеритов,  
 в — недифференцированные интрузии долеритов и габбро-долеритов;  
 11 — Болгохтохская интрузия гранитпорфиров;  
 12 — палеовулканы;  
 13 — изопакиты мощностей туфоловых образований;  
 14 — зона максимальных мощностей горизонта пикритовых базальтов.

Таблица 1. Магматические породы трапповой формации Норильской провинции

| Циклы                      | Субформации эффузивных траппов  | Свиты   | Породы   | Комплексы интрузивных траппов | Морфология тел, породы  |
|----------------------------|---------------------------------|---|--|-------------------------------|---|
| Позднепермский             | Трахибазальтовая                | Ергалахская                                       | Туфы, туфопесчаники, туфобрекчи, титанавгитовые трахибазальты, трахиандезитобазальты   | Ергалахский                   | Недифференцированные силлы, титанавгитовые долериты   |
| Раннетриасовый             | Дифференцированный комплекс лав | Ивакинская  | Туфобрекчи, агломеративные и пепловые туфы, андезито-базальты, лабрадоровые и двуполовшпатовые базальты                                | Пясинский                     | Субпластовые, кольцевые и крутосекущие тела, трахидолериты и трахиандезит-порфиры                 |
|                            |                                 | Сыверминская                                      | Толентовые и оливин-плагиофировые базальты   | Сыверминский                  | Недифференцированные силлы, пойкилоофитовые габбро-долериты                                       |
|                            |                                 | Гудчихинская                                      | Алевропсаммитовые туфы, пикритовые базальты  | ?                             | —   |
| Раннетриасовый             | Базальтовая                     | Хақанчапская                                      | Базальтовые туфы, туфобрекчи, туфолавы   | Веткинский                    | Недифференцированные пластовые и крутосекущие тела, порфировидные долериты                        |
|                            |                                 | Туклонская, надеждинская                          | Туфы, туфобрекчи, толентовые базальты, порфиновые, афировые пойкилоофитовые  | Опочерский, катангский        | Недифференцированные пластообразные тела, габбро-долериты   |
|                            |                                 | Моронговская                                      | Алевропелитовые базальтовые туфы, трахибазальты, толентовые и реже пикритовые базальты   | Фокинский                     | Дифференцированные пологосекущие тела, кварцсодержащие оливиновые и троктолитовые габбро-долериты |
| Ранне-, средне-, триасовый | Базальтовая                     | Мокулаевская, харадахская, кумгинская, самоедская | Чередование алевропелитовых, псальмитовых, псефитовых базальтовых туфов и афировых, порфирированных и гломеропорфирированных базальтов | Мокулаевско-самоедский        | Дайки, порфировидные долериты   |
|                            |                                 |   |  | Далдыканский                  | Крутосекущие тела и дайки, порфировидные оливиновые габбро-долериты                               |
|                            |                                 |   |  | Авамский                      | Дайки, трахидолериты  |

Завершают формирование пород ранней магматической фазы излившиеся пикриты (табл. 1).

Покровы этих пород являются одними из наиболее характерных эффузивных образований в Норильской провинции, однако в региональном плане их распространение на Севере платформы невелико и практически ограничивается только данной территорией. Наибольшей мощностью (до 150—200 м) покровы пикритовых базальтов достигают в осевой части зоны их распространения с постепенным уменьшением мощностей к флангам этой же зоны. В сопредельных территориях в соответствующих частях разреза вместо пикритов развиваются оливиновые и субщелочные базальтоиды.

В последующих вулканических фазах антидромная последовательность излияний выражена менее четко. Для большей части Норильской провинции крайними по составу разновидностями в поздних вулканических фазах являются нормальные толеитовые или оливин-плагиофировые базальты. Однако исследованиями последних лет [66] в северной части провинции породы, близкие к пикритам, установлены в составе более поздних трапсовых образований.

Эксплозивные фации проявлены во всех фазах трапсового магматизма, но в поздней фазе относительное количество эксплозивных производных наибольшее.

Послетраптовый комплекс пород весьма ограниченно развит в пределах Норильского района. Наибольшую мощность осадки юрско—мелового возраста имеют в прогибах, окаймляющих платформу. Из магматических проявлений позднемезозойского возраста известны штокообразные малые интрузии гранитоидов [94], развитые в западной части района. Образование гранитоидов очевидно связано с процессами мезозойской активизации Сибирской платформы.

## **Интрузивные траппы**

### **Общая характеристика интрузивных траппов**

Формация траппов севера Сибирской платформы наряду с эффузивными образованиями включает комплекс интрузивных производных базальтового магматизма.

Интрузивные породы известны во всех частях разреза верхнего и среднего ярусов платформенного чехла, от силурийских отложений до пермо—карбонных терригенных осадков. Основными участками распространения интрузивов являются краевые зоны трапсовых впадин. В отдельных участках интрузивные породы в сумме составляют до 20—40%, а иногда до 60% объема разреза.

Совокупность геологических, петрологических и структурно-тектонических данных позволяет считать, что большинство интрузивных траппов комагматичны соответствующим вулканическим фазам [42] (см. табл. 1). Формирование интрузий происходит на завершающих этапах вулканических фаз, в результате перекрытия магмоподводящих каналов закристаллизовавшимися расплавами, а также в процессе смены тектонических режимов растяжения и сжатия. Состав трапсовых интрузий обычно близок составу их вулканических комагматов, но эффузивы как правило несколько более кислые, чем интрузивы [137]. Последнее вполне закономерно, если считать, что для трапсовых магм характерно проявление антидромной дифференциации. Большинство трапсовых интрузий относятся к типу бессульфидных недифференцированных массивов (см. табл. 1). В Норильской провинции выделяются девять комплексов недифференцированных интрузий. Большей частью это пластовые, субсогласные и реже секущие дайкообразные тела габбро-долеритов, долеритов, трахидолеритов, титан-авгитовых долеритов, трахиандезитпорфиров. Выделяются также два комплекса интрузивов, замыкающих процесс формирования трапсовой ассоциации. К ним относятся кругосекущие тела и дайки порфировидных оливиновых долеритов и трахидолеритов.

Среди интрузивных образований существенно меньше распространены сульфидоносные дифференцированные интрузивы. Интрузивы известны в различных частях разреза платформенного чехла от отложений силура до нижних горизонтов эффузивных траппов. В осадочных породах платформенного чехла локализована большая часть дифференцированных интрузивов. Лишь в пределах Норильской трапсовой мульды известны интрузивы, достигающие нижних частей разреза дифференцированного комплекса лав (ивакинская и сыверминская свиты). В целом ни в одном из участков Норильской провинции не известно залегание кровли сульфидоносных интрузивов выше

этих горизонтов лав. Однако считается, что апофизы фланговых частей интрузивов поднимаются в более высокие горизонты туфолавого разреза. Эти данные фактически являются главным обоснованием для определения возрастного положения дифференцированных интрузий. Неоднозначность геологических наблюдений по относительному возрасту интрузий обусловила существование двух схем возрастного расчленения интрузивных траппов.

В различных схемах выделяются четыре—шесть тектоно-магматических этапов формирования интрузивных траппов. Главное отличие этих схем заключается в различном подходе к обоснованию комагматичности интрузивов и эффузивов. Схемы, обосновывающие формирование интрузивных траппов в течение четырех этапов, базируются на признании полной комагматичности всех магматических производных [147]. В других схемах [42, 95, 109] признается образование части трапповых интрузий, главным образом недифференцированных, в ассоциации с соответствующими фазами вулканизма, но формирование дифференцированных массивов отнесено к поствулканическому тектоно-магматическому этапу. Кроме того, выделены поздние комплексы (далдыканский, авамский) недифференцированных интрузий и даек, завершающих трапповый магматизм севера Сибирской платформы [109].

Подобное различие в трактовке возраста дифференцированных и недифференцированных интрузий связано с недостаточностью прямых геологических данных, обосновывающих соотношение не только между эффузивными и интрузивными траппами, но и внутри группы трапповых интрузий. Нам представляется весьма важным тот факт, что существует достаточно строгая корреляция пространственного размещения дифференцированных интрузий и полей развития дифференцированного комплекса лав, включающего гипербазитовые покровы, представленные пикритами. Пространственная совмещенность типов магматических образований не может быть объяснена только случайным совпадением полей их развития. Очевидно должна существовать генетическая обусловленность совместного развития определенных типов эффузивов и интрузивов. Последнее доказывается рядом региональных и локальных закономерностей развития магматизма на Сибирской платформе. Так, установлено, что к северо-западной части платформы наблюдается закономерное увеличение основности лав. Одновременно с этим среди интрузивных производных траппов возрастает относительная распространенность дифференцированных интрузивов. В участках с максимальным развитием гипербазитовых лав распространены дифференцированные интрузивы, содержащие горизонты гипербазитового состава. Известные в настоящее время дифференцированные интрузии норильского типа распространены в участках, имеющих наибольшую мощность покровов пикритовых базальтов. Подобные особенности магматизма в определенной мере обусловлены тектоническим режимом окраинной части платформы.

По данным глубинного сейсмического зондирования, в Норильской провинции наблюдается развитие глубинных тектонических структур, затрагивающих не только области коры, но и верхнюю мантию. Глубинные региональные тектонические структуры могут достигать глубоких горизонтов мантии, обеспечивая вывод в области коры различных по составу магм. Таким образом, дифференцированная серия лав, включающая гипербазитовые экструзивы, и дифференцированные интрузивы, если и не имеют прямой генетической связи, то по крайней мере связаны парагенетически.

Данные абсолютной геохронологии траппового магматизма свидетельствуют, что внедрение интрузивных траппов охватывает время 200—250 млн. лет [75] и, таким образом, полностью укладываются в общий геологический возраст трапповой формации от поздней перми до среднего триаса. Характерно, что из числа многих определений возраста для основных дифференцированных интрузий Норильской провинции большая часть значений лежит в пределах 220—250 млн. лет. Эти значения в общем соответствуют ранним фазам траппового вулканизма, поскольку границы перми и триаса соответствуют 230 млн. лет.

## Типы сульфидоносных интрузий и основные особенности их строения

### Закономерности размещения и морфология интрузивов

Дифференцированные интрузии являются предметом детального изучения на протяжении значительного периода, со времени открытия первых рудных месторождений Норильской провинции. Большой интерес к этим весьма своеобразным проявлениям трапшвого магматизма вполне оправдан, поскольку только с этими магматическими образованиями связано медно-никелевое оруденение, представленное как вкрапленностью сульфидов в самих интрузивах, так и морфологически разнообразными рудами в их экзоконтактах. Известны крупные обобщающие исследования под руководством В. К. Котульского, Н. Н. Урванцева, М. Н. Годлевского и ряд работ по отдельным интрузивным массивам М. Ф. Смирнова [134], И. А. Коровякова [97], Д. А. Додина [64, 65], В. В. Золотухина [75, 71], Л. Л. Ваулина и Е. Н. Сухановой [8, 139] и других. Вопросы петрохимии интрузивных траппов детально освещены в работах А. М. Виленского [10].

В дополнение к существующим схемам разделения дифференцированных массивов на комплексы [12] и петрохимические серии [10] может быть предложено классификационное подразделение интрузивов (табл. 2), основанное на особенностях внутреннего строения интрузивов (стратификации). Несомненно, что стратификация интрузивов и состав слагающих минеральных ассоциаций являются отражением общих петрохимических особенностей пород и образующих их магматических расплавов. Поэтому в используемой нами схеме фактически учитываются все имеющиеся данные об особенностях интрузивных массивов. Важно также подчеркнуть, что стратифицированные массивы, относимые к различным интрузивным комплексам, обычно совмещены в пределах одних и тех же участков, и их внедрение, очевидно, происходит в достаточно сближенные отрезки времени. Кроме того, есть основания полагать, что отдельные магматические тела представляют собой продукты глубинной дифференциации общего первичного базитового расплава и, таким образом, являются субфазами единого этапа магматизма.

Таковыми типами стратифицированных интрузий являются: полнодифференцированные интрузивы, содержащие горизонты базитов и гипербазитов; дифференцированные лейкократовые интрузивы, в составе которых преобладают базиты, но отсутствуют хорошо развитые горизонты гипербазитов; дифференцированные меланократовые интрузивы, в составе которых наи-

Таблица 2. Сульфидоносные интрузивные траппы Норильской провинции

| Типы                              | Главные дифференциаты   | Сульфидоносные дифференциаты  |
|-----------------------------------|---|---|
| Полнодифференцированные           | Контактовые габбро-долериты, диориты, габбро-диориты, габбро-безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты; пикриты и троктолиты; такситовые и равномернозернистые оливиновые габбро-долериты; контактовые габбро-долериты | Пикриты, троктолиты<br>Такситовые и равномернозернистые габбро-долериты |
| Дифференцированные лейкократовые  | То же, но в разрезе интрузий отсутствуют или развиты крайне ограниченно пикриты и троктолиты  | Такситовые и равномернозернистые габбро-долериты                        |
| Дифференцированные меланократовые | То же, но в разрезе интрузий преобладают пикриты и троктолиты и не характерны такситовые и равномернозернистые оливиновые габбро-долериты   | Пикриты и троктолиты  |

более распространены гипербазиты и ограниченно развиты базиты. К основным сульфидоносным интрузивам Норильской провинции относятся: полно дифференцированные — Талнахский, Норильск I, Имангдинский, Черногорский, дифференцированные лейкократовые — Зубовский, Мантуровский, дифференцированные меланократовые — Нижне-Талнахский, Нижне-Норильский, Бурканский, Ключевный, Зеленая Грива и ряд других.

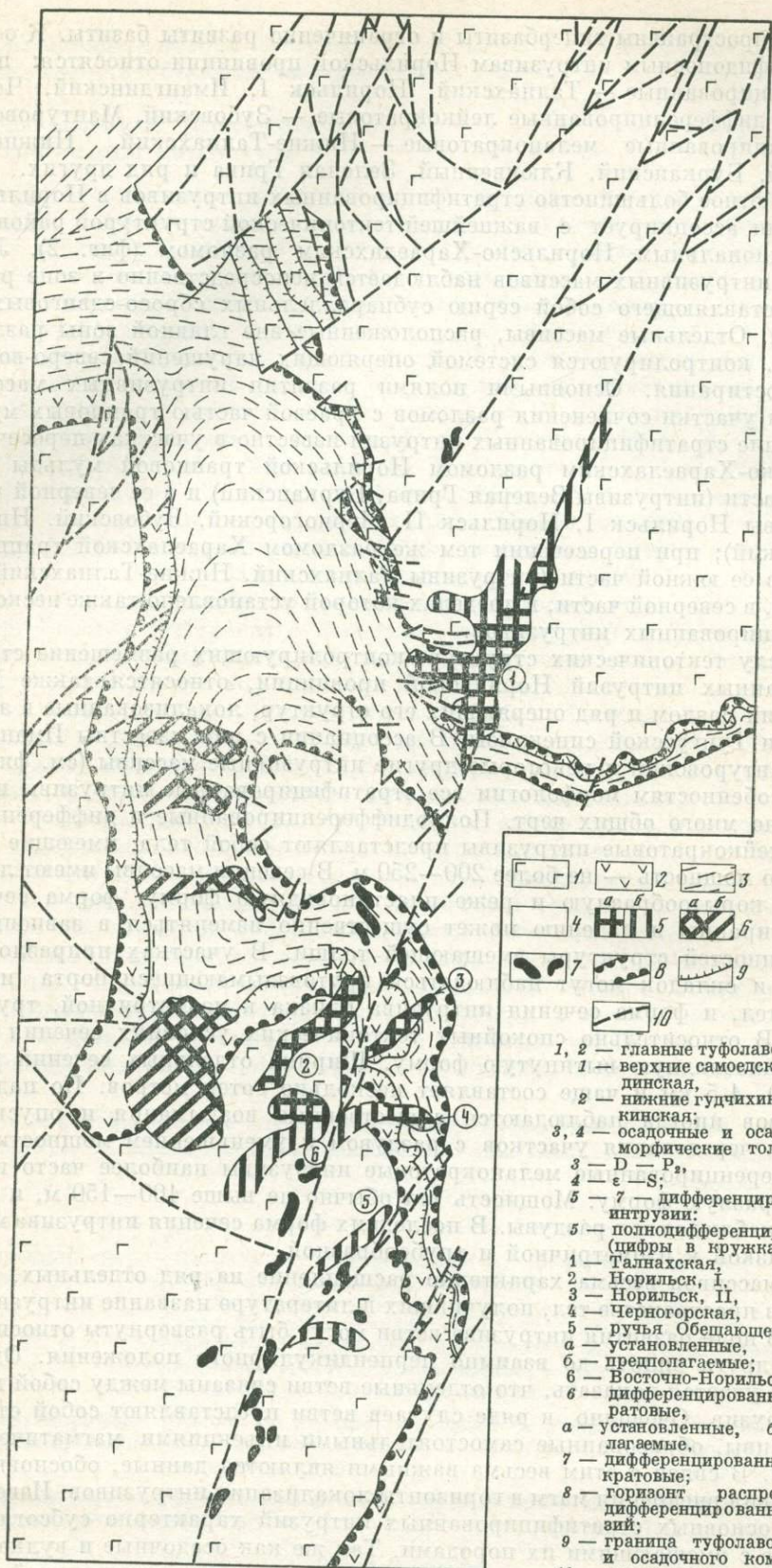
Абсолютное большинство стратифицированных интрузивов в Норильской провинции ассоциирует с важнейшей тектонической структурой района — субмеридиональным Норильско-Хараелахским разломом (фиг. 2). Локализация интрузивных массивов наблюдается непосредственно в зоне разлома, представляющего собой серию субпараллельных сбросо-сдвиговых дислокаций. Отдельные массивы, расположенные вне главной зоны разлома, очевидно, контролируются системой оперяющих нарушений северо-восточного простирания. Основными полями развития интрузивных массивов являются участки сочленения разломов с краевой частью трапшовой мульды. Проявление стратифицированных интрузий известно в участках пересечения Норильско-Хараелахским разломом Норильской трапшовой мульды в ее южной части (интрузивы Зеленая Грива, Бурканский) и в ее северной части (интрузивы Норильск I, Норильск II, Черногорский, Зубовский, Нижне-Норильский); при пересечении тем же разломом Хараелахской трапшовой мульды в ее южной части (интрузивы Талнахский, Нижне-Талнахский) и, очевидно, в северной части, в пределах которой установлено также несколько стратифицированных интрузивов.

К числу тектонических структур, контролирующих размещение стратифицированных интрузий Норильской провинции, относятся также Кета-Ирбинский разлом и ряд оперяющих его структур, локализованные в западной части Тунгусской синеклизы. В ассоциации с ним известны Имангдинский, Мантуровский и некоторые другие интрузивные массивы (см. фиг. 1).

По особенностям морфологии все стратифицированные интрузивы имеют достаточно много общих черт. Полнодифференцированные и дифференцированные лейкократовые интрузивы представляют собой тела, имеющие ограниченную мощность — не более 200—250 м. В сечении массивы имеют линзовидную, корытообразную и реже пластиновидную форму; форма сечений по простиранию и падению может существенно изменяться в зависимости от особенностей структуры вмещающей толщи. В участках приразломных флексур и складок могут наблюдаться крутовздымающиеся борта интрузивных тел, и форма сечения интрузива близка к изометричной, трубообразной. В относительно спокойных тектонических условиях сечения чаще имеют линзовидную вытянутую форму. Ширина отдельных сечений редко выше 1,0—1,5 км и чаще составляет несколько сотен метров. По падению интрузивов иногда наблюдаются существенные воздымания и опускания кровли и чередования участков с раздувом и уменьшением мощности тел.

Дифференцированные меланократовые интрузивы наиболее часто имеют пластообразную форму. Мощность тел обычно не выше 100—150 м, и лишь изредка наблюдаются раздувы. В последних форма сечения интрузива может быть близкой к изометричной и трубообразной.

Для массивов весьма характерно расщепление на ряд отдельных, сближенных в пространстве тел, получивших в литературе название интрузивных ветвей. В поле развития интрузива ветви могут быть развернуты относительно друг друга вплоть до взаимно перпендикулярного положения. Однако не всегда удается доказать, что отдельные ветви связаны между собой в единый интрузив. Очевидно, в ряде случаев ветви представляют собой отдельные массивы, образованные самостоятельными инъекциями магматического расплава. В связи с этим весьма важными являются данные, обосновывающие условия внедрения магм в горизонты локализации интрузивов. Известно, что для основных стратифицированных интрузий характерно субогласное залегание с вмещающими их породами. Так же как осадочные и вулканические породы, интрузивы имеют падение в направлении центральной части мульды под теми же углами, под которыми происходит погружение крыльев этих структур. При сохранении общего падения с углами 5—15° лишь иногда



Фиг. 2. Схема распределения дифференцированных интрузий Норильского района (по [9] с дополнениями авторов)

наблюдается пологое пересечение интрузивами контактов согласно залегающих с ними осадочных толщ. Подобное залегание интрузивов или их отдельных ветвей дало основание для развития представлений о движении трапсовых расплавов из центральных частей мульд к их периферии по полого воздымающимся каналам.

Наряду с этим в последнее время получены данные, характеризующие особенности залегания интрузивов в относительно глубоко погруженных частях трапсовых мульд. Установлено, что при погружении интрузивов к центру мульд согласно с общим падением вмещающих пород иногда наблюдается стратиграфическое воздымание интрузивов и переход в более высокие стратиграфические горизонты разреза трапсовых впадин. Таким образом, наиболее прогнутыми оказываются центральные части интрузивов. Убедительные данные получены по интрузиву Норильск I. Установлено, что при общем погружении в субмеридиональном направлении, в северной и южной части интрузив залегает в горизонтах туфолавоваго толщи, а в центральной части подошва массива опущена до горизонта пермо—карбоновых осадочных пород. Подобные особенности залегания интрузивов позволяют допустить возможность внедрения интрузивов не по пологим зонам из центральных частей мульд, а по субвертикальным каналам, положение которых контролируется глубинными тектоническими зонами. Если допустить такую схему внедрения магматических расплавов, то находят объяснения многие закономерности пространственного расположения различных по составу интрузивов. Так, например, постоянная ассоциация полнодифференцированных и дифференцированных меланократовых интрузивов и наличие между ними связующих субвертикальных апофиз, свидетельствуют о последовательном, но сближенном во времени внедрении расплавов по одним и тем же каналам. Такие соотношения достаточно достоверно устанавливаются между Талнахским и Нижне-Талнахским интрузивами.

Рассмотрение схем внедрения магматических расплавов имеет важное значение не только для объяснения закономерностей локализации интрузивов, но и для анализа зональности размещения оруденения.

### Стратификация и скрытая расслоенность

Большинство стратифицированных интрузивов в той или иной мере описано в литературе [8, 64, 65, 71, 75 и др.]. Наиболее детально рассмотрены полнодифференцированные интрузивы, несколько менее подробно описаны дифференцированные лейкократовые интрузии и относительно мало данных имеется по дифференцированным меланократовым интрузивным телам.

При описании особенностей стратификации нами обращено существенное внимание на рассмотрение скрытой расслоенности интрузивных массивов. Скрытая расслоенность является одним из фундаментальных свойств стратифицированных комплексов [148]. В литературе имеются весьма интересные сводки по комплексу Бушвельд [186], интрузиву Садбери [252]. К числу классических работ относятся исследования по комплексу Скергаард [148]. Данные по скрытой расслоенности некоторых интрузий Норильской провинции изложены в нашей работе [61].

**Полнодифференцированные интрузии.** Особенности строения полнодифференцированных интрузий нами рассматриваются на примере Талнахского интрузива.

В вертикальном разрезе интрузива выделяются следующие горизонты. *Горизонт верхних контактовых габбро-долеритов.* Породы, слагающие этот горизонт, распространены не повсеместно и чаще развиты в контактах интрузивов с терригенными породами и базальтами. Верхние контактовые габбро-долериты представляют собой плотные массивные породы пойкило-офитовой и офитовой структуры. Средний состав пород  $Pt^{40-50} + Kpx^{20-25} + Orx^{1-3} + Amf^{10-15} + Ol^{5-10}$  \*. Второстепенные минералы представлены магнетитом, ильменитом, хромитом, апатитом, сфеном, биотитом. Иногда

\* Здесь и далее цифрами обозначен объемный % минерала в породе.

в малых количествах встречаются сульфиды. Если в кровле интрузива развиты гибридные породы и метабрекчии, то контактовые габбро-долериты могут отсутствовать.

*Горизонт кварцсодержащих габбро-долеритов, габбро, габбро-диоритов, диоритов.* Горизонт распространен во всех сечениях массивов. Слагающие его породы имеют крупнозернистый облик, реже неравномернозернистые, атакситовые и пегматоидные. Структура призматически-зернистая, габбро-вая, габбро-офитовая. Для пород характерно постоянное присутствие кварца, образующего в сростании с калиевым полевым шпатом графические агрегаты, выполняющие интерстиции между зернами плагиоклаза. Средний состав пород  $Pl^{50-60} + Kpx^{5-20} + Amf^{10-15} + Q^5 + Mk^{5-10}$ . Для пород этого горизонта характерно весьма широкое развитие апатита. В числе второстепенных минералов присутствуют биотит, магнетит, титаномагнетит, сфен, реже присутствуют сульфиды, главным образом пирит. Из вторичных минералов отмечены зеленая роговая обманка, эпидот, цоэзит.

*Горизонт безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов.* Породы этого горизонта отличаются от описанных выше разновидностей более мелкозернистым, равномерно-среднезернистым обликом. В них исчезают кварц и микропегматовый агрегат и появляется оливин, количество которого постепенно увеличивается до 5—7%. Структура пород офитовая, пойкилоофитовая и реже призматически-зернистая; средний состав —  $Pl^{60} + Kpx^{30} + Ol^5 + Amf^3 + Mk^2$ . Второстепенные минералы — апатит, магнетит, титаномагнетит; вторичные — иддингсит, боулингит, пренит, хлорит.

*Горизонт оливиновых и оливин-биотитовых габбро-долеритов.* Породы этого горизонта слагают значительную (до 20—30%) часть разреза интрузива. Выделение пород в горизонт достаточно условно, поскольку оливиновые габбро-долериты представляют собой закономерный член расслоенной серии, в которой при приближении к центральной части массива происходит последовательное нарастание количества оливина. В этот горизонт объединены породы с содержанием оливина от 10—15% в верху горизонта, до 15—25% в его нижней части. По сравнению с вышележащим горизонтом в оливиновых габбро-долеритах происходит последовательное уменьшение зернистости. Структура породы пойкилоофитовая, местами офитовая. Средний состав породы  $Pl^{50} + Kpx^{30} + Opx^5 + Ol^{15}$ . Второстепенные минералы — биотит, титаномагнетит, магнетит, апатит, амфибол, сфен; вторичные — иддингсит, боулингит, пренит, хлорит, кальцит.

Оливин-биотитовые габбро-долериты отличаются главным образом повышенным содержанием биотита и несколько измененным соотношением остальных породообразующих минералов:  $Pl^{40} + Kpx^{30} + Opx^5 + Ol^{20} + Bi^5$ . Структура породы пойкилоофитовая. Состав второстепенных и вторичных минералов тот же, что состав в оливиновых габбро-долеритах, но весьма характерна особенность пород, которая заключается в появлении хромита и редкой вкрапленности сульфидов.

*Горизонт пикритовых габбро-долеритов.* Этот горизонт является одной из важнейших составных частей стратифицированных интрузивов. Он объединяет группу петрографических разновидностей, состав которых наиболее близок ультрабазитам. Как известно, присутствие богатых оливином пород свойственно всем стратифицированным массивам Норильской провинции, и по формальным признакам пикритовые габбро-долериты (при 25—40% оливина) выделяются почти во всех интрузивах. Однако только в полнодифференцированных массивах эти породы имеют целый ряд особенностей, которые отличают интрузивы этого типа от других стратифицированных массивов. К числу таких особенностей следует отнести: 1) развитие наряду с собственно пикритовыми габбро-долеритами ( $Ol^{30-50} + Kpx^{20-30} + Pl^{20-30} + Opx^5$ ) разновидностей пород соответствующих плагиоклазовым перидотитам ( $Ol^{70} + Kpx^{15} + Pl^{10} + Opx^5$ ) и плагиоклазовым оливинитам ( $Ol^{85} + Kpx^5 + Pl^5 + Opx^5$ ); иногда в пределах горизонта могут встречаться богатые плагиоклазом породы, близкие по составу к троктолитам ( $Ol^{45} + Pl^{40} + Kpx^{10} + Opx^5$ ); 2) присутствие в ультрабазитах хромитовой минерализации и развитие ряда специфических минералов таких, например,

как щелочной амфибол и другие; 3) только в пикритах полнодифференцированных интрузивов широко распространена сульфидная минерализация.

В разрезе полнодифференцированных интрузий горизонт пикритовых габбро-долеритов располагается ниже оливиновых и оливин-биотитовых габбро-долеритов. Контакт пикритов с вышележащими горизонтами относительно четкий и хорошо фиксируется степенью структурных и текстурных изменений, уменьшением зернистости и появлением сульфидной минерализации. Общая мощность пикритового горизонта подвержена существенным колебаниям от первых метров до 30—40 м. Известны единичные пересечения, в которых мощность достигает 50—70 м. Наибольшие мощности свойственны центральным частям интрузивных тел, но в направлении к флангам горизонт как правило сужается и в периферических частях массивов обычно отсутствует.

В разрезе горизонта собственно пикриты распространены в наибольшей степени. Эти породы имеют пойкилоофитовую и сегрегационную структуру. Ультрабазиты типа плагиоклазовых перидотитов и оливинитов распространены в основном в пределах центральной части горизонта. Они образуют неправильной формы линзовидные или вытянутые зоны, залегающие среди пикритов, и чередуются с ними. Мощности ультрабазитов колеблются от десятков сантиметров до первых метров. Для ультрабазитов характерны панидиоморфные, пойкилоофитовые и сегрегационные структуры. При высокой концентрации сульфидов порода приобретает сидеронитовую структуру.

Важно отметить также еще одну сторону неоднородности пикритового горизонта: неравномерное распределение в пределах горизонта шпировидных изометричных и неправильных скоплений плагиоклаза, а иногда плагиоклаза и пироксена, известных в литературе под названием лейкократовых обособлений. Обычно их размер составляет десятки сантиметров. Внутреннее строение обособлений определяется развитием идиоморфных кристаллов плагиоклаза и резким ксеноморфизмом по отношению к плагиоклазу кристаллов клинопироксена. Распределение лейкократовых обособлений неравномерное. В верхней части горизонта изредка встречаются мелкие плагиоклазовые обособления, напсминающие гломеропорфирные скопления. Количество и размер лейкократовых обособлений увеличиваются в нижней части горизонта. В пограничной зоне пикритов с такситовыми габбро-долеритами количество и размер скоплений наибольшие. Наиболее крупные обособления вытягиваются в виде субвертикальных зон, среди которых располагаются участки пикритов. Дальнейшее увеличение лейкократовой составляющей породы предопределяет переход в такситовые габбро-долериты.

В ряде участков Талнахского интрузива породы пикритового горизонта переходят не непосредственно в такситовые габбро-долериты, а сменяются весьма своеобразными породами типа равномерно крупнозернистых троктолитов и оливинового габбро. Эти породы не характерны для других стратифицированных интрузий. Минеральный состав этих пород изменяется от  $Ol^{30} + Pl^{40} + Krx^{25} + Orx^5$  в троктолитах до  $Ol^{15} + Pl^{50} + Krx^{30} + Orx^5$  в оливиновом габбро. Структура пород пойкилоофитовая и габбровая.

*Горизонт такситовых и равномернозернистых габбро-долеритов.* Породы, слагающие этот горизонт, так же как и породы пикритового горизонта, являются наиболее характерными образованиями полнодифференцированных интрузий. Развитие пород в придонной части массивов, отличающихся от пикритов и вышележащих оливиновых габбро-долеритов преобладанием плагиоклаза и клинопироксена над оливином, определяет инверсию в изменении количественного минерального состава интрузива. Если в верхней части интрузивов от кровли к горизонту пикритов отчетливо проявлено увеличение количества и роли ультрамафической ассоциации минералов, то ниже этого горизонта происходит последовательное снижение количества и роли той же минеральной ассоциации. Весьма важно отметить, что с этими изменениями совпадают вариации зернистости пород. Так, если породы пикритового горизонта являются наиболее мелкозернистыми, то выше и ниже них породы имеют более крупнозернистый облик. В направлении верхнего

контакта зернистость возрастает относительно плавно и постепенно, в направлении нижнего контакта эти изменения выражены более резко.

В большей части интрузий такситовые габбро-долериты представляют резко неравномернозернистые, атакситовые, крупно-гигантозернистые, местами пегматоидные породы. Для них, особенно во фланговой части интрузивов, характерен брекчиевидный облик, широкое развитие ксенолитов. Все перечисленные разновидности могут наблюдаться в пределах штуфа ограниченного размера. Гигантозернистые пегматоидные участки могут быть окружены мелкозернистым или равномерно среднезернистым агрегатом минералов. Особенности строения породы четко выявляются в шлифах. Крупнозернистые участки плагиоклаз-пироксенового состава с пойкилоофитовой и гипидиоморфной структурой сочетаются с мелкозернистыми изометричными, а иногда прожилковидными выделениями плагиоклаз-оливиновых и плагиоклаз-пироксеновых агрегатов с микрогранобластовой структурой. Оливин может входить как в состав крупнозернистых агрегатов, образуя пойкилокристы или идиоморфные и изометричные зерна, так и в состав мелкозернистой массы, образуя мелкие округлые зерна. Для плагиоклаза характерны широкопластинчатые выделения, вытянутые узкие крупные кристаллы, а также изометричные мелкие гранулированные зерна. Пироксены чаще встречаются в виде пойкилокрист, но иногда образуют изометричные и идиоморфные кристаллы. Все перечисленные особенности строения породы определяют многообразие структур пород, резко атакситовое строение и развитие пойкилоофитовых, офитовых, гипидиоморфных, габбровых, пегматоидных и гранобластовых структур.

Структурная неоднородность пород обусловлена также неравномерностью минерального состава. Несмотря на то, что плагиоклаз всегда является основным минералом, его количество может колебаться от 40 до 70%. Содержание клинопироксена изменяется от 15 до 35%. Наиболее неравномерно распространены оливин, количество которого изменяется от единичных зерен до 30%. Ортопироксен встречается спорадически и составляет не более 3—5%. Из второстепенных минералов развиты амфибол, биотит, магнетит, титаномagnetит, ильменит, апатит. Постоянно присутствуют сульфиды. В отличие от пород пикритового горизонта, в такситовых габбро-долеритах отсутствует хромит.

В составе рассматриваемого горизонта, иногда ниже такситовых габбро-долеритов и реже вместо них, в придонной части интрузивов могут встречаться равномерно-среднезернистые оливиновые, оливинсодержащие и иногда безоливиновые кварцсодержащие габбро-долериты. Для этих пород характерны офитовые и пойкилоофитовые структуры, определяемые развитием идиоморфных таблитчатых кристаллов плагиоклаза и ксеноморфных выделений клинопироксена. В этих породах оливин может встречаться в виде изометричных зерен или образовывать пойкилокристы. Количественный минеральный состав пород близок такситовым габбро-долеритам  $Pl^{50} + Kpx^{25} + Orx^5 + Ol^{20}$ . Характерной особенностью пород является присутствие в них наряду с клино- и ортопироксеном субкальциевого авгита, образующего пластинчатые выделения в клинопироксене и являющегося, очевидно, продуктом распада твердого раствора. Второстепенные минералы представлены ассоциацией, свойственной такситовым габбро-долеритам. В этих породах также распространены сульфиды, при высоком количестве которых породы приобретают сидеронитовую структуру.

*Горизонт контактовых и порфировидных габбро-долеритов.* Контактные габбро-долериты заканчивают разрез интрузивных массивов. По структуре и основным особенностям минерального состава эти породы весьма близки рассмотренным выше верхним контактовым габбро-долеритам. Основные отличия заключаются в некотором обогащении нижних контактовых пород оливином и проявлении в отдельных участках атакситовой структуры. Средний количественный минеральный состав  $Pl^{50} + Kpx^{30} + Ol^{20}$ . Второстепенные и аксессуарные минералы представлены амфиболом, биотитом, апатитом, сфеном, магнетитом, титаномagnetитом, присутствует относительно небольшое количество сульфидов. Структура пород пойкилоофитовая и до-

леритовая на самом контакте с вмещающими породами. Мощность горизонта до 2—3 м.

В Талнахском интрузиве в участках, примыкающих к зоне Норильско-Хараелахского разлома в нескольких скважинах установлены весьма своеобразные породы, представленные резко порфиридовидными габбро-долеритами, в которых на фоне основной долеритовой тонко- и мелкозернистой массы выделяются крупные до 1 см вкрапленники и гломеропорфиновые сростки основного плагиоклаза. Под микроскопом вкрапленники представлены идиоморфными толстотаблитчатыми и реже вытянутыми зернами, которые корродируются основной массой. В гломеропорфировых сростках наблюдается проникновение основной массы между отдельными зернами плагиоклаза. Иногда устанавливается изгибание и смещение отдельных кристаллов. Эти признаки позволяют относить порфиридные вкрапленники к наиболее ранним протывделениям в магматическом расплаве. Основная масса породы полностью раскристаллизована и состоит из мелких лейст плагиоклаза, ксеноморфных выделений клинопироксена и изометричных и реже ксеноморфных зерен оливина. В отличие от контактовых габбро-долеритов, эти породы почти лишены сульфидов. С вышележащими породами порфиридовидные габбро-долериты имеют постепенные переходы.

В тех пересечениях интрузива, в которых вскрыты порфиридовидные габбро-долериты, эти породы имеют видимую мощность до 10—20 м. Представляется весьма важным отметить, что такие же породы вскрыты в дайкообразном теле, которое примыкает к нижнему контакту Талнахского интрузива. Эти тела установлены в тех же участках, в которых развиты порфиридовидные габбро-долериты. Одно из таких дайкообразных тел, подсеченное несколькими скважинами, имеет относительно пологое залегание и угол падения 30—40°. Мощность тела составляет около 10 м и по склонению оно, очевидно, переходит в Нижне-Талнахскую дифференцированную меланократовую интрузию. Нам представляется, что описанные породы и сложенные ими дайкообразные тела могут рассматриваться как возможные образования подводящего канала по крайней мере для одной из ветвей Талнахского интрузива.

Таково строение полного разреза рассматриваемого типа интрузий. Несколько иной вид стратификации, а также ряд других особенностей строения проявлены во фланговых частях интрузий и особенно в так называемых фронтальных зонах. Особенности строения фронтальных зон интрузий обнаруживают весьма отчетливую зависимость от литологии вмещающих их пород. Наиболее сложное строение наблюдается в тех участках, в которых интрузив локализован в сульфатно-карбонатных толщах, и существенно более простое строение — в тех фронтальных зонах, которые расположены в терригенно-угленосных и вулканогенных отложениях.

В сульфатно-карбонатных породах как правило наблюдается расщепление массива на серию субпараллельных многочисленных апофиз, мощностью от нескольких десятков сантиметров до десятков метров. Подобное расщепление установлено в пределах северо-западной ветви Талнахского интрузива и в Имангдинском интрузиве. В большинстве апофиз преобладающей разновидностью пород являются офитовые и пойкилоофитовые, оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты. В наиболее мощных отщепленных телах может наблюдаться некоторое подобие стратификации, с обособлением более богатых оливином пород в нижней части апофиз. Однако пород, соответствующих пикритовым габбро-долеритам, в апофизах наблюдать не удается. В маломощных телах наиболее широко распространены микродолериты со стекловатыми приконтактовыми зонами закалки. По составу микродолериты соответствуют оливиновым и оливинсодержащим разновидностям габбро-долеритов. В участках широкого развития микродолеритов вся приконтактовая зона интрузий имеет ярко выраженный брекчиевидный облик. В них отмечается чередование «обломков» магматического и осадочно-метаморфического материала, и реальная картина соотношения разнородного вещества существенно затуманена развитием комплекса метасоматических новообразований. Сложность строения таких зон предопределила появление

нескольких концепций, различно интерпретирующих происхождение брекчиевидных пород. В качестве одного из объяснений рассматривается гипотеза взрывчатого брекчирования [119]. Высказываются представления об этих породах, названных псевдобрекчиями псевдотрахитов, как о породах высокотемпературного послемагматического плавления [75].

Развитие микродолеритов свойственно главным образом верхней части интрузивного тела. В нижней части массива в формировании приконтактной зоны широкое участие принимают породы, идентичные по строению и составу такситовым и равномернозернистым габбро-долеритам. Эти породы чрезвычайно насыщены ксенолитами вмещающих пород и сами образуют различной мощности ветвящиеся прожилки, в которых проявлены признаки замещения вмещающих пород.

При рассмотрении контактовой зоны полнодифференцированных массивов и интерпретации процессов, происходящих в таких зонах, очевидно нельзя опускать те особенности строения, которые наблюдаются в аналогичных приконтактных частях интрузий, локализованных в терригенных и вулканогенных породах. В таких участках строение фланговой зоны интрузивов всегда значительно проще. В приконтактной зоне как правило отсутствуют явления брекчирования и не характерно образование микродолеритов. Наряду с оливиновыми, оливинсодержащими равномернозернистыми и такситовыми габбро-долеритами встречаются также пикритовые габбро-долериты. Выклинивание интрузива происходит относительно спокойно и выражается в уменьшении мощности и в переходе тела в пластинообразный силл. Такое строение имеют фланговые части ветви Талнахского интрузива, залегающих в отложениях терригенного пермо-карбона, и Норильской интрузии, локализованной в эффузивах.

Следует подчеркнуть, что описанные особенности строения контактовых частей интрузивных тел, залегающих в различных породах, свойственны не только полнодифференцированным интрузивам, но наблюдаются почти во всех дифференцированных и недифференцированных массивах. Широкое развитие брекчирования, образование микродолеритов и чрезвычайно сложное строение контактовых зон наблюдались нами в интрузиях, локализованных в сульфатно-карбонатных породах в южной части Норильской трапповой мульды, на севере Хараелахской мульды и в целом ряде других участков. На севере Хараелахской трапповой мульды в некоторых скважинах мощности брекчиевидных пород и зон развития микродолеритов, ассоциирующих с недифференцированными интрузивами оливиновых габбро-долеритов, достигают 150—300 м; в ассоциации с дифференцированными меланократовыми интрузивами установлены зоны брекчий до 50—100 м.

Все это позволяет нам сделать заключение, что формирование брекчиевидных пород, состоящих из обломков интрузивного и измененного осадочного материала с широким проявлением гидротермально-метасоматических новообразований, не может рассматриваться как одна из специфических черт образования сульфидоносных интрузивных траппов. Очевидно, основное значение имеют особенности состава вмещающих осадков, которые при взаимодействии с магматическими расплавами будут определять не только особенности его кристаллизации, но и в известной мере оказывать влияние на состав расплавов. Возможная интерпретация контактового взаимодействия интрузивов и вмещающих пород будет рассмотрена нами ниже.

*Скрытая расслоенность.* Важнейшим показателем особенностей сульфидоносных траппов, как отмечалось выше, является их скрытая расслоенность. Она проявляется в характерных чертах изменения состава минералов в полном разрезе интрузива и в отдельных горизонтах, в распределении компонентов между сосуществующими минеральными фазами, а также в закономерностях появления или исчезновения отдельных минералов.

Как отмечалось в работе В. В. Дистлера с соавторами [61], важнейшими особенностями скрытой расслоенности полнодифференцированных интрузий являются: 1) экстремальный вид кривых изменения составов сосуществующих минералов, с характерным перегибом кривых в точке, соответствующей центральной части ультрабазитового горизонта; 2) относительно узкий диа-

пазон изменения состава минералов в пределах большинства горизонтов интрузий.

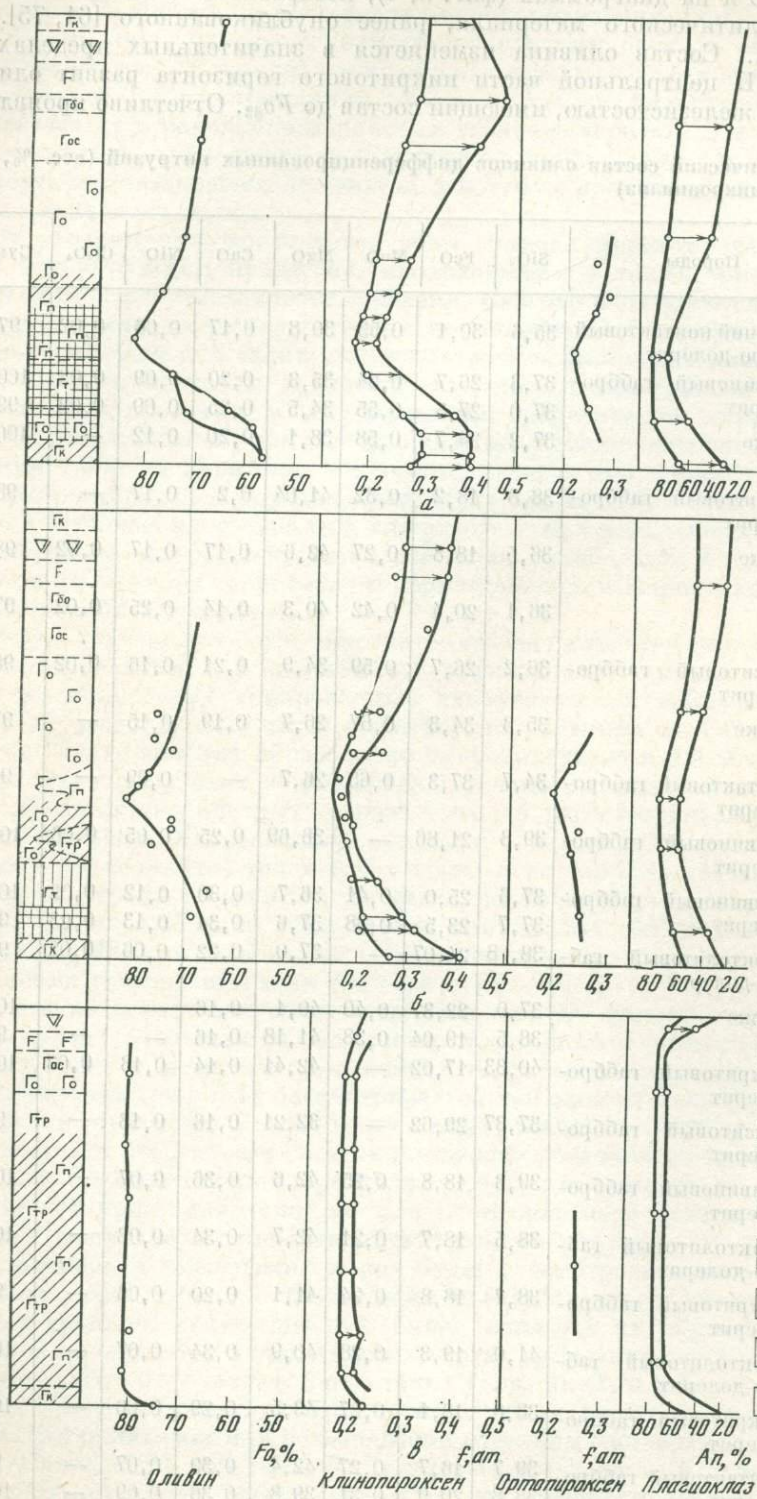
Основные особенности изменения составов главных минералов суммированы в табл. 3 и на диаграммах (фиг. 3, 4), построенных с использованием большого аналитического материала, ранее опубликованного [61, 75].

О л и в и н. Состав оливина изменяется в значительных пределах от  $Fo_{43}$  до  $Fo_{82}$ . В центральной части пикритового горизонта развит оливин с наименьшей железистостью, имеющий состав до  $Fo_{82}$ . Отчетливо проявлены

Таблица 3. Химический состав оливинов дифференцированных интрузий (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номера образцов | Породы                             | SiO <sub>2</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | NiO  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма  |
|-----------------|------------------------------------|------------------|-------|------|-------|------|------|--------------------------------|--------|
| СТ-8            | Верхний контактовый габбро-долерит | 35,6             | 30,1  | 0,53 | 30,8  | 0,17 | 0,06 | 0,02                           | 97,28  |
| 731             | Оливиновый габбро-долерит          | 37,3             | 26,7  | 0,54 | 35,3  | 0,20 | 0,09 | 0,02                           | 100,15 |
| 863,8           |                                    | 37,0             | 27,5  | 0,55 | 34,5  | 0,25 | 0,09 | 0,02                           | 99,91  |
| 731             | То же                              | 37,2             | 24,7  | 0,58 | 38,1  | 0,20 | 0,12 | —                              | 100,90 |
| 876,0           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| 731             | Пикритовый габбро-долерит          | 38,8             | 18,2  | 0,32 | 41,04 | 0,2  | 0,17 | —                              | 98,73  |
| 900,7           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| 731             | То же                              | 36,5             | 18,8  | 0,27 | 42,6  | 0,17 | 0,17 | 0,02                           | 98,53  |
| 909,3           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| 731             | »                                  | 36,1             | 20,4  | 0,42 | 40,3  | 0,14 | 0,25 | 0,02                           | 97,63  |
| 912,8           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| 731             | Такситовый габбро-долерит          | 36,2             | 26,7  | 0,59 | 34,9  | 0,21 | 0,16 | 0,02                           | 98,78  |
| 921,8           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| 731             | То же                              | 35,3             | 34,3  | 0,67 | 26,7  | 0,19 | 0,15 | —                              | 97,31  |
| 936,0           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| 731             | Контактовый габбро-долерит         | 34,7             | 37,3  | 0,65 | 26,7  | —    | 0,09 | —                              | 99,4   |
| 940,1           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| ИМ-39           | Оливиновый габбро-долерит          | 39,8             | 21,86 | —    | 36,69 | 0,25 | 0,05 | 0,06                           | 101,71 |
| 212             |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| ИМ-39           | Оливиновый габбро-долерит          | 37,6             | 25,0  | 0,41 | 36,7  | 0,30 | 0,12 | 0,02                           | 100,13 |
| 222,0           |                                    | 37,7             | 23,5  | 0,38 | 37,6  | 0,34 | 0,13 | 0,03                           | 99,65  |
| ИМ-39           | Троктолитовый габбро-долерит       | 38,08            | 24,07 | —    | 37,0  | 0,22 | 0,06 | 0,02                           | 99,71  |
| 234,5           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| ИМ-39           | То же                              | 37,0             | 22,37 | 0,40 | 40,1  | 0,16 | —    | —                              | 100,03 |
| 256,0           |                                    | 38,5             | 19,04 | 0,38 | 41,18 | 0,16 | —    | —                              | 99,26  |
| ИМ-39           | Пикритовый габбро-долерит          | 40,33            | 17,02 | —    | 42,41 | 0,14 | 0,13 | 0,03                           | 100,24 |
| 265,0           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| ИМ-39           | Такситовый габбро-долерит          | 37,37            | 29,62 | —    | 32,21 | 0,16 | 0,18 | —                              | 99,88  |
| 287,0           |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| НП-13           | Оливиновый габбро-долерит          | 39,3             | 18,8  | 0,25 | 42,6  | 0,36 | 0,07 | —                              | 100,05 |
| 1229            |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| НП-13           | Троктолитовый габбро-долерит       | 38,5             | 18,7  | 0,21 | 42,7  | 0,34 | 0,08 | —                              | 100,05 |
| 1238,5          |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| НП-13           | Пикритовый габбро-долерит          | 38,7             | 18,8  | 0,24 | 41,1  | 0,20 | 0,06 | —                              | 99,12  |
| 1262,0          |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| НП-13           | Троктолитовый габбро-долерит       | 41,0             | 19,3  | 0,28 | 40,9  | 0,34 | 0,07 | —                              | 101,9  |
| 1268,0          |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| НП-13           | Пикритовый габбро-долерит          | 38,0             | 18,1  | 0,27 | 43,5  | 0,29 | 0,06 | —                              | 100,24 |
| 1276            |                                    |                  |       |      |       |      |      |                                |        |
| НП-13           | Контактовый габбро-долерит         | 39,7             | 16,7  | 0,27 | 42,4  | 0,39 | 0,07 | —                              | 99,55  |
| 1284            |                                    | 38,8             | 20,9  | 0,31 | 39,8  | 0,36 | 0,09 | —                              | 100,28 |

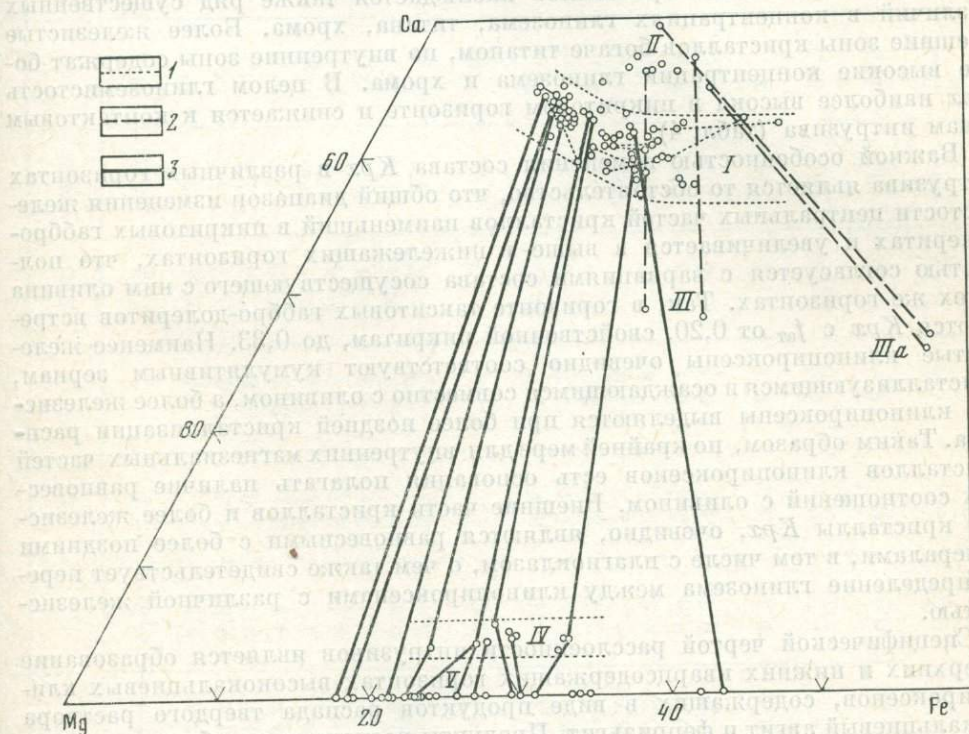
Примечание. Образцы СТ-8 — 731/940,1 из Талнахского интрузива; ИМ-39/212 — ИМ-39/287 из Мантуровского интрузива; НП-13/1229 — НП-13/1284 из Нижне-Норильского интрузива.



Фиг. 3. Изменение состава главных породообразующих минералов и распределение сульфидной минерализации в разрезе полнодифференцированных (а), дифференцированных лейкократовых (б) и дифференцированных меланократовых (в) интрузий

тенденции увеличения железистости к верхней части горизонта до  $F_{076}$  и к нижней части горизонта до  $F_{073}$  в троктолитах. В оливиновых габбро-долеритах обычно присутствуют две разновидности оливина, имеющие состав, близкий  $F_{070}$  и  $F_{066}$ . Общий диапазон составов минерала в этих оливиносодержащих габбро-долеритах  $F_{073}$ - $F_{066}$ . В верхних контактовых габбро-долеритах состав минерала соответствует  $F_{065}$ .

В такситовых габбро-долеритах состав оливина наименее постоянен. Присутствуют кристаллы оливина  $F_{074-75}$  и ряд других разновидностей до  $F_{055}$ . Столь большой диапазон составов нам представляется вполне закономерным. В этом горизонте должны встречаться оливины, представляющие собой ранние кумулятивные фазы, оседание которых в неравновесный с пикритами расплав нижних горизонтов предопределяет растворение ранних фаз и кристаллизацию равновесных с этим расплавом более железистых оливинов. Очевидно, таким фазам соответствуют кристаллы  $F_{060-70}$ . Общую тенденцию снижения магнезиальности оливина в направлении нижнего контакта массива отражают фазы состава  $F_{055}$ . Снижение магнезиальности отчетливо продолжается и в нижележащих горизонтах — в равномернозернистых



Фиг. 4. Диаграмма составов сосуществующих минералов в различных горизонтах Талнахской интрузии

- 1 — составы центральной и краевой части зональных кристаллов авгита;  
 2 — сосуществующие салиты и субкальциевые авгиты;  
 3 — сосуществующие авгиты, ортопироксены и оливины  
 I — авгиты; II — салит;  
 III, IIIa — субкальциевый авгит и ферриавгит;  
 IV — ортопироксены;  
 V — оливины

- |   |  |  |
|---|--|--|
| 1-3 — вкрапленность сульфидов:                  | 5 — диориты,                           | 10 — пикриты,  |
| 1 — очень бедная,                               | 6 — габбро,                            | 11 — троктолиты,   |
| 2 — бедная,                                     | 7 — безоливиновые габбро-долериты,     | 12 — такситовые габбро-долериты;                             |
| 3 — богатая;                                    | 8 — оливин содержащие габбро-долериты, | 13 — состав центральной и краевой части зональных кристаллов |
| 4 — 12 — горизонты дифференцированных интрузий; | 9 — оливиновые габбро-долериты,        |  |
| 4 — контактовые габбро-долериты,                |  |  |

оливиновых габбро-долеритах, в которых развит наиболее железистый оливин  $Fe_{0.43}$ .

Нижняя закалочная зона содержит оливин  $Fe_{0.56}$  (см. табл. 3).

Клинопироксен в интрузивах представлен авгитом. Вариации в его составе в целом повторяют закономерности изменения состава оливина, и вид кривой изменения железистости  $Kpx$  (фиг. 3) также имеет минимум в пикритовом горизонте ( $f_{ат} = 0,18$ ). Железистость минерала закономерно возрастает в направлении верхнего и нижнего контакта массива. Важной особенностью клинопироксенов всех горизонтов является зональное строение их зерен. Изменение железистости наблюдается как для более магнезиальных внутренних частей зональных кристаллов, так и для менее магнезиальных внешних зон кристаллов. Как показано в работе [58], изменение железистости внешних зон для верхних горизонтов более значительно (например, от  $f_{ат} = 0,27$  до  $f_{ат} = 0,33$ ), а в пределах гипербазитового горизонта минимальное от  $f_{ат} = 0,18$  до  $f_{ат} = 0,21$ . В первых оно обусловлено вариациями соотношения Mg и Fe при постоянном Ca, в гипербазитовом горизонте — соотношениями Ca и Fe при постоянном Mg. Между внешними и внутренними зонами кристаллов наблюдается также ряд существенных различий в концентрациях глинозема, титана, хрома. Более железистые внешние зоны кристаллов богаче титаном, но внутренние зоны содержат более высокие концентрации глинозема и хрома. В целом глиноземистость  $Kpx$  наиболее высока в пикритовом горизонте и снижается к контактовым зонам интрузива (табл. 4).

Важной особенностью изменения состава  $Kpx$  в различных горизонтах интрузива является то обстоятельство, что общий диапазон изменения железистости центральных частей кристаллов наименьший в пикритовых габбро-долеритах и увеличивается в выше- и нижележащих горизонтах, что полностью согласуется с вариациями состава сосуществующего с ним оливина в тех же горизонтах. Так, в горизонте такситовых габбро-долеритов встречаются  $Kpx$  с  $f_{ат}$  от 0,20, свойственной пикритам, до 0,33. Наименее железистые клинопироксены очевидно соответствуют кумулятивным зернам, кристаллизующимся и осаждающимся совместно с оливином, а более железистые клинопироксены выделяются при более поздней кристаллизации расплава. Таким образом, по крайней мере для внутренних магнезиальных частей кристаллов клинопироксенов есть основания полагать наличие равновесных соотношений с оливином. Внешние части кристаллов и более железистые кристаллы  $Kpx$ , очевидно, являются равновесными с более поздними минералами, в том числе с плагиоклазом, о чем также свидетельствует перераспределение глинозема между клинопироксенами с различной железистостью.

Специфической чертой расслоенности интрузивов является образование в верхних и нижних кварцсодержащих горизонтах высококальциевых клинопироксенов, содержащих в виде продуктов распада твердого раствора субкальциевый авгит и ферриавгит. Продукты распада всегда более железистые и содержат глинозема на порядок больше (табл. 5).

Ортопироксен является явно второстепенной фазой и, очевидно, играет подчиненную роль в процессе кристаллизации интрузивов. В работе [138] высказано предположение, что  $Orx$  является своеобразной буферной фазой, поддерживающей при кристаллизации оливина химический потенциал кремнезема на определенном уровне. Вместе с тем для этого минерала установлены вполне закономерные изменения состава в зависимости от различных горизонтов массива. В целом диапазон изменения железистости  $Orx$  относительно небольшой по сравнению с оливином. В  $Orx$   $f_{ат}$  изменяется от 0,26 до 0,32. Следует подчеркнуть, что состав  $Orx$  всегда более железистый, чем состав  $Kpx$  из того же горизонта.

Так же как и для остальных минералов, наименьшая железистость свойственна  $Orx$  из пикритового габбро-долерита и наибольшая —  $Orx$  из оливинового и такситового габбро-долеритов (см. табл. 4).

Плагиоклаз. Кристаллизация плагиоклаза охватывает весь период существования расплава, в связи с чем его состав, морфология зерен

Таблица 4. Химический состав клинопироксенов и ортопироксенов дифференцированных интрузий (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номера образцов | Порода                             | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO  | Сумма  | f <sub>ат</sub> |
|-----------------|------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|--------------------------------|------|--------|-----------------|
| СТ-8            | Верхний контактовый габбро-долерит | 51,8             | 0,52             | 2,2                            | 7,5  | 0,12 | 15,4 | 21,5 | 0,35              | 0,73                           | —    | 100,12 | 0,21            |
| 731             | Диорит                             | 53,8             | 0,34             | 2,0                            | 9,5  | 0,14 | 15,1 | 19,9 | 0,48              | —                              | —    | 101,26 | 0,26            |
| 776,6           |                                    | 53,2             | 0,39             | 1,80                           | 11,8 | 0,17 | 14,4 | 19,5 | 0,52              | —                              | —    | 101,78 | 0,31            |
| 731             | Кварцевый диорит                   | 54,0             | 0,47             | 2,0                            | 10,0 | 0,14 | 15,4 | 18,6 | 0,71              | —                              | —    | 101,32 | 0,27            |
| 781,6           |                                    | 53,6             | 0,58             | 2,1                            | 12,1 | 0,23 | 13,9 | 19,3 | 0,36              | —                              | —    | 102,17 | 0,33            |
| 731             | Безоливиновый габбро-долерит       | 53,0             | 0,49             | 2,1                            | 10,0 | 0,11 | 14,9 | 19,0 | 0,30              | —                              | —    | 99,9   | 0,26            |
| 813,4           |                                    | 53,5             | 0,48             | 2,1                            | 11,0 | 0,13 | 13,6 | 18,5 | 0,35              | —                              | —    | 99,65  | 0,31            |
| 731             | То же                              | 53,0             | 0,43             | 2,1                            | 11,2 | 0,11 | 13,4 | 19,7 | 0,27              | —                              | —    | 100,21 | 0,31            |
| 815,5           |                                    | 52,5             | 0,41             | 1,5                            | 14,5 | 0,24 | 11,5 | 19,9 | 0,18              | —                              | —    | 100,73 | 0,41            |
| 731             | Оливин-биотитовый габбро-долерит   | 53,9             | 0,46             | 2,3                            | 8,0  | 0,28 | 15,8 | 20,5 | 0,44              | 0,30                           | —    | 101,98 | 0,22            |
| 847,3           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |
| 731             | Оливиновый габбро-долерит          | 55,9             | 0,52             | 1,1                            | 17,6 | 0,16 | 23,1 | 2,1  | —                 | —                              | 0,02 | 100,5  | 0,29            |
| 863,8           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |
| 731             | То же                              | 53,1             | 0,48             | 3,4                            | 7,9  | 0,15 | 15,5 | 20,6 | 0,31              | 0,51                           | —    | 100,95 | 0,22            |
| 867,3           |                                    | 56,1             | 0,57             | 1,1                            | 16,2 | 0,18 | 23,8 | 2,2  | 0,12              | —                              | —    | 100,25 | 0,28            |
| 731             | То же                              | 53,6             | 0,48             | 2,4                            | 7,7  | 0,18 | 15,4 | 20,6 | 0,47              | 0,29                           | 0,02 | 101,14 | 0,22            |
| 876,0           |                                    | 56,5             | 0,47             | 1,1                            | 14,9 | 0,55 | 23,4 | 1,9  | 0,08              | —                              | 0,02 | 98,92  | 0,26            |
| 731             | »                                  | 56,2             | 0,53             | 0,82                           | 16,8 | 0,12 | 24,9 | 2,5  | —                 | —                              | —    | 101,87 |                 |
| 880,0           |                                    | 52,2             | 0,42             | 2,6                            | 8,2  | 0,10 | 15,3 | 21,0 | 0,42              | —                              | 0,03 | 100,27 | 0,28            |
| 731             | Пикритовый габбро-долерит          | 51,7             | 0,41             | 2,8                            | 6,3  | 0,18 | 16,0 | 21,7 | 0,29              | 0,83                           | 0,01 | 100,22 | 0,18            |
| 900,7           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |
| 731             | То же                              | 51,2             | 0,54             | 2,7                            | 6,7  | 0,11 | 14,8 | 20,0 | 0,20              | 0,91                           | 0,02 | 97,48  | 0,20            |
| 901,6           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |
| 731             | »                                  | 53,4             | 0,47             | 2,7                            | 6,5  | 0,09 | 15,1 | 20,9 | 0,41              | 0,25                           | —    | 99,82  | 0,19            |
| 908,9           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |
| 731             | »                                  | 51,6             | 0,42             | 2,8                            | 6,9  | 0,29 | 15,4 | 20,8 | 0,32              | 0,68                           | 0,01 | 99,21  | 0,20            |
| 909,3           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |
| 731             | »                                  | 52,3             | 0,53             | 2,4                            | 7,1  | 0,21 | 14,9 | 21,1 | 0,23              | 1,2                            | 0,02 | 99,99  | 0,21            |
| 912,8           |                                    |                  |                  |                                |      |      |      |      |                   |                                |      |        |                 |

Таблица 4 (окончание)

| Номера образцов | Порода                | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO   | Сумма  | f <sub>ат</sub> |
|-----------------|-----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|--------------------------------|-------|--------|-----------------|
| 731             | Такситовый габбро-    | 53,2             | 0,57             | 1,6                            | 9,4   | 0,34 | 15,6  | 19,5  | 0,28              | 0,09                           | 0,02  | 100,60 | 0,25            |
| 921,8           | долерит               |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                                |       |        |                 |
| 731             | То же                 | 56,1             | 0,41             | 0,92                           | 19,5  | 0,25 | 22,9  | 1,8   | —                 | 0,09                           | 0,05  | 102,02 | 0,32            |
| 928,5           |                       | 56,2             | 0,41             | 0,82                           | 19,4  | 0,25 | 23,2  | 1,8   | —                 | 0,09                           | 0,05  | 102,22 | 0,31            |
|                 |                       | 53,5             | 0,63             | 1,5                            | 11,5  | 0,19 | 13,5  | 19,7  | 0,33              | 0,07                           | 0,03  | 100,92 | 0,32            |
| 731             | »                     | 53,2             | 0,57             | 1,1                            | 10,2  | 0,40 | 14,6  | 19,2  | 0,44              | 0,08                           | 0,02  | 99,81  | 0,28            |
| 936,0           |                       |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                                |       |        |                 |
| 731             | »                     | 52,5             | 0,51             | 1,9                            | 10,1  | 0,35 | 14,5  | 19,5  | 0,14              | 0,12                           | 0,01  | 99,63  | 0,28            |
| 940,1           |                       |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                                |       |        |                 |
| ИМ-39           | Габбро                | 51,5             | 0,060            | 2,4                            | 11,0  | 0,17 | 14,0  | 20,0  | 0,50              | 0,10                           | 0,02  | 100,29 | 0,31            |
| 91,3            |                       | 51,0             | 0,70             | 1,60                           | 13,7  | 0,20 | 13,2  | 20,0  | 0,50              | 0,04                           | 0,01  | 100,95 | 0,37            |
| ИМ-39           | Диорит                | 50,5             | 0,47             | 1,19                           | 15,44 | —    | 15,03 | 16,03 | 0,27              | 0,01                           | 0,015 | 98,96  | 0,37            |
| 154,0           |                       | 51,17            | 0,52             | 2,04                           | 11,69 | —    | 14,58 | 19,92 | 0,37              | 0,07                           | 0,015 | 100,37 | 0,31            |
| ИМ-39           | Оливиновый габбро-    | 51,1             | 0,72             | 1,5                            | 12,1  | 0,13 | 13,9  | 20,0  | 0,51              | 0,07                           | —     | 100,03 | 0,33            |
| 222,0           | долерит               |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                                |       |        |                 |
| ИМ-39           | Троктолитовый габбро- | 51,8             | 0,52             | 2,2                            | 7,5   | 0,12 | 15,4  | 21,5  | 0,35              | 0,73                           | —     | 100,12 | 0,21            |
| 256,0           | долерит               | 51,3             | 0,60             | 1,90                           | 7,7   | 0,15 | 16,0  | 21,0  | 0,37              | 0,63                           | —     | 99,65  | 0,21            |
| ИМ-39           | Контактовый габбро-   | 51,52            | 0,58             | 2,56                           | 9,26  | 0,22 | 14,02 | 21,16 | —                 | 0,10                           | 0,01  | 99,43  | 0,27            |
| 300,2           | долерит               | 51,22            | 0,66             | 1,73                           | 13,81 | 0,28 | 11,42 | 20,72 | —                 | 0,06                           | 0,02  | 99,92  | 0,40            |
| НП-13           | Оливинсодержащий      | 53,6             | 0,25             | 2,08                           | 5,72  | 0,07 | 15,40 | 21,53 | 0,28              | —                              | —     | 98,93  | 0,17            |
| 1225,0          | габбро-долерит        |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                                |       |        |                 |
| НП-13           | Оливиновый габбро-    | 53,4             | 0,35             | 1,68                           | 6,42  | 0,14 | 15,68 | 21,99 | 0,27              | —                              | —     | 99,93  | 0,19            |
| 1229,0          | долерит               |                  |                  |                                |       |      |       |       |                   |                                |       |        |                 |
| НП-13           | Троктолитовый габбро- | 52,9             | 0,44             | 1,96                           | 6,60  | 0,14 | 16,2  | 21,30 | 0,29              | —                              | —     | 99,88  | 0,18            |
| 1238,5          | долерит               | 52,9             | 0,65             | 1,86                           | 7,13  | 0,19 | 15,8  | 21,17 | 0,27              | —                              | —     | 99,92  | 0,20            |
| НП-13           | Пикритовый габбро-    | 53,3             | 0,31             | 2,39                           | 6,76  | 0,19 | 16,0  | 20,69 | 0,33              | —                              | —     | 99,97  | 0,18            |
| 1262,0          | долерит               | 53,3             | 0,36             | 1,96                           | 6,82  | 0,10 | 15,8  | 21,08 | 0,23              | —                              | —     | 99,65  | 0,19            |
|                 |                       | 53,8             | 0,46             | 1,06                           | 15,7  | 0,29 | 25,9  | 1,56  | 0,10              | —                              | —     | 98,90  | 0,25            |
| НП-13           | Троктолитовый габбро- | 52,5             | 0,40             | 1,62                           | 6,60  | 0,17 | 16,4  | 21,94 | 0,26              | —                              | —     | 99,89  | 0,18            |
| 1268,0          | долерит               | 52,6             | 0,57             | 1,82                           | 7,59  | 0,19 | 15,8  | 21,17 | 0,27              | —                              | —     | 100,01 | 0,21            |
| НП-13           | Пикритовый габбро-    | 53,3             | 0,36             | 2,0                            | 6,6   | 0,12 | 17,0  | 20,6  | 0,23              | —                              | —     | 100,21 | 0,18            |
| 1276,0          | долерит               | 53,2             | 0,36             | 2,02                           | 6,7   | 0,17 | 16,31 | 21,12 | 0,15              | —                              | —     | 100,03 | 0,19            |

Примечание. Образцы СТ-8 — 731/940 из Талнахского интрузива, ИМ-39/91,3 — ИМ-39/300,2 из Мантуровского интрузива, НП-13/1225,0 — НП-13/1276,0 из Нижне-Норильско-го интрузива.

Таблица 5. Химический состав субкальциевых авгитов и ферро-авгитов (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Интрузив         | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO  | Сумма  | f <sub>ат</sub> |
|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|--------------------------------|------|--------|-----------------|
| Талнахский       | 53,2             | 0,50             | 0,78                           | 15,1 | 0,40 | 16,2 | 13,8 | 0,44              | 0,08                           | 0,02 | 100,54 | 0,34            |
| Мантуровский     | 49,4             | 0,75             | 0,23                           | 19,9 | 0,23 | 10,3 | 15,5 | 0,55              | 0,28                           | 0,03 | 97,14  | 0,52            |
| Нижне-Норильский | 49,6             | 0,45             | 4,30                           | 24,9 | 0,34 | 9,10 | 11,4 | 0,32              | —                              | 0,03 | 100,44 | 0,60            |
|                  | 52,7             | 0,07             | 4,20                           | 16,1 | 0,25 | 14,0 | 12,2 | 1,10              | —                              | 0,03 | 100,65 | 0,39            |
|                  | 53,7             | 0,39             | 2,90                           | 13,7 | 0,15 | 15,8 | 10,8 | 0,36              | —                              | —    | 97,80  | 0,33            |

изменяются наиболее значительно по сравнению с таковыми для других минералов. Общий диапазон изменения состава минерала от  $An_{20}$  до  $An_{90}$ . Все кристаллы плагиоклаза во всех горизонтах интрузивов имеют прямое зональное строение. Различия в составе зон наименьшие в ультрабазитовом горизонте  $An_{65-90}$  и более значительные во всех остальных горизонтах. В пикритовом габбро-долерите установлены кристаллы, имеющие состав центральной части  $An_{93}$ . Встречаются зерна такого же состава в такситовом габбро-долерите, но там же известны и плагиоклазы  $An_{40}$ . В работе [132] обращено внимание на корреляцию составов  $Pl$  и  $Kpx$  по соотношениям  $(Ca + Na + K)/Al$  и  $Si/Al$ . Рассмотренные выше данные по составу клинопироксена позволяют заключить, что подобная корреляция свойственна лишь более поздним кристаллам клинопироксена или внешним зонам зональных кристаллов, но не центральных зонам, равновесным с оливином. Ассоциация железистого  $Kpx$  и  $Pl$  соответствует эвтектоидному составу расплава, а выделение магнезиального  $Kpx$  совместно с  $Ol$  происходит из надэвтектоидного расплава.

**Хромшпинелиды и шпинели.** Минералы этой группы являются одними из важнейших показателей особенностей магматических расплавов, формирующих полнодифференцированные траппы. Так, среди многочисленных трапповых интрузий хромиты встречаются преимущественно в рассматриваемом типе интрузивов [41]. Кроме того, только в этих интрузивах известна ассоциация магнезиального оливина с магнезиально-глиноземистой шпинелью [138]. Наконец, в верхних горизонтах Талнахской интрузии нами установлена железистая шпинель герцинит, не известная в других типах интрузий. Важно также подчеркнуть, что ассоциация хромитовой и сульфидной медно-никелевой минерализации свойственна целому ряду таких стратифицированных комплексов, как Стиллуотер [231], Бушвелд [187] и др. Все это требует подробного рассмотрения особенностей шпинелей полнодифференцированных траппов.

Интрузивам этого типа в целом свойственны повышенные содержания хрома, который на различных стадиях кристаллизации магматических расплавов фиксируется либо в силикатных фазах, главным образом клинопироксенах, либо образует собственную шпинелевую фазу. Хромитовая минерализация в интрузивах Норильск I, Имангдинском, Талнахском концентрируется в пикритовом горизонте, но единичные зерна хромсодержащих шпинелевых фаз известны и в других горизонтах.

Проявления хромита установлены в виде единичных идиоморфных кристалликов в закалочной фации интрузивов — контактовых габбро-долеритах. Редкие зерна хромита появляются в обогащенных оливином частях горизонта оливиновых габбро-долеритов, примыкающих к ультрабазитовому горизонту. В пикритовом горизонте количество хромита максимальное.

В пикритах и других разновидностях пород ультрабазитового горизонта выделяются два морфологических вида хромитовой минерализации. Первый вид представлен относительно равномерно распределенными мелкими идиоморфными и округлыми зернами хромита, образующего включения во всех породообразующих минералах. Второй представляет собой густо насыщенные хромитом изометричные скопления размером от первых сантиметров до

нескольких десятков сантиметров и весьма редко до 1 м. Эти скопления приурочены, в основном, к нижней части пикритовых габбро-долеритов.

Среди рассеянного хромита можно выделить два типа зерен. Первый тип представлен округлыми изометричными, мелкими темными зернами, образующими вростки в оливине, клинопироксене и плагиоклазе. Второй тип включает идиоморфные правильные более светлые кристаллы. Иногда светлый хромит обрастает темные хромшпинелиды. Эти соотношения позволяют установить возрастные особенности хромитов: темные хромиты, образующие округлые зерна, очевидно, являются более ранними, чем светлые.

Хромитовые обособления представляют собой одно из наиболее ярких образований гипербазитового горизонта полнодифференцированных интрузий. Концентрация хромита достигает в них 25—30% от объема обособлений. Границы обособлений с вмещающими их породами чрезвычайно четкие и резкие и не наблюдались, чтобы происходили постепенные переходы от этого типа минерализации к рассеянной минерализации. Однако породообразующие минералы, среди которых преобладают плагиоклаз и клинопироксен и реже встречается оливин, могут одной частью кристалла входить внутрь обособления и быть насыщенными включениями хромита, в то время как остальная часть кристалла находится за пределами обособления и совершенно лишена хромитовых вростков. Следует отметить, что породообразующие силикаты, ассоциирующие с хромитовыми скоплениями, обычно крупнее, чем силикаты в окружающей породе.

Важнейшая особенность скоплений хромита — постоянная приуроченность к ним глобулярных образований, сложенных пренитом, биотитом, ангидритом, карбонатом, цеолитами, апатитом, хлоритом, тальком и иногда сульфидами в сростании с этими минералами. Обычно глобули приурочены к центральной части скоплений, а в крупных обособлениях может встречаться несколько глобуль, относительно равномерно распределенных по площади. Границы глобуль весьма четкие, и слагающие их минералы отсутствуют в остальной части обособления. Вместе с тем хромит внутри глобуль всегда отсутствует, но цепочки зерен хромита обычно оконтуривают внешнюю границу глобуль. Важно также отметить, что помимо минералов, содержащих летучие компоненты, в составе глобуль могут встречаться плагиоклаз и клинопироксен. Обычно зерна этих фаз продолжают из обособления во внутреннюю часть глобули, но тогда внешняя часть глобули насыщена хромитом, а часть кристалла, входящая в глобули, лишена хромита.

Рассеянные хромшпинелиды, а также хромиты из скоплений различаются по оптическим и физическим свойствам [41]. Однако важнейшим различием является различие по составу. В оливиновых габбро-долеритах развиты бедные хромом хромиты (табл. 6, обр. 22113<sup>a</sup>). Количество хрома в этой шпинели не более 20%, при высоком содержании титана и низком — глинозема и магния.

В пикритовых габбро-долеритах: темные — округлые и светлые — идиоморфные хромиты, существенно различающиеся по составу (см. табл. 6). Первые богаты магниезально-глиноземистыми минералами, а вторые — окисным железом и титаном. Кроме того, темные хромиты наиболее обогащены хромом (31,9—38,6%), но бедны титаном (2,0—3,5%). Атомные соотношения  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  колеблются, в основном, в пределах 0,5—0,8. Сопоставить составы хромитов можно на диаграмме  $Mg/Mg + Fe^{2+} - Fe^{3+}/Al + Cr + Fe^{3+}$  по [230]. На этой диаграмме (см. фиг. 5) богатые магнием и алюминием хромиты образуют относительно небольшое поле, обособленное от всех остальных разновидностей.

Для светлых хромитов характерной особенностью является обедненность хромом (19—26%) и глиноземом и обогащенность железом. Весьма существенно эти хромиты обогащены ульвошпинелевым компонентом, при содержании  $TiO_2$  до 12,5%. Известны единичные зерна с содержанием  $TiO_2$  до 17%. Из всех хромитов, когда-либо приводимых в литературе, подобные содержания являются одним из наиболее высоких. Более высокие концентрации  $TiO_2$  известны в лунных шпинелях, в которых присутствует почти полный ряд составов от ульвошпинели до бедного титаном хромита, а также в ультра-

Таблица 6. Химический состав шпинелидов дифференцированных интрузий (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Оксиды                         | 1074 | 948-1  | 948-2  | 948-3  | 22113 <sup>a</sup> | 22056  | 22057-1 | 22057-2 | 22067  | 22094   | T-6  | T-7   | T-4  | T-14  | T-15  | H-257-1a | H-257-16 | H-1/73 <sub>2</sub> |
|--------------------------------|------|--------|--------|--------|--------------------|--------|---------|---------|--------|---------|------|-------|------|-------|-------|----------|----------|---------------------|
| TiO <sub>2</sub>               | 2,2  | 0,3    | 0,3    | 0,14   | 8,3                | 2,7    | 1,9     | 2,3     | 3,6    | 0,03    | 2,5  | 1,9   | 3,6  | 12,5  | 9,1   | 2,2      | 11,5     | 8,10                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 54,3 | 55,8   | 54,4   | 58,8   | 5,6                | 15,6   | 18,8    | 17,3    | 15,0   | 61,20   | 15,7 | 20,0  | 15,0 | 6,1   | 5,1   | 16,8     | 5,3      | Не обн.             |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,20 | 0,20   | 0,20   | 0,20   | 17,3               | 39,3   | 37,2    | 38,6    | 35,9   | не обн. | 31,9 | 33,0  | 35,9 | 24,9  | 18,9  | 37,0     | 26,5     | 6,50                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,50 | 7,2    | 8,9    | 3,3    | 31,2               | 10,1   | 10,5    | 10,5    | 10,86  | 9,60    | 17,6 | 15,1  | 10,7 | 15,4  | 27,5  | 10,5     | 15,2     | 45,0                |
| FeO                            | 27,2 | 29,4   | 29,3   | 30,8   | 37,0               | 24,4   | 20,2    | 22,06   | 31,1   | 8,50    | 22,2 | 19,0  | 27,9 | 38,4  | 38,2  | 26,3     | 37,7     | 36,10               |
| MgO                            | 9,7  | 7,8    | 7,7    | 7,1    | 2,3                | 8,2    | 10,5    | 9,6     | 6,10   | 19,70   | 9,1  | 11,7  | 6,1  | 3,9   | 1,9   | 6,5      | 3,3      | 1,00                |
| MnO                            | —    | —      | —      | —      | —                  | —      | —       | —       | —      | —       | —    | —     | —    | —     | —     | 0,20     | 0,17     | 0,36                |
| NiO                            | —    | —      | —      | —      | —                  | —      | —       | —       | —      | —       | —    | —     | —    | —     | —     | 0,10     | 0,20     | 0,40                |
| Сумма                          | 98,1 | 100,70 | 100,80 | 100,34 | 101,70             | 100,30 | 99,1    | 100,36  | 102,56 | 99,33   | 99,0 | 100,7 | 99,2 | 101,2 | 100,7 | 99,6     | 99,87    | 97,46               |

Количество катионов

|                       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Fe <sup>2+</sup>      | 0,641 | 0,684 | 0,686 | 0,711 | 1,100 | 0,668 | 0,543 | 0,594 | 0,852 | 0,184 | 0,612 | 0,497 | 0,784 | 1,122 | 1,152 | 0,729 | 1,127 | 1,70  |
| Mg                    | 0,408 | 0,323 | 0,321 | 0,294 | 0,122 | 0,399 | 0,501 | 0,460 | 0,297 | 0,760 | 0,448 | 0,546 | 0,305 | 0,204 | 0,102 | 0,321 | 0,176 | 0,058 |
| Fe <sup>3+</sup>      | 0,094 | 0,152 | 0,187 | 0,070 | 0,835 | 0,248 | 0,254 | 0,255 | 0,268 | 0,187 | 0,436 | 0,356 | 0,271 | 0,405 | 0,745 | 0,261 | 0,408 | 1,315 |
| Al                    | 1,805 | 1,831 | 1,793 | 1,917 | 0,235 | 0,601 | 0,713 | 0,656 | 0,571 | 1,868 | 1,868 | 0,610 | 0,594 | 0,252 | 0,216 | 0,657 | 0,223 | —     |
| Ti                    | 0,047 | 0,007 | 0,007 | 0,003 | 0,222 | 0,067 | 0,044 | 0,054 | 0,089 | 0,001 | 0,061 | 0,045 | 0,091 | 0,328 | 0,447 | 0,056 | 0,309 | 0,235 |
| Cr                    | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,487 | 1,016 | 0,944 | 0,981 | 0,925 | —     | 0,832 | 0,817 | 0,954 | 0,689 | 0,539 | 0,970 | 0,749 | 0,200 |
| $\sum R^{2+}$         | 1,049 | 1,007 | 1,007 | 1,003 | 1,222 | 1,067 | 1,044 | 1,054 | 1,149 | 0,944 | 1,060 | 1,043 | 1,089 | 1,306 | 1,254 | 1,040 | 1,303 | 1,240 |
| $\sum (R^{3+} + R^4)$ | 1,951 | 1,995 | 1,992 | 1,995 | 1,779 | 1,932 | 1,955 | 1,946 | 1,853 | 2,056 | 1,940 | 1,956 | 1,910 | 1,674 | 1,747 | 1,950 | 1,693 | 1,750 |

Таблица 6 (продолжение)

| Оксиды                                 | Н-1/734 | Н-262 <sub>а</sub> | 22741-1 | 22741-2а | 22741-3 | 22741-4 | 22741-5 | 22741-6 | 22741-7 | 22741-8 |
|--|---------|--------------------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| TiO <sub>2</sub>                       | 10,2    | 2,80               | 4,3     | 4,3      | 2,7     | 2,1     | 4,3     | 4,4     | 3,9     | 1,8     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | He обн. | 1,50               | 9,8     | 9,0      | 15,3    | 14,3    | 10,4    | 10,2    | 11,4    | 16,6    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 2,30    | 8,50               | 31,8    | 33,5     | 39,3    | 38,0    | 32,4    | 31,4    | 32,0    | 37,9    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 45,3    | 52,2               | 19,00   | 18,13    | 10,78   | 13,73   | 19,32   | 28,51   | 18,21   | 12,54   |
| FeO                                    | 38,3    | 31,5               | 30,39   | 30,32    | 24,00   | 23,57   | 28,6    | 21,12   | 29,17   | 21,48   |
| MgO                                    | 0,8     | 1,2                | 4,4     | 4,4      | 8,6     | 8,1     | 5,9     | 5,0     | 5,2     | 9,5     |
| MnO                                    | 0,50    | 0,2                | —       | —        | —       | —       | —       | —       | —       | —       |
| NiO                                    | 0,32    | —                  | —       | —        | —       | —       | —       | —       | —       | —       |
| Сумма                                  | 97,72   | 97,90              | 99,3    | 99,65    | 100,68  | 99,8    | 100,92  | 100,63  | 100,88  | 99,82   |
| Количество катионов                    |         |                    |         |          |         |         |         |         |         |         |
| Fe <sup>2+</sup>                       | 1,245   | 1,009              | 0,883   | 0,884    | 0,652   | 0,652   | 0,812   | 0,610   | 0,835   | 0,576   |
| Mg                                     | 0,047   | 0,069              | 0,228   | 0,229    | 0,416   | 0,490   | 0,298   | 0,257   | 0,263   | 0,453   |
| Fe <sup>3+</sup>                       | 1,325   | 1,507              | 0,497   | 0,475    | 0,264   | 0,342   | 0,494   | 0,741   | 0,469   | 0,303   |
| Al                                     | —       | 0,067              | 0,401   | 0,371    | 0,586   | 0,559   | 0,416   | 0,415   | 0,459   | 0,626   |
| Ti                                     | 0,299   | 0,81               | 0,113   | 0,113    | 0,066   | 0,052   | 0,110   | 0,116   | 0,101   | 0,042   |
| Cr                                     | 0,070   | 0,258              | 0,873   | 0,925    | 1,02    | 0,994   | 0,869   | 0,857   | 0,866   | 0,960   |
| ∑ R <sup>2+</sup>                      | 1,318   | 1,085              | 1,115   | 1,117    | 1,068   | 1,056   | 1,114   | 0,871   | 1,102   | 1,029   |
| ∑ (R <sup>3+</sup> + R <sup>4+</sup> ) | 1,694   | 1,913              | 1,884   | 1,884    | 1,936   | 1,947   | 1,889   | 2,129   | 1,895   | 1,931   |

Таблица 6 (окончание)

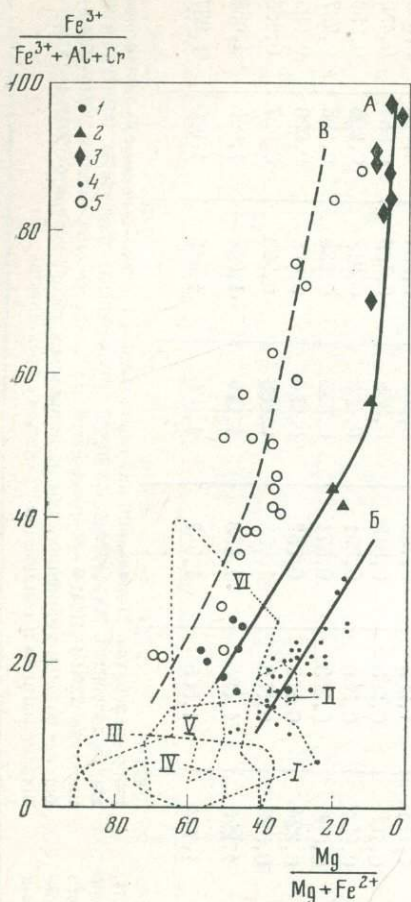
| Оксиды                         | 22741-а | 22741-б | 22741-в | 22741-г | 22741-д | 22741-е | 22744-1 | 22744-2 | 22744-3 | 22744-4 | 22744-5 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| TiO <sub>2</sub>               | 12,0    | 9,6     | 6,5     | 9,1     | 8,0     | 13,3    | 2,1     | 2,2     | 1,8     | 1,6     | 1,2     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,0     | 5,3     | 2,3     | 5,1     | 2,0     | 4,8     | 14,7    | 15,1    | 16,7    | 18,5    | 21,5    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,9    | 19,60   | 23,5    | 18,9    | 20,1    | 19,7    | 35,77   | 33,6    | 37,2    | 36,6    | 35,3    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 23,15   | 38,33   | 31,14   | 27,73   | 32,20   | 14,29   | 15,73   | 16,13   | 12,98   | 12,38   | 10,91   |
| FeO                            | 40,31   | 25,87   | 36,57   | 38,08   | 36,72   | 42,97   | 26,66   | 28,96   | 23,57   | 21,84   | 21,56   |
| MgO                            | 1,9     | 2,6     | 1,1     | 1,9     | 1,9     | 3,8     | 6,4     | 5,0     | 8,4     | 9,5     | 9,7     |
| MnO                            | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       |
| NiO                            | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —       |
| Сумма                          | 100,26  | 101,30  | 101,11  | 100,98  | 100,92  | 98,86   | 101,29  | 100,99  | 100,65  | 100,42  | 100,17  |

## Количество катионов

|  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Fe <sup>2+</sup>                       | 1,225 | 0,778 | 1,116 | 1,142 | 1,121 | 1,289 | 9,736 | 0,809 | 0,639 | 0,585 | 0,560 |
| Mg                                     | 0,103 | 0,138 | 0,059 | 0,101 | 0,103 | 0,203 | 0,315 | 0,349 | 0,405 | 0,554 | 0,450 |
| Fe <sup>3+</sup>                       | 0,633 | 1,037 | 0,855 | 0,748 | 0,884 | 0,388 | 0,391 | 0,406 | 0,318 | 0,298 | 0,256 |
| Al                                     | 0,17  | 0,222 | 0,099 | 0,216 | 0,086 | 0,203 | 0,571 | 0,594 | 0,639 | 0,698 | 0,787 |
| Ti                                     | 0,328 | 0,263 | 0,180 | 0,246 | 0,224 | 0,358 | 0,052 | 0,056 | 0,045 | 0,038 | 0,028 |
| Cr                                     | 0,541 | 0,555 | 0,678 | 0,537 | 0,579 | 0,558 | 1,933 | 0,888 | 0,953 | 0,927 | 0,866 |
| ∑ R <sup>2+</sup>                      | 1,328 | 0,920 | 1,182 | 1,249 | 1,226 | 1,496 | 1,053 | 1,060 | 1,046 | 1,040 | 1,038 |
| ∑ (R <sup>3+</sup> + R <sup>4+</sup> ) | 1,672 | 2,078 | 1,812 | 1,747 | 1,774 | 1,505 | 1,947 | 1,940 | 1,945 | 1,960 | 1,937 |

Примечание. Полнодифференцированные интрузии. Талнахский интрузив: обр. 1074, 948-1-3 — герцинит из измененного оливинсодержащего габбро-долерита фланговой части интрузии; обр. 22113<sup>а</sup> — богатый титаном хромшпинелид из оливинового габбро-долерита; обр. 22057-Т-4 — богатые магнием и глиноземом хромиты из пикритовых габбро-долеритов; Т-14,15 — богатые титаном хромшпинелиды из пикритовых

габбро-долеритов. Норильский интрузив: Н-257 — Н-262-2 — хромиты из пикритовых габбро-долеритов. Дифференцированные лейкократовые интрузивы. Мантуровский интрузив: 22741-1—22741-8 — богатые магнием и глиноземом хромиты и 22741а—22741е — богатые титаном хромшпинелиды из пикритовых габбро-долеритов; 22744-1—22744-5 — богатые магнием и глиноземом хромиты из троктолитов.



Фиг. 5. Диаграмма  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+})$  для хромитов дифференцированных интрузий и других проявлений хромитовой минерализации

Дифференцированные интрузии Норильского района:

- 1,2 — рассеянные хромиты:
- 1 — обогащенные магнием и алюминием,
- 2 — обогащенные окисным железом и Ti;
- 3 — хромистые магнетиты;
- 4 — хромиты из шпировидных обособлений;
- 5 — Гулинский плутон, акцессорные хромиты и хромистые магнетиты из дунитов и пирротитов [по 7]

Поля составов хромитов:

- I — стратифицированных интрузий Бушвельда, Великой дайки, Стиллуотер по [230];
- II — интрузива Маскокс по [230];
- III — альпинотипных гипербазитов по (230);
- IV — из сростков с поликристаллическими алмазными агрегатами по (135);
- V — ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых трубках по [135];
- VI — из концентратов кимберлитовых трубок по [135]

A, Б, B — вариационные линии изменения состава хромитов:

- A — рассеянных,
- Б — из шпировидных [обособлений Норильского района;
- B — акцессорных Гулинского плутона

базитовых трубках, в которых установлены хромиты, содержащие до 20%  $TiO_2$ . Составы описываемых нами хромитов по  $TiO_2$  сопоставимы с составами некоторых хромшпинелей из кимберлитов [135] и из щелочно-ультраосновных комплексов [7]. Все остальные типы хромитовой минерализации, в том числе хромиты из альпинотипных гипербазитов, как правило, обеднены титаном.

Для рассматриваемых хромитов весьма четко проявлена взаимосвязь обогащения их титаном и увеличения концентрации  $Fe^{2+}$ . На диаграмме (фиг. 5) эти хромиты обособлены от темных хромшпинелидов и смещаются в область более высоких значений  $Fe^{3+}$  в сумме трехвалентных катионов.

В определенной мере изменение состава хромита продолжается и в хромсодержащих магнетитах, ассоциирующих с хромитами (см. табл. 6). Концентрация глинозема и магнезии в них соответственно не выше 2,0 и 1,8%. Вместе с тем содержание хрома остается достаточно высоким (до 15,0%), хотя вариации его содержания весьма существенны и составляют от 2,0 до 15,8%. В зависимости от содержания титана могут быть выделены две группы. Первая группа, богатая титаном (8—10% Ti) и вторая — бедная титаном (2—3% Ti). Корреляция изменения содержания титана с другими компонентами магнетита не отмечается. На диаграмме (см. фиг. 5) составы хромсодержащих магнетитов лежат на продолжении вариационной линии, соединяющей составы темных и светлых хромшпинелидов.

Хромиты шпировидных скоплений по своему составу образуют несколько обособленную группу. Эти хромшпинелиды имеют диапазон изменения состава, существенно меньший, чем диапазон состава рассеянных хромитов. Характерно, что в пределах различных обособлений вариации примерно одни и те же. В табл. 7 даны наиболее характерные составы, заимствованные из работы [41], а также приведен ряд новых анализов, публикуемых впервые.

Из сопоставления всех аналитических данных следует, что хромшпинелиды из обособлений наиболее богаты хромом (36—44%  $Cr_2O_3$ ) и  $Fe^{2+}$  в них существенно преобладает над  $Fe^{3+}$  (при  $Fe^{2+} : Fe^{3+} = 3 : 1$ , а иногда и выше).

Все эти особенности состава определяют обособленное положение фигуративных точек этих составов на

Таблица 7. Химический состав хромитов из хромитовых обособлений в пикритовом габбро-долерите. (вес.%, рентгеновский микроанализ)

| Окислы                         | Н-202-1 | Н-202-2 | Н-202-3 | Н-202-4 | Н-202-5 | Т-16-1 | Т-16-2 | Т-17-2 | Т-17-6 | Т-17-9 | Т-17-10 | Т-17-13 | Т-17-18 | Т-17-20 | Т-17-22 | Т-17-28 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| TiO <sub>2</sub>               | 2,1     | 2,0     | 2,8     | 2,5     | 3,5     | 7,9    | 3,7    | 5,0    | 6,2    | 4,1    | 7,9     | 6,3     | 9,7     | 2,1     | 5,3     | 4,8     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,0    | 16,8    | 12,5    | 12,6    | 13,5    | 11,8   | 18,2   | 14,2   | 11,7   | 16,6   | 6,6     | 9,5     | 5,4     | 21,0    | 12,6    | 14,5    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 41,7    | 42,4    | 44,3    | 44,3    | 41,5    | 35,3   | 37,1   | 36,5   | 37,5   | 36,4   | 34,7    | 38,5    | 33,7    | 35,6    | 37,9    | 35,8    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,9     | 6,9     | 7,4     | 8,1     | 7,7     | 8,1    | 5,3    | 8,9    | 7,4    | 7,5    | 12,2    | 8,8     | 12,2    | 8,1     | 7,9     | 8,9     |
| FeO                            | 21,4    | 21,8    | 24,7    | 24,5    | 25,3    | 31,6   | 26,7   | 27,5   | 29,8   | 28,6   | 34,5    | 32,3    | 35,5    | 24,1    | 30,6    | 29,6    |
| MgO                            | 9,6     | 9,4     | 7,5     | 7,5     | 7,5     | 6,3    | 7,1    | 7,1    | 6,2    | 6,2    | 3,4     | 4,2     | 3,2     | 8,4     | 5,3     | 5,8     |
| MnO                            | 0,14    | 0,14    | 0,17    | 0,17    | 0,17    | —      | —      | —      | —      | —      | —       | —       | —       | —       | —       | —       |
| NiO                            | 0,05    | 0,05    | 0,08    | 0,08    | 0,08    | —      | —      | —      | —      | —      | —       | —       | —       | —       | —       | —       |
| Сумма                          | 98,89   | 99,49   | 99,45   | 99,75   | 99,65   | 101,0  | 98,4   | 99,2   | 98,8   | 99,4   | 99,2    | 99,6    | 99,7    | 99,3    | 99,6    | 99,4    |

## Количество катионов

|  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Fe <sup>2+</sup>                       | 0,583 | 0,591 | 0,694 | 0,686 | 0,708 | 0,885 | 0,741 | 0,771 | 0,850 | 0,794 | 1,028 | 0,939 | 1,042 | 0,648 | 0,871 | 0,834 |
| Mg                                     | 0,466 | 0,454 | 0,375 | 0,374 | 0,374 | 0,314 | 0,351 | 0,354 | 0,316 | 0,307 | 0,180 | 0,217 | 0,219 | 0,402 | 0,268 | 0,291 |
| Fe <sup>3+</sup>                       | 0,168 | 0,168 | 0,188 | 0,203 | 0,193 | 0,203 | 0,131 | 0,223 | 0,191 | 0,188 | 0,328 | 0,230 | 0,323 | 0,195 | 0,202 | 0,225 |
| Al                                     | 0,654 | 0,642 | 0,494 | 0,497 | 0,533 | 0,467 | 0,711 | 0,561 | 0,160 | 0,651 | 0,276 | 0,988 | 0,224 | 0,797 | 0,505 | 0,575 |
| Ti                                     | 0,051 | 0,049 | 0,071 | 0,062 | 0,089 | 0,199 | 0,092 | 0,127 | 0,471 | 0,402 | 0,212 | 0,165 | 0,255 | 0,050 | 0,135 | 0,121 |
| Cr                                     | 1,074 | 1,087 | 1,175 | 1,173 | 1,099 | 0,934 | 0,972 | 0,966 | 1,010 | 0,956 | 0,979 | 1,058 | 0,935 | 0,905 | 1,020 | 0,952 |
| ∑ R <sup>2+</sup>                      | 1,055 | 1,051 | 1,075 | 1,066 | 1,088 | 1,199 | 1,092 | 1,125 | 1,166 | 1,101 | 1,208 | 1,156 | 1,261 | 1,050 | 1,139 | 1,125 |
| ∑ (R <sup>3+</sup> + R <sup>4+</sup> ) | 1,947 | 1,946 | 1,928 | 1,935 | 1,914 | 1,803 | 1,906 | 1,877 | 1,832 | 1,897 | 1,795 | 1,841 | 1,737 | 1,947 | 1,862 | 1,874 |

Примечание. Приведены типичные составы хромшпинелидов из хромитовых скоплений в пикритовых габбро-долеритах Норильской интрузии (обр. Н-202-1 — Н-202-5) и Талнахской интрузии (обр. Т-16-1 — Т-17-28).

диаграмме (см. фиг. 5). Для этих хромшпинелидов может быть намечена своя вариационная линия, идущая параллельно, но не совпадающая с вариационной линией для других хромшпинелидов. Представляется, что подобные особенности изменения состава двух основных морфологических типов хромитовой минерализации являются важным показателем их генетических различий.

Границей распространения хромита является зона контакта пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Ниже этой границы хромит не встречен, хотя в клинопироксенах, так же как и в верхних горизонтах интрузий, сохраняется высокая концентрация хрома. Из шпинелевых фаз в ассоциации с оливином установлена обычная магний-алюминиевая зеленая шпинель (см. табл. 6, обр. 22094). В составе зеленой шпинели хром не обнаружен, но установлено существенное количество магнетитового и герцинитового миналов. Общая формула шпинели —  $(Mg_{0,76}Fe_{0,18}^{2+})_{0,94}(Al_{1,87}Fe_{0,19}^{3+})_{2,06}O_4$ .

Как отмечалось выше, в верхних горизонтах интрузии встречена железоглиноземистая шпинель, близкая по составу к герциниту (см. табл. 6, обр. 1074, 948-1-3). В составе этой шпинели соотношение шпинелевого и герцинитового миналов близко к 0,35 Sp 0,7Hg и практически отсутствуют другие примесные компоненты.

Таким образом, скрытая расслоенность весьма четко проявлена и в составе шпинелидов. Вместе с тем изменение состава шпинели существенно сложнее, чем изменение состава оливина или пироксена, что обусловлено особенностями образования шпинели при кристаллизации магматических расплавов.

**Дифференцированные лейкократовые интрузии.** Главные особенности дифференцированных лейкократовых интрузий по сравнению с особенностями полнодифференцированных массивов, заключаются в следующем. Во-первых, в составе дифференцированных лейкократовых интрузий преобладают базиты, а ультрабазиты слагают отдельные неправильной формы тела среди богатых оливином базитовых дифференциатов; во-вторых, ультрабазиты и богатые оливином габбро-долериты этих интрузий содержат весьма убытую вкрапленность сульфидов, максимальные количества которых концентрируются в горизонте такситовых габбро-долеритов; и, в-третьих, эти интрузивы имеют более низкую степень общей сульфидонасыщенности. В остальном стратификация и скрытая расслоенность обоих этих типов дифференцированных интрузий близки между собой (см. фиг. 3).

Характерными породами верхних горизонтов интрузий являются кислые дифференциаты вплоть до амфиболовых гранитов и гранодиоритов. В ниже лежащих горизонтах распространены габбро, габбро-диориты и безоливиновые габбро-долериты. Наибольшую мощность имеют оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты. Основные изменения в минеральном составе и структуре пород выражены: в увеличении количества оливина и клинопироксена, в уменьшении зернистости пород, в смене гипидиоморфной, габбровой, призматически-зернистой структуры офитовыми и пойкилоофитовыми. Среди пород горизонта оливиновых габбро-долеритов, особенно в нижней части горизонта, встречаются разновидности, которые могут быть названы пикритами и троктолитами, однако разновидности, соответствующие плагиоперидотитам и оливинитам, в составе этого горизонта неизвестны. Сами пикриты и троктолиты чередуются с оливиновыми равномерно зернистыми и атакситовыми габбро-долеритами.

Ниже этого горизонта распространены крупно-, равномернозернистые, реже такситовые габбро-долериты, и замыкают разрез контактовые габбро-долериты.

Особенности скрытой расслоенности дифференцированных лейкократовых интрузий показаны на фиг. 3. Отметим, что в рассматриваемых интрузиях диапазон изменения состава главных породобразующих минералов значительно меньше по сравнению с полнодифференцированными интрузивами. Оливин в пикритах и троктолитах достигает состава  $Fo_{82}$  и в других горизонтах представлен  $Fo_{75}$  в оливиновых габбро-долеритах и до  $Fo_{65}$  в такситовых габбро-долеритах. Зональные кристаллы клинопироксенов имеют коле-

бания железистости внутренних частей зерен, от минимальных значений  $f_{ат} = 0,16$ , свойственной пикритам и до  $f_{ат} = 0,3$  в верхних горизонтах, и  $f_{ат} = 0,2—0,25$  в нижних дифференциатах интрузий. Идентичны закономерности изменения состава ортопироксена и плагиоклаза.

Как мы отмечали выше, в составе дифференцированных лейкократовых интрузий присутствуют хромсодержащие шпинели, однако их количество во много раз ниже, чем в полnodифференцированных интрузиях. В этих интрузиях хромит встречается только в виде редких, рассеянных зерен, но не образует крупных сложений, столь характерных для полnodифференцированных интрузий. Хромит находится чаще всего в виде включений в плагиоклазе и существенно реже в клинопироксене.

В отличие от полnodифференцированных интрузий, в рассматриваемых массивах наиболее распространены светлые хромиты и значительно реже встречаются темные хромиты.

По составу обе морфологические разновидности хромшпинелидов существенно различаются между собой (см. табл. 6, обр. 22741, 22744). Темные хромиты богаты хромом (32—39%  $Cr_2O_3$ ), глиноземом (10—21%  $Al_2O_3$ ) и магнием (5—9%  $MgO$ ). Светлые хромиты весьма богаты титаном (7—14%  $TiO_2$ ) и обогащены  $Fe^{3+}$ , но весьма бедны глиноземом и магнием и содержат существенно меньшее количество хрома (18—23%  $Cr_2O_3$ ). Как уже нами отмечалось, титанистые хромиты количественно преобладают над хромшпинелидами, бедными титаном. В этом заключается одна из существенных отличительных черт дифференцированных лейкократовых интрузий от полnodифференцированных массивов.

**Дифференцированные меланократовые интрузивы.** Третья разновидность дифференцированных сульфидоносных интрузий наименее известна в литературе и поэтому будет рассмотрена нами более подробно. Основной характерной особенностью этих интрузивов является преобладание в их составе гипербазитовых дифференциатов, главным образом троктолитов, и в меньшей степени пикритов. Интрузивы этого типа могут быть названы дифференцированными меланократовыми. В их число входят массивы Нижне-Талнахский, Нижне-Норильский, Бурканский, Зеленая Грива, Клюквенный и ряд других. Схема строения одного из массивов приведена на фиг. 3. В вертикальном разрезе интрузивов характерна следующая смена горизонтов.

*Горизонт лейкократовых кислых пород.* Имеет состав от кварцевых диоритов до гранодиоритов. Наибольшая мощность горизонта наблюдается в раздувах интрузивов. Породы крупнозернистого облика имеют гипидиоморфную структуру.

*Горизонт габбро-диоритов и габбро.* Типичный горизонт интрузивов. Сложен крупно- и среднезернистыми призматически зернистыми и реже габбро-офитовыми породами.

*Горизонт безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов.* Известен во всех пересечениях интрузивов. В отличие от первых двух разновидностей дифференцированных интрузий, мощность горизонта обычно невелика. Породы равномерно среднезернистые, призматически-зернистые в верхней и офитовые в нижней части горизонта. В нижней части наблюдается некоторое уменьшение зернистости пород.

Породы перечисленных трех горизонтов обычно составляют меньшую часть разреза интрузивов — не более четверти всей мощности тел.

*Горизонт троктолитов и пикритов.* Этот горизонт занимает основную часть объема интрузивов. Обычно он имеет монотонное мелко-среднезернистое строение, редко нарушаемое появлением относительно мелких шпиротвидных участков более лейкократовых крупнозернистых пород. Переход от пород верхних горизонтов относительно резкий и фиксируется ступенью изменения структуры и количества темноцветных минералов, главным образом оливина. В отличие от полnodифференцированных интрузивов, для гипербазитового горизонта описываемой разновидности менее характерны офитовые соотношения минералов, но более часты панидиоморфные и аллотриоморфные структуры.

*Горизонт контактовых габбро-долеритов.* Сложен как правило мелкозернистыми офитовыми, реже порфировидными породами.

В отличие от полнодифференцированных массивов, для дифференцированных меланократовых интрузивов характерно однонаправленное изменение состава породообразующих минералов. Ведущей ассоциацией гипербазитового горизонта является  $Ol^{30-50} + Pl^{30-50} + Kpx^{10-20} + Orx^5$ . Колебание соотношений *Ol*, *Pl* и *Kpx* определяет отнесение породы либо к троктолитам, либо к пикритам. Ограниченно развит ортопироксен и присутствует субкальциевый авгит. Характерным минералом горизонта является биотит. Важно подчеркнуть, что в этих породах, в отличие от пикритов полнодифференцированных массивов, отсутствуют хромшпинелиды. Из аксессуарных минералов встречены магнетит и ильменит.

Оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты содержат ассоциацию минералов  $Pl^{45-60} + Kpx^{20-30} + Ol^{5-15}$ ; габбро, габбро-диориты  $Pl^{50-60} + Kpx^{20-25} + Ro^{5-10} + Q^{1-3} + Mk^{1-3}$ ; диориты, гранодиориты  $Pl^{40-60} + Ro^{10-20} + Q^{5-25} + Ort^{5-15}$ . Нижние контактовые габбро-долериты  $Pl^{40-50} + Kpx^{20-40} + Ol^{15-20}$ .

Скрытая расслоенность дифференцированных меланократовых массивов (см. табл. 3,4, фиг. 3) существенно отличается от скрытой расслоенности двух других типов стратифицированных интрузивов. Главное отличие заключается в том, что большая часть вертикального сечения интрузива имеет постоянный состав слагающих его минералов.

**О л и в и н.** Состав оливина от горизонта его появления — оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов до нижнего контакта массива имеет один и тот же состав  $For_{81-87}$  и только в эндоконтактной фации, наряду с  $For_{79}$ , встречаются оливины с несколько пониженной магнезиальностью до  $For_{75}$ .

**К л и н о п и р о к с е н.** Представлен авгитом. На большей части сечения интрузива постоянный состав. Внутренние зоны кристаллов имеют строго постоянную железистость  $f_{ат} = 0,18$ , и лишь в приконтактной части массива содержатся *Kpx* с  $f_{ат} = 0,23$ . Во внешних зонах кристаллов возрастание железистости крайне невелико и не превышает  $f_{ат} = 0,21$ . Незначительные изменения наблюдаются в содержаниях глинозема и титана.

**С у б к а л ь ц и е в ы й а в г и т.** Характерный минерал для интрузивов этого типа. Минерал встречается по всему разрезу интрузивов. Он образует самостоятельные зерна, выделяющиеся в породе в той же структурной позиции, что и обычный *Kpx*.

**О р т о п и р о к с е н.** Встречается в породе крайне редко. В сравнении с *Orx* других массивов минерал имеет наиболее магнезиальный состав ( $f_{ат} = 0,25$ ), не изменяющийся в различных частях пикрит-троктолитового горизонта.

Таким образом, на основании приведенного материала выявляются весьма четкие закономерности скрытой расслоенности дифференцированных интрузивов. Они достаточно близки для полнодифференцированных и дифференцированных лейкократовых интрузивов и существенно иные для дифференцированных меланократовых интрузивов. Для первых кристаллизация расплава сопровождается постоянным изменением состава, широким развитием явлений взаимодействия ранних твердофазовых продуктов с остаточной жидкостью при гравитационной сегрегации кристаллов, а параметры состояния расплава существенно различаются в разных частях магматической колонны.

Материалы настоящего исследования не подтверждают выводов работ [48] о выравнивании параметров состояния и состава расплава ко времени внедрения его в гипабиссальную камеру. Наоборот, этому, очевидно, предшествует существенное расслоение расплава, возникающее при подъеме магмы. Однако судя по степени и совершенству фракционирования высокотемпературных фаз, количество кристаллов в расплаве до его внедрения было невелико и массовая кристаллизация соответствует времени локализации расплава в гипабиссальной камере. Существенно иные условия определяют развитие процессов кристаллизации магматических расплавов дифференцированных меланократовых интрузивов. Кристаллизация этих массивов происхо-

дит в условиях относительной однородности параметров состояния и состава расплава. Ведущим фактором формирования расслоенности является гравитационное осаждение протокристаллов, выделяющихся до внедрения расплава в гипабиссальную камеру. Подобные различия обусловлены разной насыщенностью магм флюидной фазой.

## **Основные особенности строения рудных полей и месторождений Норильской провинции**

Рудные поля Норильского района представляют собой закономерные сообщества интрузивных пород и сульфидных медно-никелевых руд, ассоциирующихся с интрузивными образованиями. Размещение рудных полей в общей структуре рассматриваемой территории связано с особенностями тектонического режима окраинных частей траптовых впадин, положением глубинных разломов и развитием коровых взбросо-сдвиговых дислокаций (см. фиг. 1).

В пределах основных рудных полей установлено присутствие всех указанных главных структурных компонентов. В их числе выделены брахисинклинали и брахиантиклинали, развивающиеся по периферии мульды и примыкающих к ним поднятий; зоны глубинных разломов, устанавливаемые как показано выше, по целому ряду признаков; молодые тектонические нарушения, определяющие особенности морфологии интрузивных тел и интенсивную послерудную тектонику.

Рудные поля образованы дифференцированными массивами различных типов. Большинство из них представляют собой крупные апофизы сложно-построенных интрузивов, испытывающих разветвление на фронте внедрения в верхние горизонты платформенного чехла. Большинство массивов сближены в пространстве и связаны между собой относительно маломощными силами. Для некоторых массивов непосредственная связь с аналогичными им магматическими телами не наблюдается. Такие массивы отстоят друг от друга на значительном расстоянии и их взаимосвязь, по-видимому, определяется общностью магматического источника. Весьма характерно совместное развитие в рудных полях полнодифференцированных и дифференцированных меланократовых интрузий. Горизонтом локализации интрузий и связанных с ними сульфидных руд могут являться любые породы платформенного чехла.

Сульфидное оруденение концентрируется в пределах интрузивных массивов и в осадочно-метаморфических, вулканогенных и реже интрузивных породах в экзоконтакте массивов.

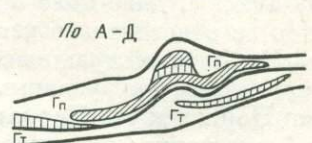
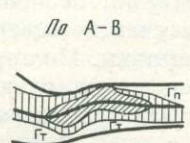
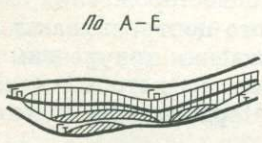
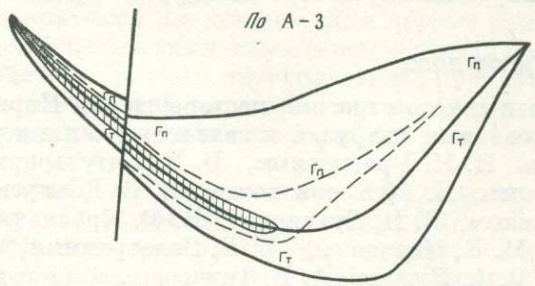
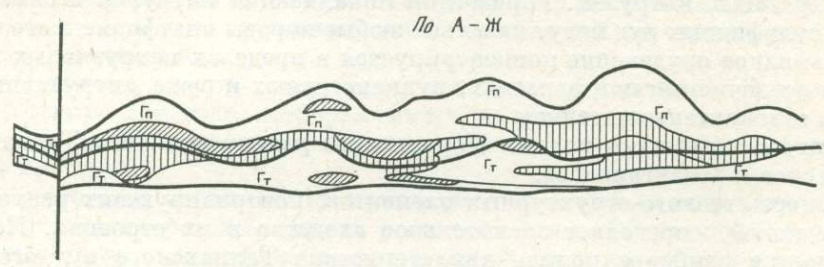
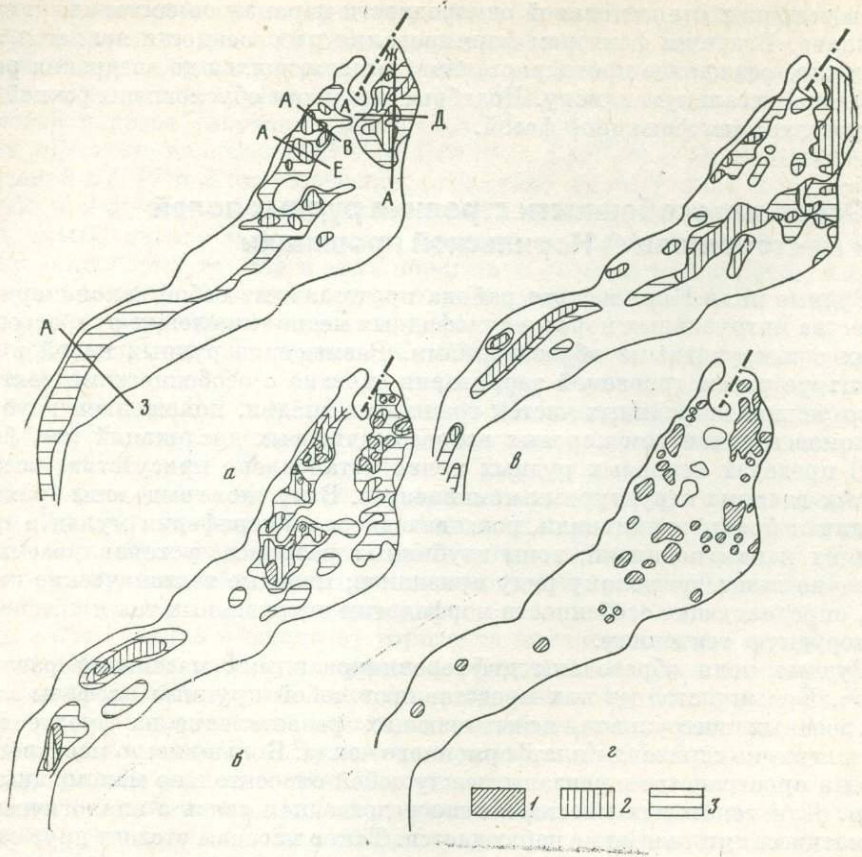
Основными рудными полями Норильского района являются Талнахское, Норильское и Имангдинское.

Общность геолого-структурных элементов, контролирующих размещение рудных полей, определяет значительное сходство в их строении. Поэтому ниже дается наиболее полная характеристика Талнахского рудного поля и лишь кратко разбираются черты строения других рудных полей.

### **Норильское рудное поле**

Изучение геологического строения месторождений Норильского рудного поля дифференцированных интрузий и связанных с ними руд в различное время проводилось Н. Н. Урванцевым, В. К. Котульским, М. Н. Годлевским, Г. Б. Роговером, И. А. Коровяковым, В. С. Домаревым, М. Ф. Смирновым, Г. Д. Масловым, Е. Н. Сухановой, В. Ф. Кравцовым, Ю. Н. Седых, Л. Л. Ваулиным, М. К. Ивановым, В. В. Золотухиным, А. Д. Генкиным, Л. А. Винницким, В. А. Люлько, А. В. Тарасовым и многими другими.

Норильское рудное поле объединяет несколько месторождений, группирующихся на относительно узком участке северного центроклинального замыкания Норильской траптовой мульды. Месторождения приурочены к дифференцированным интрузивным массивам, главными из которых являются: интрузии Норильск I и Норильск II, Зубовская, Черногорская и некоторые другие, более мелкие интрузивы.



Месторождение Норильск I. Приурочено к одноименному дифференцированному интрузиву. Горизонтом локализации интрузива являются терригенно-угленосные осадочные породы пермокарбона (тунгусская серия) и эффузивные траппы. Массив вытянут в северо-восточном направлении и плавно погружается на юго-запад, с небольшим несогласием со стратификацией вулканогенных и осадочных пород. В результате этого северные части интрузии целиком располагаются в эффузивных породах, между покровами толеитовых и лабрадорских базальтов сыверминской свиты. На юге массив перекрыт двуполевошпатовыми базальтами, но подошва его находится в терригенно-угленосных породах.

В южной и центральной частях массив представляет единое тело, имеющее форму хонолита, осложненную локальными прогибами в подошве интрузии. Кровля массива практически лишена сколько-нибудь существенных ундуляций. На севере массив расщеплен на две крупные ветви: западную и восточную, соединенные между собой маломощным силлом. По данным Г. Д. Маслова [78], во фланговых зонах каждой из ветвей наблюдается развитие ряда алофиз, имеющих субпластовую форму и крутое падение. Соотношения с другими возрастными группами интрузивных пород характеризуются следующими особенностями: 1) дифференцированные интрузии прорывают силы титан-авгитовых и пойкилоофитовых оливинсодержащих долеритов, залегающих в отложениях пермокарбона (см. фиг. 6); 2) с дифференцированными меланократовыми интрузиями (Нижне-Норильской, Моронговской) непосредственные контакты не наблюдаются. Эти интрузии обнажаются к югу от месторождения, где они залегают среди покровов базальтов моронговской свиты. Эти же интрузии вскрыты скважинами в отложениях девона.

Важнейшими структурами, контролирующими размещение Норильской дифференцированной интрузии, являются сбросо-сдвиговое нарушение северо-восточного простирания, представляющее собой южную часть Норильско-Хараелахского разлома [112, 97, 78, 142], а также субмеридиональные тектонические зоны [78, 142]. Сочетание этих нарушений обуславливает особенности формы интрузии и разделение ее на отдельные ветви. Характерно, что участки с максимальными мощностями интрузивного тела вытянуты в направлении главных тектонических нарушений. Важное значение указанные тектонические зоны имеют в формировании современного облика месторождений. Постинтрузивные движения вдоль тех же нарушений определяют блоковое строение месторождения. Отдельные смещения достигают десятков метров.

Сульфидная медно-никелевая минерализация месторождения представлена несколькими морфологическими типами руд, размещенными в интрузии и подстилающих породах экзоконтакта. Строение рудной зоны и распределение в ее пределах обогащенных сульфидами участков показано на погоризонтных планах (фиг. 6). Максимальная концентрация оруденения приурочена к фланговой части интрузии. Здесь распространено оруденение в пикритовых и такситовых габбро-долеритах, наибольшую площадь имеет вкрапленное оруденение в подстилающих интрузию лабрадорских базальтах и титан-авгитовых долеритах, развиты также сплошные сульфидные руды. Характерно относительное совпадение максимумов оруденения в каждом горизонте рудной зоны. По падению массива интенсивность оруденения существенно убывает. В пикритовых габбро-долеритах (фиг. 6, 7) обогащенная сульфидами часть горизонта образует непрерывную полосу, вытянутую по падению интрузии, асимметрично расположенную по отношению к осевой линии массива. В цент-

Фиг. 6. Распределение вкрапленных руд в горизонтах пикритовых (а) и такситовых (б) габбро-долеритов, прожилково-вкрапленных (в) и сплошных (г) в экзоконтакте интрузива Норильск I [134]

1—3 — относительные градации количества сульфидов (увеличение густоты штриховки соответствует возрастанию количества сульфидов)

Фиг. 7. Распределение оруденения в горизонтах вкрапленных руд интрузии Норильск I  
Линии разреза — условные обозначения см. на фиг. 6

ральной части интрузии ширина оруденелой части минимальная, что обусловлено развитием в этой части мощного выступа в рельефе подстилающих пород. В такситовых габбро-долеритах обогащенные сульфидами участки образуют изолированные пятна, вытянутые по падению интрузии (фиг. 6, 7). Общие особенности распределения оруденения в вертикальных сечениях пикритовых и такситовых габбро-долеритов показаны на фиг. 7.

Вкрапленное оруденение в подстилающих интрузию породах также существенно убывает по падению массива (см. фиг. 6). Сплошные оруденелые зоны фланговой части сменяются меньшими по размерам изолированными участками, контуры которых обнаруживают совпадение с контурами обогащения сульфидами такситовых габбро-долеритов. Аналогичными особенностями характеризуется распределение сплошных руд (фиг. 6).

**Черногорское месторождение.** Приурочено (см. фиг. 6) к одноименной интрузии, вытянутой в субширотном направлении. Падение интрузии на запад-северо-запад под углом  $8-10^\circ$ . Горизонтом локализации массива является граница терригенно-угленосных отложений пермо—карбона и карбонатных пород девонского возраста. Форма интрузии хонолитоподобная в поперечном сечении и пластообразная — в продольном. В отличие от интрузии Норильск I, Черногорский интрузив в западной части имеет более крутое падение, в результате чего на относительно небольшом протяжении его подошва опускается стратиграфически на 300—400 м.

На флангах интрузии наблюдается развитие значительного количества пластообразных апофиз, которые пересекают как терригенно-угленосные отложения, так и лавовые покровы. Отдельные апофизы выходят на поверхность в виде пологопадающих даек различной мощности.

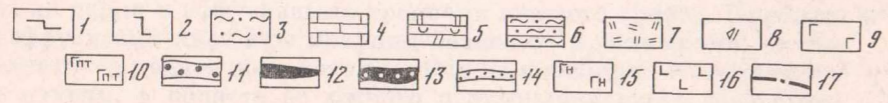
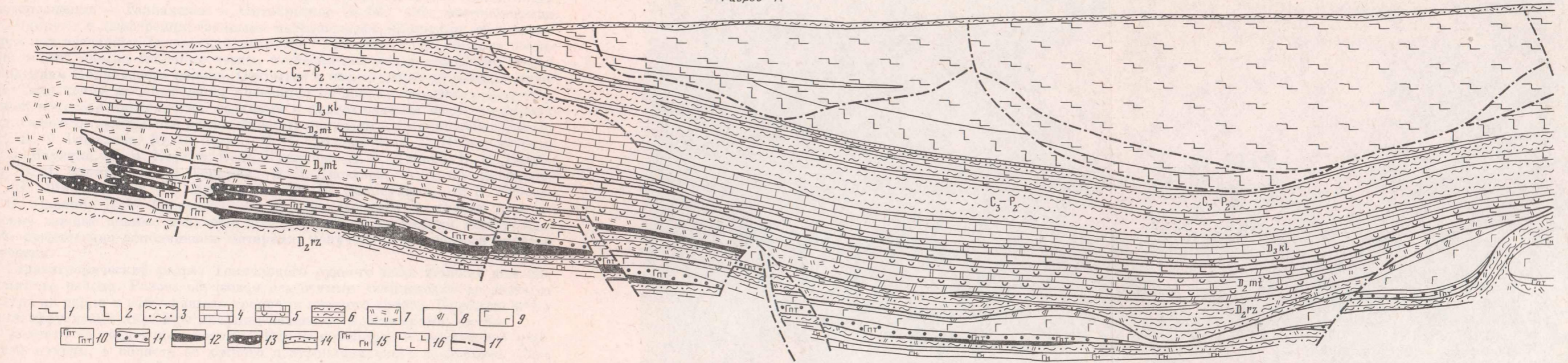
Особенности положения и строения интрузии контролируются субмеридиональными тектоническими зонами, возможно связанными с основными взбросо-сдвиговыми нарушениями, располагающимися к западу от интрузивного массива.

Сульфидное медно-никелевое оруденение распространяется согласно с вытянутостью интрузивного массива. Так же как на месторождении Норильск I, наибольшая концентрация оруденения наблюдается в восточной — фланговой части интрузии. Вкрапленное оруденение развито в пикритовых и такситовых габбро-долеритах, а также в подстилающих интрузию карбонатных породах. Сплошные руды встречаются в виде относительно маломощных жил и прожилков. По падению интрузии обогащенные сульфидами участки тяготеют к осевой части массива, однако ширина обогащенной зоны в пикритовых и такситовых габбро-долеритах существенно меньше. В этих же частях оруденение в подстилающих интрузию породах встречается спорадически. Таким образом, так же как на месторождении Норильск I, по падению Черногорского интрузивного массива уменьшается общая мощность рудной зоны и существенно упрощается ее строение.

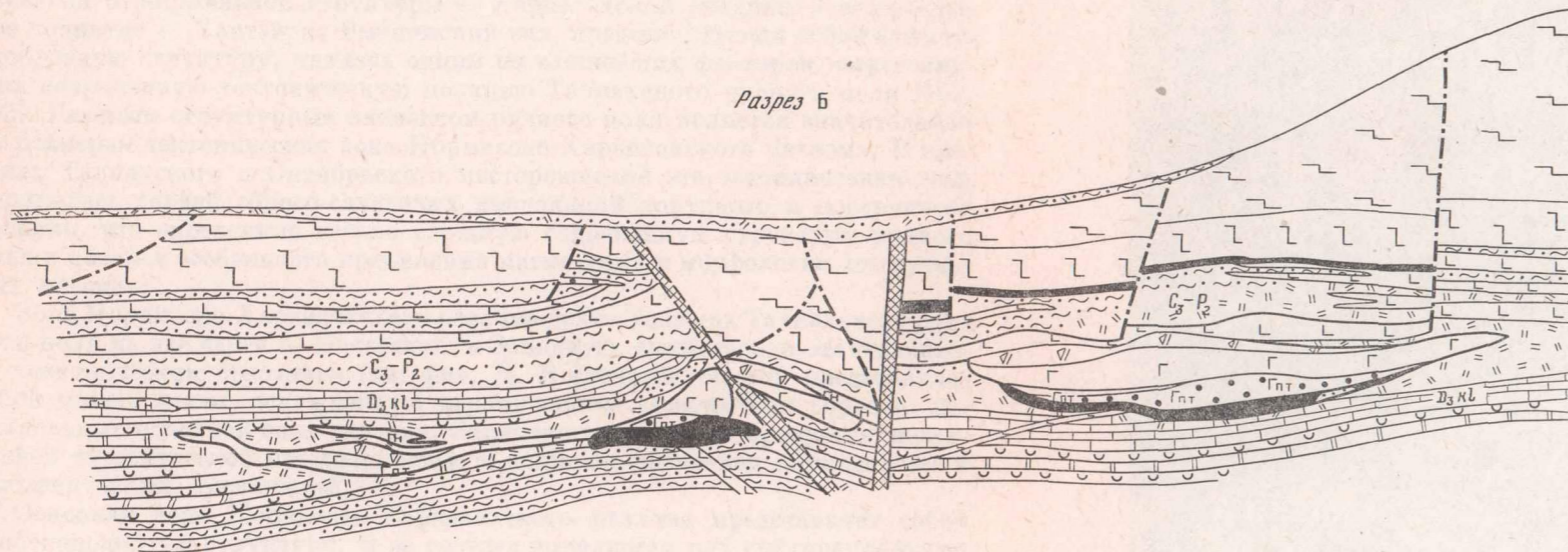
**Месторождение Норильск II.** Главная особенность месторождения Норильск II заключается в том, что интрузивный массив, к которому приурочено оруденение, образует крутопадающее тело, весьма сложного строения. В кровле интрузии широко распространены мощные дайкообразные апофизы. Основное тело интрузивного массива характеризуется резко изменяющимися углами падения подошвы от  $10-15^\circ$  до  $50-70^\circ$ . Падение подошвы в различных частях массива направлено к его центру. Таким образом, на глубине происходит переход чашеобразного тела в дайкоподобный ствол, который, возможно, с глубиной выклинивается. Столь сложная морфология массива обусловлена многочисленными и разнообразными по простиранию тектоническими нарушениями, развитыми в участке локализации интрузии.

Сульфидное оруденение месторождения представлено главным образом вкрапленными рудами в нижних дифференциатах интрузии — троктолитах, пикритовых и такситовых габбро-долеритах. Остальные типы минерализации для месторождения не характерны.

Разрез А



Разрез Б



Фиг. 8. Схематические геологические разрезы Северо-Западной части Талнахского рудного поля (по данным НКГРЭ с дополнениями авторов)

- |  |   |  |
|--|---|--|
| 1 — толеитовые базальты, сы-<br>верминская свита P <sub>2</sub> T <sub>1</sub> sv;   | 5 — ангидриты, мергели, ман-<br>туровская свита D <sub>2</sub> mt;          | 10 — габбро-долериты пикрито-<br>вые и такситовые;     |
| 2 — двуполовошпатовые, лаб-<br>радоровые и титан-авгито-<br>вые базальты, ивакинская<br>свита P <sub>2</sub> iv;               | 6 — аргиллиты, разведочни-<br>нская серия D <sub>1-2</sub> rz;              | 11 — 14 — руды:  |
| 3 — песчаники, алевролиты,<br>аргиллиты, углистые ар-<br>гиллиты, угли, тунгус-<br>ская серия C <sub>3</sub> -P <sub>2</sub> ; | 7 — контактометаморфиче-<br>ские и метасоматические<br>породы;              | 11 — вкрапленные в интрузив-<br>ных породах,           |
| 4 — доломиты, известняки,<br>каларгонская свита D <sub>3</sub> kl;   | 8 — диориты, габбро-диориты,<br>габбро;                                     | 12 — сплошные,   |
|  | 9 — габбро-долериты, безоли-<br>виновые, оливинсодержа-<br>щие, оливиновые; | 13 — брекчиевидные,                                    |
|  |   | 14 — прожилково-вкрапленные;                           |
|  |   | 15 — силлы недеффиренциро-<br>ванных габбро-долеритов; |
|  |   | 16 — титан-авгитовые долериты;                         |
|  |   | 17 — тектонические нарушения                           |

## Талнахское рудное поле

### Геологическое строение

Талнахское рудное поле объединяет два пространственно сближенных месторождения — Талнахское и Октябрьское [8, 69]. Оба месторождения ассоциируют с дифференцированными интрузивными массивами, объединенными под названием Талнахской интрузии. Талнахское рудное поле соединяет в себе многие типичные черты, свойственные медно-никелевым месторождениям Норильского района. Открытие и последующее детальное изучение Талнахских месторождений позволило по-новому подойти к решению общих вопросов минералогии, геохимии и происхождения медно-никелевых руд. Основные достижения в этих областях получены в результате исследований В. Ф. Кравцова, Ю. Н. Седых, Е. Н. Сухановой, В. С. Нестеровского, Л. Л. Ваулина, Н. И. Коргун, В. Е. Кунилова, Д. А. Додина, В. Н. Батуева, В. М. Изоитко, А. Д. Генкина, В. В. Дистлера, А. А. Филимоновой, Н. Н. Шишкина, Г. И. Митенкова, В. В. Золотухина, В. В. Рябова, В. В. Юдиной, Д. Б. Туровцева, Ю. К. Краковецкого и многих других. Весьма важные данные получены после начала эксплуатации месторождений, существенно дополнившие материал, полученный в процессе буровой разведки.

Стратиграфический разрез Талнахского рудного поля типичен для Норильского района. Разрез образован осадочными комплексами возраста от силура до перми и эффузивными траппами нижнего триаса. Наиболее молодыми эффузивами являются покровы базальтов мокулаевской свиты.

Талнахское рудное поле локализуется на периферии Хараелахской трапповой мульды, в области ее южного центроклинального замыкания. Зона перехода отрицательной структуры — Хараелахской впадины в валообразное поднятие — Хантайско-Рыбнинский вал, представляющая собой флексуорообразную структуру, явилась одним из важнейших факторов, определивших современную тектоническую позицию Талнахского рудного поля [101, 102]. Главным структурным элементом рудного поля является значительная по размерам тектоническая зона Норильско-Хараелахского разлома. В пределах Талнахского и Октябрьского месторождений эта тектоническая зона проявилась серией сбросо-сдвиговых дислокаций дорудного и пострудного времени, что определило весьма сложную современную структуру рудного поля в целом и особенности проявления магматизма и морфологии интрузивных массивов.

Зона Норильско-Хараелахского разлома делит площадь Талнахского рудного поля на две части — Восточную и Западную, существенно отличающиеся тектоническим строением (см. фиг. 2). Восточный участок представляет собой моноклираль, осложненную ограниченным количеством сбросов, параллельных основной зоне разлома. Западная часть характеризуется интенсивной тектонической нарушенностью и широким развитием пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

Основная зона Норильско-Хараелахского разлома представляет собой грабеноподобную структуру. В ее составе выделяется ряд субпараллельных швов. Углы падения колеблются от 40 до 85°. Наиболее крутым является восточное нарушение, получившее название Главного шва. Серия нарушений, расположенных к западу от Главного шва (система западных сбросов) характеризуется более пологими углами. Амплитуды смещений вдоль тектонических зон колеблются от 50 до 400 м.

Главной особенностью строения западной части рудного поля является специфическое проявление тектонических деформаций на горизонтах, сложенных толщей базальтов и осадочных пород [101, 102]. В эффузивах основные тектонические деформации проявляются в виде блоковых перемещений вдоль трещин, имеющих форму изогнутых поверхностей. Внутри блоков наблюдается обычно субпараллельная стратификация покровов, но расположенные рядом блоки могут быть развернуты по отношению друг к другу под значительными углами.

Весьма интересная особенность тектоники лавового горизонта заключается в том, что нарушения, ограничивающие блоки, довольно быстро затухают при переходе в нижележащие осадочные породы. Только отдельные из них прослеживаются в терригенно-угленосных пермо—карбонных породах, но полностью отсутствуют в карбонатно-сульфатных отложениях девона. В этих породах наблюдается своя система нарушений, также не переходящих в породы верхних горизонтов.

Все рассмотренные тектонические элементы, по-видимому, взаимосвязаны общим временем формирования. Начало заложения структур предшествует внедрению дифференцированных интрузий, поскольку особенности тектонического строения отдельных частей рудного поля вполне определенно отражаются на строении интрузивных массивов, локализующихся в каждой из них. Продолжение развития структур, очевидно, соответствует времени движения магматических масс. Так, блоковая структура эффузивного горизонта связывается В. Ф. Кравцовым, Ю. Н. Седых [102] и другими исследователями с просадочными явлениями, обусловленными внедрением интрузий. Несомненно, что движения вдоль тех же нарушений происходили и в постинтрузивное время, поскольку установлены многочисленные перемещения отдельных частей интрузий и сопряженных с ними медно-никелевых руд.

Трапзовые интрузии в пределах рудного поля представлены недифференцированными безсульфидными силлами пойкилофитовых титан-авгитовых долеритов, а стратифицированные сульфидоносные интрузии полнодифференцированным Талнахским и дифференцированным меланократовым Нижне-Талнахским массивами.

Нижне-Талнахская интрузия представляет собой сложное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Основные особенности морфологии интрузии состоят в том, что общий пластообразный характер интрузии в отдельных участках нарушен образованием изометричных мощных раздувов. В таких участках интрузив имеет трубообразную форму. В тектоническом плане трубообразные раздувы развиваются главным образом во флексуобразных структурах, примыкающих к Норильско-Хараелахскому разлому [74]. В других участках рудного поля, главным образом к западу от разлома, интрузив переходит в пластообразную залежь, прослеженную на несколько десятков километров.

Важная особенность интрузии заключается в том, что в ряде мест в кровле интрузии установлено несколько дайкообразных пологонаклонных апофиз, отходящих в сторону Верхне-Талнахской интрузии. В некоторых случаях достоверно установлено причленение таких апофиз к Верхне-Талнахской интрузии.

С особенностями морфологии массива связаны особенности его внутреннего строения. В пластообразных участках наиболее развитыми дифференциатами являются оливиновые габбро-долериты, переходящие в нижней части интрузии в троктолиты, с небольшими участками пикритов.

В участках раздувов стратификация интрузий является более совершенной. По данным Д. А. Додина [64], в интрузии развиты следующие дифференциаты: 1) контаминированные породы и контактовые габбро-долериты (мощность 0—55 м), 2) диориты, метадиориты (до 75 м), 3) безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты (до 40 м), 4) оливиновые габбро-долериты (5—45 м), 5) троктолитовые габбро-долериты (5—40 м), 6) пикритовые габбро-долериты (10—50 м), 7) такситовые габбро-долериты (0—30 м), 8) контактовые габбро-долериты (0—8 м). Нижние дифференциаты интрузии обычно содержат сульфидную вкрапленность. Характерной особенностью пород Нижне-Талнахской интрузии является порфиривидный облик наиболее распространенных дифференциатов — таких, как оливиновые и троктолитовые габбро-долериты. Порфиривидные породы распространены в пластообразной части интрузии и слагают пологонаклонные дайки, соединяющие Верхне- и Нижне-Талнахскую интрузии.

Нижне-Талнахской интрузии свойственны весьма небольшие по мощности ореолы метаморфических и метасоматических преобразований (не превышающие 3—5 м).

Талнахская полнодифференцированная интрузия объединяет несколько интрузивных тел, в пространственном положении и морфологии которых весьма четко проявляется взаимосвязь с тектоническим строением участков локализации.

Интрузивная ветвь, расположенная к востоку от главной дизъюнктивной структуры Талнахского рудного поля, локализована среди терригенно-угленосных пород пермо-карбона (тунгусская серия). Массив полого наклонен в субмеридиональном направлении. Наиболее стратиграфически прогнута центральная часть массива. В этом участке подошва массива частично переходит в известняки каларгонской свиты верхнего девона. К северу и к югу наблюдается стратиграфическое воздымание массива и его кровля приближается к контакту терригенной толщи с эффузивами. Морфология массива относительно простая. В продольном направлении массив имеет пластообразную форму; колебания мощности массива небольшие. В поперечном сечении форма массива хонолитоподобная. Для массива расщепление интрузивного тела на флангах не характерно. По особенностям строения Восточный массив имеет много общих черт с интрузиями Норильского рудного поля.

Следующая ветвь Талнахского интрузива локализуется в полосе грабеноподобной структуры, образованной Норильско-Хараелахским разломом. Особенности первичной формы интрузии существенно затусованы постинтрузивными тектоническими движениями. Однако снятие поздних деформаций позволяет считать, что его морфология весьма близка к морфологии интрузивного тела, расположенного в Восточной части рудного поля. Интрузив имеет тот же стратиграфический горизонт локализации, пластообразную по падению форму и хонолитоподобное поперечное сечение. Массив прослежен на ограниченное расстояние и выклинивание массива на севере происходит вблизи Главного шва Норильско-Хараелахского разлома. В настоящее время отсутствует достаточный фактический материал, позволивший однозначно доказать формы связи обоих интрузивных тел.

Интрузивная ветвь западной части рудного поля существенно отличается от обоих рассмотренных выше массивов большими размерами и весьма сложным внутренним строением. Существует явная корреляция сложности тектонической структуры Западного участка и морфологии массива. В. Ф. Кравцовым [101, 102] показано, что вытянутость отдельных апофиз массива и изменение их мощностей согласуются с положением главных блоковых структур рудного поля.

Рассматриваемая ветвь имеет общее субмеридиональное погружение, близкое к падению пород борта траптовой впадины. Наряду с этим в различных частях массива наблюдается тенденция к центральному падению, в результате чего центральная часть тела стратиграфически наиболее прогнута, а бортовые части массива стратиграфически приподняты. Последнее хорошо видно на разрезах (фиг. 8). В прогнутой части массива наблюдается развитие дайкоподобных тел, соединяющих массив с Нижне-Талнахской интрузией.

В продольном сечении общая пластообразная форма массива осложнена многочисленными раздувами и пережимами, положение которых в ряде случаев согласуется с морфологией пликативных дислокаций во вмещающих породах. В поперечном сечении форма массива хонолитоподобная.

Горизонтом локализации интрузива являются породы нижнего и среднего девона. В соответствии с общими особенностями падения массива наблюдается залегание интрузии в различных горизонтах стратиграфического разреза ниже-среднедевонских пород. По периферии массива вмещающими породами являются отложения мантуровской свиты среднего девона, а отдельные апофизы могут достигать горизонта каларгонской свиты верхнего девона. В наиболее прогнутой части интрузива нижний контакт опускается до отложений курейской свиты нижнего девона.

Для интрузивных тел, локализованных в сульфатно-карбонатных осадках, характерно сложное строение, обусловленное их расщеплением на серию субпараллельных апофиз различной мощности. Особенно сложное строение имеет фланговая часть Западного массива. Разрез фланговой части представ-

ляет многократное чередование интрузивных пород с прослоями осадочно-метаморфических пород. Форма апофиз настолько непостоянна, что в ряде случаев не представляется возможной увязка апофиз в единые тела. Отдельные обособления магматических пород по форме, по-видимому, представляют собой изолированные линзовидные тела.

В зависимости от мощности слагающие апофизы породы могут быть либо полнокристаллическими, либо представлять собой тонкокристаллические и стекловатые образования. Последние характерны для маломощных тел. С мощностью апофиз связана и степень их дифференцированности. В телах мощностью до первых метров стратификация, как правило, не проявлена и породы представлены оливиновыми долеритами и микродолеритами. В более мощных телах стратификация заметно выше, и наряду с оливиновыми долеритами могут встречаться более основные дифференциаты вплоть до пикритовых габбро-долеритов. Однако горизонты как правило не выдержанные и дифференциаты распределены в виде отдельных пятен.

Важной особенностью строения флангов является увеличение мощностей лейкократовых пород, представленных габбро и такситовыми габбро-долеритами. Последние весьма насыщены включениями роговиков и метасоматически преобразованных осадочных пород.

В некоторых случаях на флангах установлен переход дифференцированных массивов в протяженные субпластовые тела, сложенные оливиновыми габбро-долеритами с участками лейкократового габбро.

Специфическими образованиями фланговых частей массивов являются брекчиевидные породы, приуроченные к зонам максимального расщепления интрузий. В Западном массиве они почти сплошной зоной окаймляют западный и юго-западный фланг интрузии [109]. Брекчиевидные породы заключены между многочисленными апофизами массива и насыщены телами микродолеритов различной формы и размера. Характерно, что независимо от размера этих тел в них по периферии всегда развита тонкозернистая или стекловатая зона закалки. В состав брекчиевидных пород входят также обломки контактово-метаморфических пород.

### **Краткая характеристика метаморфических и метасоматических пород**

Важнейшей особенностью полнодифференцированных трапзовых интрузий является широкое развитие в их эндо- и экзоконтактах метаморфических и метасоматических пород. Эти образования слагают мощный ореол вокруг интрузивных тел, распространяясь как в верхнем, так и в нижнем экзоконтакте интрузивов. Однако наибольшие мощности контактово-измененные породы имеют на флангах массивов. Ореолы измененных пород прослеживаются до 1,5—2 км на продолжении магматических тел, а мощность измененных пород достигает нескольких сотен метров, что в 2—4 раза выше мощности фланговой части интрузива. При приближении к интрузивному телу ореолы несколько сужаются и далее по падению массивов имеют относительно постоянную мощность. В составе ореола измененных пород широко распространены изохимические образования прогрессивного этапа метаморфизма, представленные роговиками и мраморами [143], и породы, формирующиеся в регрессивных условиях [158, 159].

Образования прогрессивного этапа — роговики и мраморы резко преобладают в нижнем контакте интрузивов. В верхнем экзоконтакте они развиты примерно в равных соотношениях с производными регрессивного этапа. Основные особенности пород выражены, во-первых, в их изохимичности с исходными осадками, во-вторых, в полиминеральности состава пород, образующихся по высокоглиноземистым аргиллитам, доломитам, доломитовым мергелям и ангидритам, в-третьих, в наличии тонкого переслаивания роговиков различного состава, зависящего от химической неоднородности тонкослоистых осадков [143].

Наиболее высокотемпературные роговиковые образования Талнахского рудного поля относятся к меллитит-монтичеллитовой субфации санидиновой

фазии, формирующейся при температуре 900—1000° С [143]. В направлении от контактов интрузии наблюдается отчетливая смена этих роговиков метаморфическими образованиями наиболее распространенной пироксеновой фазии (900—600° С), биотит-эпидот-амфиболовой (600—700° С) и мусковит-хлоритовой (400—600° С) фазиями с соответствующими каждой фазии минеральными ассоциациями (табл. 8).

Таблица 8. **Метаморфические породы контактового ореола Талнахской интрузии** (по Д. М. Туровцеву [143], В. В. Юдиной [158])

| Фашия метаморфизма                                    | Типы роговиков и главные минеральные ассоциации  |   |   |   |
|---|--|---|---|---|
|   | по высококремнистым терригенным породам  | по доломитам, известнякам, кремнистым и глинистым доломитам   | по доломитовым мергелям, ангидритам и доломитам   | по известновым и некарбонатным аргиллитам   |
| Санидиновая фашия (меллилит-монтичеллитовая субфашия) | Кварцевые роговики ( $Ml + Sil + Cord + Pl + Rt$ )   | Периклаз-форстерит-монтичеллитовые, монтичеллит-форстерит-шпинелевые мраморы ( $Mnt + Fo + Sp + Per + Cal, Mnt + Fo + Di + Sp + Cal + Ang$ )  | Форстерит-монтичеллит-пироксеновые роговики ( $Fo + Mnt + Fas + Sp + Cal + Ang$ )   | —   |
| Пироксеновая  | Пироксен-плаггиоклазовые, кварц-полевошпатовые, кордиеритовые роговики                             | Периклаз-форстерит-шпинелевые, диоксид-форстерит-шпинелевые мраморы ( $Per + Fo + Sp + Cal, Di + Fo + Sp + Cal$ ); диоксид-флогопит-форстеритовые мраморы ( $Di + Fo + Ph + Sp + Cal, Di + Fl + Gr + Cal + Ang$ ) | Плаггиоклаз-оливиндиоксидовые, шпинель-пироксеновые, шпинель-форстерит-пироксеновые роговики, ангидритовые мраморы с форстеритом, шпинелью, периклазом ( $Pl + Ol + Di + Bi + Mt + Cal, Di + Fo + Ph + Sp + Ang$ ); пироксеновые, гранат-пироксеновые, флогопит-диоксидовые роговики ( $Di + Fo + Fl + Cal, Di + Fl + Gr + Cal + Ang$ ) | Гиперстен-плаггиоклаз-кордиеритовые, плаггиоклаз-кварц-кордиеритовые, плаггиоклаз-кордиеритовые роговики ( $Q + Ort + Pl + Hip + Bi + Mt, Ort + Pl + Cord + Mt$ ); пироксен-плаггиоклазовые, кварц-пироксен-плаггиоклазовые роговики ( $Q + Pl + Vol + Di$ ; $Q + Pl + Di + Mt$ ) |
| Биотит-эпидот-амфиболовая                             | Песчаники и алевролиты, роговики с гранатом, актинолитом, биотитом, мусковитом, хлоритом           |   | Флогопит-тремолитовые роговики и мраморы ( $Ph + Trem + Ak + Mt + Cal + Ang$ )  | Слюдисто-хлоритовые сланцы с кордиеритом, кварцем, альбитом ( $Bi + Mi + Cord + Pl + Q$ ); актинолит-кальцит-эпидотовые и эпидот-актинолит-альбитовые роговики, слудисто-хлоритовые сланцы с кордиеритом ( $Ak + Ep + Cal, Ak + Ep + Pl + Q + Mt, Bi + Ak + Pl + Q + Mt$ )        |
| Мусковит-хлоритовая                                   | Песчаники и алевролиты с мусковитом, гидрослюдами, кальцитом; пятнистые серицит-кальцитовые сланцы | Мраморы, серпентиниты   |   | Пятнистые серицит-хлоритовые сланцы с кордиеритом, кальцит-хлоритовые роговики  |

Метасоматические образования, связанные с Талнахским интрузивом, локализируются в контуре метаморфических пород, и некоторые их типы прослеживаются за пределы контура распространения роговиков. Основные данные по метасоматическим породам достаточно полно изложены в работах В. В. Юдиной [158, 159], Д. А. Додина, Б. Н. Батуева [64], В. В. Золотухина, В. В. Рябова и др. [75], содержащих парагенетический и физико-химический анализ этих образований.

Для метасоматитов, связанных с трапзовыми интрузивами, характерен ряд весьма существенных особенностей. К их числу относится, во-первых, то, что для большинства образований типичная метасоматическая зональность отсутствует и лишь для некоторых образований может наблюдаться микрозональность вокруг относительно маломощных прожилков; во-вторых, существенная зависимость состава метасоматитов от литологии вмещающих пород; в-третьих, развитие идентичных минеральных ассоциаций, как по интрузивным, так и по осадочно-метаморфическим породам; в-четвертых, наряду с телескопированным распространением ряда типов метасоматических пород нередко отсутствует наложение одних фаций на другие, что создает впечатление о последовательном непрерывном характере развития процесса. Все эти особенности предопределяют существование ряда дискуссионных положений в схемах различных авторов цитированных выше работ. Однако в большинстве работ установлены близкие общие закономерности образования метасоматических пород. Прежде всего выявлено, что определенные типы метасоматитов развиваются в строгом соответствии с литологическим и химическим составом экзоконтактовых пород. Щелочные, полевошпатовые и полевошпат-кварцевые метасоматиты развиваются при замещении песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также эффузивных пород и базальтовых габбро-долеритов. Магнезиальные и известковистые метасоматические образования замещают доломиты, ангидриты, известняки, мергели, микродолериты, долериты, габбро и габбро-долериты. Более поздние низкотемпературные типы метасоматитов встречаются среди всех перечисленных пород. Зависимость типа новообразований от состава исходных пород наиболее отчетливо проявляется в тонкослоистых толщах.

Наиболее дискуссионным является положение о развитии магнезиальных метасоматитов. К числу этих пород в схемах различных авторов отнесены форстеритовые, фассаитовые, шпинель-фассаитовые с флогопитом, форстерит-шпинелевые, форстерит-шпинель-пироксеновые с ангидритом породы, развивающиеся по доломитам и доломитовым мергелям. Для таких пород весьма трудно различать роговики и метасоматиты. Наряду с этим, в интрузивных породах на флангах магматических тел встречаются весьма своеобразные ангидрит-форстеритовые, форстерит-шпинелевые прожилки, пересекающие габбро-долериты. Совершенно идентичные соотношения свойственны монтичеллитовым породам. В экзоконтакте интрузий широко распространены монтичеллитовые кальцифиры, но монтичеллит-шпинелевые, монтичеллит-фассаитовые, а иногда и форстерит-монтичеллитовые, прожилки пересекают микродолериты и габбро-долериты. Важно подчеркнуть, что эти прожилки сопровождаются развитием магнезиально-скарновой микрозональности [159]. В их экзоконтакте формируется фассаитовая и фассаит-шпинелевая зона, затем следует форстеритовая или форстерит-шпинелевая зона, а центральная часть выполнена ангидритом или ангидритом и форстеритом.

Вместе с тем ассоциация форстерит + шпинель нередко встречается в виде кайм около ксенолитов в габбро-долеритах и, по-видимому, в виде реликтовой ассоциации содержится в такситовых габбро-долеритах, хотя и не встречается в других горизонтах интрузий. Такие образования, очевидно, могут быть отнесены к магнезиальным скарнам.

Таким образом, процесс формирования магнезиальных метасоматитов является достаточно сложным и пока ни один из исследователей не получил достоверного материала, позволяющего надежно интерпретировать природу этих образований. Несомненно лишь одно обстоятельство, что по крайней мере часть из них формируется на постмагматической стадии. В целом маг-

незональные метасоматиты являются одними из наиболее ранних образований, связанных с дифференцированными трапшами.

Также к числу ранних образований относятся полевошпатовые породы, образовавшиеся по алюмокремнеземистым осадкам, некоторым разновидностям интрузивных пород и по базальтам. В эту группу входят альбититы, кварц-альбитовые и кварц-кальциевые породы, которые в виде прожилков и площадных метасоматитов замещают названные выше типы пород.

Наиболее широко распространены в рудном поле известковые метасоматиты или скарноиды. Так же как и другие типы метасоматических пород, они лишены как правило зонального строения. Вместе с тем для этих образований наиболее отчетливо проявляется телескопированное распределение по отношению к магнезиальным метасоматитам. Так, если последние локализируются в зонах, примыкающих к интрузии, то известковые метасоматиты слагают внешнюю часть поля распространения измененных пород. Таким образом, зональность таких участков в целом соответствует таковой, описанной Е. Н. Граменицким [53] для магнезиально-известковых метасоматитов. Следует отметить, что известковые метасоматиты распространены значительно шире, чем магнезиальные, поэтому нередко такие участки, в которых магнезиальные метасоматиты не встречены. В составе скарноидов выделяются субфации пироксен-плаггиоклазовая, гранат-пироксеновая и волластонит-везувиановая. Породы пироксен-плаггиоклазовой и гранат-пироксеновой субфации распространены наиболее широко и развиваются как по интрузивным, так и осадочно-метаморфическим породам. Они слагают линейные массивные зоны, а также участвуют в сложении брекчиевидных пород приконтактной зоны интрузии. Для отдельных прожилков свойственно развитие метасоматической микрозональности. Волластонит-везувиановая субфация развита более локально, и в ряде случаев отмечается наложение этих пород на все более ранние метасоматические образования. Температурными аналогами этих пород, очевидно, являются альбит-пренитовые метасоматиты.

Наиболее поздними гидротермально метасоматическими породами являются низкотемпературные образования, развивающиеся по всем типам высокотемпературных метасоматитов. В магнезиальных породах они представлены серпентиновыми, серпентин-бруситовыми, серпентин-брусит-валлеитовыми прожилками и зонами площадного замещения. В известкистых породах образуются гидрогранат-серпентиновые метасоматиты и весьма специфическая минеральная ассоциация, включающая гидросиликаты кальция (ксонотлит, пектолит), цеолиты (гмелинит, анальдим, натролит, ломонтит), а также апофиллит и кальцит. К числу поздних образований также относятся широко развитые в рудном поле кальцитовые жилы.

Рассматривая и кратко характеризуя типы метаморфических и метасоматических образований рудного поля, мы ставили своей целью показать общую картину изменений околоинтрузивных пород, которые являются вмещающими породами для сульфидной медно-никелевой минерализации, локализуемой в экзоконтакте стратифицированных интрузий. С образованием рудной минерализации также связаны некоторые изменения пород, на которых мы остановимся несколько ниже. Важно только отметить, что для сульфидных руд не удастся выделить какого-либо специфического типа изменений осадочных пород. Медно-никелевая минерализация может быть наложена на все типы роговиков и метасоматитов, вызывая в равной степени в тех и других явления перикристаллизации. Поэтому все описанные типы метаморфических и метасоматических пород мы склонны рассматривать в связи с процессами образования самого интрузива как его контактовый ореол, на который происходит наложение рудной минерализации со своим ореолом преобразований. Исключение составляют лишь низкотемпературные гидротермальные проявления, с которыми связаны процессы метаморфизма руд и переотложения рудных компонентов.

## Сульфидные медно-никелевые руды

Месторождения Талнахского рудного поля являются наиболее ярким примером многообразия форм проявления сульфидной минерализации, связанной со стратифицированными интрузивами. Открытие и последующее изучение этих месторождений позволило получить качественно новый материал для исследований процессов рудообразования в связи с трапповым магматизмом. Дальнейшее развитие получило одно из основных положений геологии Норильских месторождений — о единстве геолого-структурных условий локализации магматических массивов и сульфидных руд. Кроме того, впервые было сформулировано представление о многоярусном развитии оруденения и о формировании в пределах месторождений рудных зон, включающих различные типы медно-никелевых руд, занимающих различное положение по отношению к стратифицированному интрузиву.

Таковыми типами руд, входящих в рудную зону месторождений Талнахского рудного поля, являются: вкрапленные руды в горизонтах Талнахского интрузива, сплошные, массивные руды, главным образом в нижнем экзоконтакте и реже эндоконтакте интрузива, прожилково-вкрапленные руды в экзоконтакте залежей сплошных сульфидных руд, прожилково-вкрапленные руды в верхнем экзоконтакте интрузивного массива, брекчиевидные и реже прожилково-вкрапленные руды в зонах выклинивания интрузивных массивов.

**Вкрапленные руды в интрузивных породах.** Вкрапленные руды приурочены главным образом к двум горизонтам стратифицированных интрузивов — горизонтам пикритовых и такситовых габбро-долеритов (фиг. 9). В большей части интрузивного массива этот тип оруденения является морфологически наиболее простым, поскольку прослеживается почти повсеместно в соответствии с общей выдержанностью обоих горизонтов. Распределение сульфидов в пределах горизонтов также относительно постоянное.

В верхней части пикритовых габбро-долеритов и значительно реже в примыкающих к ним оливин-биотитовых габбро-долеритах распространена относительно убогая вкрапленность сульфидов, количество которых постепенно возрастает вниз по разрезу пикритового горизонта. Максимум сульфидной вкрапленности соответствует средней и нижней частям пикритовых и верхней и средней частям такситовых габбро-долеритов. К нижнему контакту интрузива концентрация сульфидов последовательно снижается. На фоне относительно плавных вариаций содержания сульфидов могут быть отмечены некоторые локальные неоднородности распределения оруденения. В отдельных вертикальных пересечениях горизонта пикритовых габбро-долеритов могут наблюдаться слои, имеющие мощность до 70 см, обогащенные или обедненные сульфидами.

В такситовых габбро-долеритах неоднородность распределения сульфидов выражается в спорадическом присутствии относительно крупных шпиров массивных сульфидов.

Наиболее сложное строение горизонты вкрапленного оруденения имеют на флангах интрузивных массивов. В соответствии с расщеплением интрузива на серии апофиз происходит разделение единого рудного горизонта на несколько самостоятельных обогащенных сульфидами зон, чередующихся с зонами, лишенными совсем или бедными сульфидами. Количество безрудных зон в пикритовых габбро-долеритах закономерно увеличивается по мере приближения к участкам выклинивания массива. Весьма характерными образованиями на флангах интрузивов являются пикритовые габбро-долериты, полностью лишенные оруденения. В такситовых габбро-долеритах вкрапленность сохраняется практически всегда, даже тогда, когда отдельные апофизы габбро-долеритов имеют мощность до нескольких сантиметров. Следует подчеркнуть, что подобное усложнение строения горизонта вкрапленного оруденения в большей степени характерно для тех частей интрузивов, которые локализованы в сульфатно-карбонатных толщах. В терригенных породах при более простом строении фланговых зон оруденение может сохраняться вплоть до выклинивания интрузива.

**Сплошные руды.** В Талнахском рудном поле массивные сульфидные руды локализируются в породах, подстилающих стратифицированный интрузив, и частично в пределах его нижней эндоконтактной зоны [140]. Массивные руды распространены практически по всей площади рудного горизонта, но в отдельных частях горизонта встречаются лишь маломощные прожилки или прожилково-вкрапленная минерализация, а в других руды обособляются в крупные тела и в массивные залежи. Чередование участков с различной степенью насыщенности сульфидным веществом влияет на строение горизонта в целом. Можно выделить ряд особенностей размещения крупных скоплений массивных сульфидных руд и прожилкового оруденения. Наиболее значительные залежи локализируются вдоль осевых зон интрузивных тел и вытягиваются по падению массивов. Кроме того, установлено, что в распределении сульфидных залежей определенная роль принадлежит пологим складчатым структурам в нижнем экзоконтакте массивов. Нередко крупные скопления массивных сульфидных руд приурочены к куполообразным поднятиям осадочно-метаморфических пород, но следующие за ними прогнутые участки не содержат значительных количеств оруденения. При переходе от приподнятых участков к прогибам рудные тела либо существенно уменьшаются в мощности, либо расщепляются на серию маломощных проводников и выклиниваются. При относительно крутых изгибах подошвы интрузивного массива в ряде случаев возможен переход рудного тела из осадочно-метаморфических пород в эндоконтактную зону интрузива, расположенную на том же гипсометрическом уровне (фиг. 10), что сопровождается существенными изменениями в морфологии рудных тел.

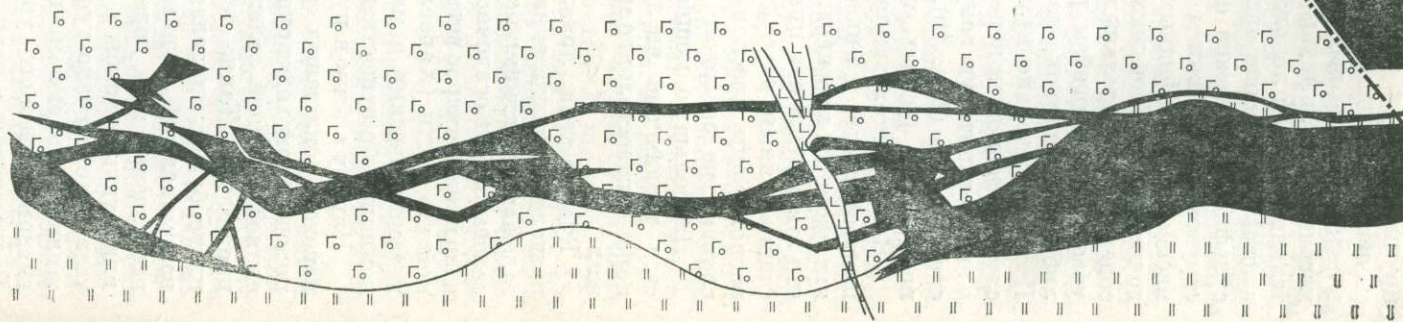
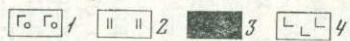
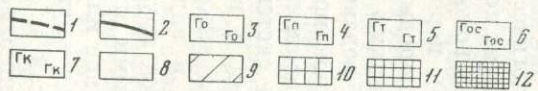
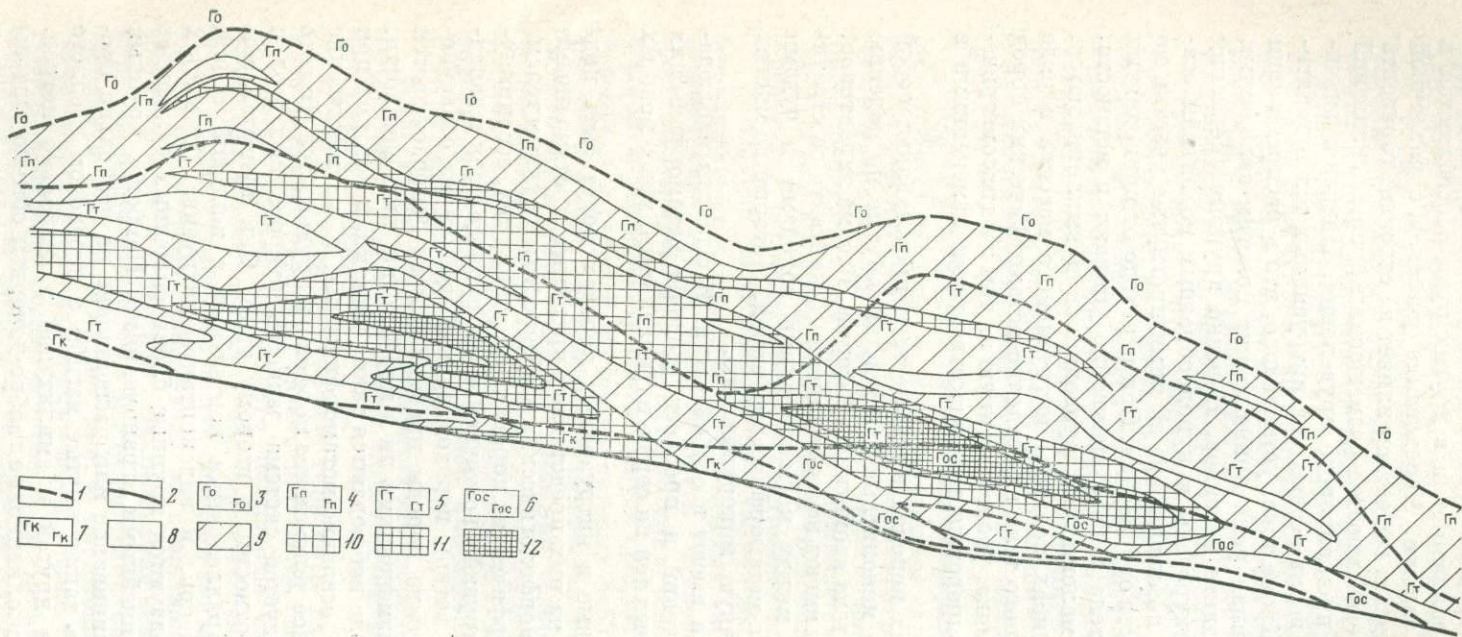
В осадочно-метаморфических породах крупные тела представляют собой плитообразные и линзовидные монолитные залежи, вытянутые по падению интрузивных массивов, и реже тела изометричной формы. Весьма характерно, что эти залежи как правило не имеют непосредственного контакта со стратифицированным интрузивом, и между магматическими породами и рудами расположены прослои осадочно-метаморфических пород, которые во многих случаях не содержат сульфидную минерализацию.

Наибольшую мощность тела имеют в осевой части. К флангам наблюдается увеличение числа включений и прослоев осадочно-метаморфических пород и разветвление монолитных тел на серию параллельных, менее мощных жил.

Рудные тела, локализованные в интрузивных породах могут быть подразделены на два типа. Один из них представлен крупными протяженными залежами, близкими по своим морфологическим особенностям к рудным телам, залегающим в осадочно-метаморфических породах. Для таких тел, ассоциирующих, например, с ветвями интрузивов в восточной части рудного поля и западной его части (Хараелахская ветвь), переход рудной залежи из осадочно-метаморфических в магматические породы практически не сопровождается какими-либо существенными изменениями ни в морфологии, ни в мощности.

Наряду с этим в рудном поле наблюдаются такие участки, в которых при переходе сплошных руд из осадочно-метаморфических в магматические породы происходит существенное усложнение морфологии рудных тел. Вместо единой крупной залежи образуется система разноориентированных жил и прожилков. Такие тела мы относим к второму типу. Они представлены плитообразными телами с параллельными контактами и жилой зоной, напминающей рудный штокверк, в эндоконтакте интрузива. В местах пересечения жил нередко образуются крупные блоки сплошных сульфидов или рудные столбы с прямолинейными ограничениями. Наиболее крупным телам свойственно тупое выклинивание или расщепление на несколько прожилков меньшей мощности, а также крутые изгибы с переходом с одного гипсометрического уровня на другой и амплитудой в несколько метров. Расположенные между жилами оливиновые габбро-долериты обычно лишены сульфидной вкрапленности и лишь отдельные их части содержат весьма интенсивную сидеритовую вкрапленность.

Все рудные жилы в рассматриваемых участках приурочены к трем системам зон: субгоризонтальным или полого-наклонным, параллельным контактам



там интрузива, наклонным с углами 35—50°, крутопадающим и вертикальным с углами 70—90°. Наибольшее число жил залегает субгоризонтально, меньшее число — имеет наклонную и субвертикальную ориентировку.

Подобные особенности морфологии тел сплошных сульфидных руд в интрузивных породах, по-видимому, могут быть объяснены особенностями дорудной тектоники участка. Системы разноориентированных жил и прожилков иногда ассоциируют с крупными телами первого типа. В ряде участков рудного поля известны субвертикальные и наклонные апофизы основного рудного тела. Однако общее количество таких тел, как правило, не велико.

Часть рассматриваемых жильных тел локализуется в прототектонических трещинах, однако чаще ими выполняются полости, образованные трещинами тектонического происхождения, в том числе полости, связанные с относительно крупными блоковыми перемещениями. Для того чтобы найти возможное объяснение этому явлению, следует обратить внимание на некоторые особенности положения этих участков в структуре рудного поля. Участки интрузий, содержащие крупные рудные тела, локализованы в относительном удалении от основной структуры рудного поля — Норильско-Хараелахского разлома. Так, интрузивное тело, расположенное восточнее разлома, приурочено к той части рудного поля, в которой дизъюнктивная тектоника развита относительно слабо. Интрузивное тело в западной части (Хараелахская ветвь) достаточно далеко удалено от зоны разлома, хотя тектоническая нарушенность западной части существенно более высокая по сравнению с восточной. Интрузивный массив, в котором сульфидные жилы образуют штокеркоподобную зону, залегает непосредственно в полосе разломов, образующих так называемый центральный грабен. Специальными структурными исследованиями В. Ф. Кравцова, Ю. Н. Седых [101, 102] и других доказана длительность тектонической активности Норильско-Хараелахского разлома в доинтрузивное и пострудное время. По-видимому, интенсивные блоковые смещения и формирование полостей в рассматриваемом участке связаны с дроблением интрузивного массива, предшествующим поступлению сульфидного вещества. Нам представляется, что этот вывод является весьма важным для рассмотрения условий образования сплошных руд.

С тектоническими движениями в пострудное время связаны многочисленные субмеридиональные трещинные структуры, по которым происходят смещения отдельных частей залежей, локализованных как в осадочно-метаморфических, так и интрузивных породах. Такие структуры развиты повсеместно, и в участках их наиболее интенсивного развития горизонт сплошных руд имеет ступенчато-блоковое строение.

Таковы основные черты строения горизонта сплошных руд и морфологии слагающих его рудных тел. Однако необходимо обратить внимание на некоторые закономерности изменения минерального состава руд в связи с особенностями морфологии и условиями залегания тел сплошных сульфидов. В этом плане одна из интереснейших особенностей сплошных руд заключается в том, что переход рудных тел из осадочно-метаморфических пород в интрузивные сопровождается не только морфологическими преобразованиями, но и существенными изменениями минерального состава. Рудные тела в экзоконтактах интрузий сложены главным образом так называемыми «пирротиновы-

Фиг. 9. Распределение сульфидной вкрапленности в разрезе Талнахского интрузива

- |  |   |
|--|---|
| 1 — контур дифференциатов интрузива;               | 6 — равномернозернистые оливинсодержащие габбро-долериты;   |
| 2 — изолинии содержаний сульфидов;                 | 7 — контактовые габбро-долериты;  |
| 3 — оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты; | 8 — 12 — средневзвешенное количество сульфидов — увеличение густоты штриховки соответствует возрастанию относительной доли сульфидов в горизонтах интрузива |
| 4 — пикритовые габбро-долериты;                    |   |
| 5 — такситовые габбро-долериты;                    |   |

Фиг. 10. Изменение морфологии рудных тел сплошных сульфидов при переходе залежей из осадочно-метаморфических в интрузивные породы

- |  |                                |
|--|--------------------------------|
| 1 — оливиновые габбро-долериты;        | 3 — сплошные руды;             |
| 2 — контактово-метаморфические породы; | 4 — послерудные дайки диабазов |

ми» рудами. В составе этих руд главным рудообразующим минералом является пирротин и в меньших количествах распространены пентландит и халькопирит. В интрузивных породах преобладают талнахитовые, моихукитовые и кубанитовые руды, названные по главным образующим их сульфидам — талнахиту, моихукиту и кубаниту. Эти руды либо лишены пирротина, либо содержат его в подчиненных количествах. В результате изменения состава руд образуются тела со сложной минеральной зональностью. Детальная характеристика всех минеральных разновидностей сплошных руд и их зональность описаны ниже в соответствующих разделах. Отметим только, что по разнообразию минеральных разновидностей руд Талнахское рудное поле является уникальным геологическим образованием, не имеющим себе подобных среди других месторождений медно-никелевых провинций мира.

**Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды.** Прожилково-вкрапленное оруденение развито как в кровле так и в подошве интрузивных массивов. В подошве оно распространено в экзоконтакте тел сплошных сульфидных руд. Отмечается тенденция преимущественного развития этого типа оруденения в связи с залежами, приуроченными к фланговым частям интрузивных массивов.

Оруденение распространено большей частью в осадочно-метаморфических породах в подошве залежей и в меньшей степени в перекрывающих их породах. При залегании тел сплошных сульфидов в интрузивных породах в последних иногда формируются весьма специфические вкрапленные руды.

Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение в осадочно-метаморфических породах образуется в зонах выклинивания сплошных сульфидных залежей или развивается вокруг них в виде непрерывного рудного ореола, повторяющего контуры залежи. Обычно рудные тела не имеют четких естественных границ, но характеризуются постепенными переходами в неоруденелые породы. Форма рудных тел неправильная, с крупными раздувами, или участками переменной мощности. В ряде случаев тела имеют пластообразную форму, вытянутую в виде относительно узкой полосы вдоль простиранья нескольких залежей сплошных сульфидов.

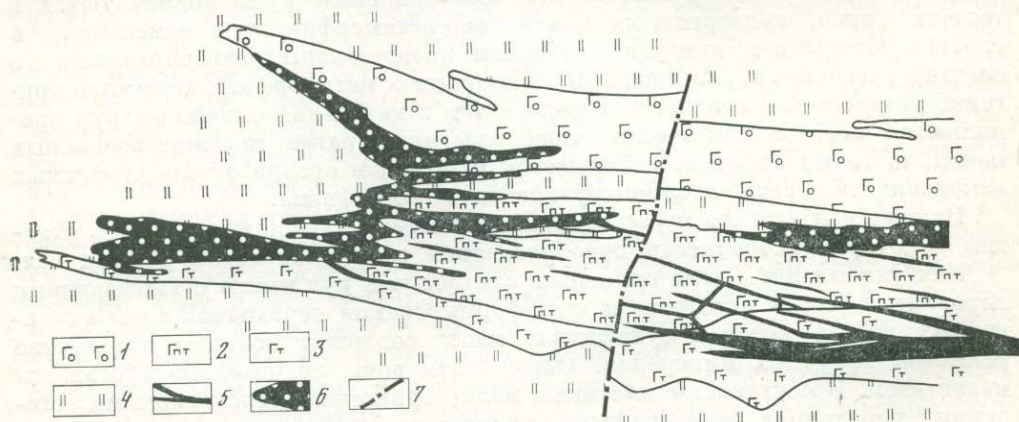
В кровле интрузивных массивов оруденение по особенностям состава, форме выделения сульфидов, соотношениям сульфидов и силикатов весьма близко оруденению в экзоконтактах тел сплошных сульфидов, но имеет относительно ограниченное распространение. Основная особенность его локализации заключается в том, что оруденение этого типа приурочено непосредственно к полосе развития трещинных структур Норильско-Хараелахского разлома и особенно к системе тектонических нарушений центрального грабена и так называемых западных сбросов. За пределами этой тектонической системы к востоку и западу от нее этот тип оруденения практически неивестен. В настоящее время нет достаточных наблюдений, для того чтобы показать формы связи тектонических дислокаций и оруденения, однако сам факт этой связи не вызывает сомнений. Во-первых, вся оруденелая зона вытянута только вдоль этих тектонических структур. Во-вторых, максимальные мощности свойственны тем частям зоны, которая непосредственно примыкает к приразломным флексуорообразным структурам и самим тектоническим нарушениям. В приразломных участках происходит относительно быстрое выклинивание рудного тела, а к западу от них наблюдается постепенное снижение интенсивности оруденения, уменьшение мощности и расщепление единого тела вкрапленных руд на относительно маломощные пластообразные тела с тем же типом оруденения.

Для рассматриваемой рудной зоны наблюдается ее постепенное склонение в северном направлении и, возможно, что в этом направлении может происходить ее сочленение с оруденелыми участками нижнего экзоконтакта интрузивного тела и локализованными там сплошными и прожилково-вкрапленными рудами. Одним из аргументов для подобной точки зрения является тот факт, что в пределах оруденелой зоны верхнего экзоконтакта интрузива встречены относительно небольшие жилы сплошных сульфидных руд, полностью идентичные по строению и составу сплошным рудам нижнего экзоконтакта. Кроме того, для обоих типов оруденения свойственны близкие закономерности

изменения минерального состава руд и идентичная зональность распределения минеральных ассоциаций сульфидов.

Таким образом, прожилково-вкрапленное оруденение в верхнем и нижнем контактах интрузивных массивов является единым типом оруденения, и столь необычная локализация оруденения в надинтрузивной зоне обусловлена особенностями тектонических условий в участках, примыкающих к региональной дизъюнктивной структуре.

В западной части рудного поля, в метаморфических и метасоматических породах экзоконтакта фланговой зоны интрузивного массива, развиты сульфидные руды, существенно отличающиеся по текстурным особенностям от рассмотренных прожилково-вкрапленных руд. Основную их массу составляют руды брекчиевидного облика, в которых сульфиды играют роль цемента, выполняющего пространство между обломками метаморфизованных и метасоматически измененных осадочных пород. Текстура руд унаследована от тех пород, в которых они локализируются. Как мы показали выше, брекчиевидные породы являются наиболее распространенным типом экзоконтактовых образований в западной части рудного поля. Они локализируются между апофизами интрузивного тела и протягиваются на значительное расстояние от фланговой зоны интрузии. Сульфидное оруденение концентрируется главным образом в той части поля развития брекчиевидных пород, которая непосредственно примыкает к флангам интрузии, хотя сами брекчиевидные породы распространены намного шире. Этим определяются основные особенности морфологии зоны развития брекчиевидного оруденения (фиг. 11). Она имеет весьма сложное строение, поскольку оруденение локализуется как между апофизами интрузива, так и в виде каймы, охватывающей их с фланга. Таким образом, перед фронтом интрузивного тела формируется почти непрерывный чехол оруденения, повторяющий его внешние контуры. Следует также подчеркнуть еще ряд особенностей этого типа оруденения. Во-первых, отложение рудного вещества происходит почти исключительно во вмещающих осадочно-метаморфических породах; блоки магматических пород почти всегда лишены оруденения. Единственным проявлением оруденения в габбро-долеритах является ограниченно распространенная сидеронитовая вкрапленность сульфидов, возникающая в зальбандах тел, сложенных брекчиевидными рудами. Во-вторых, поскольку среди брекчиевидных пород встречаются отдельные участки, представляющие собой ненарушенные блоки первично сланцеватых метаморфизованных пород, то, при наложении руд на такие участки, среди брекчиевидных руд появляется оруденение вкрапленного и прожилково-



Фиг. 11. Размещение и соотношение сплошных и брекчиевидных руд во фланговых зонах Талнахского интрузива. Схематический разрез северо-западной части Талнахского рудного поля. Вертикальный и горизонтальный масштабы различные

- |   |   |
|---|---|
| 1 — оливиновые габбро-долериты;                                       | 4 — контактово-метаморфические породы и метасоматиты; |
| 2 — горизонт перемещающихся пикритовых и такситовых габбро-долеритов; | 5 — тела сплошных сульфидных руд;                     |
| 3 — такситовые габбро-долериты;                                       | 6 — тела брекчиевидных руд;                           |
|   | 7 — тектонические нарушения                           |

вкрапленного текстурных типов, полностью унаследующих текстуру исходного типа. В-третьих, важнейшая особенность оруденения рассматриваемой зоны заключается в том, что среди брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд достаточно часто встречаются участки, сложенные сплошными сульфидными рудами. В тех случаях, когда в рудном теле проявлена минеральная зональность, сплошные руды нередко представляют собой осевую зону, от которой происходит последовательная смена минеральных ассоциаций.

Весьма важно рассмотреть вопрос о соотношении этого типа оруденения со сплошными рудами, которые локализуются либо ниже брекчиевидных руд, либо, частично, на близком гипсометрическом уровне.

Западная часть рудного поля представляет собой один из тех участков, в которых наблюдается переход тел массивных сульфидов в интрузивные породы. В результате этого, кроме крупного сплошного рудного тела в габбро-долеритах формируются разноориентированные прожилки и жилы, пересекающие интрузив и представляющие собой зону расщепления основной залежи. Эта зона прослеживается на значительном расстоянии от основной залежи вплоть до участков развития брекчиевидных руд (см. фиг. 14). Это доказывает, что сплошные и брекчиевидные руды являются генетически связанными образованиями, а их текстурные различия обусловлены структурно-тектоническими особенностями зон рудоотложения.

#### Некоторые данные о соотношении сплошных, прожилково-вкрапленных и брекчиевидных руд с вмещающими породами

В контактах с различными типами руд наблюдается ряд особенностей изменения вмещающих пород. На контактах сплошных руд с интрузивными породами эти изменения обычно весьма незначительны. В контактах с осадочно-метаморфическими породами изменения более существенны и зависят от литологии пород.

Как отмечалось выше, сплошные руды имеют с габбро-долеритами резкие контакты (табл. I, а, б). Встречающиеся иногда в сульфидных жилах включения магматических пород носят характер ксенолитов и не несут существенных окolorудных изменений. В приконтактной части жил наблюдается увеличение количества магнетита, образующего тонкую оторочку в эндоконтакте тела или маломощную зонку (1—3 мм) в их экзоконтакте.

В экзоконтакте интрузивных массивов сплошные руды локализуются в толщах пород, подвергшихся контактово-метаморфическим изменениям в связи с внедрением интрузива. Породы представлены разнообразными по составу роговиками, скарноидами, мраморами и метаморфизованными терригенно-угленосными осадками. Вместе с тем в контактах сплошных руд проявляются свои специфические преобразования ранее метаморфизованных пород, и, таким образом, наблюдается наложение ореола околосульфидных изменений на ореол околоинтрузивного метаморфизма.

Прежде чем перейти к рассмотрению изменений вмещающих пород, отметим некоторые особенности преобразований в эндоконтактах рудных тел:

Как указывалось, тела сплошных сульфидных руд имеют с вмещающими породами нерезкие контакты за счет формирования переходной зоны вкрапленных руд, в которой сульфидная масса содержит большое количество реликтов нерудных минералов. Обычно эти зоны значительно обогащены магнетитом. В контактах с плотными мелкозернистыми пироксеновыми роговиками переходная зона сложена частично перекристаллизованными более крупнозернистыми породами, содержащими каплевидные изометричные обособления сульфидов (табл. II, а). В хлорит-альбитовых и хлорит-полевошпатовых породах с характерными сферическими обособлениями минералов отчетливо прослеживаются явления замещения вмещающих пород сульфидами с образованием в переходной зоне вкрапленных руд со сферолитовыми сульфидно-силикатными агрегатами наследующими структуру осадочно-метаморфических пород (табл. II, б).

Своеобразные явления установлены в контактах сплошных руд с полевошпатовыми породами. В этих участках наблюдается образование весьма необычных пород, сложенных пегматоидными кварц-калишпатовыми агрегатами (табл. II, *в*). Включения этих пород достаточно широко распространены внутри рудных тел, около ксенолитов соответствующего состава. В приконтактной части рудных тел они могут образовывать оторочку вокруг сульфидной залежи, а также входить в состав переходной зоны, в которой эти породы содержат обильную сульфидную вкрапленность.

В некоторых случаях наблюдается образование кварц-полевошпатовых прожилков, которые пересекают роговики, вмещающие сульфидную жилу. Важно отметить, что эти образования обычно не имеют зонального строения и по составу соответствуют наиболее легкоплавкой фракции терригенных пород. Мощности окolorудных пород не зависят от мощности рудных тел. Все эти признаки и, прежде всего, связь этих окolorудных образований лишь с определенными литологическими типами приконтактных роговинов свидетельствуют об образовании кварц-полевошпатовых пород в результате процессов частичного плавления вмещающих пород.

К числу окolorудных пород, образующихся при частичном плавлении безкварцевых пироксен-полевошпатовых роговинов, относятся крупнозернистые биотит-калишпатовые, калишпат-пироксеновые породы. При их образовании в участках, удаленных от контакта с сульфидными залежами, формируются отдельные пятна перекристаллизованных пород с укрупнением зернистости и появлением идиоморфных кристаллов калиевого полевого шпата и пироксена. В участках, приближенных к контактам залежей, зернистость пород еще больше увеличивается — наряду с пироксеном появляется биотит. В контактах жилы образуются крупные зерна пироксена, которые в виде идиоморфных кристаллов переходят из приконтактных пород в сульфидную жилу. В этих же участках жил чрезвычайно широко распространены включения футлярообразных идиоморфных кристаллов клинопироксена (табл. III, *а*), целиком находящихся среди сульфидов. Весьма интересны наблюдающиеся при этом изменения состава пироксенов (табл. 9).

В роговиках (табл. 9, обр. 9400-8) клинопироксен представлен высококальциевой, глиноземистой, оптически аномальной фассаитового типа разновидностью с железистостью  $f_{ат} = 0,14-0,22$ . В зонах начальной перекристаллизации роговинов образуется клинопироксен низкой глиноземистости, уменьшается его кальциевость и увеличивается железистость до  $f_{ат} = 0,20-0,28$  (табл. 9, обр. 9400-6). Все последующие изменения состава выражены в дальнейшем увеличении железистости до  $f_{ат} = 0,30-0,33$  при относительном постоянстве содержания остальных главных компонентов. Характерно, что в футлярообразных кристаллах клинопироксена из внутренней части сульфидной жилы появляется хром (табл. 9, обр. 9400-2, 9400-1). Важно также отметить, что эти клинопироксены, характеризующиеся равновесными соотношениями с сульфидами, весьма близки по составу клинопироксенам из оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов.

В химическом составе пород (табл. 10, обр. 9420, 9421) около сульфидных жил в процессах переплавления происходит увеличение кремнезем-глинозем-калиевой и уменьшение магнезиально-известковистой составляющей и практически не изменяется содержание натрия, воды, сульфатной серы. Поведение железа различно и зависит от степени обогащения пород рудными компонентами. Интересен состав выплавленных пород (табл. 10, обр. 9422-3), которые пересекают безщелочные пироксеновые роговики (обр. 9422-1, 2).

Из других контактовых преобразований, связанных со сплошными рудами, следует отметить широкое развитие явлений перекристаллизации в пироксен-гранатовых скарноидах, форстеритовых, фассаитовых и монтичеллитовых роговиках и метасоматитах и мраморизацию в сульфатно-карбонатных толщах. В последних какие-либо другие типы приконтактных изменений отсутствуют.

Таким образом, на контактах сплошных сульфидных руд в зависимости от состава вмещающих толщ наблюдаются два основных типа изменения окolorудных пород. Наиболее широко развиты явления перекристаллизации и

Таблица 9. Состав клинопироксенов из контактовой зоны сплошных руд  
(вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образцов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма  | f <sub>ат</sub> | Ca <sub>ат</sub> | Примечание   |   |
|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|--------------------------------|--------|-----------------|------------------|--|---|
| 9400-1         | 51,5             | 0,66             | 2,1                            | 9,8  | 0,17 | 12,3 | 22,5 | 0,25              | 0,22                           | 99,50  | 0,309           | 0,476            | Идиоморфные футлярообразные кристаллы в центральной части рудного тела |   |
|                | 52,0             | 0,58             | 1,8                            | 9,5  | 0,17 | 13,3 | 21,3 | 0,13              | 0,10                           |        |                 |                  |  | 98,88   |
| 9400-2         | 52,5             | 0,63             | 2,3                            | 9,6  | 0,17 | 12,5 | 22,8 | 0,23              | 0,36                           | 101,09 | 0,301           | 0,478            |  | Футлярообразный кристалл на контакте рудного тела и вмещающих пород                               |
|                | 53,0             | 0,59             | 1,9                            | 10,2 | 0,20 | 11,4 | 23,1 | 0,22              | 0,28                           | 100,89 | 0,334           | 0,492            |  |   |
|                | 51,8             | 0,48             | 1,8                            | 9,6  | 0,20 | 12,3 | 22,8 | 0,29              | 0,33                           | 99,60  | 0,305           | 0,481            |  |   |
|                | 51,5             | 0,82             | 2,3                            | 9,5  | 0,19 | 12,4 | 22,8 | 0,31              | 0,40                           | 100,22 | 0,301           | 0,480            |  |   |
| 9400-6         | 54,0             | 0,46             | 1,0                            | 6,8  | 0,16 | 14,7 | 22,2 | 0,27              | —                              | 99,59  | 0,206           | 0,463            |  | Перекристаллизованные зерна пироксена в сростании с калишпатом в осадочно-метаморфических породах |
|                | 53,7             | 0,22             | 1,2                            | 8,8  | 0,10 | 12,8 | 23,1 | 0,29              | —                              | 100,21 | 0,278           | 0,484            |  |   |
|                | 52,8             | 0,42             | 1,4                            | 7,9  | 0,18 | 14,8 | 21,4 | 0,31              | —                              | 99,21  | 0,231           | 0,445            |  |   |
|                | 52,6             | 0,39             | 1,0                            | 7,6  | 0,15 | 14,4 | 22,2 | 0,24              | —                              | 98,58  | 0,229           | 0,461            |  |   |
| 9400-8         | 55,5             | 0,28             | 1,0                            | 4,6  | —    | 14,1 | 25,4 | 0,28              | —                              | 101,06 | 0,155           | 0,523            | Пироксены из пироксен-полевошпатовых роговиков                         |   |
|                | 55,1             | 0,38             | 1,1                            | 4,2  | —    | 14,6 | 25,3 | 0,30              | —                              | 100,98 | 0,141           | 0,517            |  |   |
|                | 50,1             | 0,87             | 4,3                            | 6,3  | —    | 12,2 | 25,1 | 0,32              | —                              | 99,19  | 0,225           | 0,534            |  |   |
|                | 50,8             | 1,4              | 3,5                            | 5,2  | —    | 13,2 | 25,3 | 0,26              | —                              | 99,66  | 0,181           | 0,530            |  |   |

Кристаллохимические формулы:

- $(\text{Na}_{0,018}\text{Ca}_{0,911})_{0,929}(\text{Mg}_{0,692}\text{Fe}_{0,310}\text{Mn}_{0,005}\text{Al}_{0,039}\text{Ti}_{0,019}\text{Cr}_{0,007})_{1,072}(\text{Si}_{1,945}\text{Al}_{0,055})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,864})_{0,874}(\text{Mg}_{0,751}\text{Fe}_{0,301}\text{Mn}_{0,005}\text{Al}_{0,049}\text{Ti}_{0,017}\text{Cr}_{0,003})_{1,126}(\text{Si}_{1,969}\text{Al}_{0,031})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,017}\text{Ca}_{0,908})_{0,925}(\text{Mg}_{0,692}\text{Fe}_{0,298}\text{Mn}_{0,005}\text{Al}_{0,052}\text{Ti}_{0,018}\text{Cr}_{0,011})_{1,075}(\text{Si}_{1,951}\text{Al}_{0,049})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,016}\text{Ca}_{0,927})_{0,943}(\text{Mg}_{0,636}\text{Fe}_{0,32}\text{Mn}_{0,006}\text{Al}_{0,07}\text{Ti}_{0,017}\text{Cr}_{0,008})_{1,057}(\text{Si}_{1,986}\text{Al}_{0,014})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,021}\text{Ca}_{0,921})_{0,942}(\text{Mg}_{0,691}\text{Fe}_{0,303}\text{Mn}_{0,006}\text{Al}_{0,033}\text{Ti}_{0,014}\text{Cr}_{0,011})_{1,057}(\text{Si}_{1,953}\text{Al}_{0,047})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,023}\text{Ca}_{0,915})_{0,938}(\text{Mg}_{0,692}\text{Fe}_{0,30}\text{Mn}_{0,006}\text{Al}_{0,044}\text{Ti}_{0,023}\text{Cr}_{0,012})_{1,077}(\text{Si}_{1,942}\text{Al}_{0,058})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,019}\text{Ca}_{0,884})_{0,903}(\text{Mg}_{0,815}\text{Fe}_{0,211}\text{Mn}_{0,005}\text{Al}_{0,044}\text{Ti}_{0,013})_{1,088}\text{Si}_{2,008}\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,021}\text{Ca}_{0,924})_{0,945}(\text{Mg}_{0,713}\text{Fe}_{0,275}\text{Mn}_{0,003}\text{Al}_{0,053}\text{Ti}_{0,006})_{1,05}\text{Si}_{2,006}\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,022}\text{Ca}_{0,857})_{0,876}(\text{Mg}_{0,824}\text{Fe}_{0,247}\text{Mn}_{0,006}\text{Al}_{0,034}\text{Ti}_{0,012})_{1,123}(\text{Si}_{1,972}\text{Al}_{0,028})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,017}\text{Ca}_{0,895})_{0,912}(\text{Mg}_{0,808}\text{Fe}_{0,239}\text{Mn}_{0,005}\text{Al}_{0,024}\text{Ti}_{0,011})_{1,087}(\text{Si}_{1,98}\text{Al}_{0,02})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,894})_{1,014}(\text{Mg}_{0,768}\text{Fe}_{0,14}\text{Al}_{0,043}\text{Ti}_{0,008})_{0,959}\text{Si}_{2,027}\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,021}\text{Ca}_{0,889})_{1,01}(\text{Mg}_{0,794}\text{Fe}_{0,128}\text{Al}_{0,047}\text{Ti}_{0,011})_{0,98}\text{Si}_{2,009}\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,023}\text{Ca}_{1,007})_{1,03}(\text{Mg}_{0,681}\text{Fe}_{0,197}\text{Al}_{0,066}\text{Ti}_{0,025})_{0,989}(\text{Si}_{1,876}\text{Al}_{0,124})_2\text{O}_6$
- $(\text{Na}_{0,019}\text{Ca}_{1,005})_{1,027}(\text{Mg}_{0,731}\text{Fe}_{0,162}\text{Al}_{0,041}\text{Ti}_{0,039})_{0,973}(\text{Si}_{1,888}\text{Al}_{0,112})_2\text{O}_6$

Таблица 10. Химический состав переплавленных пород около тел сплошных сульфидных руд

| Номера образцов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | [Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O |
|-----------------|------------------|------------------|---------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|
| 9420-1          | 43,88            | 0,91             | 10,55                           | 0,68                           | 4,77 | 0,11 | 16,21 | 15,11 | 0,28              |
| 9420-2          | 46,00            | 0,50             | 12,21                           | 1,33                           | 4,87 | 0,22 | 8,44  | 20,19 | 0,18              |
| 9420-3          | 49,52            | 1,91             | 14,06                           | 2,56                           | 8,33 | 0,60 | 10,70 | 0,13  | 0,35              |
| 9421-1          | 48,36            | 0,52             | 16,02                           | 1,46                           | 9,17 | 0,53 | 4,17  | 3,09  | 0,35              |
| 9421-2          | 50,84            | 0,67             | 13,53                           | 1,71                           | 8,94 | 0,06 | 3,91  | 3,99  | 0,38              |
| 9421-3          | 51,40            | 1,22             | 17,00                           | 1,76                           | 4,28 | 1,11 | 9,03  | 0,13  | 0,18              |
| 9422-1          | 41,64            | 0,58             | 10,70                           | 1,33                           | 5,36 | 0,17 | 12,75 | 23,53 | 0,05              |
| 9422-2          | 41,44            | 0,71             | 10,57                           | 0,80                           | 5,71 | 0,15 | 13,53 | 22,67 | 0,08              |
| 9422-3          | 47,74            | 1,80             | 12,56                           | 2,77                           | 7,63 | 0,17 | 4,77  | 12,77 | 0,22              |

| Номера образцов | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | S сульфидная | SO <sub>2</sub> | CuO  | NiO  | Сумма  |
|-----------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------|-----------------|------|------|--------|
| 9420-1          | 3,38             | 1,22                          | 0,12                          | 0,72                          | 0,82         | 0,13            | 0,85 | 0,08 | 99,65  |
| 9420-2          | 2,05             | 1,19                          | 0,10                          | 0,52                          | 0,39         | 0,35            | 0,69 | 0,04 | 99,18  |
| 9420-3          | 8,0              | 1,93                          | 0,38                          | 0,40                          | 0,34         | 0,17            | 0,27 | 0,14 | 99,79  |
| 9421-1          | 11,7             | 1,44                          | 0,12                          | 0,03                          | 3,22         | 0,19            | 1,10 | 0,32 | 101,79 |
| 9421-2          | 11,59            | 0,81                          | 0,23                          | 0,63                          | 3,29         | 0,25            | 0,78 | 0,15 | 101,76 |
| 9421-3          | 10,3             | 1,55                          | 0,16                          | 0,80                          | 0,81         | 0,10            | 0,97 | 0,24 | 101,04 |
| 9422-1          | 0,10             | 0,86                          | 0,03                          | 0,96                          | 1,79         | 0,23            | 0,66 | 0,78 | 101,52 |
| 9422-2          | 0,48             | 1,18                          | 0,14                          | 0,88                          | 1,69         | 0,27            | 0,72 | 0,34 | 101,36 |
| 9422-3          | 5,65             | 1,56                          | 0,27                          | 0,46                          | 1,40         | 0,18            | 0,64 | 0,58 | 101,17 |

Примечание. Номера образцов соответствуют различным участкам осадочно-метаморфических пород около залежей сплошных руд, 1 — наиболее удаленные, 2 — промежуточные и 3 — приконтактные.

укрупнения зерен, сопряженные с изменением состава некоторых минералов и образованием силикатных фаз, которые могут находиться в равновесии с сульфидами. Менее распространены явления переплавления пород с образованием полевошпатовых и кварц-полевошпатовых вышлавков, которые вместе с сульфидами могут перемещаться на относительно небольшие расстояния от места выплавления. Образование кварц-полевошпатовых пород происходит в тех осадочных толщах, которые содержат в своем составе относительно легкоплавкие компоненты.

Оруденение других морфологических типов — прожилково-вкрапленное и брекчиевидное — может локализоваться практически в любых породах эваконтатного ореола стратифицированного интрузива. Известно нахождение оруденения во всех типах роговиков. Особенно широко руды распространены в породах пироксеновой фации метаморфизма, а также магнезиальных и магнезиально-известковых роговиках, известковых и доломитовых мраморах, разнообразных по составу кальцифирах, полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых породах. Сульфиды встречаются в ассоциации с форстеритом, шпинелью, монтчеллитом, фассаитом, гранатом, диопсидом, слагающими системы прожилков, пересекающих интрузивные породы. Оруденение весьма широко распространено в скарноидах.

Основные типы рудовмещающих пород, особенности взаимоотношения с ними сульфидной минерализации и главные ассоциации силикатов, встречающихся в сростании с сульфидами, приведены в табл. 11.

Обращает внимание факт постоянства соотношений сульфидов со всеми нерудными минералами в указанных породах. Сульфиды частично замещают их, но главным образом образуют ксеноморфные агрегаты, локализованные в интерстициях идиоморфных кристаллов нерудных минералов. Эти кристаллы

Таблица 11. Типы пород, вмещающих оруденение и соотношение сульфидных руд с метаморфическими и метасоматическими образованиями

| Этапы         | Метаморфические и метасоматические породы   |   | Типы медно-никелевых руд                        | Соотношение руд с метаморфическими и метасоматическими породами             |   |
|---------------|---|---|---|---|---|
|               | формации  | главные минеральные фации   |   | Основные изменения  | Минералы, находящиеся в равновесии с сульфидами |
| Прогрессивный | Магнезиальные скарны (?)  | $Fo + Ph + Sp$  | Сплесные, прожилково-вкрапленные, брекчиевидные | Перекристаллизация  | $Fo, Ph$  |
|               | Контактные роговики по высококремнистым породам   | $Kpx + Pl, Q + Ort$   |   | Переплавление, перекристаллизация   | $Kpx, Fa, Ort, Ab.$                             |
|               | по доломитам, известнякам, кремнистым и глинистым доломитам, доломитовым мергелям, ангидритам | $Mnt + Fo + Sp + Per, Fas + Fo + Sp + Ph$ , мраморы с $Fo, Fas, Mnt$ ; $Di + Fo + Ph + Cal, Di + Ph + Gr + Cal + Ang$ |   | Перекристаллизация, замещение кальцита и ангидрита сульфидами, мраморизация | $Fo, Fas, Gr, Ph$                               |
| Регрессивный  | по известковистым и некарбонатным аргиллитам  | $Q + Ort + Pl + Hip + Bi, Ort + Pl + Cord, Q + Pl + Di$   |   | Перекристаллизация и частичное плавление                                    | $Hip, Ort, Bi$                                  |
|               | Полевошпатовые метасоматиты   | $Ab + Ort$  |   | —   | —   |
|               | Магнезиальные метасоматиты  | $Fo + Fas + Sp$   |   | Перекристаллизация  | $Fo, Fas, Mnt$                                  |
| Регрессивный  | Известково-магнезиальные метасоматиты   | $Mnt + Fas + Sp, Mnt + Fo + Sp$   | Перекристаллизация, частичное замещение         | $Mnt, Fas, Fo$  |   |
|               | Известковые метасоматиты (скарноиды)  | $Kpx + Gr$  | Перекристаллизация                              | $Kpx, Gr$   |   |

имеют обычно больший размер по сравнению с размером кристаллов тех же минералов в исходных породах. В различных типах вмещающих пород могут быть встречены сростания сульфидов с неизменными зернами форстерита, монтичеллита, фассаита, флогошита, диопсида, граната, калиевого полевого шпата, кварца, кристаллами ангидрита и кальцита. Очевидно, что подобные соотношения обусловлены главным образом развитием явлений перекристаллизации пород при наложении на них сульфидного оруденения (табл. IV а, б).

Несколько иные соотношения характеризуют сростания сульфидов и силикатов при наложении сульфидного оруденения на габбро-долериты. В этих случаях сульфиды локализуются в интерстициях породообразующих минералов, в результате чего породы часто приобретают сидеронитовую структуру. Наиболее часто сульфиды занимают структурную позицию зерен пироксенов, но плаггиоклазы полностью сохраняют идиоморфный облик. Одна из особенностей пород заключается в том, что в их составе появляется кварц, не характерный для других разновидностей габбро-долеритов нижней части разреза интрузивов. По-видимому, его образование может рассматриваться как следствие сульфидно-силикатных реакций, происходящих при наложении оруденения на магматические породы. Возможно, также, что при этом породы испытывают и перекристаллизацию.

Таким образом, для всех типов медно-никелевых руд устанавливается ряд особенностей их соотношений с вмещающими осадочно-метаморфическими и магматическими образованиями. Наиболее широко распространены явления перекристаллизации пород и замещение силикатов сульфидами. К числу характерных явлений относится переплавление отдельных разновидностей

осадочно-метаморфических пород, а также развитие некоторых реакций с образованием магнетита и, возможно, кварца.

Анализ соотношения руд и вмещающих пород свидетельствует, что рудоотложению предшествует интенсивная метаморфическая и метасоматическая переработка осадочных толщ. Эта переработка связана с внедрением сульфидоносных интрузивов и происходит в интервале температур  $1000^{\circ} - 400^{\circ} \text{C}$ . Отложение руд сопровождается новым высокотемпературным этапом преобразования ранее метаморфизованных пород. Температурный диапазон этих преобразований соответствует интервалу примерно от  $1100^{\circ}$  до  $700^{\circ} \text{C}$ . Эти данные, а также рассмотренные выше структурные соотношения руд и интрузивных пород доказывают, что поступление сульфидного вещества в зону рудоотложения происходит с определенным разрывом во времени по сравнению с внедрением интрузивов и представляет собой более позднюю магматическую субфазу.

После отложения сульфидных руд наблюдаются лишь относительно низкотемпературные изменения, затрагивающие как сами руды, так и вмещающие их породы. По своим масштабам эти процессы проявляются достаточно ограниченно. Изменения локализуются главным образом внутри рудных тел, а за их пределы распространяются не далее 1—3 м. Преобразования вмещающих пород выражены в замещении более ранних минералов серпентином, бруситом, хлоритом, эпидотом, везувианом, гидрогранатом. Сопряженные изменения в рудах выражены в замещении первичных сульфидов пиритом, магнетитом, валлериитом, точилитом, полидимитом, арсенидами и сульфидоарсенидами никеля, железа и кобальта. Формирование поздних минеральных ассоциаций не сопровождается существенным привнесом и выносом компонентов и рассматривается нами как процесс низкотемпературного гидротермального автотемпернизма.

## **Строение рудной зоны месторождений и классификация сульфидных медно-никелевых руд**

Закономерности размещения типов сульфидных руд и распределения оруденения в пределах рудных горизонтов позволяют рассмотреть общие особенности строения рудных зон месторождений Норильской провинции. Наиболее сложное строение имеет рудная зона месторождений Талнахского рудного узла, более простое строение — рудная зона месторождения Норильск I; еще более ограниченное число типов руд встречается в других месторождениях района.

Одна из главных особенностей рудных зон месторождений Норильской провинции заключается в том, что их строение существенно изменяется по падению стратифицированных интрузивов, от фланговой части к наиболее погруженным участкам или, возможно, к каналам внедрения интрузий. Наиболее полно особенности строения рудных зон можно рассмотреть на примере месторождений Талнахского рудного поля. На фиг. 12 показаны основные черты строения вертикальных сечений рудной зоны, занимающих различное положение по отношению к флангам интрузивов.

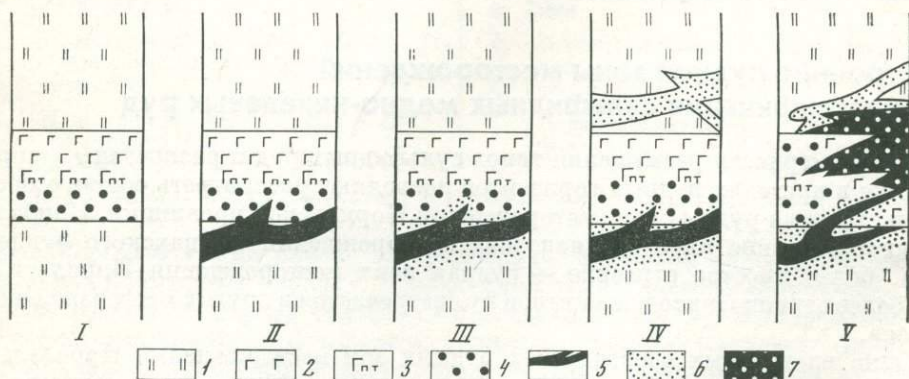
Наиболее простое строение наблюдается в участках, удаленных от флангов (фиг. 12, I, II). В них распространены вкрапленные руды в пикритовых и такситовых габбро-долеритах, а также могут присутствовать тела сплошных сульфидных руд, размещающихся главным образом в осадочно-метаморфических породах. Приближение к флангам интрузива сопровождается определенным усложнением строения рудной зоны (фиг. 12, III). Кроме двух указанных выше типов оруденения, развивается прожилково-вкрапленная минерализация в экзоконтактах залежей сплошных руд.

Наиболее сложное строение имеют участки рудной зоны, приуроченные к флангам интрузивов (фиг. 12, IV, V). Здесь развиты все типы руд. В зависимости от геолого-структурных условий рудоотложения прожилково-вкрапленное оруденение, а иногда и массивные руды, могут наблюдаться в верхнем экзоконтакте интрузива. Вкрапленные руды в магматических поро-

дах распределены в горизонтах пикритовых и такситовых габбро-долеритов, однако в такситовых габбро-долеритах оруденение присутствует постоянно, тогда как пикриты могут быть лишены рудной минерализации. В отдельных апофизах интрузивов, при выпадении из разреза пикритовых дифференциатов рудная минерализация может встречаться в оливиновых и такситовых габбро-долеритах. Горизонт сплошных руд в этой части рудной зоны обычно имеет сложное строение. Сульфидные залежи располагаются как в осадочно-метаморфической толще, так и в интрузивных породах. Прожилково-вкрапленная минерализация распределяется в метаморфизованных осадочных породах и не менее широко проявляется в эндоконтактах интрузивов. Весьма характерными образованиями фланговой части рудной зоны являются брекчиевидные и ассоциирующие с ними сплошные руды.

В рудной зоне месторождения Норильск I все типы руд наблюдаются только во фланговой части рудной зоны. На северном фланге встречаются вкрапленные руды в интрузивных породах, жильные тела сплошных сульфидов, локализующиеся в осадочно-метаморфической и эффузивной толщах, а также в интрузивных породах; известны проявления минерализации брекчиевидного типа. Весьма характерны вкрапленные руды в подстилающих интрузию эффузивах. По падению интрузивного массива в направлении предполагаемого магмоподводящего канала в составе рудной зоны сохраняются главным образом вкрапленные руды, резко убывает количество тел сплошных сульфидов и снижается интенсивность минерализации в экзоконтакте.

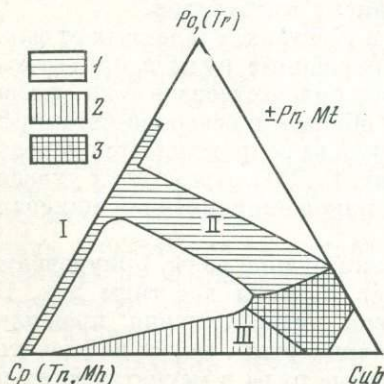
Подобные особенности свойственны и другим месторождениям. Важно подчеркнуть, что во всех месторождениях единичные тела сплошных сульфидов и прожилково-вкрапленная минерализация отмечаются только во фланговой части рудной зоны и, как правило, отсутствуют на погружении интрузивов.



Фиг. 12. Схема строения рудных зон Норильских месторождений. Объяснение в тексте

- 1 — контактово-метаморфические породы и метасоматиты;  
 2 — диориты, габбро-базальтовые и оливиновые габбро-долериты;  
 3 — пикритовые и такситовые габбро-долериты;

- 4—7 типы руд:  
 4 — вкрапленные,  
 5 — сплошные,  
 6 — прожилково-вкрапленные,  
 7 — брекчиевидные



Фиг. 13. Диаграмма количественного минерального состава медно-никелевых руд Норильского района

Основные ряды изменения минерального состава руд

- I — от пирротиновых к халькопиритовым;  
 II — от пирротиновых к кубанитовым;  
 III — от кубанитовых к талнахитовым (моихукитовым);  
 1 — {3 — поля составов:  
 1 — с тетрагональным халькопиритом,  
 2 — с талнахитом, {моихукитом,  
 3 — с тетрагональным халькопиритом и моихукитом

Таблица 12. Типы и минеральные разновидности руд месторождений Норильской провинции

| Типы руд   | Минеральные разновидности руд   |
|--|---|
| I. Вкрапленные руды в дифференцированных интрузивах  |   |
| Ia. Вкрапленные руды в пикритовых габбро-долеритах   | Халькопирит-пирротиновые, кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновые, кубанит-халькопирит (талнахит, моихукит)-троилитовые                  |
| Iб. Вкрапленные руды в такситовых габбро-долеритах   | Халькопирит-пирротиновые, пирротин-халькопиритовые  |
| II. Сплошные (массивные) руды в эндо- и экзоконтактах стратифицированных интрузий                            | Пирротиновые, кубанитовые, талнахитовые, моихукитовые, халькопиритовые  |
| III. Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды в эндоконтактах и экзоконтактах стратифицированных интрузий |   |
| IIIa. Прожилково-вкрапленные в метаморфизованных породах экзоконтакта интрузий                               | Пирротиновые, пирротин-халькопиритовые, халькопиритовые, миллерит-халькопиритовые, борнитовые, магнетит-пиритовые, валлериит-магнетитовые |
| IIIб. Брекчиевидные в зонах экзоконтакта фланговых частей интрузий   | Пирротиновые, пирротин-халькопиритовые, халькопиритовые   |
| IIIв. Вкрапленные (сидеритовые) руды в оливиновых габбро-долеритах нижнего эндоконтакта интрузий             | Пирротиновые, кубанитовые, халькопиритовые, талнахитовые, моихукитовые, борнитовые  |

К числу важных особенностей строения рудной зоны месторождений относятся изменения минерального состава руд в каждом горизонте. Эти изменения выражаются в том, что усложнение строения рудной зоны к фланговой части интрузивов, сопровождается увеличением числа слагающих руды минеральных ассоциаций и развитием пространственной зональности их распределения. Наиболее полно зональность проявлена в месторождениях Талнахского рудного поля.

Изменение минерального состава в пределах каждого типа руд проявляется в вариациях количественных соотношений главных рудообразующих сульфидов: пирротина, троилита, минералов группы халькопирита и кубанита, а также ряда менее распространенных минералов — борнита, миллерита, пирита, валлериита.

Основные закономерности изменения количественных соотношений рудообразующих сульфидов в наиболее распространенных рудах представлены на диаграмме (фиг. 13).

Составы руд образуют на диаграмме три относительно узких поля, соответствующие рядам непрерывных вариаций изменения количественных соотношений главных рудообразующих минералов. Один из рядов объединяет руды, в которых в переменных количествах встречаются пирротин и тетрагональный халькопирит. Два других ряда представляют вариации количественных соотношений кубанита и пирротина или троилита, кубанита и минералов группы халькопирита (тетрагонального халькопирита, талнахита, моихукита). Крайние составы в каждом ряду соответствуют рудам, в которых преобладают кубанит, пирротин ( $\pm$  троилит) или минералы группы халькопирита. Закономерные вариации количественных соотношений главных рудообразующих минералов положены в основу классификации сульфидных медно-никелевых руд Норильских месторождений (табл. 12). В каждом из трех структурно-текстурных типов руд выделены главные минеральные разновидности, соответствующие крайним составам каждого ряда. Поскольку переходы между минеральными разновидностями постепенные и непрерывные, то кроме главных разновидностей выделены несколько переходных, в составе которых почти в равных количествах представлены два или три рудных минерала.

## Минералогия норильских медно-никелевых руд

Руды норильских месторождений характеризуются уникально разнообразной минералогией, отражающей многокомпонентный состав исходного рудного вещества и большие вариации геологических и физико-химических условий рудоотложения.

Минеральный состав норильских руд имеет сходство с рудами других медно-никелевых месторождений мира, но значительно отличается от них необычайно большим числом слагающих руды минеральных видов и широкими вариациями их химического состава.

В норильских рудах, по данным авторов и литературным источникам, обнаружено свыше 100 гипогенных рудных минералов, из которых 26 являются новыми минеральными видами и разновидностями и 15 минералов впервые установлены в Советском Союзе (табл. 13). Минералы норильских руд представляют почти все основные классы, известные для гипогенных рудных мине-

Таблица 13. Рудообразующие минералы норильских руд

| Минералы             | Название минералов  |
|----------------------|---|
| Главные              | Минералы группы пирротина: пирротин гексагональный, пирротин моноклинный, троилит. Пентландит. Минералы группы халькопирита: халькопирит тетрагональный, талнахит *, моихукит **, халькопирит кубический ***, аномально анизотропный кубический халькопирит ***, железистый халькопирит. Кубанит. Магнетит  |
| Второстепенные       | Борнит, макинавит, марказит, миллерит, никелистый пирит, пирит, полидимит, сфалерит, точилит, халькозин, хизлеводит   |
| Редкие               | Алабандин, алтаит, аргентопентландит, брейтгауптит, виоларит, галеноклаусталит, гаухекорнит **, герсдорфит, годлевскит *, джерфшерит **, джерфшерит никелистый, касситерит, клаусталит, ковеллин, лёллинит, маухерит, медистый пентландит, медь самородная, молибденит, мышьяк самородный, никелин, паркерит, перовскит, пирофанит, раммельсбергит, саффорит, станнын, талкусит *, тетраэдрит, ульманит, хоулит, шадлунит *, шадлунит марганцовистый *  |
| Благородных металлов | Аргентокупроаурит *, атоцит платинистый, брегит, винсенит **, высокоцит *, геверсит **, гессит, звягинцевит *, золото самородное, инсизвант **, котульскит, куперит, купроаурит палладиевый, кюстелит, майчерит, масловит *, маякит *, меренскийт **, мертиит II **, мончеит, нигглиит, палладоарсенид *, паоловит *, плюмбопалладинит *, полярит *, рустенбургит палладистый, серебро самородное, соболевскит *, сперрилит, станнопалладинит *, стибнопалладинит **, сульфосоль Ag, Cu, Pb, теларгналит *, урванцевит *, ферроплатина, фрудит **, холингвортит **, штромейерит, электрум, (Au, Pd) Cu ***, Pd <sub>5</sub> As <sub>2</sub> , (Pd, Ni) <sub>5</sub> As <sub>2</sub> , Ni <sub>6</sub> Pd <sub>2</sub> As <sub>3</sub> , Pd <sub>2</sub> (Sn, Sb), Pd <sub>2</sub> (Sn, As), Pd <sub>2</sub> (As, Sn), (Pd, Pt) <sub>5</sub> (Sn, As, Sb) <sub>2</sub> , Pd <sub>5</sub> Sn <sub>2</sub> Cu, Pd <sub>2</sub> SnCu, Pd <sub>5</sub> (Sb, As) <sub>2</sub> , (Pd, Pt) (Pb, Bi) (S, Se) |

Примечание:

\* Новые минералы.

\*\* Минералы, впервые обнаруженные в СССР.

\*\*\* Решением Международной Комиссии по новым минералам в 1979 г. минералам присвоены названия пугоранит и никелистый пугоранит соответственно.

\*\*\*\* Для недостаточно изученных минералов приведены только формулы.

ралов — от самородных элементов до сульфид-гидроокислов. В состав норильских рудных минералов в качестве главных компонентов, содержание которых выше 1%, входят более 30 элементов.

Принятая нами последовательность рассмотрения минералов основывается на распространенности минералов в рудах и отчасти на их составе. Минералы подразделены на четыре группы: 1) главные, присутствующие в наибольших количествах и развитые во всех типах руд; 2) второстепенные, наблюдающиеся во многих типах руд, но присутствующие в значительно меньших количествах, чем главные минералы; 3) редкие, обнаруженные лишь в некоторых типах руд и в небольшом количестве; 4) минералы благородных металлов (см. табл. 13).

Обилие рудных минералов не позволяет дать детальное описание каждого из них, и для большинства минералов приведены лишь краткие сведения по условиям нахождения этих минералов в рудах и особенностям их свойств и состава.

## Главные рудные минералы

### Минералы группы пирротина

Исследованию минералов группы пирротина посвящена обширная литература. В настоящее время среди природных и синтетических сульфидов железа этой группы различаются: гексагональный пирротин переменного состава с несколькими политипами, троилит и моноклинный пирротин [208, 169, 282, 198, 281, 247].

*Условия нахождения и ассоциации.* В норильских рудах минералы группы пирротина являются самыми распространенными. В качестве главных рудообразующих минералов они содержатся во всех типах медно-никелевых руд — вкрапленных в интрузивных породах, сплошных, брекчиевидных и прожилково-вкрапленных в породах экзоконтакта. В рудах установлены все известные в природе минералы этой группы: гексагональный и моноклинный пирротины и троилит.

Гексагональный пирротин наиболее широко развит в рудах. Он отсутствует лишь в прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах. В рудах с преобладающим пирротинном наблюдаются две морфологических разновидности его зерен, которые в литературе принято называть пирротином I и пирротином II.

Пирротин I представлен крупными зернами размером от 0,3 мм (вкрапленные руды) до 3—5 см (сплошные руды). В отдельных участках сплошных пирротиновых руд размер зерен пирротина I достигает 10 см, что составляет специфическую особенность норильских руд. Зерна пирротина I обладают хорошо выраженной базальной отдельностью, вдоль которой располагаются пластинчатые выделения пентландита, реже халькопирита и магнетита. Местами в зернах пирротина I проявлено своеобразное двойникование, выражающееся в спорадическом появлении среди них линзовидно-пластинчатых двойниковых индивидов.

Пирротин II резко отличается от пирротина I размером зерен, структурой выделений и пространственным распределением. Размеры зерен пирротина II составляют не более 0,1 мм. Аллотриоморфнозернистые агрегаты пирротина II располагаются по периферии крупных зерен пирротина I, на их границах с пентландитом и халькопиритом или среди выделений последнего. В отличие от пирротина I, пентландит в нем либо отсутствует, либо представлен мельчайшими изометричными выделениями. В халькопирите пирротин II иногда образует пластинчатые выделения.

Гексагональный пирротин развит в рудах в виде гомогенных зерен и сростаний с троилитом и моноклинным пирротинном. Сростания наблюдаются как в пирротине I, так и в пирротине II.

Сростания гексагонального пирротина и троилита широко распространены во вкрапленных и сплошных рудах. Троилит образует в пирротине тонкие пластинчатые, линзовидные или изогнутые червеобразные выделения

(табл. V, а), субпараллельные его базальной отдельности. Количественные соотношения между пирротином и троилитом варьируют в широких пределах, и местами троилит является преобладающим минералом. Размеры пластинок троилита и их число увеличиваются к периферии зерен или около трещинок, где, сливаясь, они переходят в сплошные каймы с неровными границами с пирротинном. Образование троилит-пирротиновых сростаний связано с субсолидусными превращениями и распадом высокожелезистого моносульфидного твердого раствора (Mss) при температуре, ниже 150° С [170, 281].

Сростания гексагонального и моноклинного пирротинов в рудах встречаются очень часто. В полированных шлифах под микроскопом эти модификации пирротина неразличимы и для выявления моноклинного пирротина используется метод магнитной порошкографии [52]. Моноклинный пирротин развивается в гексагональном пирротине главным образом по трещинкам, вдоль его базальной отдельности и по периферии зерен. В сростаниях количественные соотношения их весьма разнообразны. В случае небольших количеств моноклинного пирротина он образует тонкие каймы вокруг пламене-видных и пластинчатых выделений пентландита, постоянно наблюдается вдоль его кайм, расположенных на границе зерен гексагонального пирротина и халькопирита. Наблюдаются и такие сростания, в которых моноклинный пирротин преобладает, а гексагональный пирротин находится в нем в виде разобценных участков неправильной формы (табл. V, б).

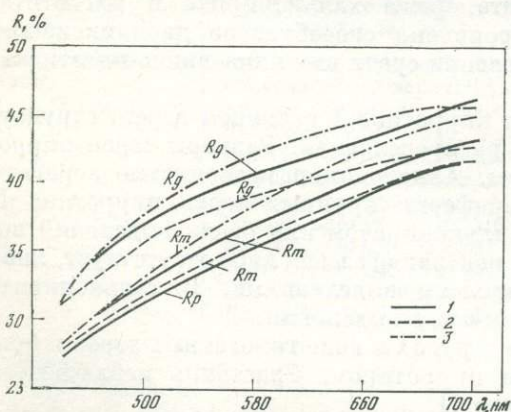
Троилит представлен в рудах гомогенными зернами и сростаниями с гексагональным пирротинном. Гомогенный троилит встречается во вкрапленных и сплошных рудах обычно в ассоциации с кубанитом, талнахитом и моихукитом. Крупные зерна троилита размером до 1 см в сплошных рудах окружаются каймами и пересекаются прожилками кубанита. В сростаниях с талнахитом и кубанитом или моихукитом и кубанитом троилит наблюдается среди агрегатов этих минералов лишь в виде реликтовых островков. Весьма характерно, что в гомогенном троилите вдоль трещинок отдельности отсутствуют пластинчатые включения пентландита, лишь изредка появляющиеся в виде единичных зерен.

Моноклинный пирротин встречается во всех типах руд, но наиболее широко развит в брекчиевидных и прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах, в которых почти не наблюдаются другие минералы группы пирротина. В сплошных рудах он распространен значительно меньше, чем гексагональный пирротин. В рудах, сложенных гомогенным моноклинным пирротинном, моноклинный пирротин, так же как и гексагональный пирротин, образует агрегаты крупных зерен с пластинчатыми вростками пентландита, халькопирита и магнетита и более мелкие, иногда пластинчатой формы, выделения среди халькопирита. Пластинчатые выделения моноклинного пирротина в халькопирите (табл. V, в) весьма характерны для брекчиевидных руд, но

наблюдаются в халькопирите вкрапленных руд в габбро-доле-ритах.

В моноклинном пирротине, в отличие от гексагонального пирротина и троилита, в разрезах, перпендикулярных базальной отдельности, иногда выявляется тонкопластинчатое строение. В полированных шлифах при нанесении магнитной суспензии в зависимости от ориентировки зерен пирротина наблюдается появление порошковых фигур и доменных структур различной конфигурации [52, 25] (табл. V, г).

Гомогенный моноклинный пирротин во вкрапленных рудах в



Фиг. 14. Спектры отражения монооклинного (1), гексагонального (2) пирротинов и троилита (3) по [16]

интрузивах приурочен преимущественно к горизонту такситовых габбро-долеритов. В пикритовых габбро-долеритах он развит лишь в небольших участках. В сплошных рудах он наблюдается главным образом в прикровельных частях рудных залежей. Сильно нарушенные участки залежей иногда полностью сложены моноклинным пирротином.

Кроме упоминавшихся сростаний моноклинного и гексагонального пирротинов, во вкрапленных рудах в интрузивах наблюдались трехминеральные сростания, состоящие из моноклинного и гексагонального пирротинов и троилита: во внешней части выделений сульфидов находился моноклинный пирротин, затем шла зона гексагонального пирротина, а центр занимал троилит.

*Состав и свойства.* По величине отражения гексагональный и моноклинный пирротин и троилит различаются незначительно, но полные спектры отражения этих минералов (фиг. 14) все же позволяют их различать. Максимальным отражением характеризуется троилит. Поэтому в сростаниях гексагонального пирротина и троилита в свежеотполированных шлифах троилит всегда светлее.

Состав минералов группы пирротина определялся на рентгеновском микроанализаторе (табл. 14) и путем рентгеновского изучения по величине межплоскостных расстояний ( $d$ ) отражения (102) [169, 170]. Значения  $d_{102}$  получены дифрактометрическим методом (УРС-50-ИМ, изучение  $\text{FeK}_{\alpha_1}$ , точность  $\pm 0,0005 \text{ \AA}$ ) и с помощью дебаеграмм (УРС-55,  $\lambda\text{Fe}$ , РКД-57,3 мм). Наиболее точно соотношения железа и серы — главных компонентов этих минералов — удалось определить дифрактометрическим методом.

Таблица 14. Состав минералов группы пирротина (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Тип руд                | Модификация | Fe    | Ni    | S    | Сумма  | Me, ат. % |       |
|------------------------|-------------|-------|-------|------|--------|-----------|-------|
| Вкрапленные            | М           | 59,6  | 0,28  | 39,4 | 99,3   | 46,59     |       |
|                        | То же       | Г     | 61,4  | 0,35 | 38,90  | 100,05    | 47,68 |
|                        | «           | Г + Т | 61,3  | 0,07 | 37,8   | 99,2      | 48,24 |
|                        | «           | Т     | 63,0  | —    | 36,5   | 99,5      | 49,99 |
| Сплошные               | М           | 59,10 | 0,46  | 38,9 | 98,4   | 46,77     |       |
|                        | То же       | Г     | 59,40 | 0,6  | 37,8   | 97,9      | 47,65 |
|                        | «           | Г     | 59,50 | 0,70 | 38,60  | 98,80     | 47,43 |
|                        | «           | Г     | 60,60 | 0,60 | 39,30  | 100,50    | 47,85 |
|                        | «           | Г     | 59,9  | 0,33 | 37,9   | 98,1      | 47,70 |
|                        | «           | Г + Т | 61,0  | 0,08 | 38,60  | 99,60     | 47,81 |
|                        | «           | Т     | 62,40 | —    | 36,50  | 98,90     | 49,76 |
|                        | «           | Т     | 63,50 | —    | 36,60  | 100,10    | 48,89 |
|                        | «           | Т     | 63,40 | 0,01 | 36,70  | 100,10    | 49,81 |
|                        | «           | Т     | 63,10 | —    | 36,50  | 99,60     | 50,03 |
| Брекчиевидные          | М           | 59,70 | 0,60  | 39,8 | 100,10 | 46,51     |       |
| Прожилково-вкрапленные | М           | 56,70 | 2,60  | 39,8 | 98,30  | 46,55     |       |
|                        | То же       | М     | 58,20 | 0,56 | 38,40  | 97,20     | 46,76 |

Примечание. Здесь и в табл. 15.

М — моноклинный пирротин; Г — гексагональный пирротин; Г + Т — гексагональный пирротин в сростании с троилитом; Т — троилит.

Гексагональный пирротин, по данным свыше 140 рентгенодифрактометрических анализов, имеет наиболее широкий диапазон изменения состава. Значения  $d_{102}$  варьируют в пределах 2,062—2,077, что соответствует содержанию металлов от 47,0 до 48,3. Установлено, что состав гексагонального пирротина закономерно изменяется в зависимости от состава ассоциирующих с ним минералов.

Наиболее железистым является гексагональный пирротин, образующий сростания с троилитом (табл. 15). Минимальное значение  $d_{102} = 2,073$  соответствует 47,9 ат. % Ме. Характерно, что с железистым пирротинном ассоциирует пентландит с повышенным содержанием железа (до 35% Fe). Состав гомогенного гексагонального пирротина колеблется в широких пределах. Ассоциирующий с ним пентландит является менее железистым. Гексагональный пирротин, сосуществующий в сростаниях с моноклинным пирротинном, является наиболее сернистым.

Таблица 15. Значения  $d_{102}$  гексагональных пирротинов по данным рентгеновской дифрактометрии

| Гексагональный пирротин | Количество анализов | $d_{102}$   | Ме, ат. % |
|-------------------------|---------------------|-------------|-----------|
| Г                       | 77                  | 2,063—2,077 | 47,2—48,3 |
| Г + М                   | 43                  | 2,062—2,070 | 47,0—47,7 |
| Г + Tr                  | 21                  | 2,073—2,077 | 47,9—48,3 |

Троилит, по данным рентгеновской дифрактометрии, имеет значения  $d_{102}$  от 2,093 до 2,098. Следует отметить, что эти  $d_{102}$  выше значения  $2,0932 \pm \pm 0,0001$ , приводимого П. Туллином и П. Бартоном [282] для стехиометрического FeS. Троилит с  $d_{102} = 2,0954$  был установлен А. Вормом [286]. По мнению А. Ворма, повышенное значение  $d_{102}$  троилита связано с повышенным по сравнению со стехиометрическим FeS содержанием железа ( $Fe_{1,015}S$ ). Однако еще нет экспериментальных данных, подтверждающих это предположение.

О существовании в природе троилитов с повышенным содержанием железа может свидетельствовать тот факт, что значения  $d_{102} = 2,094—2,098$  были установлены нами только в троилитах из вкрапленных руд в интрузивах габбро-долеритов, тогда как троилиты из сплошных руд, анализировавшиеся в тех же условиях и на той же установке, имеют значения  $d_{102}$ , не выше 2,093—2,094.

Моноклинный пирротин характеризуется незначительными колебаниями состава в пределах от 46,5 до 46,75 ат. % Ме.

Результаты определения состава пирротинов на электронном зонде (см. табл. 14) подтверждают закономерности, выявленные на основании рентгенометрического изучения, хотя абсолютные значения отношений Ме/S несколько отличаются от рентгенометрических.

Приведенные данные о составе минералов группы пирротина и рассмотренные выше особенности сростаний этих минералов в рудах согласуются с фазовой диаграммой системы Fe—S (фиг. 15). Состав минералов и их количественные соотношения в сростаниях определяются составом исходного моносльфидного твердого раствора. При его превращениях в субсолидусе в зависимости от положения точек состава на диаграмме наблюдаются либо гомогенные минералы группы пирротина, либо сростания минералов друг с другом.

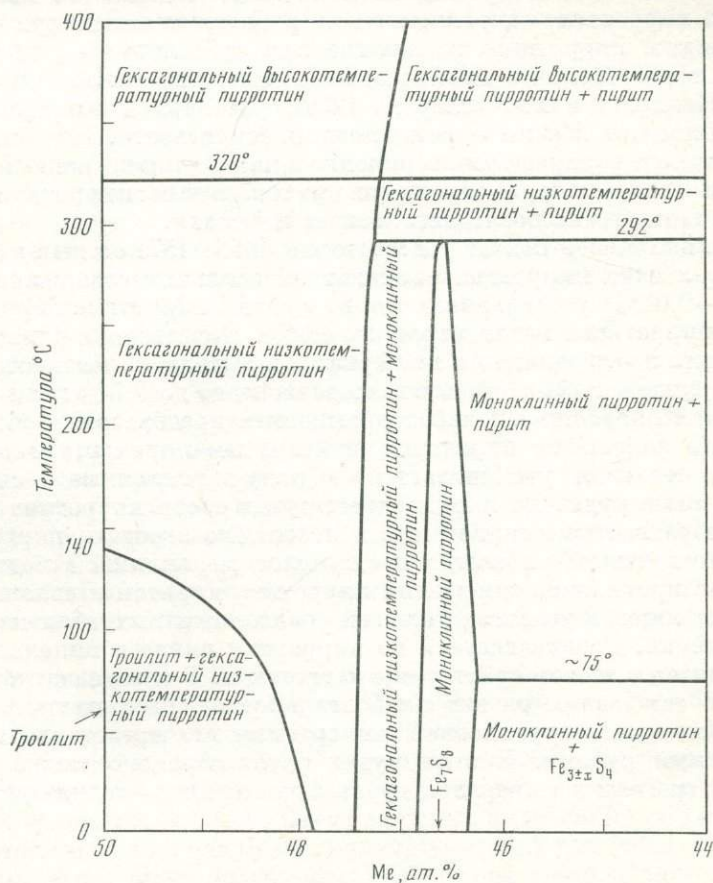
Моноклинный пирротин также может возникать в результате превращения высокосернистого *Mss* при температуре  $325^{\circ}C$ . Очевидно, такое происхождение имеют моноклинные пирротины такситовых габбро-долеритов и экзоконтактовых руд. Однако возможны и другие способы образования моноклинного пирротина. Было высказано предположение о развитии моноклинного пирротина путем низкотемпературного преобразования гексагонального пирротина при выщелачивании из него части атомов железа [25]. Таким способом мог возникать моноклинный пирротин в некоторых (особенно в нарушенных) участках залежей сплошных руд и в отдельных закономерно расположенных участках вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах. Об образовании моноклинного и гексагонального пирротинов путем диффузионного выноса железа из троилита свидетельствуют упоминавшиеся выше сростания этих минералов во вкрапленных рудах и кай-

мы гексагонального пирротина около трещинок в троилите, местами наблюдающиеся в сплошных рудах. Моноклинный пирротин может кристаллизоваться и непосредственно из растворов, как первичная фаза. К числу довольно редких случаев такого способа образования моноклинного пирротина, вероятно, могут быть отнесены пластинчатые кристаллики, возникающие при серпентинизации оливина во вкрапленных рудах в пикритовых габбро-долеритах.

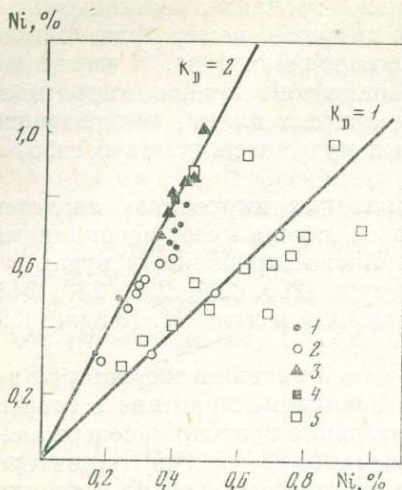
Самой характерной микропримесью норильских пирротинов является никель (см. табл. 14). Максимальное содержание никеля имеет моноклинный пирротин из экзоконтактовых руд. В прожилково-вкрапленных рудах содержание никеля достигает 2,6%. В литературе [260, 284, 207, 220, 246, 156, 157] приводятся меньшие значения содержаний и лишь Н. Пейдж [259] упоминает пирротин, содержащий 3,2 вес. % Ni.

Выявлены закономерные изменения содержаний никеля в твердом растворе в минералах группы пирротина. В гексагональном пирротине в зависимости от его парагенезиса установлены значительные колебания содержаний никеля. Наименьшими концентрациями никеля (0,02—0,20%) характеризуются железистые гексагональные пирротины, сосуществующие с троилитом. В гомогенном гексагональном пирротине концентрация никеля в твердом растворе составляет 0,30—0,70%, а в гексагональном пирротине, сосуществующем с моноклинным пирротинном, достигает 0,75—0,80%.

В троилите содержание никеля не выше 0,03%. Во многих зернах при анализе с чувствительностью, не ниже 0,01%, никель не обнаружен. В сравнении с гексагональным пирротинном концентрация никеля в троилите большей частью на порядок ниже, либо никель вообще отсутствует. Весьма редко отмечаются одинаковые содержания никеля (0,01—0,03%) в обоих минералах.



Фиг. 15. Диаграмма системы Fe—S по [281]



Фиг. 16. Распределение никеля в сосуществующих гексагональном (ось ординат) и моноклинном (ось абсцисс) пирротинах

Коэффициент распределения никеля,  
 1 — данные авторов; 4 — по [172],  
 2 — по [157], 3 — по [284],  
 5 — по [246]

ным и моноклинным пирротинами и высокое содержание никеля в моноклинных пирротинах вкрапленных и экзоконтактных руд характеризуют, очевидно, пирротины, возникшие при субсолидусных превращениях высокосернистых *Mss*, что подтверждается экспериментальными исследованиями А. Налдрета и Г. Куллеруда [250], установившими увеличение содержания никеля в *Mss* по мере повышения сернистости.

Коэффициент распределения никеля в пирротинах, равный 2, скорее может реализоваться при замещении моноклинным пирротинном гексагонального с выносом из последнего железа и никеля.

Значительно менее полны и достоверны [156, 157] сведения о содержаниях в норильских пирротинах кобальта. Небольшие содержания меди (не более 0,01—0,03%) устанавливаются во многих пирротинах при исследованиях этих пирротинов на электронном зонде. В сплошных рудах в выделениях троилита по трещинкам и по периферии выделений на контакте с кубанитом обнаружены каймы троилита, содержащего до 0,5% меди [84].

**Изменения пирротина.** Наиболее типичным преобразованием пирротина является его замещение пиритом и никелистым пиритом. Распространенность этого явления увеличивается в ряду вкрапленные — сплошные — экзоконтактные руды. Во вкрапленных рудах среди пирротина спорадически бывают развиты метакристаллы и небольшие агрегаты пирита. Пирротин в этом случае почти всегда представлен моноклинной модификацией. Интенсивное проявление замещения пирротина пиритом в сплошных рудах наблюдается лишь в участках залежей, расположенных вблизи тектонических нарушений. Развивающиеся по пирротину пирит и никелистый пирит часто находятся в тесном сростании с магнетитом. В экзоконтактных рудах, где процесс замещения развит наиболее широко, наблюдаются отдельные участки прожилково-вкрапленной минерализации, представленные магнетит-пиритовыми рудами. В этих рудах распространено также замещение пирротина агрегатами минералов группы валлериита—точилинита.

Большой интерес представляют закономерности распределения никеля между сосуществующими моноклинным и гексагональным пирротинами. Установлены два типа распределения никеля в этих минералах.

В большинстве исследованных нами сростаний пирротинов из сплошных руд содержание никеля в гексагональном пирротине почти в 2 раза выше содержания никеля в моноклинном пирротине. Такие соотношения уже упоминались [284, 172, 149].

Другой тип распределения, характеризующийся равенством концентраций никеля в обоих сосуществующих пирротинах, отмечался во вкрапленных и сплошных рудах [157, 246]. Оба типа распределения, по нашим и литературным данным, приведены на фиг. 16.

В гомогенном моноклинном пирротине содержание никеля обычно составляет 0,4—0,8 вес.%, но достигает 1,6 вес.% во вкрапленных и 2,6 вес.% в экзоконтактных рудах.

Равное фракционирование никеля между сосуществующими гексагональ-

## Пентландит

Пентландит широко распространен в рудах медно-никелевых месторождений. Обширная литература по пентландиту была сведена О. Попом и др. [236]. В последующие годы появилось большое число публикаций, посвященных экспериментальному исследованию пентландита и положению этого минерала в системе Fe—Ni—S [124, 250, 272, 47, 106, 196, 246], электронно-зондовому изучению состава и условиям нахождения пентландита [251, 260, 33, 154, 207, 220, 259, 115, 246, 116].

Структура пентландита была расшифрована более 40 лет тому назад [239]. Элементарная ячейка гранцентрированной кубической структуры пентландита содержит 32 атома серы и 36 атомов металлов, распределенных в тетраэдрических (32) и октаэдрических (4) позициях. Возможность расположения атомов металлов (Fe, Ni, Co, Cu, Ag) в различных позициях в структуре пентландита обуславливает вариации состава пентландита и появление структурных аналогов этого минерала (аргентопентландит, медистый пентландит).

*Условия нахождения и ассоциации.* Пентландит является самым распространенным минералом норильских руд. Особенности развития пентландита в рудах зависят главным образом от минерального состава руд, в связи с чем сходные морфологические разновидности минерала наблюдаются в сходных минеральных ассоциациях пентландита в главных типах руд: сплошных, вкрапленных, прожилково-вкрапленных и брекчиевидных.

В наиболее широко распространенной ассоциации с пирротином и халькопиритом (пирротиновые руды) пентландит обычно представлен мелкими ( $0,01 \times 0,1$  мм) пластинчатыми и пламенеобразными выделениями в зернах пирротина и каймами (ширина 0,1—0,4 мм) по границе пирротина и халькопирита. Пластинчатые и пламенеобразные выделения располагаются параллельно отдельности (0001) пирротина, причем последние большей частью наблюдаются около мелких трещинок в пирротине. В сечениях зерен пирротина, параллельных (0001), пластинчатые выделения имеют форму розеток радиально-дендритовидного строения (табл. VI, а). Изредка расположение пластинок пентландита наблюдается в трех направлениях. При обособлении пентландита в виде тонких кайм по границам зерен пирротина пластинки пентландита отсутствуют около кайм (табл. VI, б). Каймы и выделения пентландита, располагающиеся между зернами пирротина, встречаются в участках сплошных пирротиновых руд, содержащих большое количество силикатных включений и представленных мелкозернистым пирротином (табл. VI, в).

В меньших количествах в этой ассоциации развиты изометричные выделения пентландита размером около 1 мм, приуроченные к границе пирротина с халькопиритом. Увеличение выделений пентландита до 3—5 мм наблюдается в сплошных пирротиновых рудах около участков, в которых пентландит ассоциирует с троилитом и кубанитом.

В ассоциации с преобладающими кубанитом и троилитом (троилит-кубанитовые и халькопирит-кубанитовые руды) порфировидные выделения пентландита (размером до 1,5 см) встречаются значительно чаще. Наряду с ними в этой ассоциации, преимущественно среди кубанита, широко развиты агрегаты мелких выделений пентландита. В отличие от пирротина, троилит обычно лишен мелких пластинчатых и пламенеобразных востков пентландита.

Для пентландита в ассоциации с преобладающими в рудах минералами группы халькопирита (халькопирит, талнахит, мойхукит) наиболее типичны округлые, овальные, правильные изометричные, а также неправильной формы выделения. Во вкрапленных рудах размер выделений не превышает 3—5 мм, а в экзоконтактовых прожилково-вкрапленных и брекчиевидных рудах лишь изредка достигает 10 мм. Самые крупные выделения (до 3 см) характерны для сплошных халькопиритовых и мойхукитовых руд (табл. VI, г). В порфировидных выделениях пентландита минералы группы халькопирита нередко наподобие прожилков располагаются в виде решетки по направлениям

спайности пентландита. Местами эти минералы замещают пентландит и пересекают его выделения в виде типичных прожилков. В ассоциации с талнахитом и моихукитом помимо крупных наблюдаются прожилковидные пластинчатые выделения пентландита различно ориентированные в зависимости от ориентировки включающих их зерен минерала-хозяина.

Крупные выделения пентландита встречаются и в ассоциации халькопирит + борнит или с борнитом, изредка слагающим приконтактные участки рудных залежей или образующим отдельные прожилки. Иногда на контакте с борнитом в пентландите развиваются своеобразные графические структуры замещения пентландита борнитом.

Пентландит наблюдается в ассоциации и с более редкими минералами. Он образует каймы вокруг прожилков алабандина в сплошных моихуктовых рудах и по границе пирротина и никелистого джерфиперита в экзоконтактных прожилково-вкрапленных рудах. Мельчайшие выделения пентландита нарастают на почковидные брейтгаутиит-никелиновые агрегаты в карбонатных жилах среди сплошных пирротиновых руд. Образование пентландита в этих ассоциациях связано, видимо, с переотложением более ранних генераций этого минерала.

*Состав пентландита.* Характерной особенностью пентландита норильских руд являются широкие вариации его состава, в такой мере не проявленные ни в одном месторождении медно-никелевых руд. Обнаружен следующий диапазон колебаний содержаний основных слагающих его компонентов (в вес. %): 25,0—46,0 Ni, 21,0—41,0 Fe, 0,3—4,7 Co, 0—0,6 Cu.

Вариации состава пентландита, закономерно связанные с изменением его ассоциаций в рудах (табл. 16), наиболее четко выражены в изменении содержаний никеля. В пирротиновых разновидностях всех типов руд они колеблются в сравнительно узком интервале от 34 до 38%, причем максимальные содержания никеля установлены в пентландите, ассоциирующем с моноклинным пирротинном. Следует отметить, что различные морфологические разновидности пентландита (пламевидные и пластинчатые выделения, кай-

Таблица 16. Состав пентландита из норильских медно-никелевых руд (вес.%, рентгеновский микроанализ)

| Типы руд   | Ассоциация пентландита | Ni   | Fe   | Co   | Cu   | S    | Сумма  |
|--|------------------------|------|------|------|------|------|--------|
| Вкрапленные руды в интрузивах габбро-доле-ритов                  | $Po_m + Cp$            | 37,0 | 28,2 | 1,8  | —    | 32,7 | 99,7   |
|  | $Po_m + Po_h + Cp$     | 36,2 | 29,7 | 1,5  | —    | 32,9 | 100,3  |
|  | $Po_h + Cp$            | 35,1 | 30,6 | 1,4  | —    | 32,0 | 99,1   |
|  | $Po_h + Cp + Cub$      | 34,6 | 31,6 | 1,0  | —    | 32,5 | 99,7   |
|  | $Po_h + Tr + Cp + Cub$ | 32,1 | 34,5 | 1,0  | —    | 33,1 | 100,7  |
|  | $Tr + Mh + Cub$        | 28,8 | 37,3 | 0,9  | —    | 33,8 | 100,8  |
| Сплошные руды  | $Po_m + Cp$            | 37,3 | 28,2 | 1,9  | —    | 33,2 | 100,6  |
|  | $Po_m + Po_h + Cp$     | 36,0 | 28,7 | 2,1  | —    | 33,1 | 99,9   |
|  | $Po_h + Cp$            | 35,5 | 29,7 | 1,7  | —    | 33,0 | 99,9   |
|  | $Tr + Po_h + Cp + Cub$ | 32,6 | 33,6 | 1,2  | —    | 33,0 | 100,4  |
|  | $Cp + Tr + Po_h + Cub$ | 32,3 | 33,1 | 1,1  | —    | 33,2 | 99,7   |
|  | $Tr + Cub$             | 28,5 | 38,1 | 1,0  | 0,02 | 33,2 | 100,82 |
|  | $Cub + Tn (Mh)$        | 28,8 | 37,2 | 0,4  | 0,5  | 32,4 | 99,3   |
|  | $Mh + Cub$             | 25,0 | 40,7 | 0,9  | 0,1  | 31,5 | 98,2   |
|  | $Cp$                   | 37,6 | 30,0 | 0,6  | —    | 32,4 | 100,6  |
|  | $Bo + Cp$              | 44,6 | 24,1 | 0,47 | —    | 32,5 | 101,6  |
| Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды во вмещающих породах | $Cp$                   | 46,6 | 20,5 | 1,1  | —    | 31,5 | 99,7   |
|  | $Cp + Bo$              | 46,1 | 20,9 | 0,7  | —    | 33,0 | 100,6  |
|  | $Po_m + Cp$            | 38,0 | 27,1 | 1,5  | —    | 33,5 | 100,1  |
|  | $Cp + Po_m$            | 37,3 | 29,4 | 0,7  | —    | 33,1 | 100,3  |
|  | $Cp$                   | 38,5 | 27,1 | 1,6  | —    | 32,2 | 99,4   |
|  | $Cp + Mil$             | 41,6 | 25,1 | 0,3  | —    | 32,2 | 99,2   |

мы и др.) не различаются по составу в ассоциациях пентландита как с пирротинном, так и с другими минералами. Этот факт уже отмечался в литературе [116].

Содержание никеля в пентландите в ассоциации пентландита с гексагональным пирротинном и троилитом довольно резко понижается и составляет до 31—33% Ni, в ассоциации с томогенным троилитом и кубанитом в пентландите уже 28—30% Ni; самые низкие концентрации никеля установлены в пентландите, ассоциирующем с талнахитом и мойхукитом — от 25 до 30%.

В ассоциации пентландита с преобладающим халькопиритом (халькопиритовые руды), наоборот, выявляется тенденция повышения содержания никеля в пентландите, наиболее четко проявленная в халькопиритовых прожилково-вкрапленных экзоконтактных рудах, где содержания никеля достигают 46,6% (табл. 16). Высокие содержания никеля характерны также для пентландитов, ассоциирующих с борнитом и миллеритом.

Таким образом, в зависимости от ассоциаций пентландита установлены два ряда изменений содержания никеля в пентландите: 1) с последовательным уменьшением от ассоциаций  $Pn + Po$  до  $Pn + Mh$  ( $Tn$ ) и 2) с увеличением в ассоциациях  $Pn + Cp$ ,  $Pn + Vo$ .

В пентландитах с убывающими содержаниями никеля отмечаются и другие изменения состава: 1) содержание кобальта составляет 1,3—0,4 в рудах Талнахского месторождения и 2,2—1,0% в рудах Октябрьского месторождения, 2) в пентландитах, ассоциирующих с талнахитом и мойхукитом, появляется медь.

Весьма важным показателем состава пентландитов является отношение в них  $Me : S$ . В стехиометрическом пентландите ( $Me_9S_8 - Fe_{4,5}Ni_{4,5}S_8$ ) содержание серы должно составлять 33,05 вес. %. Как можно видеть из таблицы 16, содержание серы в норильских пентландитах колеблется от 31,5 до 33,8 вес. %. Еще больший разброс содержаний серы для этих пентландитов (30,1—35,8 вес. %), обусловленный очевидно недостаточной точностью анализов, приводится в работах Г. А. Митенкова и др. [115, 116]. В пентландитах других месторождений, судя по литературным данным, также отмечается большой диапазон колебаний этих содержаний с вариацией отношения  $Me : S$ , по Д. Харрис и Е. Никель [220], от  $Me_{8,5}S_8$  до  $Me_{9,5}S_8$ . Эти авторы считают, что вопрос о том, отражают ли анализы реальные колебания содержаний серы в пентландите и отклонение его состава от стехиометрии или связаны с аналитическими ошибками, остается пока открытым.

*Зависимость свойств пентландита от его состава.* Вариации состава норильских пентландитов вызывают изменения их оптических свойств и особенно размеров их элементарных ячеек.

Установлено увеличение коэффициента отражения ( $R$ ) пентландитов по мере увеличения содержания в них никеля. Эта зависимость выдерживается по всему спектру отражения пентландитов. На фиг. 17 она представлена графически для длины волны  $\lambda = 580$  нм. Несмотря на некоторые отклонения, общая закономерность увеличения  $R$  выявляется достаточно четко. Обращает на себя внимание выполаживание кривой, обусловленное незначительными изменениями  $R$ , у наиболее обогащенных никелем пентландитов.

Зависимость размера элементарной ячейки от состава наиболее детально изучена для синтетических пентландитов.

Первые данные об изменении параметра пентландита при изменении содержания в нем железа и никеля были опубликованы Д. Лундквистом [240]. Для синтезированных им крайних членов, устойчивых ниже 200° С  $Fe_{5,22}Ni_{3,78}S_8$  и  $Fe_{3,78}Ni_{5,22}S_8$ , параметр ячейки оказался равным соответственно 10,195 Å и 10,095 Å, что свидетельствует о закономерном его повышении по мере увеличения содержания железа в пентландите.

Более полные сведения приведены О. Нопом, М. Ибраимом и Сутарпо [235, 236], установившими эту зависимость для всего ряда синтезированных ими пентландитов. Крайние значения  $a$  составляют  $10,211 \pm 0,002$  Å для  $Fe_{6,75}Ni_{2,23}S_8$  и  $10,086 \pm 0,02$  Å для  $Fe_{2,25}Ni_{6,75}S_8$ . Кривая зависимости  $a$  от содержания никеля характеризуется крутым наклоном в богатой железом части и резко выполаживается у никелистых пентландитов. Для сравнения

на том же графике авторы помещают кривую для  $(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{CoS}_8$  и показывают, что вхождение 7,6 вес. %  $\text{Co}$  уменьшает  $a$  не более, чем на  $0,055 \text{ \AA}$ . О. Ноп и другие приходят к выводу, что для природных пентландитов, содержащих обычно не более 2% вес.  $\text{Co}$ , влияние последнего на размер элементарной ячейки незначительно и его уменьшение составляет не более  $0,012 \text{ \AA}$ . Большой интерес представляют данные О. Нопа и других ученых о том, что размер элементарной ячейки природных пентландитов меньше размера ячейки соответствующих им по составу синтетических пентландитов.

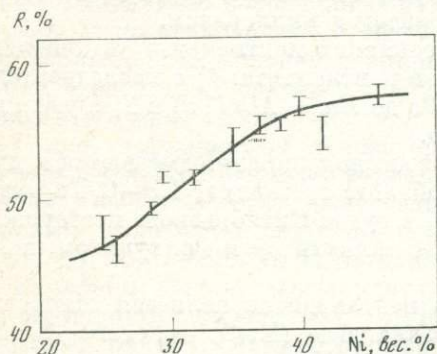
Экспериментальные исследования фазовых соотношений пентландита в системе  $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{S}$ , проведенные Р. Шевманом и Л. Кларком [272] в основном подтвердили закономерности, установленные О. Нопом и др. [236]. Ими была определена кривая (фиг. 18), связывающая состав и межплоскостные расстояния ( $d_{115}$ ) синтетических пентландитов. Р. Шевман и Л. Кларк впервые приводят данные по весьма важному вопросу о соотношении  $\text{Me}:\text{S}$  в синтетических пентландитах.

Ими определены следующие пределы растворимости серы в пентландите —  $32,5 \pm 0,2$  до  $34,0 \pm 0,3$  вес. % (при  $600^\circ$ ). Межплоскостные расстояния ( $d_{115}$ ) для пентландита с  $\text{Fe}:\text{Ni} = 1:1$  при этих колебаниях содержания серы в пентландите сопровождается уменьшением  $d_{115}$  и  $a$ .

Таким образом, исследования синтетических пентландитов позволили установить общую зависимость параметров этих пентландитов от содержания железа и большие их значения по сравнению с таковыми природных пентландитов близкого состава. Вопрос о влиянии отношения  $\text{Me}:\text{S}$  изучен еще слабо и требует дополнительных исследований.

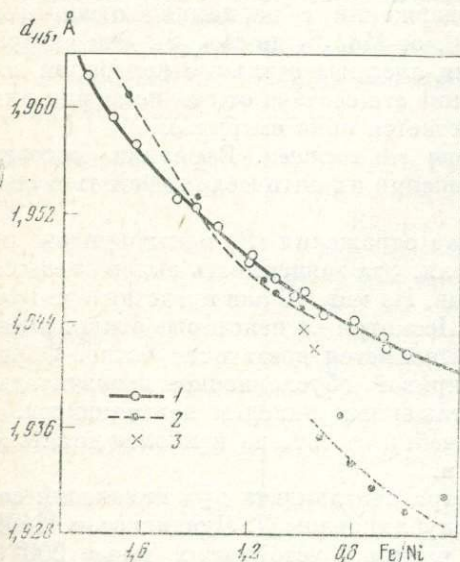
Широкие вариации состава норильских пентландитов (см. табл. 16) с колебанием содержания никеля от 25,0 до 46,0 вес. %, обусловили значительный размах колебаний их параметров от  $10,18$  до  $10,03 \text{ \AA}$ . Определение межплоскостных расстояний  $d_{115}$  пентландитов производились на дифрактометре УРС-50 И ( $\text{FeK}_\alpha$ -излучение, эталон  $\text{Si}$ ) с точностью  $\pm 0,0005 \text{ \AA}$ .

Сопоставление зависимости параметров ячейки норильских и синтетических пентландитов от их состава (фиг. 18) показало сходство общей закономерности понижения их параметров по мере увеличения содержания никеля. Однако при этом среди норильских пентландитов выявились две группы. Пентландиты первой группы с содержанием никеля от 25,0 до 32,0% вес. и с  $a$  соответственно равным  $10,18$  и  $10,11 \text{ \AA}$  очень близко располагаются к кривой синтетических пентландитов и, следовательно,



Фиг. 17. Зависимость отражения ( $R$ ) пентландита для  $\lambda=580 \text{ нм}$  от содержания в нем никеля

Вертикальными линиями показан разброс параллельных определений  $R$



Фиг. 18. Зависимость межплоскостных расстояний синтетических [272] и норильских пентландитов от содержания в них никеля

1 — гомогенные пентландиты с постоянным содержанием 33,0 S вес. %, синтезированные при  $400$  и  $600^\circ\text{C}$ ;

2, 3 — норильские пентландиты;

2 — данные авторов,

3 — по [115]

обладают сходными с ними параметрами ячейки. Эти пентландиты ассоциируют с дефектными по сере минералами группы халькопирита — талнахитом и моихукитом. У пентландитов второй группы с содержанием 32,0—46,0% Ni и с  $a$ , равным от 10,06 до 10,03 Å параметры ячейки существенно отличаются от синтетических пентландитов сходного состава и изменяются при увеличении количества никеля по самостоятельной кривой. Литературные данные [115] показывают, что в природных условиях, очевидно, существуют пентландиты с постоянным содержанием никеля от 32 до 35 вес. %, но с значительно изменяющимся параметром элементарной ячейки. Эти пентландиты могут заполнять область разрыва кривых зависимости параметра от состава (фиг. 18). Сходство параметров ячейки норильских железистых пентландитов и синтетических пентландитов с постоянным содержанием серы (33,0 вес. %) позволяет предположить, что и те и другие имеют стехиометрический состав. Значительное понижение параметров ячейки норильских никелистых пентландитов по сравнению с их синтетическими аналогами не может объясняться влиянием содержания кобальта, поскольку у наиболее никелистых пентландитов они даже более низкие, чем у железистых пентландитов. Возможно, это понижение связано с заселением всех октаэдрических позиций катионами никеля, обладающими меньшим радиусом. Более вероятно, однако, что оно обусловлено отклонением этих пентландитов от стехиометрии при их формировании в условиях более высокой фугитивности серы.

Выявленные закономерности являются характерным типоморфным признаком пентландитов, имеющим значение для выяснения условий их образования.

*Изменения пентландита.* Наиболее широко изменение пентландита, его замещение макинавитом, проявлено в его ассоциациях с кубанитом и троилитом. В ассоциациях с кубанитом и талнахитом (реже моихукитом) наблюдается менее распространенное, но характерное для норильских руд замещение пентландита медистым пентландитом.

Отмечаются и другие более редкие случаи замещения пентландита: 1) джерфшеритом по периферии его порфиридных выделений, ассоциирующих с кубанитом и талнахитом; 2) аргентопентландитом в пирротин-халькопиритовых рудах; 3) хизлевудитом, годлевскитом и миллеритом в борнитовых и халькопирит-борнитовых рудах.

Типичное для руд других медно-никелевых месторождений замещение пентландита виоларитом наблюдалось лишь в вертикальных халькопиритовых жилах Норильского месторождения [18].

Самые существенные метаморфические преобразования испытывает пентландит в прожилково-вкрапленных экзоконтактных миллерит-халькопиритовых рудах, где он сохраняется лишь в виде реликтов или полностью замещается агрегатами миллерит + никелистый пирит + халькопирит, миллерит + виоларит + никелистый пирит, миллерит + полидимит. К этим агрегатам местами бывают приурочены мелкие зернышки высюкита.

### Минералы группы халькопирита

Халькопирит — один из наиболее распространенных в природе сульфидов меди и железа, в медно-никелевых рудах, наряду с пирротином и пентландитом, принадлежит к числу главных рудообразующих минералов. Этот минерал за последнее время привлекает особое внимание в связи с открытием нескольких новых разновидностей, имеющих важное значение для выяснения условий формирования руд. В табл. 17 приведены все известные в настоящее время природные и синтетические сульфиды меди и железа, по составу близкие к халькопириту.

Весьма интересна история открытия и изучения этих минералов. Кубические модификации халькопирита долгое время не были установлены в природе. Сообщение о первой находке кубического халькопирита в медно-никелевых рудах месторождения Норильск I и Талнахского появилось в 1963 г. [5]. По данным этих авторов, минерал имеет кристаллическую решетку типа сфалерита с ребром элементарной ячейки  $a = 5,280 \pm 0,005$  Å. Химическим ана-

Таблица 17. Минералы группы халькопирита

| Минерал                                       | Формула  | a, Å   | b, Å   | c, Å   | Пространственная группа | z  | Автор                   |
|---|--|--------|--------|--------|-------------------------|----|-------------------------|
| Халькопирит тетрагональный                    | $\text{Cu}_8\text{Fe}_8\text{S}_{16}$                        | 5,289  | 5,289  | 10,423 | $I\bar{4}2d$            | 4  | 244                     |
| Талнахит                                      | $\text{Cu}_9(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_{16}$           | 10,593 | 10,593 | 10,593 | $I\bar{4}3m$            | 16 | 5, 28, 173, 245         |
| Моихукит                                      | $\text{Cu}_9(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_{16}$           | 10,58  |        | 5,36   | $P\bar{4}2m$            | 8  | 178, 118, 244, 246, 247 |
| Хейкокит                                      | $\text{Cu}_8(\text{Fe}, \text{Ni})_{10}\text{S}_{16}$        | 10,705 | 10,734 | 31,630 | $P2*2*2*$               | 48 | 178, 244, 200, 173      |
| Кубический халькопирит, синтетический         | $\text{CuFeS}_2$   | 5,264  |        |        | $F***$                  | 2  |                         |
| Кубический халькопирит                        | $\text{Cu}_{17}(\text{Fe}, \text{Ni})_{17}\text{S}_{32}$     | 5,30   |        |        |                         |    | 150                     |
| Аномально анизотропный кубический халькопирит | $\text{Cu}_{16}(\text{Fe}, \text{Ni})_{19}\text{S}_{32}$     | 5,30   |        |        |                         |    | 150                     |
| Железистый халькопирит                        | $\text{Cu}_{0,90}\text{Fe}_{1,14}\text{Ni}_{0,01}\text{S}_2$ | 5,30   |        | 10,42  |                         |    | 83                      |

лизом в нем установлены дефицит серы и небольшие примеси Ni и Zn. Считая этот минерал природным аналогом высокотемпературного синтетического кубического халькопирита [200], авторы указывают, что кубический халькопирит широко распространен в норильских рудах и местами, где содержание его достигает 60—70%, является главным рудообразующим минералом.

Исследованиями А. Д. Генкина и др. [28] было показано, что кубический халькопирит не всегда является однородным, а представлен сростаниями кубической и тетрагональной фаз. Л. Кабри [173], изучавший те же образцы норильских руд, которые ранее исследовались И. А. Будько и Э. А. Кулаговым, доказал, что минерал, названный кубическим халькопиритом, не является аналогом синтетического кубического халькопирита. В отличие от последнего, он имеет кубическую объемноцентрированную ячейку ( $a = 10,648 \text{ Å}$ ), состав, близкий к  $\text{Cu}_{18}(\text{Fe}, \text{Ni})_{18}\text{S}_{32}$ , и является аналогом синтетической  $\beta$ -фазы [173]. Этот минерал и был назван талнахитом. Л. Кабри и Р. Гудманом [80] были изучены мессбауэровские спектры талнахита, Л. Кабри и др. [177] уточнили его химический состав. С. Холл, Е. Гэйб [215] установили, что талнахит имеет кубическую структуру, пространственную группу  $I\bar{4}3m$ ,  $a = 10,593 \text{ Å}$ .

За последние годы в образцах из дунитовой трубки Моихук (Трансвааль, ЮАР) и габбрового комплекса Дулут (Миннесота, США) были открыты еще два новых сульфида меди и железа, по составу близких к халькопириту, — моихукит и хейкокит. Моихукит, по данным Л. Кабри и С. Холла [178], тетрагональный,  $a = 10,58 \text{ Å}$ ,  $c = 5,37 \text{ Å}$ , пространственная группы  $P\bar{4}2m$ ,  $d = 4,38 \text{ г/см}^3$ , является аналогом синтетической, недосыщенной серой  $\gamma$ -фазы, имеющей тетрагональную ячейку  $a = 10,58 \text{ Å}$ ,  $c = 5,37 \text{ Å}$  [226]. Одновременно с Л. Кабри этот минерал был обнаружен в сплошных богатых медью рудах Октябрьского месторождения, в ассоциации с двумя другими минералами группы халькопирита, обладающими кубической примитивной ячейкой  $a = 5,30 \text{ Å}$  [118]. Хейкокит является ромбическим, псевдотетрагональным [266] (табл. 17)  $d = 4,35 \text{ г/см}^3$ . В отраженном свете выглядит как тетрагональный халькопирит.

В некоторых разновидностях сплошных кубанитовых руд Октябрьского и Талнахского месторождений встречаются тетрагональные халькопириты с повышенным содержанием никеля и преобладанием железа над медью. А. М. Карпенков и И. С. Рудашевский [83], установившие в некоторых халькопиритах содержание никеля до 1,9 вес.%, предлагают называть эти халькопириты никелистыми. Халькопириты с повышенным по отношению к меди содержанием железа (в среднем до 3 вес.%) эти авторы называют железистыми. Таким образом, в медно-никелевых рудах норильских месторождений

установлены все известные природные минералы группы халькопирита, за исключением хейкокита.

**Тетрагональный халькопирит.** Из всех минералов группы халькопирита тетрагональный халькопирит является наиболее распространенным. В качестве второстепенного минерала, относительное содержание которого не более 10—15%, он встречается во всех типах и минеральных разновидностях руд, а в тех халькопиритовых рудах, где тетрагональный халькопирит является главным рудообразующим минералом, содержание его достигает 60—80%.

В сплошных пирротиновых рудах халькопирит в главной своей массе наблюдается в промежутках крупных зерен пирротина в виде неправильных прожилковидных, петлеобразных выделений шириной от нескольких десятых миллиметров до 1—2 см. Неровные границы с многочисленными втеками в пирротин свидетельствуют о разведании и замещении пирротина I халькопиритом. Вместе с тем халькопирит пересекается прожилками мелкозернистого пирротина II.

В крупных зернах пирротина I вдоль базальной отдельности иногда совместно с пентландитом наблюдаются пластинки халькопирита. Подобно пентландиту они, по-видимому, представляют продукт распада пирротинового твердого раствора. Относительно мало распространены тонкие прожилки, секущие пирротин, пентландит и магнетит.

Во вкрапленных рудах в интрузивных породах халькопирит слагает отдельные части вкраплений и отделяется от пирротина каймами пентландита. Относительное содержание халькопирита в пирротиновых разновидностях вкрапленных руд составляет от 10 до 30% к сульфидной массе, а в халькопиритовых — до 45—70%. В брекчиевидных рудах халькопирит как правило разобщен с пирротинном; он сосредоточен преимущественно в обломках пироксеновых роговиков, сцементированных пирротинном, где образует тонкие срастания с пироксеном и каймы вокруг этих обломков. Относительное содержание халькопирита по отношению к сульфидной массе в обломках составляет около 60—85%, в цементе — 15%.

Тетрагональный халькопирит является самым распространенным минералом прожилково-вкрапленных руд в породах экзоконтакта интрузий. Относительное содержание его в сульфидной массе пирротиновых руд составляет 20—30%; в других разновидностях руд халькопирит резко преобладает.

Агрегаты халькопирита имеют неравномернозернистую структуру, а размер зерен составляет от 0,1 до 1—2 мм. В сплошных халькопиритовых рудах структура более крупнозернистая; размер зерен халькопирита до 2—3 мм. Характерна отчетливо выраженная анизотропия, благодаря чему в скрепленных николях выявляется двойниковое строение зерен. Чаще всего двойники либо полисинтетические, либо паркетовидные. Местами халькопирит содержит включения кубанита в виде серии параллельных или пересекаю-

Таблица 18. Дисперсия отражения минералов группы халькопирита

| λ, нм |      |      |      |      |      | λ, нм |      |      |      |      |      |
|-------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|
|       | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    |       | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    |
| 440   | 19,6 | 25,3 | 24,8 | 27,4 | 28,9 | 600   | 40,0 | 41,1 | 42,6 | 42,7 | 52,8 |
| 460   | 24,7 | 28,9 | 28,3 | 30,7 | 33,9 | 620   | 40,6 | 41,5 | 43,1 | 44,0 | 53,1 |
| 480   | 28,8 | 32,3 | 31,7 | 33,5 | 39,9 | 640   | 40,8 | 42,0 | 43,4 | 44,8 | 53,1 |
| 500   | 31,8 | 34,9 | 34,4 | 36,0 | 44,5 | 660   | 41,3 | 42,3 | 43,7 | 45,8 | 52,7 |
| 520   | 34,6 | 37,1 | 37,2 | 38,1 | 47,8 | 680   | 41,7 | 42,2 | 43,8 | 46,4 | 52,2 |
| 540   | 36,7 | 39,0 | 39,2 | 39,5 | 50,1 | 700   | 42,0 | 42,6 | 43,9 | 46,7 | 51,8 |
| 560   | 38,4 | 39,9 | 40,5 | 41,0 | 51,8 | 720   | 42,0 | 42,8 | 43,8 | 45,5 | 51,4 |
| 580   | 39,4 | 40,8 | 41,9 | 42,1 | 52,4 | 740   | 42,1 | 42,6 | 44,0 | 45,6 | 50,9 |

1 — тагнахит; 2 — моихукит; 3 — кубический халькопирит; 4 — аномально анизотропный кубический халькопирит; 5 — тетрагональный халькопирит. Химический состав (вес. %) Cu = 34,56, Fe = 30,52, S = 34,92 вес. %.

щихся пластинок с резкими ровными границами, различно ориентированных в разных зернах халькопирита. Большинство исследователей эти пластинки рассматривают как продукт распада халькопиритового твердого раствора. К этому же типу включений, по-видимому, следует отнести и звездочки сфалерита, нередко наблюдающиеся в халькопирите из сплошных халькопиритовых руд.

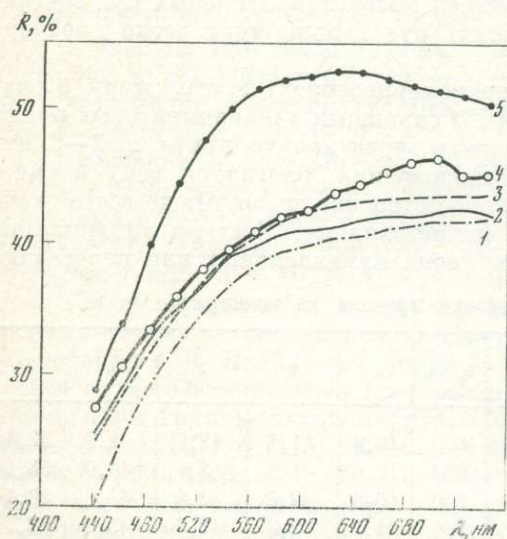
В кубанитовых и переходных халькопирит-пирротин-кубанитовых и других разновидностях руд выделения халькопирита имеют форму реликтовых островков, внутренняя структура которых не отличается от структуры агрегатов халькопирита в пирротиновых или халькопиритовых рудах.

Тетрагональный халькопирит имеет наиболее высокие значения  $R$  во всем диапазоне спектра и наименьшую крутизну кривой дисперсии (фиг. 19, табл. 18). На порошковых рентенограммах халькопирита хорошо различаются линии тетрагональных дублетов (1,867—1,853 и 1,590—1,572). Вычисленные параметры ячейки  $a = 5,28$ ,  $c = 10,40 \text{ \AA}$ , соответствуют эталонам.

Химический состав халькопирита из сплошных и вкрапленных халькопирит-пирротиновых руд близок к теоретическому  $\text{CuFeS}_2$  (табл. 19). Кроме основных элементов, почти всюду установлен никель (от 0,01 до 0,05 вес. %). Несколько отличается от теоретического халькопирит из реликтовых выделений среди кубанитовых и переходных халькопирит-кубанитовых и других разновидностей руд. В них как правило содержание Fe больше, чем содержание Cu (Cu : Fe колеблется от 1 до 0,89). Вторая особенность этих халькопиритов — непостоянство содержания Ni даже в пределах одного зерна. Халькопирит замещается валлериитом и макинавитом, образующим прожилки в халькопирите. Местами пересекается прожилками позднего магнетита.

**Талнахит.** Первоначально описан в литературе под названием кубического халькопирита [5], а позднее — как новый сульфид меди и железа [173]. Из всех минералов группы халькопирита талнахит наиболее интенсивно окисляется на воздухе и благодаря этому резко выделяется на фоне других минералов даже макроскопически. Под микроскопом по цвету и отражению близок к кубаниту и к другим минералам группы халькопирита, кроме тетрагонального халькопирита. Микротвердость ( $H_{\text{ср}} = 277 \text{ кг/мм}^2$ ) выше, чем у других минералов этой группы.

В месторождениях Норильской провинции распространен главным образом в сплошных рудах, реже встречается в составе сульфидных агрегатов в рудоносных интрузивах. В этих типах руд талнахит ассоциирует со всеми минералами группы халькопирита, а также с кубанитом, пентландитом; во вкрапленных рудах чрезвычайно характерна ассоциация талнахита с троилитом. В сплошных талнахитовых рудах распространены гомогенные зерна талнахита, но не менее характерны агрегаты, в которых талнахит содержит закономерно ориентированные, пластинчатые включения тетрагонального халькопирита, образовавшиеся, по-видимому, в результате распада халькопиритового твердого раствора (табл. VII, а).



Фиг. 19. Спектры отражения минералов группы халькопирита

- 1 — талнахит;
- 2 — моихукит;
- 3 — кубический халькопирит;
- 4 — аномально анизотропный кубический халькопирит;
- 5 — тетрагональный халькопирит

Таблица 19. Состав минералов группы халькопирита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Минерал                            | Номер анализа | Cu                          | Fe                          | Ni                       | S                           | Сумма                         | Формула                           |
|------------------------------------|---------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------|-----------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| Тетрагональный халькопирит         | 1             | 35,01                       | 30,80                       | 0,053                    | 33,88                       | 99,74                         | $Cu_{1,04}Fe_{1,04}Ni_{0,001}S_2$ |
|                                    | 2             | 35,0                        | 30,0                        | —                        | 33,4                        | 98,4                          | $Cu_{1,09}Fe_{1,06}S_2$           |
|                                    | 3             | 35,74                       | 30,33                       | 0,82                     | 32,14                       | 99,03                         | $Cu_{1,12}Fe_{1,08}Ni_{0,08}S_2$  |
|                                    | 4             | 33,50                       | 30,80                       | 0,23—0,96                | 33,71                       | 98,25—98,98                   | $Cu_{1,00}Fe_{1,04}Ni_{0,03}S_2$  |
|                                    | 5             | 33,16                       | 32,91                       | 0,26                     | 33,68                       | 100,01                        | $Cu_{0,99}Fe_{1,11}Ni_{0,01}S_2$  |
|                                    | 6             | 31,39                       | 34,05                       | 0,2                      | 35,09                       | 100,73                        | $Cu_{0,90}Fe_{1,02}Ni_{0,01}S_2$  |
| Талнахит                           | 7             | 36,8                        | 29,8                        | 0,7                      | 34,0                        | 101,3                         | $Cu_{18}(Fe, Ni)_{16}S_{32}$      |
|                                    | 8*            | $\frac{36,86-37,36}{37,15}$ | $\frac{28,79-29,48}{29,10}$ | $\frac{0,70-0,87}{0,75}$ | $\frac{33,06-33,84}{33,31}$ | $\frac{99,97-100,69}{100,31}$ | $Cu_{18}(Fe, Ni)_{16}S_{32}$      |
| Моихукит                           | 9*            | $\frac{35,3-36,2}{35,84}$   | $\frac{31,4-31,9}{31,62}$   | $\frac{0,3-0,5}{0,44}$   | $\frac{32,1-32,9}{32,42}$   | $\frac{99,1-101,5}{100,32}$   | $Cu_{18}(Fe, Ni)_{18}S_{32}$      |
|                                    | 10*           | $\frac{34,87-36,71}{35,91}$ | $\frac{31,38-32,40}{31,88}$ | $\frac{0,24-0,30}{0,26}$ | $\frac{31,93-33,29}{32,44}$ | $\frac{99,51-100,94}{100,49}$ | $Cu_{18}(Fe, Ni)_{18}S_{32}$      |
|                                    |               | 11                          | 34,75                       | 32,14                    | 0,41                        | 32,52                         | 99,82                             |
| Кубический халькопирит             | 12            | 33,1                        | 32,4                        | 1,7                      | 33,2                        | 100,4                         | $Cu_{16}(Fe, Ni)_{16}S_{32}$      |
| Аномально анизотропный халькопирит | 13*           | $\frac{31,83-32,55}{32,16}$ | $\frac{34,64-35,46}{35,03}$ | $\frac{0,36-0,58}{0,40}$ | $\frac{31,94-32,86}{32,41}$ | $\frac{99,87-100,94}{100,14}$ | $Cu_{16}(Fe, Ni)_{20}S_{32}$      |

Примечание. 1 — сплошные пирротиновые руды; 2 — прожилково-вкрапленные пентландит-халькопирит-пирротиновые руды; 3, 4 — талнахит-кубанитовые руды, Октябрьское месторождение; 5, 6 — троилит моихукит-кубанитовые руды, Октябрьское месторождение; 7 — талнахитовые руды; 8 — талнахит, [177] (среднее из 5 анализов); 9 — моихукит-кубанитовые руды, Октябрьское месторождение (среднее из 7 ан.); 10 — моихукит [178]; 11, 12 — моихукит-кубанитовые [руды, Октябрьское месторождение; (11-среднее из 6 ан.); 13 — хейкокит [178]. Анализы 1—7, 9, 11, 12 — MS-46, аналитик В. С. Малов.

\* 8—10, 13 — в числителе даны пределы колебаний в знаменателе — среднее значение.

На дебаеграммах талнахита отсутствуют характерные для тетрагонального халькопирита дублеты (1,867—1,853 и 1,590—1,572 Å) и хорошо различаются линии с  $d_\alpha = 5,70$  Å, что позволяет без труда отличать талнахит от других кубических фаз. Параметры элементарной ячейки талнахита хорошо согласуются с данными Л. Кабри [173]. В отличие от тетрагонального халькопирита, талнахит характеризуется избытком металла над серой и преобладанием Cu над Fe, представляя собой наиболее медистую разновидность халькопирита. Содержание Ni достигает 0,85 вес. %, больше, чем содержание Ni у других минералов этой группы кроме аномально анизотропного кубического халькопирита. Вторичные изменения талнахита выражены в замещении его валлеритом и поздним магнетитом.

**Моихукит.** Макроскопически отличается от тетрагонального халькопирита по цвету, сходному с борнитом, а от талнахита отсутствием яркой, пестрой побегалости на поверхности образцов. Под микроскопом в скрещенных николях отчетливо анизотропен. Характерно тонкое полисинтетическое двойникование зерен (табл. VII, б). Ассоциирует с теми же минералами, что и талнахит (табл. VII, в), но, в отличие от талнахита, не содержит включений тетрагонального халькопирита в качестве продуктов распада твердого раствора. По величине отражения (см. фиг. 19) лишь очень незначительно отличается от талнахита и кубического халькопирита. Микротвердость  $H = 259-269$  кг/мм<sup>2</sup>.

Для моихукита, как и для талнахита, характерно присутствие на рентгенограммах порошка нескольких линий в области малых углов ( $d_\alpha = 7,48; 4,78; 4,36; 3,76$  Å). Кроме того, очень хорошо заметна «обратная» по сравнению с тетрагональным халькопиритом интенсивность линий тетрагональных дублетов (1,882—1,871 и 1,610—1,597 Å) — более яркая линия моихукита на месте более слабой линии халькопирита. Параметры тетрагональной ячейки  $a = 10,58, c = 5,36$  Å.

По химическому составу характеризуется, подобно талнахиту, избытком металлов над серой и постоянным отношением  $Cu : Fe \approx 1$ . Содержание никеля почти вдвое ниже, чем в талнахите.

**Кубический халькопирит.** Наиболее труден для распознавания как макроскопически, так и под микроскопом. По форме выделений, величине отражения, степени окисляемости на воздухе, цвету и структуре агрегатов в отраженном свете на отличается от моихукита. Лишь очень слабая анизотропия позволяет в скрещенных николях отличать его от явно анизотропных моихукита и тетрагонального халькопирита. Микротвердость колеблется от 257—269 кг/мм<sup>2</sup>. Дебаеграммы этой фазы очень четкие и простые. При внимательном просмотре пленок на всех отмечается присутствие слабой линии с  $d_\alpha = 3,74$  Å. Это позволило индцировать рентгенограммы в примитивной кубической ячейке с  $a = 5,29$  Å. Структура этого минерала еще не ясна. От талнахита он легко отличается тем, что на рентгенограммах отсутствуют линии с  $d_\alpha = 7,50$  Å. По составу, кроме общего для всех минералов этой группы избытка металлов над серой, кубический халькопирит характеризуется непостоянством отношений  $Cu : Fe$  (пределы колебаний от 1,0 до 0,94). По содержанию никеля близок к моихукиту.

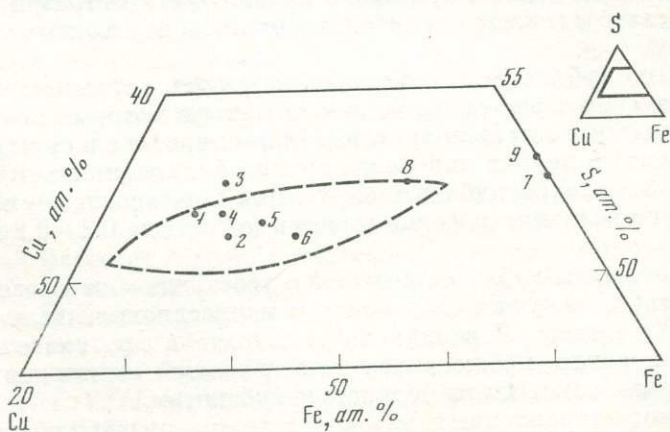
**Аномально-анизотропный кубический халькопирит.** Этот минерал, установленный впервые в моихукитовых и талнахитовых рудах [150], макроскопически не отличается от талнахита, так как на воздухе так же быстро окисляется и покрывается яркой побегалостью. В отраженном свете по отражению и цвету близок к моихукиту и кубическому халькопириту, но резко отличается от всех минералов этой группы необычно сильной анизотропией с яркими цветными эффектами от зеленовато-серого до серовато-розового. В свежеполитованных шлифах едва заметно двуотражение. Анизотропия и двуотражение усиливаются в шлифах, окисленных на воздухе. Возможно, что эти явления обусловлены поверхностными пленками. Благодаря двуотражению и анизотропии хорошо различаются форма выделений и структура агрегатов минерала. Он образует линзовидные, копьевидные выделения размером от сотых долей миллиметра до 1—2 мм, таблички или полосы шириной 0,1 — 0,5 мм, находящиеся в сложном решетчатом срастании с моихуки-

том, кубическим халькопиритом, талнахитом (табл. VII, *з*). Лишь отдельные таблички, судя по одновременному угасанию, представляют собой мономинеральные зерна. Большинство выделений имеет аллотриоморфнозернистую структуру, сходную со структурой перекристаллизации талнахита. Микротвердость варьирует в пределах 252—266 кг/мм<sup>2</sup>. Дебаеграмма его идентична «кубической Pс-фазе». Поскольку сильная анизотропия, вероятнее всего, связана с поверхностными явлениями, мы считаем и эту фазу кубической, с ячейкой, ребро которой равно 5,30 Å. Этот минерал имеет повышенное содержание железа (табл. 19) и наиболее высокое содержание никеля (1,7 вес. %). От хейкокита он отличается как по составу, так и по свойствам.

Приведенные данные о составе и сростаниях минералов группы халькопирита в норильских рудах согласуются с результатами многочисленных экспериментальных исследований фазового состава в системе Cu—Fe—S. Существование в центральной части этой системы обширного поля твердых растворов при температурах, выше 600° С, установлено рядом исследователей [244, 269, 226, 200, 265, 290, 174, 107]. Только при высоких температурах этот твердый раствор имеет полностью разупорядоченную сфалеритоподобную структуру с гранецентрированной ( $a = 5,29$  Å) ячейкой [200, 174]. В процессе охлаждения он претерпевает ряд сложных превращений с образованием переходных фаз с частично упорядоченным расположением атомов металла до полностью упорядоченного тетрагонального халькопирита ( $\gamma$  и  $\beta$ -фазы, Pс-фаза и др.) [226, 174]. Количество промежуточных фаз в значительной мере зависит от соотношений Cu : Fe и Me : S в исходном твердом растворе и от условий его охлаждения.

Все минералы группы халькопирита, наблюдавшиеся в рудах норильских месторождений за исключением тетрагонального халькопирита, на тройной диаграмме Cu—Fe—S размещаются в поле промежуточного твердого раствора (фиг. 20). Во всех металлы преобладает над серой; наиболее богатым медью является талнахит; в моихуките и кубическом халькопирите отношение Cu : Fe = 1 : 1, аномально анизотропный кубический халькопирит относится к области богатых железом твердых растворов. Сростания этих минералов сходны с экспериментально полученными структурами распада твердых растворов и превращения твердых фаз по мере их охлаждения.

Отсутствие в норильских рудах халькопирита с гранецентрированной кубической структурой согласуется с экспериментальными данными Л. Кабри [174] о метастабильности этой фазы. Устойчивость относительно высокотемпературных халькопиритов с Pс-структурой, наряду с моихуки-



Фиг. 20. Центральная часть системы Cu—Fe—S [174]; пунктиром дана область халькопиритового твердого раствора

- |   |                             |
|---|-----------------------------|
| 1 — талнахит;                               | копирит;                    |
| 2 — моихукит;                               | 6 — хейконит;               |
| 3 — тетрагональный халькопирит;             | 7 — троилит;                |
| 4 — кубический халькопирит;                 | 8 — кубанит;                |
| 5 — аномально анизотропный кубический халь- | 9 — гексагональный пирротин |

том и талнахитом, по-видимому, обусловлена дефицитом серы в момент образования этих халькопиритов, что также согласуется с экспериментальными данными [237].

## Кубанит

Второй после халькопирита важнейший сульфид меди и железа в норильских рудах — кубанит широко развит в сплошных и вкрапленных рудах среди интрузивных пород. Однако лишь в некоторых разновидностях сплошных руд он преобладает.

По форме выделений различаются две наиболее распространенные разновидности кубанита.

Пластинки или таблички (шириной 0,01—0,2 мм) кубанита I в зернах тетрагонального халькопирита, талнахита и мойхукита обычно закономерно ориентированы; в разных зернах этих минералов ориентировка пластинок кубанита I различна. Местами наблюдается серия параллельных пластинок, иногда они пересекаются под углом 60°, образуя решетчатую структуру (табл. VIII, а). Этот кубанит, по-видимому, является продуктом распада халькопиритового твердого раствора.

Зернистые агрегаты кубанита II имеют зерна размером от 0,1 до 5—7 мм, слагают собственно кубанитовые руды и образуют неправильные скопления прожилки или каймы вокруг выделений пентландита и магнетита в переходных халькопирит-кубанитовых, троилит-пирротин-кубанитовых и талнахит-(мойхукит)-кубанитовых разновидностей руд (табл. VIII, б).

Значительно реже наблюдается мелкозернистый кубанит (0,1 мм), развивающийся местами по периферии крупных зерен кубанита или в виде тонких прожилков в зернах других сульфидов. Кроме того, кубанит встречается в карбонатных прожилках в виде мелких табличек или пластинок (поперечником не более 0,1 мм). Все эти разновидности кубанита имеют ромбическую модификацию.

Во вкрапленных рудах среди интрузивных габбро-долеритов наблюдаются как пластинчатый, так и зернистый кубаниты. Наиболее широко распространен кубанит I, встречающийся в ассоциации с тетрагональным халькопиритом и высокожелезистым гексагональным пирротинном, а также с троилитом, талнахитом, мойхукитом и кубическим халькопиритом. Кубанит II, наряду с кубанитом I и тетрагональным халькопиритом, встречается лишь в рудах, где халькопирит преобладает над пирротинном. В ассоциациях с троилитом, мойхукитом, талнахитом и кубическим халькопиритом преобладает кубанит II. Наиболее широко кубанит распространен в сплошных рудах, где он слагает собственно кубанитовые и ряд переходных минеральных разновидностей руд.

В сплошных кубанитовых рудах он образует неравномернозернистые агрегаты с размером зерен от 0,5 до 5—7 мм, среди которых местами наблюдаются неправильные островки троилита (или пирротина в сростании с троилитом), талнахита и других минералов группы халькопирита и пентландит. Последний представлен в кубаните округлыми порфиридовидными выделениями и разными по величине и форме зернами (от 0,01 до 0,1—0,2 мм поперечником).

Сплошные агрегаты кубанита постоянно переходят в сеть разных по мощности прожилков, секущих халькопирит-пирротиновые, талнахитовые и мойхукитовые агрегаты. В зернах халькопирита и других минералов его группы как правило наблюдаются пластинчатые включения кубанита. Все эти минералы замещаются зернистым кубанитом.

В прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах кубанит изредка встречается в виде пластинчатых включений в халькопирите пентландит-кубанит-халькопиритовых разновидностей руд.

В отличие от сплошных руд, в брекчиевидных рудах кубанит принадлежит к числу редких минералов. Он наблюдается лишь среди пирротин-халькопиритовых руд в виде пластинчатых выделений в халькопирите.

Наблюдавшиеся формы выделений кубанита свидетельствуют о двух спо-

Таблица 20. Состав кубанита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Минеральные разновидности руд    | Номер образца | Cu    | Fe    | Ni   | S     | Сумма  |
|----------------------------------|---------------|-------|-------|------|-------|--------|
| Троилит-пирротитовые             | 2406          | 23,20 | 40,60 |      | 36,60 | 100,40 |
| Троилит-пирротит-халькопиритовые | 16047         | 23,00 | 40,10 | 0,01 | 36,60 | 99,80  |
| Троилит-кубанитовые              | 2416          | 22,80 | 40,70 |      | 36,30 | 99,80  |
|                                  | 1674          | 22,80 | 40,30 |      | 36,80 | 99,90  |
| Халькопирит-кубанитовые          | 1248          | 24,00 | 39,00 | 0,01 | 36,20 | 99,20  |
| Кубанит-талнахитовые             | 2089          | 22,80 | 40,50 |      | 35,42 | 98,72  |
| Моихукит-кубанитовые             | 2112          | 23,40 | 40,70 |      | 35,60 | 99,70  |
| Кубанит-моихукитовые             | 1561          | 23,90 | 40,60 |      | 36,20 | 99,70  |

собах его образования: путем распада халькопиритового твердого раствора и путем замещения более ранних сульфидов — пирротина, пентландита и минералов группы халькопирита.

Исследование состава кубанита из главных разновидностей сплошных руд (табл. 20) не выявило существенных различий в содержании в нем основных составляющих компонентов: меди, железа и серы. Как состав двух его основных генераций (пластинчатой и зернистой), так и состав кубанитов, образующихся путем замещения минералов группы пирротина (гексагональный пирротин, троилит) и минералов группы халькопирита (халькопирит, талнахит, моихукит), оказались весьма близкими. Из микроэлементов лишь в нескольких кубанитах установлены незначительные содержания никеля.

### Магнетит

Магнетит — единственный сложный окисел со структурой обращенной шпинели, широко распространенный во всех типах норильских медно-никелевых руд. В месторождениях медно-никелевых сульфидных руд магнетит по сравнению с главными рудообразующими сульфидами изучен значительно менее детально. Для выяснения его положения в рудах большой интерес представляют экспериментальные исследования системы Fe—S—O [248].

*Условия нахождения и ассоциации.* В норильских рудах магнетит находится в тесной ассоциации с сульфидами в виде большого числа генераций, различающихся временем образования и по форме зерен.

В ассоциации с пирротинном, троилитом и халькопиритом он образует мелкие изометричные зерна (иногда в сростании с зернами ильменита) среди мелких интерстициальных выделений этих сульфидов вкрапленных руд в интрузивных габбро-долеритах. В этих рудах в каплевидных выделениях сульфидов наблюдаются и более крупные (до 2—3 мм) зерна магнетита с характерными пластинчатыми продуктами распада ильменита и мелкие зерна по границе верхней халькопиритовой части каплевидных вкрапленников с пирротитовым габбро-долеритом.

Наиболее разнообразны формы выделения магнетита в его ассоциациях с пирротинном и халькопиритом в сплошных рудах. В массивных крупнозернистых рудах магнетит обычно представлен крупными зернами размером до 1—3 мм, нередко имеющими округлую или овальную форму (табл. VIII, е). Наблюдаются также правильные или скелетные зерна с причудливыми очертаниями и мелкие (от 0,05 до 0,1 мм) идиоморфные кристаллики.

Часто в пирротине бывают развиты тончайшие пластинчатые кристаллы магнетита (табл. VIII, з), закономерно располагающиеся вдоль его базальной отдельности [17].

Зерна магнетита неравномерно распределены среди сульфидов и часто образуют скопления в пирротине по его границе с халькопиритом, реже в самом халькопирите. Весьма характерны сплошные каймы крупных зерен магнетита (до 1 см) и густая вкрапленность на контактах сульфидных жил и залежей. В каймах магнетит нередко находится в тесной ассоциации с фтор-апатитом [21].

В наибольших количествах магнетит развит в мелкозернистых сплошных рудах с силикатными включениями. Мелкие (0,02—0,2 см) зерна магнетита распределены среди сульфидов, по границе сульфидных агрегатов с силикатными включениями, густой сыпью располагаются в самих включениях. Наряду с магнетитом, в этих рудах встречается титаномагнетит с решетчатыми структурами распада пластинчатых выделений ильменита.

Характерной формой нахождения магнетита совместно с пирротинном и халькопиритом в прожилково-вкрапленных и брекчиевидных экзоконтактовых рудах являются мелкие зерна, преимущественно располагающиеся по границе сульфидов с силикатными минералами вмещающих пород, но встречающиеся и в самих сульфидах.

Магнетит постоянно встречается и в ассоциации с кубанитом и минералами группы халькопирита. В сплошных рудах, сложенных этими минералами, он образует крупные зерна округлой формы и правильные, иногда скелетные кристаллы. Наблюдаются также каймы и скопления его зерен в висячем боку рудных тел, к которым бывают приурочены повышенные количества платиновых минералов [20].

Весьма интересны случаи нахождения магнетита в «миароловых» пустотах халькопиритовых и талнахитовых руд. Эти пустоты, размер которых варьирует от 1 до 10 мм, бывают выстланы хорошо образованными октаэдрическими кристаллами магнетита. В пустотах магнетит находится в сростании со столбчатыми кристаллами пирротина, представленными гексагональными призмами, а в пустотах в талнахите совместно с магнетитом развиты пластинчатые кристаллики валлериита.

Широко распространены во всех типах руд поздние генерации магнетита, возникновение которых связано с гидротермальной стадией рудообразования. Магнетит образует самостоятельные прожилки, секущие ранние сульфиды, или в ассоциации с другими поздними минералами замещает агрегаты этих сульфидов. Наиболее типичны его ассоциации с пиритом, никелистым пиритом, марказитом и валлериитом. В магнетит-пиритовых сростаниях магнетит слагает тонкие линзовидные параллельные прожилки, располагающиеся по базальной отделимости бывших зерен пирротина (табл. IX, а). В этой ассоциации он встречается и в виде более крупных выделений, чередующихся с участками, сложенными пиритом. Наблюдаются также сростания позднего магнетита с валлериитом при замещении халькопирита и с точилинитом при замещении пирротина.

*Состав.* Магнетиты, ассоциирующиеся с сульфидами в различных типах руд, обладают характерными особенностями состава, определяющимися содержанием и соотношениями таких элементов-примесей, как хром, титан, магний, алюминий, ванадий.

Магнетиты вкрапленных руд в интрузивных габбро-долеритах характеризуются повышенными содержаниями хрома и титана (табл. 21). Наиболее высокие содержания титана установлены в магнетитах, находящихся в ассоциации с ильменитом, пирротинном и халькопиритом, образующими мелкие выделения в интерстициях породообразующих силикатов. Эти магнетиты имеют также самые высокие содержания никеля (до 0,45 %).

Таблица 21. Состав магнетита из вкрапленной руды в пикритовом габбро-долерите<sup>е</sup> (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номера анализов | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | FeO*  | MnO  | MgO  | NiO  | Сумма |
|-----------------|-------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-------|------|------|------|-------|
| 1               | 0,70                          | 7,50             | —                              | 9,40                           | 43,40                            | 35,60 | 0,50 | 0,90 | 0,40 | 98,10 |
| 2               | 0,46                          | 8,70             | —                              | 3,24                           | 47,60                            | 36,40 | 0,47 | 1,30 | 0,45 | 98,32 |
| 3               | —                             | 2,80             | 1,50                           | 8,50                           | 52,20                            | 31,50 | —    | 1,16 | 0,18 | 97,84 |
| 4               | —                             | 2,40             | 0,70                           | 0,57                           | 62,20                            | 31,40 | —    | 0,87 | 0,17 | 98,11 |

1,2 — магнетиты, ассоциирующие с интерстициальными сульфидами и ильменитом; 3,4 — магнетиты, располагающиеся над кашлевыми вкраплениями сульфидов.

\* FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в анализах получены расчетным путем.

Для магнетитов сплошных пирротиновых руд наиболее показательны вариации содержания титана и ванадия. В пирротиновых жилах Норильского месторождения самые высокие содержания этих элементов обнаруживаются в каймах и зернах магнетита, расположенных вдоль верхнего и нижнего контактов жил. В жиле мощностью 1 м содержания титана в магнетите из нижнего контакта достигает 8%, а ванадия 1,3% (табл. 22). Наиболее интересно, что уже в 10 мм от верхнего и в 2 см от нижнего контакта, а также в центре жилы в зернах магнетита титан и ванадий отсутствуют. Аналогичные соотношения выявлены в магнетите из пирротиновой жилы в лабрадорских порфиридах, где в его зернах из приконтактной каймы содержится 2,08% Ti и 0,14% V, а уже в 5 мм от каймы оно снижается соответственно до 0,36% и 0,06%. Данные полного химического анализа магнетита из этой каймы составляют (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 0,20,  $\text{TiO}_2$  — 3,91,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 1,15,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 60,31, FeO — 32,86, MnO — 0,40, MgO — 0,70,  $\text{V}_2\text{O}_5$  — 0,23, NiO — 0,19, CoO — 0,02, S — 0,07; сумма — 100,04.

Таблица 22. Содержание титана и ванадия в магнетитах из пирротиновой жилы в пикритовых габбо-долеритах

| Номера шлифов | Нахождение зерен магнетита  | Ti, вес. % | V, вес. % |
|---------------|---|------------|-----------|
| 184           | Из каймы вдоль верхнего контакта жилы   | 2,60       | 0,70      |
|               |   | 2,80       | 0,79      |
|               |   | 3,08       | 0,80      |
| 185           | Округлое зерно в 7 мм от каймы<br>Округлое зерно из центра жилы<br>Пластинка в пирротине из центра жилы             | —          | —         |
|               |   | —          | —         |
|               |   | —          | —         |
| 183           | В 2 см от нижнего контакта жилы<br>В 5—7 мм от нижнего контакта жилы<br>Зерна магнетита вдоль нижнего контакта жилы | —          | —         |
|               |   | 2,72       | 0,84      |
|               |   | 7,07       | 1,44      |
|               |   | 7,95       | 1,30      |

Примечание. Здесь и далее в таблицах прочерк означает, что содержание не обнаружено, находится в пределах чувствительности метода.

Если сопоставить эти данные с приведенными выше данными зондового анализа Ti и V, то видно неплохое соответствие.

Еще более сложные особенности распределения титана и ванадия в магнетитах выявляются в разрезе более мощных залежей пирротиновых руд Талнахского рудного поля (табл. 23). В них установлены повышенные содержания титана и ванадия в магнетитах из мелкозернистых руд с силикатными включениями и отсутствие или значительно более низкое содержание этих элементов в магнетитах из массивных, крупнозернистых руд с петельчатым расположением халькопирита вокруг зерен пирротина. При этом в однотипных рудах содержание титана в магнетите не зависит от формы и размера зерен и от состава тех минералов, в которых они расположены.

Магнетиты, ассоциирующие с пирротинном в брекчиевидных рудах (табл. 24), отличаются от рассмотренных выше магнетитов высокими содержаниями магния (до 4,8%), алюминия (до 3,40%) и марганца (до 1,23%). Характерно, что в магнетитах из участков сплошных руд, расположенных среди брекчиевидных руд, эти элементы и титан либо отсутствуют, либо содержатся в незначительных количествах.

В ассоциации с кубанитом, халькопиритом, талнахитом и моихукитом в сплошных рудах зерна магнетита обычно содержат лишь марганец (0,3—0,7%) и никель (0,07—0,14%).

В магнетитах поздних генераций, находящихся в ассоциации с пиритом, никелистым пиритом и миллеритом, образующимися путем замещения пирротина и пентландита, титан и ванадий обнаруживаются в очень небольших количествах или вообще отсутствуют (табл. 25). В этих магнетитах установ-

Таблица 23. Распределение титана и ванадия в различных морфологических разновидностях магнетита в разрезе рудной залежи пирротиновых руд

| Номер образца | Тип руды                               | Форма и сростания зерен магнетита                | Вес. %, рентгеновский микроанализ |      |
|---------------|--|--|-----------------------------------|------|
|               |  |  | Ti                                | V    |
| 14108         | Мелкозернистая с включениями силикатов | Крупное зерно с включением силикатов в <i>Po</i> | 0,90                              | 0,07 |
|               |  | Мелкое зерно с силикатной каймой в <i>Cr</i>     | 0,81                              | 0,05 |
|               |  | Округлое крупное зерно в <i>Po</i>               | 0,83                              | 0,05 |
| 14109         | Крупнозернистая петьчатая              | Округлое зерно в <i>Po</i>                       | 0,85                              | 0,07 |
|               |  | Округлое зерно в <i>Pn</i>                       | —                                 | —    |
| 14111         | Мелкозернистая с включениями силикатов | Мелкое зерно на границе <i>Po</i> и <i>Pn</i>    | 0,01                              | 0,01 |
|               |  | Мелкое зерно в <i>Po</i>                         | 1,06                              | 0,28 |
|               |  | Крупное округлое зерно в <i>Po</i>               | 0,91                              | 0,26 |
| 14113         | Крупнозернистая петьчатая              | Округлое зерно в силикатах                       | 1,04                              | 0,31 |
|               |  | Ксеноморфное зерно в <i>Po</i>                   | 0,83                              | 0,28 |
| 14115         | Крупнозернистая петьчатая              | Мелкое зерно в <i>Po</i>                         | —                                 | —    |
|               |  | Зерно с включениями силиката в <i>Cr</i>         | —                                 | —    |
| 14116         |  | Удлиненное зерно в <i>Po</i>                     | 0,01                              | 0,03 |
|               |  | Зерно в <i>Po</i>                                | —                                 | —    |
| 14118         | Мелкозернистая с включениями силикатов | Округлое зерно в силикате                        | —                                 | —    |
|               |  |  | 1,96                              | 0,15 |
|               |  | Округлое зерно в <i>Po</i>                       | 1,93                              | 0,14 |
|               |  | Округлое зерно в <i>Po</i>                       | 1,73                              | 0,13 |
|               |  |  | 1,83                              | 0,12 |

Таблица 24. Состав магнетитов брекчиевидных руд (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO  | TiO <sub>2</sub> | MnO  | NiO  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма |
|---------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|------|------|-------------------------------|-------|
| 1587          | 90,84                          | 2,26                           | 4,87 | 0,56             | 0,87 | 0,06 | —                             | 99,46 |
| 2597          | 90,83                          | 3,40                           | 2,25 | 0,60             | 1,23 | 0,15 | 0,07                          | 98,53 |
| 6314          | 91,17                          | 2,83                           | 2,60 | 1,45             | 0,94 | 0,12 | 0,10                          | 99,21 |
| 13700 *       | 98,57                          | —                              | —    | 0,13             | 0,59 | 0,06 | 0,07                          | 99,42 |

\* Участок сплошных руд

Таблица 25. Состав магнетита из ассоциаций с пиритом и никелистым пиритом (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO  | TiO <sub>2</sub> | MnO  | NiO  | Сумма |
|---------------|--------------------------------|------|------------------|------|------|-------|
| 7637          | 96,99                          | 0,54 | 0,03             | 1,76 | 0,03 | 99,35 |
| 11092         | 97,54                          | 0,08 | 0,03             | 0,09 | 0,47 | 98,21 |

лены наиболее высокие содержания марганца — 1,76% (ассоциация магнетит + пирит) и никеля — 0,47% (ассоциация магнетит + никелистый пирит + миллерит).

*Изменения.* Магнетит из разных ассоциаций с сульфидами нередко претерпевает изменения, связанные с воздействием на него растворов гидротермальной стадии процессов рудообразования.

Магнетиты из сростаний с силикатными минералами во вкрапленных и экзоконтактовых рудах и сплошных рудах с силикатными включениями замещаются водными силикатами (группы хлорита и серпентина), тонко диспергированными в зернах магнетита. Пластинки ильменита, наблюдающиеся в некоторых магнетитах, остаются при этом незатронутыми и сохраняются в виде решетчатого каркаса в полностью замещенном магнетите. К типичным изменениям магнетита относится также его замещение валлериитом. В талнахите, мойхуките, кубаните иногда встречаются полные псевдоморфозы валлериита по магнетиту. Частичные или полные псевдоморфозы, состоящие из сложного комплекса минералов, представленного пирофанитом, рутилом, валлериитом, водными силикатами и другими минералами, образуются местами по крупным зернам магнетита в его каймах на контактах пирротиновых и пирротин-халькопиритовых жил с пикритовыми габбро-долеритами.

## Второстепенные рудные минералы

### Пирит, никель-, кобальтсодержащий пирит.

Пирит в небольших количествах встречается во всех типах руд, но наиболее широко он представлен в прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах, где в отдельных участках является преобладающим сульфидом. В норильских рудах помимо обычного пирита постоянно присутствуют его никель- и кобальтсодержащие разновидности, особенно четко выявляющиеся в зональных кристаллах (табл. IX, б) и агрегатах благодаря их характерному розовому цвету.

Во вкрапленных рудах в интрузивах габбро-долеритов идиоморфные кристаллы пирита (размер иногда достигает 5 мм) и его агрегаты неправильной формы обычно ассоциируют с моноклинным пирротином. В сплошных пирротиновых рудах он наблюдается преимущественно в участках рудных залежей, расположенных близ разломов и нарушений.

В пирротиновых минеральных разновидностях всех типов руд пирит развивается как замещающий пирротин минерал и образует в пирротине метакристаллы (табл. IX, б) и агрегаты тонких сростаний с магнетитом и марказитом. В прожилково-вкрапленных рудах полное замещение пирротина приводит к возникновению магнетит-пиритовых и валлериит-пиритовых руд, в которых среди тонких сростаний этих минералов наблюдаются более крупные зональные метакристаллы пирита. Пирит распространен и в халькопиритовых экзоконтактовых рудах. Оригинальные структуры образуются при избирательном замещении им пластинчатых выделений пирротина (табл. IX, в) в пирротин-халькопиритовых брекчиевидных рудах. Наиболее сложные сростания пирита с миллеритом и полидимитом или виоларитом возникают при разложении пентландита.

Норильские пириты постоянно содержат в своем составе никель и кобальт, но наибольшие количества этих элементов устанавливаются в отдельных зонах зональных кристаллов пирита (табл. 26). Количественное соотношение, взаимное расположение зон и содержание в них никеля и кобальта могут варьировать. В одних случаях наиболее высокие содержания никеля и кобальта приурочены к одной зоне, в других — зона с наибольшим содержанием никеля располагается в центре зонального кристалла, а с максимальным содержанием кобальта — на периферии этого кристалла (табл. IX, г, д). Максимальные содержания никеля, достигающие 10,8% (табл. 26), установлены в никелистом пирите, образующем совместно с полидимитом псевдоморфозы по пентландиту.

В настоящее время отсутствует общепринятая номенклатура минералов системы  $FeS_2-NiS_2-CoS_2$ . По предложению И. Минчевой-Стефановой [113] к крайним членам — пириту, ваэситу и катьериту — следует относить минералы, содержащие от 80 до 100 мол. % основного компонента, а к бравоиту — все составы, в которых одновременно присутствуют все три компонента с содержанием, не менее 10 мол. % (фиг. 21). По этой классификации, пириты



из обр. 2985 и 68/41 с содержанием никеля 10,8 и 9,9 вес. % (табл. 26) следует называть никельпиритами.

Рассмотренные вариации содержания никеля и кобальта в пиритах объясняются различиями в составе первичных минералов, по которым они образовались. Высокие содержания никеля и кобальта появляются при замещении пирротина, содержавшего мелкие включения пентландита. Более низкие содержания этих элементов связаны с развитием пирита по пирротину пирротин-халькопиритовых руд, лишенному включений пентландита; наивысшие содержания никеля в пирите объясняются образованием при разложении пентландита. Таким образом, состав пирита и никелистого пирита свидетельствует о значительной роли унаследования химизма первичных минералов.

#### Марказит.

Марказит развит в тех же типах руд, что и пирит, с которым он обычно находится в сростании. По сравнению с пиритом, марказит встречается в значительно меньших количествах. Среди агрегатов пирита или пирита и магнетита он образует мелкие выделения.

В составе марказита кроме основных компонентов присутствуют никель и кобальт: Fe — 45,0 вес. %; Ni — 1,0; Co — 0,1; S — 53,5.

#### Макинавит.

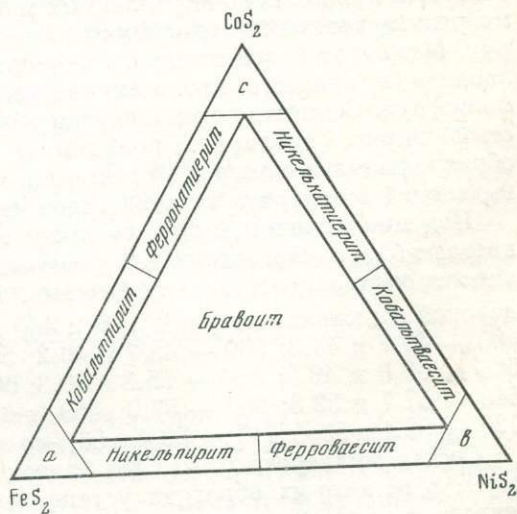
Тетрагональный сульфид железа, по составу близкий к троилиту, впервые описан в рудах норильских месторождений А. Д. Генкиным и Л. Н. Вьяловым [29]. Он встречается как во вкрапленных рудах среди интрузивных пород, так и в залежах сплошных руд в тесной ассоциации с пентландитом, халькопиритом, кубанитом, пирротинном и троилитом. В обоих типах руд макинавит приурочен преимущественно к медистым разновидностям.

В сплошных пентландит-халькопиритовых, пентландит-талнахитовых или моихукитовых рудах макинавит чаще всего развивается по пентландиту. В порфировидных выделениях пентландита сеть тончайших прожилков макинавита, постепенно сгущаясь, переходит в сплошные агрегаты. Тонкие прожилки макинавита встречаются в халькопирите. Местами макинавит совместно с валлериитом замещает пластинки кубанита, включенные в халькопирите. В талнахитовых и моихукитовых рудах макинавит, замещающий порфировидные выделения пентландита, нередко ассоциирует с медистым пентландитом. В пирротин-троилит-халькопиритовых или пирротин-троилит-талнахитовых рудах прожилки макинавита наблюдаются также в пирротине и троилите.

Во вкрапленных рудах макинавит также замещает преимущественно пентландит и образует тонкие прожилки в халькопирите и пирротине. Местами макинавит окружает тонкие пластинки магнетита, включенные в пирротине. В пикритовых габбро-долеритах макинавит совместно с поздним пирротинном наблюдается в зернах оливина, замещенных боулингитом.

Замещение макинавитом ранних сульфидов (пентландита, халькопирита и других), постоянная ассоциация с валлериитом и поздним магнетитом свидетельствуют о возможном образовании этого минерала при воздействии гидротермальных растворов на более ранние минералы.

Оптические свойства. Минерал анизотропный, одноосный, положительный. Двухотражение очень сильное. Цвет минерала в отражен-



Фиг. 21. Диаграмма к номенклатуре минералов ряда  $FeS_2-NiS_2-CoS_2$  по [113]

ном свете изменяется от кремово-желтого до серого. Отражение ( $R_g$  и  $R_p$ , %): 440 нм — 35,9 и 21; 460 — 38,1 и 21; 480 — 40,2 и 21; 500 — 42,0 и 21,2; 520 — 43,2 и 21,3; 540 — 44,1 и 21,5; 560 — 44,9 и 21,7; 580 — 45,7 и 21,9; 600 — 46,3 и 22,2; 620 — 46,9 и 22,7; 640 — 47,3 и 23; 660 — 47,6 и 23,3; 680 — 47,8 и 23,7; 700 — 48,0 и 22,0; 720 — 48,2 и 22,3; 740 — 48,4 и 22,6.

Определение химического состава макинавита на рентгеновском микроанализаторе (табл. 27) показывает, что макинавиты из разных типов руд относятся к никелистым его разновидностям. Содержание никеля, однако, составляет не более 6,6 вес.%; содержание кобальта — от 0,08 до 0,36 вес.%; Me/S около 1.

Таблица 27. Состав макинавита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Тип руды   | Fe    | Cu   | Ni   | Co   | S     | Сумма  | Me/S |
|--|-------|------|------|------|-------|--------|------|
| Троилит-пирротин-халькопиритовая                       | 55,7  | 0,5  | 6,6  | 0,11 | 36,0  | 98,9   | 0,99 |
| То же  | 57,86 | 0,96 | 4,93 | 0,32 | 34,37 | 98,44  | 1,06 |
|  | 59,53 | 0,39 | 4,84 | 0,36 | 33,26 | 98,38  | 1,11 |
| Халькопиритовая  | 59,48 | 0,52 | 5,98 | 0,33 | 34,99 | 101,3  | 1,08 |
|  | 59,86 | 0,63 | 5,86 | 0,17 | 35,00 | 101,52 | 1,08 |
| Вкрапленная халькопирит-пирротиновая в габбро-долерите | 58,54 | 0,41 | 6,47 | 0,08 | 37,32 | 102,82 | 1,00 |

Рентгеновские данные. Наиболее сильные линии дебаеграммы: 5,04(10); 2,97(10); 2,32(9); 1,845(6); 1,810(8); 1,731(4); 1,571(3); 1,303(3); 1,135(3); 1,054(5).

#### Миллерит.

Миллерит — второй по распространенности после пентландита минерал никеля. Характерен главным образом для экзоконтактовых прожилково-вкрапленных и брекчиевидных руд, в которых является одним из главных рудообразующих сульфидов. Изредка небольшие количества миллерита встречаются и в сплошных, и во вкрапленных рудах.

Выделяются две основные генерации миллерита, принадлежащие разновременным ассоциациям. Миллерит более ранней генерации представлен крупными аллотриоморфнозернистыми, лапчатыми, иногда прожилковидными агрегатами зерен и ассоциирует с борнитом, халькопиритом, иногда халькозином, хизлевудитом и годлевскитом. Он распространен в экзоконтактовых прожилково-вкрапленных и брекчиевидных рудах, а также в мало-мощных существенно медистых прожилках, отходящих от залежей сплошных руд. Миллерит более поздней генерации образовался при разложении пентландита в процессе низкотемпературного гидротермального автометаморфизма руд. Совместно с миллеритом возникали такие минералы, как никелистый пирит, виоларит, полидимит, в некоторых случаях — высодкит, образующие закономерные сростания с миллеритом (табл. X, а). Размеры выделений миллерита из этой ассоциации обычно весьма малы.

Под микроскопом миллерит имеет заметное двуотражение с изменением цвета от бледно-желтого до голубовато-белого, в скрещенных николях сильно анизотропен с цветовыми эффектами. Минерал обладает характерной дисперсией отражения ( $R_g$  и  $R_p$ , %): 440 нм — 35,5 и 38,3; 460 — 41,1 и 42,0; 480 — 45,7 и 44,3; 500 — 48,7 и 46,2; 520 — 50,9 и 47,7; 540 — 52,9 и 48,9; 560 — 58,3 и 49,8; 580 — 55,3 и 50,3; 600 — 55,7 и 51,0; 620 — 56,8 и 51,8; 640 — 57,7 и 52,8; 660 — 57,9 и 53,1; 680 — 58,3 и 52,8; 700 — 59,0 и 53,0; 720 — 59,1 и 53,4; 740 — 59,4 и 53,7 со сменой оптического знака при 470 нм.

Состав миллерита (табл. 28) близок к теоретическому. Кроме никеля и серы, в некоторых образцах установлены небольшие количества кобальта, железа и меди. Миллерит ранней (обр. 2822, 9251, 23051) и более поздней генераций (обр. 11092, 2985 и др.) существенно не различается.

Таблица 28. Состав миллерита в разных типах руд (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Ni    | Co   | Fe  | Cu   | S    | Сумма | Формула  |
|---------------|-------|------|-----|------|------|-------|--|
| 2822          | 62,78 | —    | 0,9 | 0,5  | 35,5 | 99,68 | $(Ni_{0,987}Fe_{0,015}Cu_{0,07})_{0,939}S$           |
| 9251          | 64,6  | 0,25 | —   | —    | 35,2 | 100,0 | $(Ni_{1,005}Co_{0,005})_{1,01}S$                     |
| 23051         | 64,2  | 0,4  | —   | —    | 35,3 | 99,9  | $(Ni_{0,994}Co_{0,006})_{1,00}S$                     |
| 11092         | 63,3  | 0,4  | 1,2 | 0,07 | 34,9 | 99,87 | $(Ni_{0,830}Fe_{0,165}Co_{0,005})_{1,20}S$           |
| 2985          | 61,9  | —    | 0,8 | —    | 34,8 | 97,5  | $(Ni_{0,970}Fe_{0,014})_{0,984}S$                    |
| 9629a         | 63,1  | 1,1  | 0,6 | —    | 35,6 | 100,4 | $(Ni_{0,973}Co_{0,017}Fe_{0,010})_{1,00}S$           |
| 9629b         | 64,2  | 0,1  | 0,4 | —    | 35,2 | 99,9  | $(Ni_{0,992}Fe_{0,006}Co_{0,002})_{1,00}S$           |
| 168/59        | 63,5  | 0,18 | 1,0 | 0,09 | 35,3 | 99,97 | $(Ni_{0,983}Fe_{0,016}Cu_{0,001}Co_{0,001})_{1,00}S$ |

Примечание. Обр. 2822, 9251 — прожилково-вкрапленные борнит-миллерит-халькопиритовые руды; 23051 — прожилок сплошной халькопиритовой руды; 11092, 2985 — прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая руда; 9629a и б, 168/59 — прожилково-вкрапленная миллерит-халькопиритовая руда.

Рентгенограмма талнахского миллерита полностью сходна с эталонной рентгенограммой миллерита.

#### Полидимит.

Полидимит встречается редко. Наиболее характерен для экзоконтактовых руд миллерит-халькопиритового и миллерит-борнит-халькопиритового состава. Иногда совместно с миллеритом и никелистым пиритом развивается по пентландиту в результате разложения последнего под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов. Характерно также развитие полидимита по миллериту. Изредка наблюдаются зерна полидимита в виде правильных прямоугольных метакристаллов среди халькопирита и борнита (табл. X, б).

В отраженном свете полидимит изотропен, обладает сиреневато-серым цветом. Отражение (R, %): 440 нм — 46,5; 460 — 46,8; 480 — 46,9; 500 — 46,9; 520 — 46,8; 540 — 46,7; 560 — 46,5; 580 — 46,7; 600 — 47,3; 620 — 48,1; 640 — 49,2; 660 — 50,5; 680 — 52,4; 700 — 54,1; 720 — 56,0; 740 — 57,6. Кривая дисперсии отражения минерала наиболее близка зигениту.

В составе полидимита, приведенном в табл. 29, обращают на себя внимание значительные колебания содержания кобальта (от 0,9 до 15,3%) и присутствие железа. Полидимиты с высоким содержанием кобальта занимают промежуточное положение между полидимитом и линнеитом и приближаются к зигениту. Они могут быть названы кобальтистыми полидимитами.

Таблица 29. Химический состав полидимита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Ni   | Co   | Fe  | Cu   | S    | Сумма | Формула  |
|---------------|------|------|-----|------|------|-------|--|
| 1             | 53,9 | 9,9  | 3,0 | 0,01 | 42,0 | 99,8  | $(Ni_{0,928}Fe_{0,055}Co_{0,015}Cu_{0,002})_{3,292}S_{4,00}$ |
| 2             | 44,2 | 13,6 | 0,9 | —    | 40,6 | 99,3  | $(Ni_{0,753}Co_{0,231}Fe_{0,016})_{3,16}S_{4,00}$            |
| 3             | 41,0 | 15,3 | 1,0 | —    | 42,8 | 100,1 | $(Ni_{0,715}Co_{0,266}Fe_{0,019})_{2,93}S_{4,00}$            |

Примечание. 1 — полидимит, развивающийся совместно с миллеритом и никелистым пиритом по пентландиту в пентландит-халькопиритовых экзоконтактовых рудах; 2, 3 — полидимит из миллерит-халькопиритовых руд.

#### Хизлевудит.

Хизлевудит в норильских рудах был обнаружен в борнит-халькозиновых прожилках, ответвляющихся от халькопиритовой залежи во вмещающие такситовые габбро-долериты [103, 81]. Состав этих прожилков изменяется от борнитового вблизи залежи до борнит-халькозинового и халькозинового в участках выклинивания прожилков. Хизлевудит наиболее широко распространен среди халькозина в виде эффектных сферических образований

(от 0,5 до 4 мм) и мелких неправильной формы зерен. Округлые выделения хизлевудита иногда наблюдаются и среди борнита, содержащего большое количество мелких включений пентландита. Эти выделения хизлевудита в борните окаймляются халькозином и местами пересекаются его прожилками. Хизлевудит приурочен также к прожилкам халькозина, секущим пентландит-борнитовые агрегаты (табл. X, е). Такие соотношения свидетельствуют о наличии двух генераций хизлевудита: более ранних округлых выделений, возникающих совместно с борнитом, возможно, частично за счет порфиридных выделений пентландита, и мелких выделений, образующихся совместно с халькозином в прожилках, секущих борнит.

В ассоциации с борнитом и халькозином хизлевудит встречается во вкрапленных выделениях в габбро-долеритах и осадочно-метаморфических породах вдоль контакта с залежами талнахитовых руд.

В отраженном свете хизлевудит светло-желтый, с весьма слабым двуотражением, анизотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 41,7; 460 — 46,6; 480 — 50,4; 500 — 52,8; 520 — 54,5; 540 — 55,8; 560 — 56,4; 580 — 56,9; 600 — 57,0; 620 — 58,1; 640 — 58,9; 660 — 58,8; 680 — 59,8; 700 — 61,3; 720 — 61,0; 740 — 61,8.

Основные линии дебаеграммы: 4,10(6); 2,88(10); 1,841(10); 1,828(8); 1,668(9); 1,090(5).

#### Борнит.

Борнит наблюдается во всех типах руд, но в существенных количествах в отдельных участках он встречается лишь около жил и залежей сплошных халькопиритовых руд и в прожилково-вкрапленных энзоконтактовых рудах.

Борнитовые и борнит-халькопиритовые прожилки, в составе которых местами принимает участие карбонат, отмечались в Норильском месторождении около халькопиритовых жил. В ассоциации с борнитом в одних случаях присутствуют замещаемый им пентландит, представленный порфиридными выделениями, в других — миллерит. В прожилках среди борнита или по его границе с включениями карбоната иногда наблюдаются ажурные прожилкообразные выделения или каймы маухерита. В халькопиритовых жилках Талнахского месторождения борнит и халькозин, замещающие халькопирит, развиваются по зальбандам жилок таким образом, что у самого зальбанда располагается зонка халькозина, затем следуют борнит-халькозиновые сростания, в которых халькозин замещает борнит, сменяющийся по направлению к центру жилки зонкой сплошного борнита с реликтами халькопирита и густой сетью прожилков борнита в халькопирите. В борнитовых отжилках, переходящих при удалении от халькопиритовых рудных тел в халькозиновые, борнит ассоциирует помимо пентландита с хизлевудитом.

Борнит в ассоциации с талнахитом, местами с халькозином и хизлевудитом, наблюдается в составе вкрапленных выделений сульфидов в габбро-долеритах около залежей сплошных талнахитовых (моихукитовых) руд.

Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах в осадочно-метаморфических породах в экзоконтакте интрузивов габбро-долеритов борнит в ассоциации с халькопиритом или миллеритом и халькопиритом располагается в участках этих руд, наиболее удаленных от интрузивов. В сростании с упомянутыми минералами он образует мельчайшие выделения среди породообразующих силикатов, обособления и прожилки.

Весьма редко во вкрапленных рудах в пикритовых габбро-долеритах борнит совместно с халькопиритом встречается в виде мельчайших выделений.

Состав борнита, по данным определений на электронном зонде, близок стехиометрическому  $Cu_5FeS_4$ . В двух зернах борнита из борнит-халькопиритовых прожилково-вкрапленных руд (в вес. %): Cu — 63,2 и 63,5; Fe — 11,7 и 11,6; S — 26,1 и 26,0. Формулы соответственно —  $Cu_{4,89}Fe_{1,03}S_{4,00}$  и  $Cu_{4,92}Fe_{1,03}S_{4,00}$ . В некоторых борнитах установлены небольшие содержания никеля (сотые доли процента).

#### Халькозин.

Халькозин встречается в рудах редко, но местами образует самостоятельные прожилки мощностью до 20 см, ответвляющиеся от халькопиритовой за-

лежи Талнахского месторождения во вмещающие такситовые габбро-долериты. В халькопиритовых жилах этого месторождения он иногда развивается вдоль их зальбанда, замещая халькопирит. В этих рудах он постоянно ассоциирует с борнитом, замещая его, реже ассоциирует с хизлевудитом. Совместно с этими минералами халькозин наблюдается в сульфидной вкрапленности, развивающейся в габбро-долеритах и вмещающих породах около залежей сплошных талнахитовых или моихукитовых руд. В борнит-халькопиритовых прожилково-вкрапленных рудах халькозин образует мельчайшие (сотые доли миллиметра) выделения в борните.

В отраженном свете халькозин серовато-белый с голубоватым оттенком. В скрещенных николях выявляется слабая анизотропия и мелкозернистое строение его агрегатов.

Основные линии дебаеграммы халькозина: 2,42(8), 1,985(9), 1,880(10), 1,693(3), 1,285(3) соответствуют линиям эталонного ромбического халькозина.

#### Сфалерит.

Небольшие количества сфалерита присутствуют во всех типах руд. Выделяются три генерации минерала. Наиболее ранний сфалерит I, встречается в виде единичных мельчайших дендритовидных выделений в халькопирите, моихуките и талнахите, является, вероятно, продуктом распада цинкосодержащего халькопиритового твердого раствора. Более поздний сфалерит II входит в ассоциацию платиновых минералов [20]. Он образует ксеноморфные, иногда удлиненные, прожилковидные с извилистыми границами выделения, нередко находится в сростаниях с минералами платиновой группы, джерфшеритом, шадлунитом, алтаитом, галенитом и другими редкими минералами, входящими в эту ассоциацию. Размеры его зерен колеблются от десятков до первых сотен мкм. Образование наиболее позднего сфалерита III связано с деятельностью низкотемпературных гидротермальных растворов [57]. Сфалерит III ассоциирует с карбонатами, пиритом, галенитом, арсенидами, диарсенидами и сульфоарсенидами никеля, кобальта и железа; размеры агрегатов его зерен достигают первых сантиметров.

Результаты определения состава сфалеритов II и III показали, что наряду с обычными для этого минерала примесями железа, меди, марганца и кадмия он содержит никель и кобальт (табл. 30).

Таблица 30. Состав сфалерита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Zn    | Fe   | Cu   | Cd   | Co   | Ni      | Mn   | S     | Сумма  | Генерация |
|---------------|-------|------|------|------|------|---------|------|-------|--------|-----------|
| 21709         | 54,76 | 6,31 | 3,95 | 2,97 | 0,03 | 0,03    | 0,10 | 32,84 | 100,99 | II        |
| 71            | 56,7  | 6,7  | 0,8  | 2,2  | —    | —       | —    | 30,9  | 97,3   | II        |
| 75            | 54,3  | 7,8  | 1,5  | 1,3  | —    | —       | 1,2  | 31,2  | 97,3   | II        |
| 2047          | 50,6  | 9,9  | —    | 3,0  | —    | —       | 4,2  | 31,2  | 98,9   | II        |
| 26052         | 58,64 | 6,57 | 0,28 | 1,96 | 0,02 | Не обн. | 0,07 | 33,42 | 100,96 | II        |
| 9251          | 61,77 | 0,73 | 0,60 | 5,82 | 0,01 | 0,01    | 0,01 | 31,61 | 100,53 | II        |
| 21923         | 58,32 | 8,25 | 0,19 | 0,11 | 0,04 | 0,23    | 0,11 | 35,00 | 102,25 | III       |
| 18044         | 56,78 | 9,53 | 0,12 | 0,41 | 0,06 | 0,01    | 0,07 | 34,48 | 101,47 | III       |
| 23152         | 61,32 | 5,85 | 0,02 | 0,13 | 0,06 | 0,05    | 0,03 | 33,66 | 101,13 | III       |

Примечание. Обр. 21709, 21923, 18044 — из вкрапленных руд в интрузивных породах, обр. 71, 75, 2047, 26052, 23152 — из сплошных руд, обр. 9251 — из прожилково-вкрапленных экзоконтактовых руд; прочерк означает, что элемент в минерале не определялся.

По содержанию перечисленных элементов сфалериты II и III значительно различаются. Для сфалерита II характерны высокие концентрации кадмия, марганца, меди и низкие — никеля и кобальта. Сфалерит III напротив содержит повышенные количества никеля и кобальта и низкие — меди, марганца и кадмия. Железистость сфалеритов разных генераций примерно одинакова, за исключением минерала из борнит-миллерит-халькопиритовых руд (обр. 9251).

Под микроскопом сфалерит серый, с голубоватым оттенком, интенсивность которого выше в сфалеритах I и II. При скрещенных николях изотропен. Повышенные содержания кадмия в сфалерите II приводят к увеличению значений отражения. Для сфалерита III (0,13% Cd) и сфалерита II (9,2% Cd) отражение (R, %): 440 нм — 16,2 и 20,4; 460 — 16,2 и 19,5; 480 — 16,0 и 18,7; 500 — 15,9 и 18,0; 520 — 15,7 и 17,5; 540 — 15,5 и 17,4; 560 — 15,4 и 17,2; 580 — 15,3 и 17,1; 600 — 15,2 и 17,1; 620 — 15,0 и 17,0; 640 — 14,8 и 17,0; 660 — 14,7 и 16,9; 680 — 14,5 и 16,8; 700 — 14,4 и 16,8; 720 — 14,2 и 16,9; 740 — 14,0 и 17,0%. Твердость вдавливания для тех же образцов: 107—284 (ср. 183) и 247—308 (ср. 280) кг/мм<sup>2</sup>.

#### Галенит.

Галенит встречается во всех типах и минеральных разновидностях руд, но количество его обычно невелико. По характерным парагенезисам выделяются две основные генерации минерала: галенит, ассоциирующий с минералами благородных металлов, теллуридами, и галенит из относительно низкотемпературных карбонатных жил и прожилков, где он ассоциирует со сфалеритом, арсенидами, диарсенидами и сульфоарсенидами никеля, кобальта и железа.

Размеры выделений галенита, встречающегося в первой ассоциации, обычно малы. Минерал образует округлые или ксеноморфные зерна среди главных рудообразующих сульфидов, нередко обрастает выделения минералов платиновых металлов. В некоторых, достаточно редких случаях, встречаются участки сплошных существенно медистых руд, тяготеющие обычно к верхнему зальбанду залежи, в которых галенит является одним из главных рудообразующих сульфидов. Эти галенит-халькопиритовые (моихукитовые, борнитовые) обособления имеют округлую форму и характеризуются различными размерами. Внутри них галенит и халькопирит (моихукит, борнит) находятся в субграфических сростаниях, напоминающих эвтектику (табл. X, з). К таким участкам нередко приурочены крупные агрегаты зерен платиновых минералов, а также теллуриды (гессит, алтаит).

Обогащенные галенитом участки отмечаются и среди прожилково-вкрапленных экзоконтактовых руд.

Весьма интересны пластичатые, ориентированные под углом 90° по отношению друг к другу, выделения галенита в борните из верхнего зальбанда залежи моихукитовых руд, напоминающие распад твердого раствора.

В карбонатных жилах и прожилках выделения галенита также достигают крупных размеров (до первых сантиметров). Они характеризуются ксеноморфной формой и тесными сростаниями со сфалеритом-III и кальцитом. Эти минералы интенсивно замещают пирротин и халькопирит сплошных руд, но не затрагивают пентландит, ориентированные пластинки которого сохраняются и в галените, и в сфалерите, и в кальците.

Галениты рассмотренных выше парагенезисов различаются и по химическому составу (табл. 31). Для первых характерны повышенные (0,2—8,8%)

Таблица 31. Состав галенита из различных типов руд (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Pb    | Ag  | Cu   | Ni  | Sb   | Te   | Se   | S     | Сумма  |
|---------------|-------|-----|------|-----|------|------|------|-------|--------|
| 19191         | 86,6  | —   | —    | —   | —    | —    | 0,2  | 12,2  | 99,0   |
| 2823          | 85,0  | —   | —    | —   | —    | —    | 0,55 | 13,1  | 98,65  |
| 2820          | 85,5  | —   | —    | —   | —    | —    | 0,9  | 12,8  | 99,3   |
| 9155          | 82,1  | —   | 1,9  | 0,7 | —    | —    | 1,2  | 13,6  | 99,5   |
| 19182         | 83,0  | —   | —    | —   | —    | —    | 3,7  | 11,4  | 98,1   |
| 9037/1        | 80,9  | —   | —    | —   | —    | —    | 8,8  | 9,2   | 98,8   |
| 14381         | 88,07 | 0,5 | 0,43 | —   | 0,15 | —    | —    | 13,73 | 102,87 |
| И 1973        | 86,50 | —   | —    | —   | —    | 0,80 | —    | —     | 100,3  |

Примечание. Обр. 19182, 19191 — вкрапленные, И-1973 — сплошные [кубанит-халькопиритовые; 2820, 2823, 9037/1, 9155 — прожилково-вкрапленные экзоконтактовые; 14381 — брекчиевидные руды; прочерк означает, что элемент не определялся.

содержания селена и они могут быть отнесены к селенистой разновидности минерала [85]. В галените, содержащем алтаит в виде продукта распада твердого раствора, установлено до 0,4% теллура, а в галените из брекчиевидных руд, в котором фиксируются веретенообразные взаимно перпендикулярные выделения «сульфосоли серебра, меди, свинца и сурьмы», определены повышенные концентрации этих элементов (табл. 31, обр. 14381).

Оптические свойства галенита в значительной степени зависят от его селенистости: с повышением концентраций этого элемента цвет минерала в отраженном свете приобретает голубоватый оттенок, возрастает величина коэффициента отражения [86].

#### Минералы группы валлериита.

Минералы группы валлериита широко распространены в сплошных и особенно прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах. В отдельных частях рудных тел экзоконтактовых руд они становятся главными и местами даже преобладающими минералами.

Сложную природу состава и структуры минералов этой группы удалось расшифровать лишь после детального кристалло-химического анализа. Х. Эванс и Р. Альман [203] показали, что валлериит обладает смешанно-слоистой структурой и относится к особой группе сульфид гидроокисных минералов. Он состоит из чередующихся сульфидных и бруситовых слоев и имеет формулу  $2\{Cu, Fe\}S \cdot n\{[Mg, Fe, Al] [OH]_2\}$ . Структура точилинита — нового минерала группы валлериита с формулой  $2FeS \cdot 1,67 \{[Mg, Fe, Al] [OH]_2\}$  была установлена Н. И. Органовой и др. [121]. Описан также никельсодержащий минерал группы валлериита — хаапалаит [229] —  $Fe_{1,26}Ni_{0,74}S_2 \cdot 1,61 \{[Mg, Fe] [OH]_2\}$ .

Обобщение структурных особенностей и изоморфных замещений в минералах группы валлериита приведено в работе Н. И. Органовой и других [122].

В сплошных талнахитовых, моихукитовых и халькопиритовых рудах валлериит образует прожилки в минералах группы халькопирита и кубаните, замещает кубанит и магнетит, образуя местами псевдоморфозы по его округлым зернам. Пластинчатые кристаллики валлериита в сростании с кристаллами магнетита октаэдрического габитуса встречаются в пустотах в талнахитовых рудах. Наблюдается валлериит и в пирротиновых рудах на контакте жил и залежей этих руд с пикритовыми габбро-долеритами или с вмещающими породами с прожилково-вкрапленным оруденением.

Наиболее разнообразны условия нахождения и ассоциации валлериита в экзоконтактовых прожилково-вкрапленных и брекчиевидных рудах. В халькопиритовых разновидностях этих руд валлериит развивается в виде мелкозернистых агрегатов путем замещения халькопирита, сохраняющегося иногда лишь в виде небольших реликтов.

Более крупные зерна валлериита размером в десятые доли миллиметра наблюдаются в секущих прожилках этого минерала. В этих рудах в тесной ассоциации с валлериитом местами находится магнетит и, что особенно интересно, диаспор, мелкие неправильной формы зерна которого располагаются среди агрегатов валлериита, замещающих халькопирит (табл. X, *д*). Валлериит распространен и в существенно пирротиновых рудах, где он образуется по пирротину. Наблюдаются различные стадии замещения пирротина, вплоть до полного его исчезновения и возникновения валлериитовых, валлериит-пиритовых и валлериит-магнетитовых агрегатов. Пламенивидные и пластинчатые выделения пентландита в пирротине часто не затрагиваются замещением и сохраняются в валлериите.

В составе минералов группы валлериита в зависимости от их нахождения в рудах устанавливаются значительные колебания: а) в содержании «бруситовой молекулы»; б) в составе гидроокисной составляющей; в) в соотношении меди и железа в «сульфидной молекуле». Особенностью состава валлериита из сплошных талнахитовых руд является отсутствие в нем магния (табл. 32). От шведского валлериита такой валлериит отличается чисто Fe-«бруситовой молекулой». Впервые такой валлериит был обнаружен канадскими исследо-

вателями [219]. Валлерииты из прожилково-вкрапленных халькопиритовых руд, в которых среди породообразующих минералов широко распространены магнийсодержащие силикаты, по составу сходны со шведским валлериитом. Однако в этих рудах часто встречаются также валлерииты с избыточным содержанием меди по отношению к железу в сульфидной части (табл. 32). Валлерииты такого состава в литературе не описывались. В прожилково-вкрапленных пирротиновых рудах развиты валлерииты, характеризующиеся малым содержанием меди и преобладанием железа в сульфидной части (табл. 32). По составу такие валлерииты приближаются к точилиниту.

Таблица 32. Состав минералов группы валлериита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Тип руд                                | Cu    | Fe   | S    | Mg    | Al   | Формула   |
|--|-------|------|------|-------|------|---|
| Сплошные талнахитовые                  | 20,0  | 43,8 | 20,3 | —     | —    | $Cu_{0,993}Fe_{1,005}S_2 \cdot 1,37[Fe(OH)_2]$      |
| Прожилково-вкрапленные халькопиритовые | 23,64 | 22,0 | 22,8 | 11,45 | 0,88 | $Cu_{0,47}Fe_{0,953}S_2 \cdot 1,51[(Mg, Fe)(OH)_2]$ |
| Прожилково-вкрапленные пирротиновые    | 9,0   | 35,5 | 23,3 | 10,4  | 0,52 | $(Fe, Cu)S_2 \cdot 1,43[(Mg, Fe)(OH)_2]$            |
| Месторождение Кавельторп, Швеция       | 18,6  | 29,5 | 23,3 | 11,5  | —    | $Cu_{0,93}Fe_{1,07}S \cdot 1,51[(Mg, Fe)(OH)_2]$    |

Таким образом состав валлериитов в норильских рудах в значительной мере определяется составом тех минералов, среди которых они развиваются.

Рентгеновское изучение валлериитов показало, что они дают мало различающиеся дебаграммы, сходные с дебаграммой шведского валлериита. Основные линии: 11,3—11,4(10); 5,62—5,70(10); 3,24—3,27(8); 2,84—2,87(6); 2,27—2,29(5); 1,894—1,903(8); 1,867—1,870(7).

Только в одном образце маломедистого валлериита из пирротиновых руд была получена дебаграмма, характерная для точилинита с линиями: 10,79(4); 5,40(10); 2,66(3); 2,07(8). Значительно более полную структурную характеристику норильских валлериитов удалось получить с помощью микродифракционного метода [122]. Было установлено, что маломедистый валлериит состоит из валлериита и точилинита, находящихся в тонком сростании. Малое содержание меди по сравнению с обычным валлериитом объясняется не только наличием не содержащего меди точилинита, но и существенно железистым составом сульфидной компоненты валлериита, для которой измеренное значение  $a$  сульф. меньше обычного.

#### Ильменит.

Ильменит встречается в рудах значительно реже магнетита. Вкрапленные руды в интрузивных габбро-долеритах являются единственным типом руд, в которых ильменит распространен сравнительно широко.

В сростании с титан- и хромсодержащим магнетитом он наблюдается в интерстициальных выделениях сульфидов, но образует и самостоятельные зерна размером до 0,5 мм среди породообразующих силикатов габбро-долеритов. В каплевидных выделениях сульфидов он бывает представлен и более крупными (до 2—3 мм) зернами. Микрорентгеноспектральное определение состава этих генераций ильменита показало присутствие в нем, помимо железа и титана,  $MgO$  — от 2,5 до 5%;  $Cr_2O_3$  от 2 до 0,9%;  $Al_2O_3$  — 0,2—0,3%;  $MnO$  — до 0,6%. Характерна сравнительно редко наблюдающаяся в ильменитах примесь хрома и соответствие составов находящихся в сростании ильменита и магнетита с накоплением в первом магния, а во втором — хрома (до 8—15%) и алюминия (до 2%). Во вкрапленных и сплошных рудах ильменит образует пластинчатые выделения в магнетите (см. магнетит).

В ассоциации с пирротинном и магнетитом, представленным скоплениями округлых зерен в пирротиновой руде, наблюдались агрегаты ильменита с оригинальным веерообразным внутренним строением. Они располагаются в центральной части зерен магнетита и отделяются от последнего тонкой каймой гематита. По-видимому, эти сростания образовались при разложении зерен титаномагнетита.

## Гематит.

В норильских рудах гематит встречается редко. Нахождение его связано в основном с развитием поздних генераций магнетита, образующихся в ассоциации с пиритом и никелистым пиритом путем замещения пирротина в экзоконтактовых и реже сплошных рудах. В сростаниях пирита и магнетита гематит замещает магнетит в виду кайм и мелких зерен.

## Редкие минералы

### Аргентопентландит.

Впервые нахождение серебросодержащего пентландита в руднике Фруд, Садбери К. Майчнером в 1940 г. упоминается в работе Дж. Холи [222]. Минерал был изучен недостаточно, однако отмечавшиеся К. Майчнером необычный рыжевато-красный цвет минерала и сростания с пластинчатым пентландитом свидетельствуют о его сходстве с более поздними и более детальными описаниями аргентопентландита [155, 287, 271, 243].

В Норильских месторождениях аргентопентландит встречается в сплошных пирротиновых, пирротин-халькопиритовых и халькопирит-кубанитовых рудах [155] и в брекчиевидных пентландит-халькопиритовых рудах (табл. X, e). Известны также отдельные находки во вкрапленных рудах в габбро-долеритах. Зерна аргентопентландита размером до 0,1—0,3 мм в сплошных рудах и до 0,05 мм в брекчиевидных рудах располагаются в халькопирите или по его границе с пирротином. Аргентопентландит замещает пентландит, пластинчатые и прожилкообразные реликты которого часто сохраняются в нем.

Розовато-коричневый цвет аргентопентландита весьма близок цвету борнита, с которым он легко может быть спутан. Изотропный. Отражение выше, чем у борнита, но форма кривой спектра отражения близка борниту. Отражение (R, %): 440 нм — 24,5; 460 — 25,3; 480 — 26,2; 500 — 27,4; 520 — 28,5; 540 — 29,6; 560 — 30,8; 580 — 32,2; 600 — 33,4; 620 — 34,6; 640 — 35,9; 660 — 37,0; 680 — 38,3; 700 — 39,0; 720 — 39,9; 740 — 40,7.

Состав норильского аргентопентландита (табл. 33) характеризуется постоянным содержанием серебра и изменяющимися количествами железа и никеля. Выявляется соответствие составов ассоциирующих аргентопентландита и пентландита — в сростании с более никелистым аргентопентландитом находится более никелистый пентландит.

Изучение структуры аргентопентландита [218] показало ее сходство со структурой пентландита и установило, что серебро в минерале занимает только октаэдрические позиции. Размер кубической элементарной ячейки аргентопентландита  $a = 10,56 \text{ \AA}$ . Основные линии рентгенограммы: 3,17(113); 3,035(222); 2,025(333); 1,861(644).

### Медистый пентландит.

Впервые установлен в рудах Талнахского месторождения [114]; в месторождениях других регионов до сих пор не обнаружен. Встречается в сплошных талнахит-кубанитовых и моихукит-кубанитовых рудах. Медистый пентландит постоянно приурочен к порфириновым выделениям пентландита, в которых он развивается путем замещения пентландита, местами образуя в нем сеть тонких прожилков, переходящих в почти полные псевдоморфозы, в строении которых нередко принимают участие халькопирит и макинавит. В медистом пентландите наблюдаются пластинчатые или прожилкообразные решетчато расположенные реликты пентландита (табл. XI, a).

Медистый пентландит серовато-розовый. Изотропный. Отражение (R, %) ниже, чем у пентландита: 440 нм — 25,8; 460 — 27,6; 480 — 29,1; 500 — 31,0; 520 — 32,3; 540 — 34,0; 560 — 35,4; 580 — 36,6; \*600 — 38,0; 620 — 39,0; 640 — 39,9; 660 — 40,8; 680 — 41,7; 700 — 42,3; 720 — 43,0; 740 — 43,5.

Характерной особенностью состава минерала (табл. 33) является присутствие в нем меди, замещающей никель в структуре пентландита. В отличие от аргентопентландита медистый пентландит развивается по обогащенному железом пентландиту (табл. 33).

Таблица 33. Состав аргентопентландита, медистого пентландита и ассоциирующего с ними пентландита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Руды  | Номера образцов | Элементы |       |                     |      |       |        | Сумма   | Формула |
|---|-----------------|----------|-------|---------------------|------|-------|--------|---|---------|
|   |                 | Fe       | Ni    | Ag                  | Cu   | Co    | S      |   |         |
| Сплошные пирротин-халькопиритовые                 | 15082           | 35,0     | 21,10 | Аргентопентландит   |      | 31,30 | 101,70 | $(\text{Fe}_{5,14}\text{Ni}_{2,95}\text{Cu}_{0,04})_{8,13}\text{Ag}_{1,07}\text{S}_8$   |         |
|   |                 |          |       | 14,0                | 0,30 |       |        |   | 0,05    |
| То же   | 15082           | 32,4     | 34,0  | Пентландит          |      | 33,2  | 100,1  | $(\text{Fe}_{4,48}\text{Ni}_{4,48}\text{Co}_{0,06})_{9,02}\text{S}_8$                   |         |
|   |                 |          |       | —                   | —    | 0,5   |        |   |         |
| Брекчиевидные пентландит-халькопиритовые          | 16450           | 32,9     | 23,20 | Аргентопентландит   |      | 34,20 | 101,70 | $(\text{Fe}_{4,84}\text{Ni}_{3,25}\text{Cu}_{0,02})_{8,11}\text{Ag}_{1,11}\text{S}_8$   |         |
|   |                 |          |       | 14,40               | 0,40 |       |        |   | 0,04    |
| Брекчиевидные пентландит-миллерит-халькопиритовые | 13711           | 29,7     | 25,90 | Аргентопентландит   |      | 31,0  | 100,9  | $(\text{Fe}_{4,39}\text{Ni}_{3,65}\text{Cu}_{0,004})_{8,05}\text{Ag}_{1,07}\text{S}_8$  |         |
|   |                 |          |       | 14,0                | 0,3  |       |        |   | —       |
| То же   | 13711           | 25,1     | 41,6  | Пентландит          |      | 32,2  | 99,2   | $(\text{Ni}_{5,56}\text{Fe}_{3,55}\text{Co}_{0,039}\text{Cu}_{0,004})_{9,18}\text{S}_8$ |         |
|   |                 |          |       | —                   | 0,03 | 0,31  |        |   |         |
| Сплошные кубанит-галнахитовые                     | 245             | 41,2     | 17,7  | Медистый пентландит |      | 33,3  | 99,2   | $(\text{Fe}_{5,68}\text{Ni}_{2,32}\text{Cu}_{0,8})_{8,8}\text{S}_8$                     |         |
|   |                 |          |       | —                   | 7,0  |       |        |   | —       |
| То же   | 245             | 39,0     | 27,2  | Пентландит          |      | 32,3  | 99,0   | $(\text{Fe}_{5,55}\text{Ni}_{3,68}\text{Cu}_{0,06})_{9,29}\text{S}_8$                   |         |
|   |                 |          |       | —                   | 0,5  | —     |        |   |         |
| Сплошные моихукит-кубанитовые                     | —               | 41,0     | 16,4  | Медистый пентландит |      | 33,7  | 98,6   | $(\text{Fe}_{5,52}\text{Ni}_{2,00}\text{Cu}_{0,88})_{8,4}\text{S}_8$                    |         |
|   |                 |          |       | —                   | 7,5  |       |        |   | —       |

Рентгенограмма минерала хорошо индицируется исходя из структуры пентландита. Размер элементарной ячейки  $a = 10,27$ , значительно больший, чем у пентландита. Основные линии рентгенограммы: 3,3(113); 2,99(222); 1,994(333); 1,833(444).

#### Виоларит.

В норильских рудах виоларит относится к малораспространенным минералам. Он встречается большей частью в сростаниях с пентландитом, путем замещения которого развивается в халькопиритовых жилах [18]. Наблюдаются все стадии замещения от тонких каемок по периферии зерен пентландита до образования псевдоморфоз виоларита по пентландиту. В псевдоморфозах сохраняется типичная для пентландита октаэдрическая спайность.

Второй тип нахождения виоларита — сложные сростания с миллеритом и никелистым пиритом, во вкрапленных экзоконтактных миллерит-халькопиритовых рудах в лабрадоровых базальтах, в которых сульфиды образуют округлые выделения на месте бывших карбонатных мицдалин. Виоларит, ранее принимавшийся за линнеит [22], представлен в этих сростаниях пластинчатыми выделениями. Форма агрегатов миллерита, никелистого пирита и виоларита и соотношение минералов в сростаниях показывают, что они возникли при разложении пентландита [22].

Виоларит описывался ранее [238, 274] как продукт супергенного изменения пентландита. Среди супергенных виоларитов в более поздних работах [255, 256] различаются виолариты, возникшие за счет пентландита и путем замещения моноклинного пирротина. Состав первых по содержанию Ni и Co коррелирует с составом первичного пентландита, вторые обычно богаче железом и обладают низким содержанием Co. И те, и другие из-за наличия трещин усыхания и пористости дают низкие суммы при определении состава на зонде. Для них характерно также отклонение от идеальной стехиометрии в связи с дефектностью по сере.

Ассоциация норильского виоларита, замещающего пентландит, с карбонатом, баритом, а также сфалеритом, реже галенитом позволила нам [18] прийти к выводу о его гипогенном происхождении. Возможность такого происхождения виоларита подтверждается и экспериментальными исследованиями [195]. Несомненно гипогенным является также виоларит в сростаниях с миллеритом и никелистым пиритом. Гипогенные виолариты в ассоциации с ваезитом, пиритом и миллеритом недавно описаны в месторождениях Западной Австралии [228].

Изучение состава норильских виоларитов подкрепляет вывод о их гипогенном происхождении. Они характеризуются стехиометрическим составом (табл. 34), отвечающим формуле  $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$  или с учетом постоянного со-

Таблица 34. Состав виоларита и замещаемого им пентландита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Руды  | Номера образцов | Ni   | Co   | Cu   | Fe   | S    | Сумма  | Формула  |
|---|-----------------|------|------|------|------|------|--------|--|
| Виоларит  |                 |      |      |      |      |      |        |  |
| Сплошные пентландит-халькопиритовые                           | 28/41           | 37,6 | 0,57 | 0,35 | 18,4 | 42,2 | 99,0   | $\text{Fe}_{1,0}(\text{Ni}_{1,945}\text{Co}_{0,030}\text{Cu}_{0,018})_{1,993}\text{S}_4$   |
| Пентландит  |                 |      |      |      |      |      |        |  |
| То же   |                 | 41,3 | 0,56 | —    | 25,4 | 33,0 | 100,25 | $(\text{Ni}_{5,466}\text{Fe}_{3,537}\text{Co}_{0,07})_{9,073}\text{S}_8$                   |
| Виоларит  |                 |      |      |      |      |      |        |  |
| Вкрапленные миллерит-халькопиритовые в лабрадоровых базальтах | 168/59          | 35,4 | 3,0  | 0,08 | 18,6 | 42,1 | 99,9   | $\text{Fe}_{1,014}(\text{Ni}_{1,837}\text{Co}_{0,155}\text{Cu}_{0,003})_{1,995}\text{S}_4$ |

держания железа  $\text{Fe}(\text{Ni}, \text{Co})_2\text{S}_4$ . Виоларит из рудных жил, замещающий пентландит, как и последний обладает низким содержанием кобальта в отличие от более кобальтистого пластинчатого виоларита из сростаний с миллеритом и никелистым пиритом. Рентгенограммы норильских виоларитов полностью совпадают с данными для эталонного виоларита.

#### Годлевскит.

Годлевскит обнаружен впервые [104] в ассоциации с борнитом и миллеритом в зальбандах халькопиритовой жилы Норильского месторождения и во вкрапленных рудах борнитового и халькопирит-борнитового состава Талнахского месторождения. Позднее годлевскит был отмечен во вкрапленных пентландит-миллерит-хизлевудитовых рудах никелевого сульфидного месторождения Тексмонт, Онтарио [253] и в других месторождениях Канады [220].

На Талнахском и Норильском месторождениях годлевскит образует мелкие (до 0,1 мм), реже — более крупные (до 0,5 мм) выделения среди борнита. Борнит разъедает годлевскит и часто образует мелкие включения и тонкие секущие прожилки. Наиболее распространены аллотриоморфные агрегаты зерен годлевскита. Реже встречаются отдельные кристаллические зерна со своеобразными пластинчатыми двойниками с «коленчатыми» изгибами (табл. XI, б), позволяющие отличать годлевскит от миллерита и хизлевудита.

Под микроскопом годлевскит светло-желтый, двуотражение слабое, в желтоватых тонах. Анизотропия сильная, но слабее, чем у миллерита, цветные эффекты от синеватых до красноватых тонов. Для годлевскита характерна смена оптического знака (для разных сечений от 560 до 620 нм). Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , в %): 440 нм — 32,8 и 37,7; 480 — 41,5 и 44,4; 520 — 47,4 и 48,6; 540 — 48,7 и 49,5; 580 — 50,8 и 50,2; 620 — 52,4 и 51,2; 660 — 54,2 и 52,4; 700 — 55,8 и 53,6; 740 — 56,4 и 54,4.

Микротвердость годлевскита ( $p = 40-50$  г) равна 382—418 кг/мм<sup>2</sup>, в среднем 397 кг/мм<sup>2</sup> (ПМТ-3,  $H_{\text{NaCl}} = 21$  кг/мм<sup>2</sup>). По данным Налдретта [253], у годлевскита из Тексмонт микротвердость несколько выше — 464 кг/мм<sup>2</sup> ( $p = 100$  г).

Состав годлевскита из норильских руд и из месторождения Тексмонт [253] приведен в табл. 35. Норильский годлевскит отличается от канадского более высоким содержанием кобальта. Все годлевскиты характеризуются небольшим дефицитом металла в формуле по сравнению с теоретическим  $\text{Ni}_7\text{S}_6$ .

Таблица 35. Состав норильского и канадского годлевскитов (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Элементы | 1     | 2     | 3 [253] | Элементы | 1      | 2     | 3 [253] |
|----------|-------|-------|---------|----------|--------|-------|---------|
| Ni       | 62,75 | 64,26 | 63,56   | Cu       | 0,13   | 0,07  | —       |
| Fe       | 3,94  | 2,71  | 3,65    | S        | 33,15  | 32,32 | 32,24   |
| Co       | 1,69  | 0,56  | 0,07    | Сумма    | 101,67 | 99,92 | 99,52   |

1, 2 — норильские годлевскиты: 1 —  $(\text{Ni}, \text{Fe}, \text{Co})_{6,86}\text{S}_6$ , 2 —  $(\text{Ni}, \text{Fe}, \text{Co})_{6,86}\text{S}_6$ ; 3 — годлевскит из месторождения Тексмонт (Канада) —  $(\text{Ni}, \text{Fe})_{6,86}\text{S}_6$ .

Рентгеновское изучение годлевскита проводилось монокристалльным методом. Установлено, что минерал обладает ромбической безоцентрированной ячейкой и относится к одной из четырех пространственных групп:  $C222$ ,  $Cmm2$ ,  $Cm2m$  или  $Cmmm$ . Параметры элементарной ячейки по рентгенограммам вращения:  $a = 9,180 \pm 0,003$ ,  $b = 11,263 \pm 0,003$  и  $c = 9,457 \pm 0,003$  Å. Рентгенограмма минерала содержит 64 линии и полностью идентична рентгенограмме низкотемпературного  $\delta\text{-Ni}_7\text{S}_6$  [104]. Основные линии рентгенограммы: 5,75(2) (111); 4,70(1) (002); 4,14(2) (201); 3,62(2) (022); 3,28(5) (131); 2,85(10) (222); 2,80(2) (132); 2,75(2) (023); 2,33(4) (241); 2,10(5) (204); 1,906(3) (333); 1,832(8) (234); 1,803(9) (044); 1,795 (8) (025); 1,654(8) (530); 1,625(3) (262); 1,478(2) (385); 1,176 (2) (661); 0,9803(4) (557).

### Гаухекорнит.

Гаухекорнит установлен в прожилково-вкрапленных халькозин-борнитовых обогащенных галенитом рудах, в верхнем экзоконтакте залежи сплошных халькопиритовых руд Октябрьского месторождения [91]. Ранее не был известен в месторождениях СССР. Он образует удлиненные, нередко таблитчатые, прямоугольные кристаллы размерами от  $5 - 10 \times 30$  до  $200 \times 700$  мкм среди галенита, борнита и халькозина (табл. XI, в). В отраженном свете цвет гаухекорнита — кремово-розовый, двуотражение слабое. Величина отражения умеренная ( $R_g$ , %): 440 нм — 38,0; 460 — 39,9; 480 — 41,6; 500 — 43,1; 520 — 44,5; 540 — 46,0; 560 — 47,0; 580 — 47,9; 600 — 49,1; 640 — 49,4; 660 — 49,9; 680 — 50,2; 700 — 50,8; 720 — 51,0 и 740 — 51,7. При скрещенных николях минерал умеренно анизотропен, встречаются слабоанизотропные сечения.

Твердость вдавливания гаухекорнита варьирует от 360 до 392, средняя — 375 кг/мм<sup>2</sup> (6 замеров).

Состав минерала (МАР-2, аналитик В. Д. Бегизов) определенный в двух зернах оказался весьма близким (в вес. %): Ni — 43,8 и 43,6; Bi — 33,6 и 33,9; S — 21,5 и 21,4; Co — 0,7 и 0,8; Fe — 0,2 и 0,2; As — 0,6 и 0,5. Эмпирические формулы соответственно  $(Ni_{8,90}Co_{0,14}Fe_{0,04})_{9,08} \cdot (Bi_{1,92}As_{0,09})_{2,01}S_8$  и  $(Ni_{8,90}Co_{0,16}Fe_{0,04})_{9,10} (Bi_{1,94}As_{0,08})_{2,02}S_8$  весьма близки теоретической  $Ni_9Bi_2S_8$ . Характерной особенностью состава изученного нами гаухекорнита является отсутствие в нем примесей сурьмы, теллура, а также практически и мышьяка, характерных для гаухекорнита из других месторождений [205].

Рентгенограмма гаухекорнита из Октябрьского месторождения практически идентична эталонной. Она содержит 46 линий, наиболее сильные из которых 4,34(6); 3,67(5); 2,80(10); 2,40(6); 2,32(6); 1,867(8); 1,808(4); 1,730(4). Параметры тетрагональной ячейки:  $a = 14,65 \pm 0,01$  и  $c = 10,76 \pm 0,01$  Å.

### Паркерит.

В месторождениях Норильского района паркерит ранее не был известен. Встречен на Октябрьском месторождении в обогащенных галенитом прожилково-вкрапленных халькозин-борнитовых рудах, в верхнем экзоконтакте залежи сплошных, богатых медью, руд [92].

Очень мелкие (максимум 20—30 мкм в поперечнике) округлые, иногда удлиненные выделения паркерита располагаются только в галените (табл. XI, г). Паркерит под микроскопом обладает заметным двуотражением с изменением цвета от чисто белого до светло-серого с нежным оливковым оттенком и сильной анизотропией, выявляющей двойниковое строение его зерен.

Величина отражения паркерита выше, чем у галенита ( $R$ , %): 440 нм — 49,5; 460 — 49,0; 480 — 48,8; 500 — 48,3; 520 — 48,9; 540 — 49,1; 560 — 49,2; 580 — 49,3; 600 — 49,8; 620 — 50,2; 640 — 50,9; 660 — 51,7; 680 — 52,0; 700 — 52,9; 720 — 53,0 и 740 — 53,2. Твердость вдавливания колеблется от 119 до 138, средняя — 127 кг/мм<sup>2</sup>.

В состав паркерита (ЖХА — 50-А, аналитик В. К. Гаранин) входят (вес. %): Ni — 28,81; Bi — 62,88; Pb — 1,30; S — 9,27; сумма — 102,26, эмпирическая формула:  $Ni_{3,16}(Bi_{1,94}Pb_{0,04})_{1,98}S_{1,86}$  близка стехиометрической  $Ni_3Bi_2S_2$ .

### Ковеллин.

Ковеллин встречается в рудах редко. Мелкие пластинчатые его выделения наблюдаются в борнитовых жилках около трещинок и секущих борнит карбонатных прожилков.

### Тетраэдрит.

Тетраэдрит ранее не встречался в месторождениях медно-никелевых руд. Крайне редкие зерна тетраэдрита обнаружены в карбонатных прожилках и карбонатно-хлоритовых зонах, секущих сплошные пирротиновые руды [51]. Он образует мелкие, неправильной формы выделения, обрастающие минералами ряда леллингит-саффлорит-раммельсбергит.

Химический состав тетраэдрита (в вес. %) Cu — 38,3; Zn — 7,8; Fe — 0,2; Sb — 29,6; As — 1,6; S — 23,2; сумма 100,7;

Основные линии рентгенограммы: 2,98(10); 2,61(2); 2,35(2); 1,867(3); 1,833(3); 1,568(3).

## Станнин.

Установлен В. Д. Бегизовым в сплошных моихукитовых рудах, обогащенных галенитом в ассоциации с алтаитом, гесситом, минералами платиновых металлов. По данным В. Д. Бегизова (личное сообщение), в состав станнина входят (вес. %): Cu — 30,0; Fe — 13,4; Sn — 27,9; S — 29,4; сумма — 100,7. Состав станнина соответствует эмпирической формуле  $\text{Cu}_{2,03}\text{Fe}_{1,03}\cdot\text{Sn}_{1,01}\text{S}_{3,93}$ , которая близка стехиометрической.

## Джерфшерит.

Этот сложный хлорсодержащий сульфид калия, железа, меди и никеля впервые на Земле был обнаружен в рудах Талнахского месторождения [31]. До этого он был открыт в метеоритах [204, 201]. Впоследствии он был найден в хибинских пегматитах [136], скарнах Тажерана [96], кимберлитах Якутии [63] и Южной Африки [193]. Структурные исследования джерфшерита [62] показали, что первоначальная формула минерала —  $\text{K}_3\text{Cu}(\text{Fe}, \text{Ni})_{12}(\text{S}, \text{Cl})_{14}$  [204] должна быть заменена на  $\text{K}_6(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ni})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$ .

В рудных залежах, сложенных сплошными кубанит-талнахитовыми рудами, джерфшерит образует наиболее крупные выделения, достигающие 1 мм. Они приурочены к кубаниту, в котором джерфшерит представлен зернами неправильной формы, реже с правильными ограничениями. Закономерно ориентированные треугольные сечения зерен джерфшерита наблюдались в талнахите. Характерны также каймы джерфшерита в пентландите, развивающиеся путем замещения пентландита по границе его порфиридных выделений с талнахитом. Из взаимоотношений джерфшерита с другими минералами в талнахитовых рудах следует отметить обростание его зерен каймами более позднего сфалерита и некоторых платиновых минералов (табл. XII, а).

В породах, вмещающих интрузивы габбро-долеритов, джерфшерит был встречен среди пирротиновых и пирротин-халькопиритовых вкрапленных руд. Он образует каймы вдоль контакта сульфидных выделений с пироксенами и другими силикатами, замещая халькопирит и пирротин. От последнего он при этом часто отделяется тонкой каймой новообразованного пентландита (табл. XII, б). В апотериклазовых бруситовых породах джерфшерит и валлерит, замещающие пирротин, наблюдаются в интерстициях округлых образований брусита.

Свойства и состав джерфшерита из сплошных и вкрапленных руд существенно различаются. Джерфшерит изотропен, но в сплошных талнахитовых рудах цвет его оливково-коричневый, а во вкрапленных пирротиновых — розовато-коричневый. Различается и отражение (R, %) этих джерфшеритов: 440 нм — 17,7 и 17,7; 480 — 19,6 и 19,2; 520 — 21,4 и 21,5; 540 — 22,4 и 22,8; 580 — 23,7 и 25,1; 620 — 24,5 и 27,2; 660 — 25,4 и 29,0; 700 — 25,8 и 30,4; 740 — 25,9 и 31,4.

Исследование состава джерфшерита (табл. 36) выявило значительные различия в содержании в нем меди, железа и никеля. Для талнахитовых руд типичен медистый джерфшерит. Пентландит, находящийся с ним в сростании, обогащен железом и содержит медь. Джерфшерит из вкрапленных пирротиновых руд представлен никелистой разновидностью, бедной медью. Содержание никеля в нем до 21% — выше, чем у сходных по составу джерфшеритов из кимберлитов [63]. Пентландит, образующий каймы около этого джерфшерита, обогащен никелем и кобальтом, небольшие содержания которого обнаружены и в джерфшерите (табл. 36). Таким образом, по сравнению с метеоритным джерфшеритом с общей формулой  $\text{K}_6\text{F}_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$  в норильских рудах обнаружены медистый джерфшерит  $\text{K}_6(\text{Fe}, \text{Cu})_{26}\text{S}_{26}\text{Cl}$  (с Cu до 16,58%, Cu < Fe) и никелистый джерфшерит  $\text{K}_6(\text{Fe}, \text{Ni})_{23-26}\text{S}_{26}\text{Cl}$  (с Ni до 21%, Ni < Fe).

Различия в составе отражаются и на рентгеновских характеристиках джерфшерита. Медистая разновидность его по сравнению с никелистой обладает большими размерами элементарной ячейки и межплоскостных расстояний основных отражений соответственно: 10,41; 10,31 Å; (111) — 6,05; 5,95; (311) — 3,17; 3,10; (222) — 3,03; 2,96.

Таблица 36. Состав джерфшерита и ассоциирующего с ним пентландита из норильских руд (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Руды   | K    | Fe    | Cu    | Ni   | Co   | S     | Cl     | Сумма  |
|--|------|-------|-------|------|------|-------|--------|--------|
| Сплошные талнахитовые руды                     |      |       |       |      |      |       |        |        |
| джерфшерит                                     | 8,98 | 39,22 | 16,58 | 1,48 | —    | 31,75 | 1,34   | 99,35  |
| пентландит                                     | —    | 38,7  | 0,28  | 28,2 | 0,45 | 33,6  | —      | 101,23 |
| Прожилково-вкрапленные<br>экзоконтактовые руды |      |       |       |      |      |       |        |        |
| джерфшерит                                     | 9,5  | 36,8  | 3,6   | 14,1 | —    | 34,4  | 1,5    | 99,9   |
| »  | 9,5  | 35,7  | 1,0   | 18,5 | —    | 34,6  | 1,5    | 100,8  |
| Брекчиевидные руды                             |      |       |       |      |      |       |        |        |
| джерфшерит                                     | 9,5  | 31,8  | 1,7   | 21,0 | 0,11 | 35,6  | 1,53   | 101,24 |
| пентландит                                     | —    | 25,6  | 0,03  | 37,1 | 4,7  | 33,0  | —      | 100,43 |
| Джерфшерит из метеорита<br>[204]               | 8,7  | 50,7  | 4,2   | 0,8  | —    | 33,8  | 1,0    | 99,5   |
|  |      |       |       |      |      |       | Na—0,3 |        |

### Шадлунит.

Впервые обнаружен в пентландит-кубанит-талнахитовых рудах Талнахского и пентландит-кубанит-моихукитовых рудах Октябрьского месторождений [67]. Образует в рудах зерна неправильной формы размером от сотых долей до 0,3—0,4 мм и прожилки шириной не более 0,1 мм. Наиболее часто наблюдается среди кубанита, иногда — в талнахите и моихуките, редко — в пентландите.

В талнахитовых рудах шадлунит в ассоциации с сфалеритом (каймы вокруг шадлунита), галенитом, самородным серебром и плюмбопалладинитом приурочен к прожилковидным образованиям кубанита, возникающим путем замещения талнахита. Отмечаются также случаи нахождения шадлунита в виде мелких (0,03—0,06 мм) овальных включений среди джерфшерита [31].

Для моихукитовых руд характерен Mn-шадлунит, в виде мелких зерен и тонких прожилков (табл. XII, е), пересекающих моихукит, пентландит и кубанит. Наблюдаются графические мирмекитовые сростания пентландита и замещающего его шадлунита. В этих рудах наряду с Mn-шадлунитом часто встречается алабадин [34]. Отмечаются случаи замещения Mn-шадлунита валлериитом, но иногда в валлериите встречаются хорошо образованные кристаллики Mn-шадлунита.

В отраженном свете шадлунит серовато-желтый, слабоанизотропный, в скрещенных николях выявляется полисинтетически-двойниковое строение его зерен. Отражение (R, %) для 440, 460, 480, 500, 520, 540, 560, 580, 600, 620, 640, 660, 680, 700, 720 и 740 нм соответственно у шадлунита (первая цифра) и у Mn-шадлунита (вторая цифра): 19,0 и 21,2; 20,1 и 22,7; 20,9 и 24,7; 22,5 и 26,5; 23,4 и 27,9; 24,8 и 29,0; 25,8 и 29,9; 26,8 и 30,8; 27,5 и 31,2; 28,3 и 32,3; 29,1 и 32,9; 30,0 и 33,8; 30,8 и 34,5; 31,0 и 34,6; 31,3 и 35,2; 31,3 и 35,2.

У Mn-шадлунита отражение выше во всем интервале.

Твердость шадлунита и Mn-шадлунита, измеренная на ПМТ-3 ( $H_{NaCl} = 21$  кг/мм<sup>2</sup> при  $P = 5$ ) при нагрузке 20 г, равна 210 кг/мм<sup>2</sup> (по 7 замерам для шадлунита) и 195 кг/мм<sup>2</sup> (по 5 замерам для Mn-шадлунита).

Химический состав шадлунита (табл. 37), изучавшийся на электронном микрозонде «Камека» характеризуется постоянством содержаний меди и железа и переменностью состава минерала в отношении свинца, марганца и кадмия.

А. М. Карпенков [82] упоминает шадлунит с содержанием кадмия до 9,1 вес. %. Не исключена возможность обнаружения шадлунита с еще более высокими содержаниями марганца и кадмия, чем уже отмеченные, и даже «конечные» составы —  $(Cu, Fe)_8PbS_8$ ,  $(Cu, Fe)_8MnS_8$ ,  $(Cu, Fe)_8CdS_8$ .

Таблица 37. Химический состав шадлунита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Элементы                    | Шадлунит  |                    | Mn-шадлунит   |                    |   |                    |
|-----------------------------|---|--------------------|---|--------------------|---|--------------------|
|                             | вес. %  | атомные количества | вес. %  | атомные количества | вес. %  | атомные количества |
| Cu                          | 27,5  | 0,433              | 29,8  | 0,469              | 31,19   | 0,490              |
| Fe                          | 24,1  | 0,432              | 26,4  | 0,473              | 27,21   | 0,487              |
| Pb                          | 16,6  | 0,080              | 8,2   | 0,040              | 4,8   | 0,023              |
| Mn                          | —   | —                  | 3,2   | 0,058              | 4,6   | 0,084              |
| Cd                          | 3,9   | 0,035              | 1,3   | 0,012              | 1,0   | 0,009              |
| S                           | 27,4  | 0,854              | 29,4  | 0,917              | 31,46   | 0,979              |
| Сумма                       | 99,5  |                    | 98,3  |                    | 100,26  |                    |
| $\sum \text{Me} : \text{S}$ |   | 9,18 : 8           |   | 9,18 : 8           |   | 8,92 : 8           |
| Формула                     | $(\text{Cu}, \text{Fe})_{8,1} (\text{Pb}, \text{Cd})_{1,08} \text{S}_8$ |                    | $(\text{Cu}, \text{Fe})_{8,22} (\text{Mn}, \text{Pb}, \times \times \text{Cd})_{0,96} \text{S}_8$ |                    | $(\text{Cu}, \text{Fe})_{7,97} (\text{Mn}, \text{Pb}, \times \times \text{Cd})_{0,95} \text{S}_8$ |                    |

Сходство дебаграмм шадлунита и пентландита позволило проиндентифицировать дебаграмму шадлунита в кубической ячейке  $Fm\bar{3}m$  с  $a = 10,91 \text{ \AA}$  (шадлунит) и  $a = 10,73 \text{ \AA}$  (Mn-шадлунит).

Межплоскостные расстояния, интенсивности и  $hkl$  шадлунита ( $\lambda$  Fe без фильтра, РКД —57,3): 5,42(3) (002); 3,84(4) (220); 3,29(10) (131); 3,16(2) (222); 2,72(1) (400); 2,45(1) (240); 2,23(1) (422); 2,11(4) (333, 115); 1,925(9) (440); 1,845(1) (135); 1,666(2) (533); 1,575(1) (444); 1,424(2) (731) (553); 2359(1)(800); 1,292(1) (660); 1,147(1) (139); 1,115(1) (448) и 1,105(1) (771).

Атомы железа и меди статистически располагаются по тетрагональным позициям  $32(f)$  (XXX,  $X \sim 0,125$ ), а более крупные — свинец, марганец и кадмий занимают центры октаэдров  $4(e)$   $\left(\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}\right)$ .

#### Хоулит.

Тонкие (10—20 мкм) прожилки цинксодержащего хоулита встречаются в ассоциации с высококадмиевым сфалеритом в сплошных моихукитовых рудах. Этот минерал ранее в медно-никелевых месторождениях не был известен. Вероятно, цинксодержащий хоулит является гипогенным образованием, возникшим при накоплении кадмия в остаточных флюидах при кристаллизации сульфидного расплава. Об этом свидетельствует его ассоциация с гипогенными сульфидами и отсутствие признаков окисления последних.

В отраженном свете хоулит похож на сфалерит, но характеризуется более интенсивным голубоватым оттенком. При скрещенных николях изотропен, внутренние рефлексы не наблюдаются. Коэффициент отражения хоулита выше, чем у сфалерита, однако форма спектра сохраняется. (R, %): 440 нм —23,0; 460 —21,8; 480—21,0; 500—20,1; 520—19,4; 540—19,0; 560—18,6; 580—18,3; 600—18,0; 640—17,8; 660—17,7; 680—17,5; 700—17,6; 720—17,7; 740—17,8. Твердость вдавливания также выше, чем у сфалерита и равна 304 кг/мм<sup>2</sup> (среднее из 4 измерений).

В составе хоулита установлены те же элементы, что и в сфалерите II (табл. 38).

Таблица 38. Состав цинксодержащего хоулита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Cd    | Zn    | Fe   | Cu   | Mn  | Ni   | Co   | S     | Сумма  |
|---------------|-------|-------|------|------|-----|------|------|-------|--------|
| K-31          | 43,68 | 23,27 | 4,08 | 2,35 | 0,4 | 0,01 | 0,01 | 25,83 | 99,26  |
| K-32          | 45,24 | 22,99 | 4,16 | 1,65 | 0,4 | 0,01 | 0,01 | 25,93 | 99,98  |
| K-33          | 47,70 | 23,71 | 3,95 | 1,18 | 0,4 | 0,01 | 0,01 | 25,69 | 102,23 |

#### Формула

K-31 —  $(\text{Cd}_{0,48}\text{Zn}_{0,44}\text{Fe}_{0,09}\text{Cu}_{0,05}\text{Mn}_{0,01})_{1,07}\text{S}$

K-32 —  $(\text{Cd}_{0,50}\text{Zn}_{0,43}\text{Fe}_{0,09}\text{Cu}_{0,03}\text{Mn}_{0,01})_{1,06}\text{S}$

K-33 —  $(\text{Cd}_{0,53}\text{Zn}_{0,45}\text{Fe}_{0,09}\text{Cu}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_{1,11}\text{S}$

### Алабадин.

Сульфид марганца — алабадин ранее не был известен в медно-никелевых месторождениях. Обнаружен нами в кубанит-моихукитовых рудах Октябрьского месторождения [34]. Он образует тонкие (до 0,01 мм) короткие (1—2 мм) прожилки в моихуките, кубаните, пентландите, более крупные неправильные выделения (до 0,5 мм) и метакристаллы в порфировидном пентландите.

Алабадин ассоциирует с марганцово-железистым карбонатом типа олигонита; окружается каймами пентландита, в котором содержание марганца достигает до 0,48 вес. %. Местами сопровождается цепочками мелких выделений галенита, сфалерита, марганцесодержащего шадлунита (табл. XII, з) В качестве продуктов распада содержит пластинчатые включения халькопирита. Пересекается прожилками самородного серебра. Под микроскопом голубовато-серый, светлее сфалерита. Изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 25,4; 480 — 23,9; 520 — 23,4; 560 — 22,8; 600 — 22,3; 640 — 22,0; 680 — 21,8; 720 — 21,5.

В составе минерала по определениям на микрозонде, установлены Mn — 55,0 вес. %, Fe — 2,0; Cu — 5,6; S — 34,4. Повышенное содержание меди, по-видимому, обусловлено наличием включений халькопирита.

Расчетная формула минерала приближается к теоретической формуле моносulfида марганца.

Основные линии рентгенограммы: 2,614(10) (002); 1,846 (9) (022); 1,170(6) (024); 1,067(5) (224).

### Молибденит.

В медно-никелевых месторождениях известны лишь единичные находки молибденита [160, 153, 166]. В Талнахском месторождении молибденит встречен в сплошных талнахит-кубанитовых рудах, в которых мельчайшие удлиненные зерна минерала (30 × 100 мкм), находящегося в тесных сростаниях со сфалеритом приурочены к микротрещинкам в сульфиде, выполненным кальцитом [89]. Молибденит нарастает на кубанит и корродирует его. Судя по этим взаимоотношениям, приуроченности минерала к кальциту, ассоциации его со сфалеритом, образование молибденита происходило после кристаллизации главных рудообразующих сульфидов.

В отраженном свете молибденит обладает сильным двуотражением с изменением цвета от бело-голубого в положении максимума до серого в положении минимума. Для минерала характерна сильная анизотропия. Отражения (Rm' и Rp' %): 440 нм — 59,5 и 26,9; 460 — 58,3 и 26,5; 480 — 56,7 и 25,8; 500 — 53,6 и 24,8; 520 — 51,8 и 24,0; 540 — 50,2 и 23,2; 560 — 49,1 и 22,8; 580 — 48,0 и 22,1; 600 — 47,5 и 21,8; 620 — 48,0 и 21,8; 640 — 48,9 и 21,7; 660 — 48,6 и 21,4; 680 — 47,9 и 21,2; 700 — 49,1 и 20,8; 720 — 48,1 и 21,1; 740 — 47,0 и 21,3 весьма близки к Rm и Rp молибденита гексагональной 2H-модификации.

Особенностью состава молибденита (Mo — 56,7 и 58,0; Re — 3,8 и 2,4; S — 39,4 и 39,3; сумма — 99,9 и 99,7%, соответственно) являются очень высокие, максимальные из известных в природных молибденитах, концентрации в нем рения. Характерно, что рений в зерне молибденита распределен зонально: максимальные концентрации приурочены к центру зерна (3,8% Re), далее следует зона с 2,4% рения, и, наконец, в периферийной кайме содержится всего 0,6% элемента.

### Талкусит.

Новый сульфид таллия, меди и железа встречен в обогащенных галенитом кубанит-халькопиритовых рудах Талнахского месторождения в ассоциации с минералами платиновых металлов, аланитом, сфалеритом и шадлунитом [90]. Он образует пластинчатые, нередко сильно вытянутые (табл. XII, д), иногда округлые изометричные выделения в галените, халькопирите, кубаните или приурочен к границам этих минералов. В минерале наблюдается спайность, параллельная удлинению. Размеры зерен минерала в подавляющем большинстве случаев составляют 10—15 мкм в поперечнике и лишь единичные зерна достигают размера 40 × 150 мкм.

Под микроскопом талкусит имеет слабое двуотражение с изменением

окраски от светло-серой до темно-серой, умеренную величину отражения ( $R_g'$  и  $R_p'$ ): 440 нм — 30,7 и 29,3; 460 — 31,3 и 30,4; 480 — 30,1 и 29,6; 500 — 30,8 и 29,8; 520 — 30,8 и 29,7; 540 — 29,9 и 28,4; 560 — 29,8 и 27,9; 580 — 30,3 и 27,9; 600 — 30,3 и 28,4; 620 — 32,1 и 29,2; 640 — 33,0 и 29,7; 660 — 33,7 и 30,6; 680 — 34,5 и 30,7; 700 — 35,9 и 31,7; 720 — 36,4 и 32,0; 740 — 37,4 и 33,0. В скрещенных николях анизотропен с изменением цвета от светло-желтого до темно-серого.

Минерал хрупкий, расслаивается на тонкие чешуйки. Твердость вдавливания 82—92, средняя — 88 кг/мм<sup>2</sup>.

В составе талкусита установлены (вес. %): Tl — 52,2; 53,4; Cu — 22,6; 20,5; Fe — 9,1; 9,9; S — 16,3; 16,5; сумма — 100,3 и 100,3. Соответственно формулы минерала  $Cu_{2,79}Tl_{2,01}Fe_{1,28}S_4$  и  $Cu_{2,51}Tl_{2,03}Fe_{1,37}S_4$  или в общем виде  $Cu_{2-x}Tl_2Fe_{1+x}S_4$ .

Параметры тетрагональной ячейки талкусита —  $a = 3,882$  и  $c = 13,25 \text{ \AA}$ . Наиболее сильные линии рентгенограммы: 3,73(8) (101); 3,31(4) (004); 2,91(10) (103); 2,53(10) (112); 2,18(4) (105); 1,941(5) (200); 1,717(5) (116).

По физическим свойствам, химическому составу и структуре талкусит близок селениду таллия, меди и железа — буковиту. Вероятно, эти минералы изоструктурны.

#### Галеноклаусталит и клаусталит.

Эти минералы являются первыми селенидами, установленными в медно-никелевых месторождениях [86]. Галеноклаусталит и клаусталит характерны для экзоконтактовых прожилково-вкрапленных руд борнит-миллерит-халькопиритового состава. Галеноклаусталит встречается также во вкрапленных троилит-кубанит-халькопиритовых рудах. В экзоконтактовых рудах селениды располагаются в халькопирите и борните, образуя сростания или единые цепочки зерен с теллуридами палладия, минералом (Pd, Pt) (Pb, Bi) (S, Se) и самородным серебром. Клаусталит встречается в непосредственной близости от зерен теллуридов или нарастает на них, галеноклаусталит обычно находится в борните, халькопирите или среди жильных минералов на некотором удалении от скоплений теллуридов. Во вкрапленных рудах галеноклаусталит ассоциирует с паоловитом, теллуристым соболевскимитом, мончейтом и самородным серебром.

Минералы встречаются в виде округлых или ксеноморфных, с извилистыми очертаниями зерен, размеры которых обычно находятся в пределах 5—30 мкм в поперечнике и не превышают 160 мкм. В отраженном свете галеноклаусталит и клаусталит отличить трудно: оба минерала изотропны, по сравнению с галенитом имеют ясно голубоватый оттенок (особенно на фоне борнита и халькопирита) и повышенные значения отражения [86]. Наиболее четко различия между галеноклаусталитом и клаусталитом устанавливаются при изучении их состава (табл. 39).

Таблица 39. Состав галеноклаусталита и клаусталита (вес.%, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Pb   | Se   | S   | Сумма | Эмпирическая формула           |
|---------------|------|------|-----|-------|--------------------------------|
| 9811          | 79,0 | 12,2 | 7,0 | 98,2  | $Pb_{1,02}(Se_{0,42}S_{0,58})$ |
| 9251/3        | 79,1 | 14,9 | 6,2 | 100,2 | $Pb_{1,02}(Se_{0,49}S_{0,51})$ |
| 19182         | 78,5 | 15,5 | 5,5 | 99,5  | $Pb_{1,03}(Se_{0,53}S_{0,47})$ |
| 9114          | 76,4 | 16,5 | 5,1 | 98,0  | $Pb_{1,00}(Se_{0,57}S_{0,43})$ |
| 9251/13       | 74,6 | 24,9 | 1,4 | 100,9 | $Pb_{1,01}(Se_{0,88}S_{0,12})$ |

Примечание. Обр. 9118, 9114, 9251 — прожилково-вкрапленные борнит-миллерит-халькопиритовые руды; обр. 19182 — вкрапленные троилит-кубанит-халькопиритовые руды.

К галеноклаусталитам мы относим минералы, содержащие от 33 до 66 мол. % PbSe, к клаусталитам — содержащие свыше 66 мол. % PbSe [85].

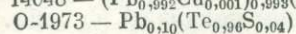
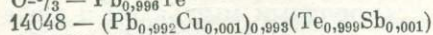
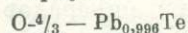
#### Алгаит.

Достаточно часто встречается во всех типах руд. Во вкрапленных рудах

Таблица 40. Состав алтаита из разных типов руд (вес.%, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца | Pb   | Te   | S       | Cu      | Sb      | Сумма |
|---------------|------|------|---------|---------|---------|-------|
| O-4/3         | 59,8 | 36,4 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 96,2  |
| 14048         | 60,0 | 37,3 | То же   | 0,2     | 0,2     | 97,7  |
| И-1973        | 62,0 | 36,3 | 0,40    | Не обн. | Не обн. | 98,7  |

Формула



Примечание. O-4/3 — сплошные пирротиновые руды; 14048 — сплошные кубанит-халькопиритовые руды; И-1973 — пластинчатое выделение алтаита в галените из сплошных халькопиритовых руд, обогащенных галенитом.

мелкие (20—30 мкм) выделения алтаита, сростающиеся с паоловитом, находятся среди халькопирита. В сплошных пирротиновых рудах ксеноморфные мельчайшие зерна алтаита ассоциируют с минералами платиновой группы, образуя в них ксеноморфные включения и прожилковидные выделения. В сплошных существенно халькопиритовых (талнахитовых, моихукитовых) рудах алтаит обычно нарастает на агрегаты зерен фрудита, нигглиита и паоловита или в виде очень мелких (2—3 мкм) ксеноморфных выделений располагается среди сульфидов. Наибольшие скопления алтаита встречены в сплошных и прожилково-вкрапленных халькозин-борнитовых экзоконтактных рудах, содержащих повышенные количества галенита.

Алтаит в этих образованиях представлен тремя морфологическими разновидностями: мелкими (первые микроны), закономерными вростками в галените (табл. XII, e), крупными (до первых мм) обособленными зернами, тяготеющими к границам галенита и халькопирита, и достаточно крупными выделениями, находящимися в сростаниях с гесситом, теллуристым соболевскитом, мончеитом и другими минералами платины и палладия.

Алтаит имеет весьма характерные оптические свойства — высокое отражение (R, %) 440 нм — 58,7; 460—60,9; 480—63,1; 900—66,3; 520—67,5; 540—68,4; 560—68,0; 580—66,9; 600—65,5; 620—64,3; 640—63,0; 660—61,8; 680—60,2; 70—58,9; 720—57,9 и 740—56,7 и ярко-белый цвет с зеленоватым оттенком. В скрещенных николях изотропен. Твердость вдавливания — 56 кг/мм<sup>2</sup> (среднее из 5 измерений).

В составе некоторых зерен алтаита, помимо теллура и свинца (табл. 40), установлена примесь меди, сурьмы и серы.

Дебаеграмма алтаита из Талнахского месторождения идентична эталонной.

**Арсениды, сульфоарсениды, антимониды и сульфоантимониды никеля кобальта и железа**

Первые находки никелина, маухерита, герсдорфита и брейтгауптита в Норильском рудном районе кратко описаны В. М. Изойтко [79]. Последующие исследования руд позволили установить большее число минералов этих групп [57].

Арсениды, сульфоарсениды, антимониды и сульфоантимониды никеля, кобальта и железа образуют характерную минеральную ассоциацию, в состав которой входят никелин, маухерит, саффорит, леллингит, раммельсбергит, герсдорфит, брейтгауптит и ульманит. Вместе с ними встречаются самородный мышьяк, тетраэдрит, а также пирит, пентландит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, борнит, халькозин и нерудные минералы (кальцит, хлорит и, редко, флюорит). Они приурочены к карбонатным жилам, карбонатно-хлоритовым зонам и борнитовым, борнит-халькозиновым прожилкам, секущим сплошные пирротиновые руды Талнахского месторождения.

Рассматриваемые минералы редко образуют мономинеральные выделения и чаще слагают зональные полиминеральные сростания. Выделяются два типа зональных агрегатов. Первый представлен сростаниями, в которых центральная часть сложена маухеритом, обрастающим сначала никелином, а затем герсдорфитом или саффоритом и леллингитом (табл. XIII, а). Наблюдается зональное строение агрегатов, в которых маухерит окружен никелином, а внешняя часть сложена брейтгауптитом или герсдорфитом. Реже встречаются двуминеральные сростания никелина и брейтгауптита, в последнем иногда развиты прожилковидные выделения ульманита.

Второй тип зональных агрегатов представлен сростаниями минералов ряда леллингит-саффорит-раммельсбергит с самородным мышьяком и реже с тетраэдритом. Наиболее характерные формы сростаний показаны на табл. XIII, б — г. В центральной части агрегатов звездчатые выделения леллингита окружены зернистой массой самородного мышьяка. Затем следует зона, сложенная кальцитом, и далее расположены агрегаты идиоморфных кристаллов саффорита и леллингита.

#### Никелин.

Никелин является одним из наиболее распространенных минералов рассматриваемой ассоциации. Он редко образует мономинеральные выделения и значительно чаще встречается в сростаниях с маухеритом, леллингитом, саффоритом и брейтгауптитом, и реже, с ульманитом.

В составе минерала, кроме никеля, установлены незначительные содержания кобальта и железа, достигающие в сумме 6 атомн. % (табл. 41). В пределах одного зерна никелина все три элемента распределены равномерно, и только в самых краевых частях зерен, на контакте никелина с саффоритом, наблюдается резкое обогащение минерала кобальтом.

Таблица 41. Химический состав никелина, маухерита, герсдорфита, брейтгауптита, ульманита (вес.%, рентгеновский микроанализ)

| Ni           | Co  | Fe  | Cu  | As   | S    | Sb   | Сумма | Формула  |
|--------------|-----|-----|-----|------|------|------|-------|--|
| Никелин      |     |     |     |      |      |      |       |  |
| 41,1         | 1,6 | 0,8 |     | 51,6 |      | 5,8  | 100,8 | $(Ni_{0,94}Co_{0,04}Fe_{0,02})_1(As_{0,94}Sb_{0,06})_1$              |
| 41,0         | 1,2 | 0,6 |     | 48,3 |      | 10,3 | 101,4 | $(Ni_{0,96}Co_{0,02}Fe_{0,02})_1(As_{0,89}Sb_{0,11})_1$              |
| Маухерит     |     |     |     |      |      |      |       |  |
| 51,0         |     |     |     | 42,2 | 2,0  | 3,7  | 98,9  | $Ni_{11}(As_{7,13}S_{0,79}Sb_{0,38})_{8,3}$                          |
| 49,6         | 2,0 |     |     | 47,0 |      | 1,9  | 100,5 | $(Ni_{10,6}Co_{0,4})_{11}(As_{7,86}Sb_{0,20})_{8,06}$                |
| 51,0         |     |     |     | 44,8 | 0,4  | 3,7  | 101,1 | $Ni_{11}(As_{7,5}S_{0,2}Sb_{0,4})_{8,1}$                             |
| Герсдорфит   |     |     |     |      |      |      |       |  |
| 33,0         | 1,2 | 1,0 |     | 41,8 | 18,8 | 4,0  | 99,8  | $(Ni_{0,94}Co_{0,03}Fe_{0,03})_1(As_{0,93}Sb_{0,05})_{0,99}S_{0,98}$ |
| Брейтгауптит |     |     |     |      |      |      |       |  |
| 34,1         | 0,1 |     | 0,3 | 1,2  | 1,3  | 64,1 | 101,0 | $(Ni_{0,99}Cu_{0,01})_1(Sb_{0,91}S_{0,06}As_{0,03})_1$               |
| Ульманит     |     |     |     |      |      |      |       |  |
| 28,6         |     |     |     | 2,3  | 15,4 | 54,3 | 100,6 | $Ni_1(Sb_{0,91}As_{0,06})_{0,97}S_{0,98}$                            |
| 27,7         |     |     |     | 2,2  | 14,3 | 57,0 | 101,2 | $Ni_1Sb_1(S_{0,95}As_{0,06})_{1,01}$                                 |
| 27,2         |     | 0,2 |     | 4,0  | 13,2 | 56,1 | 100,5 | $(Ni_{0,99}Fe_{0,01})_1Sb_1(S_{0,89}As_{0,11})_1$                    |

Примечание. Атомные соотношения компонентов рассчитаны по сумме катионов, принятой равной теоретическому количеству атомов в формульной единице.

Распределение сурьмы в никелине, концентрации которой могут достигать 11 атомн. % (табл. 41), весьма неравномерное. Участки, обогащенные и относительно обедненные сурьмой, образуют зоны, параллельные ограничениям зерен минерала.

Основные линии рентгенограммы никелина: 2,68(10), 1,973(10), 1,818(8), 1,482(4); 1,338(5), 1,080(7), 1,040(7).

## Маухерит.

Маухерит по распространенности близок к никелину, с которым часто находится в сростаниях. Кроме никелина, в ассоциации с маухеритом встречаются леллингит, саффорит, брейтгауптит и ульманит. Все эти минералы образуют зональные агрегаты сростшихся зерен, в которых маухерит слагает центральные участки. Маухерит обнаружен также в борнитовых отжилках от халькопиритовых жил Норильского месторождения. Он образует причудливой формы прожилкообразные выделения и каймы на границе борнита с включениями карбоната.

Минерал характеризуется относительно постоянным химическим составом в пределах зерен (табл.41). Максимальное количество кобальта в минерале достигает 2,0 вес.%. Установлены относительно высокие содержания сурьмы (до 3,7 вес.%) и изменяющиеся концентрации серы (от 0 до 2,0 вес.%).

Основные линии рентгенограммы маухерита: 2,98(5); 2,69(10); 2,36(5); 2,23(5); 2,02(10); 1,892(6); 1,715(10); 1,450(4); 1,213(5); 1,106(5).

## Леллингит-саффорит-раммельсбергит.

Минералы ряда леллингит-саффорит-раммельсбергит встречаются в сростаниях с маухеритом, никелином, брейтгауптитом и самородным мышьяком (табл. XIII, а — в), с которыми образуют зональные агрегаты. В этих агрегатах они занимают краевую часть. Они наблюдаются также в кальцитовых прожилках в виде идиоморфных звездчатых кристаллов.

Среди природных диарсенидов системы  $FeAs_2 - CoAs_2 - NiAs_2$  установлено большое число промежуточных разновидностей [258, 261, 14]. Однако диарсениды Норильского рудного района существенно расширяют поле известных природных твердых растворов диарсенидов (фиг.22).

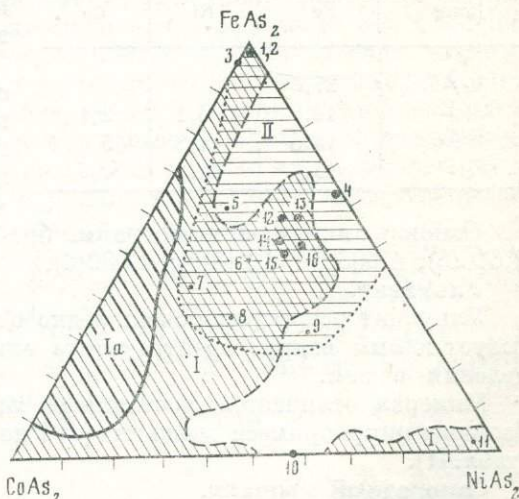
Особенности изоморфизма катионов норильских диарсенидов видны из табл. 42, 43; табл. XIII, д — ж. Выделяются несколько типов распределения элементов. Первый тип распределения (табл. 43, А) соответствует составам, в которых преобладает леллингитовый минал. Замещение железа никелем и кобальтом происходит в различных количественных соотношениях. Выделяются участки, в которых железо замещается одновременно никелем и кобальтом (типы Б и В), либо только никелем (тип Г).

Широко проявлен анионный изоморфизм. Почти в каждой разновидности диарсенидов часть атомов мышьяка замещена серой и сурьмой. Максимальные концентрации серы достигают 10 вес. % или 28 атомн. % от суммы анионов, а сурьмы 5,8 вес. % или 12,5 атомн. % (табл. 42). Составы с такими высокими концентрациями серы ранее в природе не устоявали. Участки с различными содержаниями серы образуют отдельные микрзоны, располагающиеся параллельно кристаллографическим очертаниям зерен (табл. XIII, ж).

## Герсдорфит.

Герсдорфит встречается в ассоциации с никелином и маухеритом, с которыми образует зональные агрегаты. В этих агрегатах маухерит с никелином или один никелин слагают центральную часть, а герсдорфит образует внешнюю кайму.

Химический состав минерала постоянен. Отмечаются лишь небольшие вариации в количестве микропримесей железа, кобальта и сурьмы (табл.41).



Фиг. 22. Диаграмма составов диарсенидов ряда леллингит — саффорит — раммельсбергит

I — II — поля составов:

I — диарсенидов месторождения Кобальт, Онтарио [261];

Ia — наиболее распространенных диарсенидов,

II — диарсенидов из Норильского рудного района;

1 — 16 — номера анализов в табл. 42.

Таблица 42. Химический состав минералов ряда леллингит-сафрлорит-раммельсбергит (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| Номер анализа | Fe    | Co   | Ni   | As   | S    | Sb  | Сумма | Формула   |
|---------------|-------|------|------|------|------|-----|-------|---|
| 1             | 27,0  | —    | —    | 71,6 | 0,4  | —   | 99,0  | $Fe_1(As_{1,98}S_{0,02})_2$   |
| 2             | 27,6  | —    | —    | 72,0 | —    | 1,2 | 100,8 | $Fe_1(As_{1,94}Sb_{0,02})_{1,98}$                                     |
| 3             | 26,2  | 0,7  | —    | 69,0 | —    | 3,3 | 99,2  | $(Fe_{0,96}Co_{0,04})_1(As_{1,88}Sb_{0,06})_{1,94}$                   |
| 4             | 17,2  | 0,6  | 10,0 | 69,8 | 0,3  | 2,0 | 99,9  | $(Fe_{0,93}Ni_{0,35}Co_{0,02})_1(As_{1,91}Sb_{0,03}S_{0,02})_{1,96}$  |
| 5             | 17,0  | 7,1  | 4,0  | 68,0 | 2,2  | 2,8 | 101,1 | $(Fe_{0,062}Co_{0,24}Ni_{0,14})_1(As_{1,84}S_{0,14}Sb_{0,05})_{2,03}$ |
| 6             | 13,9  | 7,0  | 8,7  | 60,2 | 6,6  | 2,0 | 98,4  | $(Fe_{0,48}Ni_{0,20}Co_{0,23})_1(As_{1,55}S_{0,43}Sb_{0,03})_{1,98}$  |
| 7             | 12,0  | 4,6  | 12,5 | 62,0 | 4,0  | 5,8 | 100,9 | $(Fe_{0,42}Co_{0,42}Ni_{0,15})_1(As_{1,64}S_{0,25}Sb_{0,1})_{1,99}$   |
| 8             | 11,0  | 12,2 | 9,0  | 53,0 | 10,0 | 4,0 | 99,2  | $(Co_{0,37}Fe_{0,35}Ni_{0,28})_1(As_{1,28}S_{0,56}Sb_{0,06})_{1,90}$  |
| 9             | 8,6   | 7,2  | 12,0 | 62,0 | 4,0  | 5,8 | 100,9 | $(Ni_{0,43}Fe_{0,32}Co_{0,25})_1(As_{1,71}S_{0,25}Sb_{0,1})_{2,06}$   |
| 10            | 0,3   | 12,5 | 17,5 | 69,2 | 0,6  | —   | 100,1 |   |
| 11            | 1,05  | 0,5  | 27,1 | 69,5 | 1,1  | —   | 99,3  |   |
| 12            | 15,45 | 3,65 | 8,8  | 71,5 | 0,4  | —   | 99,8  |   |
| 13            | 14,2  | 4,0  | 9,5  | 71,5 | 0,8  | —   | 100,0 |   |
| 14            | 14,1  | 4,35 | 9,68 | 71,3 | 0,4  | —   | 99,63 |   |
| 15            | 14,1  | 4,60 | 8,7  | 71,6 | 0,5  | —   | 99,50 |   |
| 16            | 14,1  | 4,65 | 9,65 | 69,6 | 0,7  | —   | 99,0  |   |

Примечание. 1—9 — Норильский рудный район; 10 — район Бу-Аззер, Марокко; 11—16 — провинция Малага, Испания.

### Брейтгауптит.

Антимонид никеля — брейтгауптит слагает внешнюю зону вокруг никелина и маухерита в зональных агрегатах и реже встречается в виде самостоятельных выделений. Очень редко в сростаниях с брейтгауптитом встречается ульманит, образующий каймы и прожилковидные выделения. В редких случаях в сростаниях с брейтгауптитом отмечается герсдорфит.

Значительных вариаций в химическом составе брейтгауптита не установлено (табл. 41). В качестве примесей содержит десятые доли процента кобальта, меди и около 1 вес. % мышьяка и серы.

Основные линии рентгенограммы брейтгауптита: 2,84(10); 2,06(10); 1,965(9) 1,616(5); 1,533(5); 1,248(5); 1,080(6).

### Ульманит.

Ульманит встречается очень редко в ассоциации с брейтгауптитом. Он образует каймы вокруг брейтгауптита или пятнистые и прожилковидные выделения в нем.

Минерал отличается постоянным химическим составом и содержит небольшие микропримеси мышьяка (от 2 до 4 вес. %) и железа (десятые доли %) (табл. 41).

### Самородный мышьяк.

Самородный мышьяк ранее в месторождениях медно-никелевых руд не встречался. Впервые он был установлен в карбонатных прожилках [57], секущих сплошные пирротиновые руды, в ассоциации с минералами ряда леллингит-сафрлорит-раммельсбергит, с которыми образует зональные агрегаты (табл. XIII, 6).

Химический состав минерала постоянен; микропримеси не обнаружены.

Основные линии рентгенограммы мышьяка: 3,54(3); 2,77(10); 2,05(7); 1,881(8); 1,767(4); 1,561(4); 1,200(6).

### Медь самородная.

Самородная медь встречается в рудах весьма редко. Самородная медь в сростании с магнетитом среди сульфидов и другие самородные металлы и сплавы (железо, аварунит, уайраунит) были описаны в расслоенной интрузии Маскокс, Канада [188], где они образовались в процессе серпентинизации ультраосновных пород.

Гипогенная самородная медь была обнаружена нами лишь во вкрапленных рудах в пикритовых габбро-долеритах в интерстициальных и каплевидных выделениях сульфидов, представленных ассоциацией троилит + пентландит + кубанит + моихукит (талнахит). Медь в этих рудах ассоциирует с поздним магнетитом и макинавитом, секущими в виде прожилков и замещающими упомянутые выше сульфиды. Она образует мельчайшие выделения размером не более 10 мкм в прожилках магнетита и среди макинавита.

Принадлежность минерала самородной меди подтверждается его высоким отражением и микрорентгеноспектральным анализом, обнаружившим в его составе лишь содержание меди.

### Перовскит.

Перовскит в виде хорошо образованных кристаллических зерен встречается в прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах в ассоциации с пирротином и халькопиритом. Кристаллики перовскита размером 0,05—0,1 мм располагаются по границе сульфидов с силикатами вмещающих пород (табл. XIV, а), но наблюдаются и среди сульфидов и на небольшом удалении от них в породе. Наиболее крупные кристаллы перовскита приурочены к периферии сульфидных выделений. Мелкие ситовидные включения в перовските окружающих силикатов свидетельствуют о том, что кристаллические зерна перовскита представляют собой метакристаллы. При замещении пирротина и халькопирита поздними ассоциациями пирита, магнетита и валлериита кристаллы перовскита сохраняются незатронутыми.

Полуколичественное определение состава перовскита на электронном зонде показало, что главными его компонентами являются кальций и титан.

Основные линии рентгенограммы: 2,71(10); 1,914(9); 1,572(5); 1,556(6); 1,357(4); 1,031(4).

### Пирофанит.

Этот редкий минерал был обнаружен в пирротиновой жиле Норильского месторождения, залегающей в пикритовом габбро-долерите. Весьма своеобразны условия нахождения пирофанита. Он возникает при разложении магнетита, располагающегося вдоль залыбанда жилы в виде крупных зерен размером до 2 мм. Около секущих сульфидные агрегаты тонких (до 1,5 мм) карбонатных прожилков магнетит подвергается в различной степени проявленным изменениям. Пирофанит является одним из продуктов разложения магнетита. Он представлен мелкими до (0,08 мм) зернами, в ассоциации с которыми наблюдаются валлериит и нерудные минералы. Иногда возникают полные псевдоморфозы этих минералов по магнетиту.

В отраженном свете пирофанит серый со слабым голубоватым оттенком. Анизотропный. Отражение (R, %): 440 нм —19,2; 480—17,4; 520—16,0; 540—15,7; 580—15,3; 620—15,2; 660—14,8; 700—14,7; 740—14,5.

Состав пирофанита: MnO—19,4; FeO—19,0; TiO<sub>2</sub>—38,8; MgO—2,7; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—7,7; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,6; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—3,2; SiO<sub>2</sub>—3,0; Σ—94,4 вес.%. Помимо MnO, необычны высокие содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Основные линии дебаеграммы: 3,77(3) (110); 2,79(10) (211); 2,57(9) (101); 1,741(5) (321); 1,518(3) (310).

### Касситерит.

Касситерит обнаружен Н. Н. Батыревой [1] в виде единичных зерен в тяжелой неэлектромагнитной фракции протолокочек при тщательной обработке штучных проб вкрапленных руд в габбро-долеритах, сплошных и экзоконтактовых руд. Наблюдается в виде зерн округлой формы с матовой корродированной поверхностью, и неправильной формы угловатых обломков. Редко встречаются зерна с частично сохранившимися гранями кристаллов. Цвет касситерита от темно-бурого, почти черного, до светлого, почти бесцветного. Преобладают темноокрашенные разности. Часто наблюдается

зональная окраска. Минерал определен рентгенометрически и лазерным микроспектральным анализом.

В медно-никелевых рудах СССР касситерит обнаружен впервые. В рудах Садбери Дж. Холи [222] упоминает о находке касситерита в сперрилитовом концентрате.

## Минералы благородных металлов

Минералы золота, серебра и платиновых металлов являются типичными аксессуарами норильских медно-никелевых руд. В различных ассоциациях друг с другом и с рудообразующими сульфидами и в различных количествах они встречаются во всех типах руд.

Среди минералов золота и серебра наиболее распространены золотосеребряные сплавы. Характерной особенностью состава этих сплавов являются примеси палладия, платины, родия и меди. Все остальные минералы, в том числе теллурид серебра — гессит встречаются очень редко.

В отличие от других медно-никелевых месторождений в норильских рудах преобладают минералы палладия, среди которых наиболее развиты соединения палладия и платины с оловом, свинцом и висмутом. В порядке уменьшающейся распространенности далее следуют Pt-Fe сплавы, арсениды, Sn-арсениды и висмута-теллуриды палладия и платины, сульфиды палладия и платины.

Минералы платиновых металлов норильских руд можно разделить по составу на три основные группы: 1) самородные Pt-металлы и их сплавы друг с другом и с Fe, Ni, Cu, Co; 2) интерметаллиды — соединения Pt-металлов с Pb, Bi, Sn, Te, As, Sb; 3) сульфиды, арсениды и сульфоарсениды Pt-металлов. В каждой из этих групп наблюдаются изоморфные замещения среди платиновых металлов. Для второй и третьей групп характерны также а) изоморфизм металлов-партнеров платиноидов (Bi, Sn, Te, Pb и т. д.) и б) сохранение постоянного отношения  $\Sigma$  платиноидов:  $\Sigma$  металлов-партнеров или  $\Sigma$  платиноидов: S, Se, As (или S + As). При описании минералов платиновых металлов мы будем располагать минералы по трем указанным выше группам. В пределах каждой группы минералы рассматриваются в порядке убывающих содержаний платиновых металлов:  $A_3B$ ,  $A_2B$ ,  $A_3B_2$  и т. д. (A — платиновый металл, B — Sn, Pb, Bi, Te, As, Sb, S, Se).

Минералы золота, серебра и платиновых металлов находятся в рудах в тесной ассоциации друг с другом, образуя полиминеральные сростания среди сульфидов или на границе сульфидов с магнетитом или силикатами. Реже наблюдаются мономинеральные выделения этих минералов.

Морфология выделений минералов золота и серебра весьма разнообразна. Они представлены ксеноморфными включениями в сульфидах, тонкими, часто прерывистыми прожилками в них, каймами вокруг сростков платиновых минералов, графическими сростаниями с ними, иногда мельчайшими эмульсионными включениями в платиновых минералах.

Минералы платиновых металлов наблюдаются в рудах нередко в виде идиоморфных кристаллических зерен. Хорошо образованные кристаллы типичны для сперрилита, куперита, брэггита, высокита, Pt-Fe сплавов, рустенбургита, атокита и паоловита. Необходимо подчеркнуть, что совместно с правильными кристаллами встречаются скелетные и недоразвитые формы кристаллов большинства этих минералов, позволяющие относить их к метакристаллам. Весьма своеобразны зональные кристаллы, сложенные периферической каймой железистой платины, атоцитом и станнопалладинитом, располагающимся в их центральной части. Однако наиболее распространенной формой выделения платиновых минералов являются их парные и полиминеральные сростания. Многие платиновые минералы встречаются в виде прожилков или прожилковидных выделений среди рудообразующих сульфидов [19].

Распространенность минералов благородных металлов не одинакова в различных минеральных разновидностях руд. Более широко они развиты

в рудах с преобладающими минералами группы халькопирита. В этих рудах наблюдаются и самые крупные их выделения. Из особенностей распределения минералов платиновых металлов следует отметить нахождение сульфида платины — куперита во вкрапленных рудах в интрузивах габбро-долеритов и куперита, брэггита и высокопита в прожилково-вкрапленных и брекчиевидных экзоконтактовых рудах и отсутствие этих сульфидов в сплошных рудах, где преобладают интерметаллиды платиновых металлов. В этом отношении норильские вкрапленные руды сходны с вкрапленными рудами рифа Меренского, ЮАР, в которых преимущественно развиты Pt-Fe сплавы, куперит и брэггит.

Формы зерен минералов благородных металлов, их взаимоотношения с пирротинном, пентландитом, минералами группы халькопирита, кубанитом и тесная ассоциация их галенитом, сфалеритом, иногда джерфшеритом показывают, что большая часть их возникает позже главных рудообразующих сульфидов.

#### **Золото самородное.**

Обнаруживается в рудах относительно реже других минералов этой группы. В отраженном свете обладает желтым с красноватым оттенком цветом, изотропно. В его составе, по данным Л. В. Разина и В. Д. Бегизова [127] установлены (вес. %): Au — 68,9-79,5; Ag — 17,3-23,2; Cu — 0,1-0,9; Pd — 1,4-2,9. По нашим данным, примесь палладия в самородном золоте может достигать 3,5 вес. %

#### **Электрум.**

Встречается в рудах чаще, чем самородное золото. Под микроскопом имеет золотисто-желтый цвет без красноватого оттенка, также как самородное золото изотропен. Электрум обычно образует совместные с платиновыми минералами сростки, нередко развивается путем замещения краевых частей крупных порфириовидных зерен пентландита, а также по борниту (табл. XIV, б) в экзоконтактовых рудах. В составе различных зерен электрума установлено (вес. %): Au — 57,4-60,8; Ag — 32,2-38,0; Pd — 0,17-5,3; Cu — 0,04-0,15 (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). Л. В. Разин и В. Д. Бегизов [127] приводят еще большие колебания содержания элементов в минерале (вес. %): Au — 48,4—59,7; Ag — 23,2-50,9; Pd — не обнаруживается до 1,1; Cu — 0,3-0,9.

#### **Серебро самородное.**

Наиболее широко распространено в талнахитовых и моихукитовых рудах, где оно представлено прожилками в сульфидах (табл. XIV, в) а также сростаниями с платиновыми минералами, которые оно интенсивно замещает. Под микроскопом — ярко-белое, при скрещенных николях серебро изотропное. Помимо серебра (96,8—98,6 вес %), в составе минерала установлено до 0,2% меди и 0,6% палладия [127]. По нашим данным, в нем присутствует и до 4 вес. % золота.

#### **Кюстелит,**

Наиболее широко распространен среди золото-серебряных минералов. Разные количества кюстелита присутствуют во всех типах руд. В отраженном свете характеризуется белым цветом со слабым желтым оттенком, оптически изотропен, подвержен световому травлению. В составе кюстелита установлено (вес. %): Ag — 58,0-89,6; Au — 9,6-44,0; Pd — не обн. -5,2; Cu — не обн.-0,5; Pt — не обн.-1,1; Rh — не обнаружен-1,9 [127].

#### **Аргентокупроаурит.**

Аргентокупроаурит представляет собой твердый раствор серебра и меди в золоте. Впервые встречен в концентратах вкрапленных руд Норильского месторождения в виде мелких (10—30 редко до 80—100 мкм) выделений в ассоциации с золотом, электрумом и платиновыми минералами [126]. Найден также в Талнахском месторождении [127]. Под микроскопом обладает светло-розовым цветом с красновато-оранжевым оттенком, изотропен. В его состав входят (вес. %): Au — 57,5-67,7; Ag — 0,9-19,4; Cu — 9,2-28,4; Pb — 2,2-7,7; Pt — не обн.-3,8; Rh — не обн.-4,3 [126, 127].

### (Au, Pd)Cu.\*

Обнаружен в сплошных талнахитовых рудах Талнахского месторождения. Находится в сростаниях (0,1—0,2 мм) с самородным серебром, плюмбопалладином, маякитом, звягинцевитом [33]. В отраженном свете кремовато-розовый. В скрещенных николях слабоанизотропен, цветные эффекты в желтовато-бурых и темно-синих тонах. Отражение (R, %): 440 нм — 39,0; 460—39,4; 480—40,9; 500—42,8; 520—44,8; 540—46,8; 560—48,8; 580—50,4; 600—52,2; 620—54,4; 640—56,8; 660—59,6; 680—61,8; 700—64,0; 720—66,0; 740—68,4.

Химический состав для двух зерен: Au—69,6 и 67,5; Pd—4,7 и 7,0; Cu—25,2 и 26,0; Pt—0 и 1,0; Σ—99,5 и 101,5 (вес. %). (MAP-1, аналитик Н. В. Тронева; MS-46, аналитик Ю. Э. Угасте). Формулы: 1 —  $(Au_{0,89} \cdot Pd_{0,11})_{1,0}Cu_{1,0}$  и 2 —  $(Au_{0,84}Pd_{0,19}Pt_{0,01})_{1,04}Cu_{1,0}$ .

Рентгенограмма не очень хорошего качества (минерал ковкий, пластичный). Основные линии: 2,34(10); 2,23(3); 2,02(5), 1,431(3); 1,220(5).

### Штроемейрит.

Ранее в медно-никелевых месторождениях не встречался. Обнаружен в ассоциации с миллеритом, полидимитом, борнитом, халькопиритом и галенитом в прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах. Штроемейрит образует мельчайшие (до  $10 \times 20$  мкм) выделения на границе полидимита с борнитом, халькопиритом или миллеритом.

В отраженном свете минерал голубовато-серый, подвержен светотравлению — после долгого хранения изменяет цвет до сине-зеленого. Двухотражение заметное, анизотропия отчетливая, в темно-синих тонах. Величина отражения ниже чем у борнита. Минерал мягкий, при полировке сильно царапается.

В составе штроемейрита определены (вес. %): Ag — 55,0; Cu — 31,5; S — 15,8; Σ — 102,3, что соответствует формуле  $Ag_{1,03}Cu_{1,01}S$  (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

### Сульфосоль серебра, меди и свинца.

Минерал установлен в брекчиевидных халькопиритовых рудах [85], где он образует тонкие (шириной 1—5 мкм) веретенообразные взаимно перпендикулярные пластинки в зернах галенита. Отношение длины к ширине пластинок изменяется от 20 : 1 до 5 : 1.

Под микроскопом на фоне галенита минерал слабо, но отчетливо двуотражает — от серо-белого до темно-серо-зеленовато-голубого. В скрещенных николях отчетливо анизотропен. Величина отражения умеренная, ниже, чем у галенита.

В составе минерала установлены (вес. %): Ag — 24,06; Cu — 16,90; Pb — 10,1; Sb — 24,0 и S — 20,77. (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). Пересчет анализа приводит к формуле  $Ag_{8,94}Cu_{10,22}Pb_{1,95}Sb_{7,9}S_{26,0}$ . Среди известных сульфосолей нет минералов с таким составом и такими соотношениями элементов. Весьма мелкие размеры его выделений не позволили провести более детальное исследование.

### Гессит.

Встречается очень редко, главным образом в участках, богатых медью, сплошных и экзоконтактовых руд, обогащенных галенитом. Агрегаты зерен гессита наиболее часто ассоциируют с алтаитом, теллуристым соболевскитом и другими телуровисмутитами платины и палладия (табл. XIV, 2), образуя с ними тесные сростания. Размеры агрегатов гессита достигают в некоторых случаях сотен мкм в поперечнике.

В отраженном свете гессит обладает серо-коричневым цветом различной интенсивности (в зависимости от сечения), слабым двухотражением. Величина отражения минерала умеренная (R, %): 440 нм — 39,5; 460 — 39,0; 480 — 38,2; 50 — 38,0; 520 — 38,1; 540 — 38,3; 560 — 38,9; 580 — 39,5; 600 — 39,8; 620 — 40,0; 640 — 40,3; 660 — 40,9; 680 — 41,1; 700 — 41,2; 720—41,3; и 740 — 41,3. Для минерала характерны очень тонкие пластинчатые двойники, выявляемые

\* Минерал близкого состава, рассчитанный на формулу  $(Cu,Pd)_{3-x}Au_{2+x}$  — палладиевый купроаурид, описан Л. В. Разиным и др. [125].

при скрещенных николях, благодаря сильной анизотропии с цветными эффектами преимущественно в красно-коричневых-серосиних тонах. Твердость вдавливания гессита из Октябрьского месторождения — 22 кг/мм<sup>2</sup> (среднее из 4 измерений).

В составе гессита из экзоконтактовых руд (ЖХА-50А, аналитик В. К. Гарагин) установлены (вес. %): Ag — 62,09; Те — 37,38; Вi — 0,59,  $\Sigma$  — 100,06. Эмпирическая формула минерала —  $Ag_{1,95}(Te_{0,99}Bi_{0,01})$  близка теоретической ( $Ag_2Te$ ).

Основные линии рентгенограммы гессита: 3,19(4); 2,99(6); 2,89(10); 2,31(5) 2,26(5); 2,14(4); 1,394(3).

#### Природные сплавы платины и железа.

Платина постоянно содержит в своем составе железо и другие элементы его группы. В зависимости от количества железа, но без четкого определения границ его содержаний и структуры сплавов в литературе рассматриваются самородная платина, поликсен и ферроплатина. В настоящее время принята следующая номенклатура природных Pt-Fe-сплавов [181]: 1) самородная платина — неупорядоченные Pt-Fe-сплавы с гранецентрированной кубической ячейкой. Содержание Pt  $\geq 80$  ат.%; 2) железистая платина — неупорядоченные Pt-Fe-сплавы с гранецентрированной кубической ячейкой. Разновидность самородной платины с содержанием Fe от 20 до 50 ат.%. Разности с высоким содержанием Fe отличаются высокой магнитной восприимчивостью. Платина может замещаться небольшими количествами Ir, Rh и т. д., железо — Cu, Ni и др.; 3) изоферроплатина — упорядоченные Pt-Fe-сплавы с примитивной кубической ячейкой состава, близкого к  $Pt_3Fe$ . Может содержать небольшие количества Ir, Rh, Cu и Ni; 4) тетраферроплатина — упорядоченные Pt-Fe-сплавы с тетрагональной структурой. Состав близок PtFe, может содержать немного Ir, Rh, Cu, Ni и т. д.

Недостаточная изученность нами минералов этой группы позволяет на основании определения состава пока рассмотреть лишь железистую платину.

Нахождение, ассоциации. Железистая платина — один из самых распространенных минералов платины норильских руд. Во вкрапленных рудах в габбро-долеритах (Норильское месторождение) представлена пластинчатыми и кубическими кристалликами (до 0,2 мм). В сплошных халькопиритовых и талнахитовых рудах Норильского и Талнахского месторождений образует прожилки среди сульфидов, каймы вокруг звягинцевита и станнопалладинита (табл. XV, а), сростания с самородным серебром и минералами палладия, олова и мышьяка.

Оптические свойства. Цвет отдельных зерен — серебристо-белый и стально-серый. Под микроскопом в отраженном свете — ярко-белый. В скрещенных николях минерал изотропный. Отражение незначительно меняется в зависимости от содержания примесей. Для железистой платины (Fe + Ni  $\simeq 10$  вес. %) отражение (R, %): 440 нм — 68,0; 460 — 67,7; 480 — 66,3; 500 — 65,8; 520 — 66,4; 540 — 67,1; 560 — 67,1; 580 — 67,4; 600 — 68,3; 620 — 69,2; 640 — 70,0; 660 — 70,5; 680 — 71,0; 700 — 72,6; 720 — 73,6; 740 — 74,4.

Химический состав. Содержание Pt в образцах из Талнахского месторождения колеблется от 77 до 88 вес. %. Для них характерно содержание Fe до 16 вес. %. С уменьшением количества железа в природных сплавах возрастает содержание меди и никеля (в сумме до 6 вес. %). Редко отмечается примесь мышьяка (до 0,7 вес. %) (МАР-1, аналитик Н. В. Тронева).

Рентгеновские данные. Все Pt-Fe-сплавы имеют структуру, в основе которой — гранецентрированная кубическая ячейка (структурный тип Cu). В. И. Михеевым с соавт. [177] было показано, что с возрастанием количества железа в сплаве размер его элементарной ячейки уменьшается. В более поздней работе [181] установлены уравнения зависимости параметров элементарной ячейки от содержания Fe для железистой платины ( $Fm\bar{3}m$ ).

На основании рентгеновских исследований в халькопиритовых рудах Норильского месторождения была установлена тетраферроплатина ( $a_0 = 3,84, c_0 = 3,78 \text{ \AA}$ ) [24], образующая прожилки среди халькопирита. Получены рентгенограммы, свидетельствующие о нахождении в рудах и изоферроплатины.

## Твердые растворы олова и свинца в палладии и платине.

Изучение искусственных систем Pd—Sn, Pd—Pb, Pt—Sn и Pt—Pb [151] выявило возможность вхождения олова и свинца в виде твердых растворов в палладий и платину. Определены следующие пределы растворимости олова и свинца в палладии: Sn — до 17 ат. % [234] и Pb — до 14 ат. % [257]; в платине: Sn — до 8 вес. % [4].

О существовании в природе подобных твердых растворов имеется мало достоверных данных, причем можно выделить среди описанных фаз 2 группы.

1. В самородной платине из норильских руд установлено 8 вес. % Sn [4].

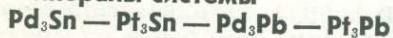
Известен самородный палладий (Колумбия), содержащий 8,1 вес. % Pb [289];

2. Довольно подробное описание природных фаз, называемых твердыми растворами олова и свинца в палладии и платине, можно найти в работе А. Д. Генкина [20]. Многочисленные анализы «минералов» этого типа:  $Pt_7Pd_{4,5}Sn_4$ ,  $Pd_{11}Sn_{2,5}Pb_2$  и т. д. — в статье Л. В. Разина с сотрудниками [128].

По своим свойствам и составу минералы второй группы идентичны Pt-атокиту и Pd-рустенбургиту. Рентгенограммы их характеризуются набором линий, присущим кубической гранцентрированной ячейке —  $Fm\bar{3}m$  — то есть структуре типа Cu. Известно, что для определенных составов наблюдается переход «беспорядок (пространственная группа  $Fm\bar{3}m$ ) — порядок (пространственная группа  $Pm\bar{3}m$ )» в структурах типа Cu, поэтому вполне объяснимо существование частично упорядоченных соединений состава, близкого  $(Pd, Pt)_3(Sn, Pb)$ . Степень упорядочения атоковита и рустенбургита может быть различной, что отражается на рентгенограммах появлением линий со «смешанными» индексами ( $\Sigma h + k + l = 2n + 1$ ), свойственных пространственной группе  $Pm\bar{3}m$ .

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что в природе нет (или пока не найдены) «твердых растворов Sn и Pb в Pd и Pt» с широкими полями составов. Существуют: 1) самородные палладий и платина, содержащие первые проценты Sn и Pb наряду с другими примесями и 2) соединения по составу и свойствам отвечающие Pt-атокиту и Pd-рустенбургиту, т. е. в общем виде имеющие формулу, близкую  $A_3B$ .

### Минералы системы



Известны три минерала этой системы: атоковит, рустенбургит и звягинцевит. Для первых двух пока не обнаружены конечные члены  $Pd_3Sn$  и  $Pt_3Sn$ , известны только платинистая  $(Pd, Pt)_3Sn$  и палладистая  $(Pt, Pd)_3Sn$  разновидности. Практически всегда в оловянных минералах содержится небольшое количество свинца и формулы должны записываться, как  $(Pd, Pt)_3 \cdot (Sn, Pb)$  и  $(Pt, Pd)_3(Sn, Pb)$ . По своим свойствам атоковит и рустенбургит очень близки и различить их можно только по составу. Это связано с широким проявлением изоморфизма Pd-Pt и Sn-Pb и существованием поля составов, объединяющего атоковиты и рустенбургиты. Палладийсвинцовый минерал: звягинцевит первоначально [27] был обнаружен со значительными содержаниями Sn и Pt  $(Pd, Pt)_3(Pb, Sn)$ , но затем был установлен и конечный член —  $Pd_3Pb$ .

Палладистый рустенбургит —  $(Pt, Pd)_3Sn$ .

Нахождение, ассоциации. Название минерала дано по месту находки в руднике Рустенбург, Бушвельд, ЮАР [247]. Ранее он неоднократно отмечался в рудах Талнахского и Октябрьского месторождений [33, 164, 165]. Встречается в кубанит-талнахитовых и моихукитовых сплошных рудах в виде довольно крупных (до 1 мм) кристаллических зерен (табл. XV, б), иногда скелетных кристаллов. Образует сростания с плюмбопалладинитом, паоловитом, поляритом, сперрилитом,  $(Pd, Pt)_5(Sn, Sb)_2$ .

Оптические свойства. В отраженном свете белый изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 60,3; 460 — 61,1; 480 — 62,5; 500 — 63,5; 520 — 64,3; 540 — 64,9; 560 — 65,9; 580 — 66,5; 600 — 66,3; 620 — 66,9; 640 — 68,4; 660 — 68,8; 680 — 68,6; 700 — 69,0; 720 — 68,9; 740 — 69,2.

Химический состав. Содержания платины и палладия в минерале могут меняться в значительных пределах даже в одном зерне. Оптически границ между участками не наблюдается. Примеси: медь, висмут, сурьма, никель. Состав двух зерен (MS — 46, аналитик И. Д. Марчукова): Pt — 61,0 и 55,8; Pd — 15,7 и 23,4; Sn — 19,3 и 20,3; Cu — 1,4 и 1,2; Ni — 0,9 и 0,9;  $\Sigma$  — 98,3 и 101,3 (вес. %). Формулы:  $(Pt_{1,92}Pd_{0,91}Cu_{0,14}Ni_{0,09})_{3,06}Sn_{1,0}$  и  $(Pt_{1,70}Pd_{1,27} \cdot Cu_{0,12}Ni_{0,08})_{3,17}Sn_{1,0}$ .

Рентгеновские данные. По данным [245] рустенбургит имеет кубическую структуру типа Cu (простр. группа  $Fm\bar{3}m$ )\*. На всех рентгенограммах  $(Pt, Pd)_3Sn$  из норильских руд отмечается присутствие линий со «смешанными» индексами, что свидетельствует о простр. группе  $Pm\bar{3}m$ , то есть об упорядоченной структуре  $a_0'$  для  $(Pt_{1,70}Pd_{1,27}Cu_{0,12}Ni_{0,08})_{3,17}Sn_{1,0} = 3,981 \text{ \AA}$ . Основные линии дебаеграммы: 2,30 (10) (111); 1,992 (6) (200); 1,795 (3) (210); 1,407 (4) (220); 1,197 (3) (311).

Платинистый атоцит —  $(Pd, Pt)_3Sn$ .

Нахождение, ассоциации. Название минерала дано по месту находки в руднике Аток, Бушвельд, ЮАР [245]. Ранее он был обнаружен в норильских рудах [32, 164, 165, 128]. В Норильском месторождении встречается: 1) во вкрапленных рудах в виде серебристо-серых кристаллов кубического габитуса (до 0,7—0,9 мм); в халькопиритовых жилах, образуя правильные кристаллы (до 0,8 мм) и прожилки. В Талнахском месторождении: атоцит установлен в сплошных халькопиритовых и кубанит-талнахитовых рудах в сростании с ферроплатиной, станнопалладинитом,  $Pd_5(Sn, As)_2$  и самородным серебром (размер до 0,3 мм).

Оптические свойства. Под микроскопом белый. Изотропен. Отражение (R, %): 440 нм — 61,3; 460 — 62,5; 480 — 64,1; 500 — 65,4; 520 — 66,4; 540 — 66,7; 560 — 66,8; 580 — 67,3; 600 — 67,6; 620 — 67,9; 640 — 68,6; 660 — 68,9; 680 — 69,5; 700 — 69,9; 720 — 70,3; 740 — 70,6.

Химический состав. Содержание палладия в атоците обычно в 3 раза превышает содержание платины. Иногда в виде примесей присутствуют медь, свинец, мышьяк, сурьма, висмут (в сумме примесей не  $> 10$  вес. %). Для двух разных зерен: Pd — 47,0 и 38,0; Pt — 23,0 и 39,2; Au — 3,0 и 1,0; Ni — 0 и 0,4; Cu — 0 и 0,9; Ch — 25,5 и 19,5; As — 0 и 0,9; Sb — 0 и 0,9;  $\Sigma$  — 98,5 и 100,8 вес. % (соответственно: MS-46, аналитик И. Д. Марчукова и MAP-1, аналитик Н. В. Тронева). Формулы:  $(Pd_{2,09}Pt_{0,55}Au_{0,07})_{2,71}Sn_{1,0}$  и  $(Pd_{1,95}Pt_{1,10}Au_{0,03}Ni_{0,04}Cu_{0,08})_{3,20}(Sn_{0,90}As_{0,06}Sb_{0,04})_{1,0}$ .

Рентгеновские данные. У всех исследуемых образцов порошкограммы практически идентичны. Набор линий характерен для кубической структуры типа Cu (простр. группа  $Fm\bar{3}m$ ). Размер элементарной ячейки варьирует в зависимости от состава. Для рассмотренных зерен  $a_0 = 3,991 \text{ \AA}$ . Основные линии дебаеграммы: 2,30 (10) (111); 1,992 (7) (200); 1,411 (5) (220); 1,201 (4) (311); 1,151 (2) (222).

Звягинцевит —  $Pd_3Pb$ .

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен в Норильском месторождении в пентландит-халькопиритовых жилах [27] в сростании с ферроплатиной (табл. XV, e) и в талнахитовых рудах в ассоциации с поляритом [176]. В сплошных рудах Талнахского месторождения звягинцевит образует каймы вокруг выделений полярита [30] и минерала  $(Au, Pd)Cu$  в талнахите.

Оптические свойства. В отраженном свете белый, оловянистая разность — с отчетливым кремовым оттенком. Изотропный. Отражение (R, %): 440 — 58,6; 460 — 59,5; 480 — 59,9; 500 — 60,2; 520 — 62,1; 540 — 62,4; 560 — 62,9; 580 — 63,5; 600 — 63,5; 620 — 64,0; 640 — 64,6; 660 — 65,2; 680 — 65,7; 700 — 66,1; 720 — 66,5; 740 — 66,6.

Химический состав. Pd — 59,8; Pb — 40,1;  $\Sigma$  — 99,9 (вес. %).

Формула —  $Pd_{2,9}Pb$  (MAP-1, аналитик Н. В. Тронева). Известны разности, содержащие Au [176], Pt, Sn, Fe, Cu и Ni [27].

\* Упорядочение структуры, выражающееся в появлении линий со «смешанными» индексами вызвано по мнению [245] напряжениями, возникающими в процессе изготовления образца.

Рентгеновские данные. Структура типа  $Cu_3Au$ . Простр. группа  $Pm\bar{3}m$ .  $a_0 = 4,018 \text{ \AA}$ . Основные линии дебаеграммы: 2,33 (10) (111); 2,01 (8) (200); 1,422 (6) (220); 1,209 (7) (311).

### Паоловит и другие минералы типа $Pd_2B(B - Sn, As, Sb)$

Наряду с  $Pd_2Sn$  — паоловитом [38, 206] — в норильских месторождениях встречается несколько минералов, формулы которых могут быть представлены на основе  $Pd_2Sn$ :  $Pd_2(Sn, Sb)$ ,  $Pd_2(Sn, As)$  и  $Pd_2(As, Sn)$ . Все они очень редки, встречаются в тесных сростаниях друг с другом и другими МПМ, что затрудняет их исследование. Судя по оптическим данным, наиболее близок паоловиту только  $Pd_2(Sn, Sb)$ . Минералы  $Pd_2(Sn, As)$  и  $Pd_2(As, Sn)$  между собой весьма сходны и, по-видимому, относятся к одному структурному типу  $Fe_2P$ .

#### Паоловит — $Pd_2Sn$ .

Нахождение, ассоциации. Найден впервые в сплошных и вкрапленных троилит-пирротин-халькопиритовых и кубанитовых рудах Октябрьского месторождения. Паоловит образует: 1) отдельные идиоморфные зерна (до 100 мкм), иногда полисинтетически сдвойникованные (табл. XV, з); 2) сростания (до 200 мкм) со сперрилитом, теллуристым соболевскитом,  $Pd_5Sn_2Cu_1$ , нигглиитом, палладистым рустенбургитом и самородным серебром, в которых серебро и паоловит обычно слагают периферическую часть [33, 38].

Оптические свойства. В отраженном свете сиреневато-розовый. Двухотражение отчетливое (от темного сиреневато-розового до бледно-розового). При скрещенных николях сильно анизотропен с яркими цветными эффектами в оранжево-красных и темно-синих тонах (в иммерсии в ярко-красных). Наблюдается смена оптического знака. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 440 нм — 44,0 и 43,2; 460 — 46,5 и 45,0; 480 — 48,0 и 46,3; 500 — 49,0 и 47,5; 520 — 51,1 и 49,2; 540 — 52,2 и 50,6; 560 — 53,5 и 52,2; 580 — 54,9 и 53,8; 600 — 56,3 и 56,7; 620 — 57,2 и 57,6; 640 — 58,3 и 59,9; 660 — 58,9 и 61,8; 680 — 59,8 и 63,7; 700 — 60,1 и 65,3; 720 — 60,2 и 66,2; 740 — 60,2 и 66,9.

Химический состав. Pd — 63,0; Sn — 37,0,  $\Sigma = 100$  (вес. %). Иногда отмечаются примеси: Pt (до 3,0 вес. %), Pb (0,3%), Bi (0,2%), Sb (5%). (МАР-1, аналитик Н. В. Тронева).

Рентгеновские данные. Структура типа  $\delta - Ni_2Si$ . Простр. группа  $Pbnm$ .  $a_0 = 8,11$ ,  $b_0 = 5,65$ ,  $c_0 = 4,32 \text{ \AA}$ . Основные линии рентгенограммы: 2,36 (4) (310); 2,28 (10) (121, 301); 2,16 (7) (002); 1,955 (5) (112, 320); 1,315 (4) (610, 731); 1,120 (4) (612, 441, 150, 701); 1,078 (5) (503, 004).

#### $Pd_2(Sn, Sb)$ .

Нахождение, ассоциации. Минерал встречается в сплошных троилит-пирротин-халькопирит-кубанитовых рудах Октябрьского месторождения в сростаниях с паоловитом, сперрилитом и соболевскитом (до 50 мкм).

Оптические свойства. В отраженном свете весьма похож на паоловит. Двухотражение в более блеклых по сравнению с  $Pd_2Sn$  тонах. Анизотропный, цветные эффекты от желто-коричневого до темно-серого.

Химический состав. Pd — 64,2; Sn — 23,1; Sb — 13,0; Te — 0,1;  $\Sigma = 100,0$  (вес. %). Формула:  $Pd_{1,96}(Sn_{0,63}Sb_{0,37})_{1,0}$  (MS-46, аналитик И. Д. Марчукова.)

#### $Pd_2(Sn, As)$ .

Нахождение, ассоциации. Очень редкий минерал. Встречается в пирротин-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения в ассоциации с  $Pd_5As_2$  и  $Pd_2(As, Sn)$  [33]. Образует тонкие (до 40 мкм) каймы вокруг  $Pd_5As_2$ .

Оптические свойства. Под микроскопом серовато-белый. Двухотражение не наблюдается. В скрещенных николях анизотропен. Цветные эффекты от серовато-синего до фиолетово-розового. Отражение ( $R$ , %): 440 нм — 52,8; 460 — 52,5; 480 — 53,5; 500 — 53,1; 520 — 53,6; 540 — 53,9; 560 — 54,4; 580 — 55,5; 600 — 56,8; 620 — 57,5; 640 — 58,6; 660 — 59,2; 680 — 59,6; 700 — 60,2; 720 — 60,5; 740 — 61,1.

**Химический состав.** Наблюдаются некоторые колебания в содержаниях Sn и As в минерале. По двум зернам состав минерала (вес. %): Pd — 67,7; 67,7; Sn — 24,4; 27,5; As — 7,1; 5,1;  $\Sigma$  — 99,2 и 100,3. Формулы: Pd<sub>2,1</sub>(Sn<sub>0,65</sub>·As<sub>0,32</sub>) и Pd<sub>2,1</sub>(Sn<sub>0,77</sub>As<sub>0,23</sub>) (MS-46, аналитик Ю. Э. Угасте).

**Рентгеновские данные.** Рентгенограммы минерала очень слабые. Можно отнести Pd<sub>2</sub>(Sn, As) к структурному типу Fe<sub>2</sub>P (*P6̄2m*) с параметрами элементарной ячейки  $a = 6,64 \text{ \AA}$  и  $c = 7,16 \text{ \AA}$ . Практически вся рентгенограмма индифицируется в этой ячейке.

Исходя из данных о химическом составе, формула минерала может быть записана, как Pd<sub>6</sub>Sn<sub>2</sub>As с учетом следующего распределения атомов в элементарной ячейке: 3 Pd — 3 (f) (1-x 00); 3 Pd — 3 (g) (1-x 0 1/2); 2 Sn — 2 (c) (1/3 · 2/3 0); 1 As — 1 (b) (00 1/2). Основные линии рентгенограммы: 2,42(10) (11 $\bar{2}$ 2); 2,25 (9) (20 $\bar{2}$ 2); 1,906 (3) (30 $\bar{3}$ 0); 1,992(7)(23 $\bar{5}$ 1).

Pd<sub>2</sub>(As, Sn).

**Нахождение, ассоциации.** Редкий минерал. В сплошных пирротин-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения образует тонкие (до 40 мкм) каймы вокруг Pd<sub>2</sub>(Sn, As) в ассоциации с Pd<sub>5</sub>As<sub>2</sub>.

**Оптические свойства.** В отраженном свете серовато-белый, похож на Pd<sub>2</sub>(Sn, As). В скрещенных николях анизотропен, цветные эффекты от синего до оранжево-красного. Отражение (R, %): 440 нм — 54,3; 460 — 53,4; 480 — 55,8; 500 — 55,4; 520 — 56,1; 540 — 55,9; 560 — 56,6; 580 — 57,5; 600 — 58,7; 620 — 59,3; 640 — 61,0; 660 — 61,2; 680 — 61,6; 700 — 62,1; 720 — 62,7; 740 — 68,8.

**Химический состав.** Pd — 70,2; Sn — 15,2; As — 15,5;  $\Sigma$  — 100,9 (вес. %). (MS-46, аналитик И. Д. Марчукова). Формула: Pd<sub>1,96</sub>(As<sub>0,62</sub>Sn<sub>0,38</sub>)<sub>1,0</sub>.

**Рентгеновские данные.** Ввиду малого размера зерен рентгенограмму получить не удалось.

(Pd, Pt)<sub>5</sub>(Sn, As, Sb)<sub>2</sub>.

**Нахождение, ассоциации.** Обнаружен в Талнахском месторождении в сплошных халькопиритовых и кубанит-талнахитовых руд. Вместе с палладистым рустенбургитом, изоферроплатиной, сперрилитом и поляритом образует сложные сростания (табл. XVI, a) размером до 1 мм [33].

**Оптические свойства.** В отраженном свете кремово-белый с едва заметным бледно-розовым оттенком. В скрещенных николях слабоанизотропен. Отражение (R, %): 440 нм — 55,4; 460 — 57,0; 480 — 57,9; 500 — 59,0; 520 — 60,1; 540 — 60,9; 560 — 62,0; 580 — 62,5; 600 — 62,7; 620 — 63,5; 640 — 64,4; 660 — 65,2; 680 — 66,3; 700 — 67,4; 720 — 68,4; 740 — 69,3.

**Химический состав.** Pd — 67,5; Pt — 3,5; Au — 2,2; Cu — 0,7; Sn — 11,3; Pd — 6,4; As — 5,6; Sb — 2,3; Bi — 2,4;  $\Sigma$  — 101,0 (вес. %). Формула: (Pd<sub>4,55</sub>Pt<sub>0,23</sub>Au<sub>0,10</sub>Cu<sub>0,05</sub>)<sub>4,93</sub>(Sn<sub>0,97</sub>As<sub>0,73</sub>Pb<sub>0,19</sub>Sb<sub>0,11</sub>)<sub>2,0</sub> (MAP-1, аналитик Н. В. Тронева).

Установлены некоторые колебания в содержаниях всех элементов (в пределах 2—3 вес. %), не приводящие к значительным отклонениям от упрощенной формулы Pd<sub>5</sub>(Sn, As)<sub>2</sub>. Не исключена возможность написания формулы как Pd<sub>5</sub>SnAs, поскольку для всех изученных зерен сохраняется близость стехиометрических соотношений (Pd, Pt) : (Sn, Pb, Bi) : (As, Sb) = 5 : 1 : 1.

**Рентгеновские данные.** Рентгенограмма минерала довольно проста. Основные линии: 2,23 (10); 1,805 (4); 1,475 (2); 1,240 (2); 1,222 (2); 1,152 (2) и 1,060 (2).

### Станнопалладинит и другие минералы системы

Pd — Sn — Cu

Отличительная особенность этих минералов — обязательное вхождение в их состав меди в качестве основного компонента. Минерал станнопалладинит первоначально был описан как медистая разновидность соединения палладия и олова с постоянным соотношением Pd и Sn (от 1,25 до 1,45) и присутствием меди \*. Затем [20] формула минерала была представлена по данным микроспектрального анализа как Pd<sub>3</sub>Sn<sub>2</sub> при невысоком содержании

\* По результатам химического анализа материала семи фракций платинового концентрата [111].

меди (без указания ее позиции). В работе О. Е. Юшко-Захаровой и др. [164] указано, что состав станнопалладинита варьирует от  $(Pd, Pt)_{2,3}Cu_{0,9}Sn$  до  $(Pd, Pt)_{3,9}Cu_{0,9}Sn$ . Несколько позже [165] станнопалладинит вновь рассматривается с формулой  $(Pd, Cu)_3Sn_2$ . В последней сводке [175] для станнопалладинита приводится формула  $(Pd, Cu)_3Sn_2$ . Помимо станнопалладинита, в литературе появились сведения о ряде фаз, имеющих в составе Pd, Sn и Cu, но немного отличающихся друг от друга и от станнопалладинита содержаниями этих компонентов и свойствами:  $(Pd, Cu)_3Sn$  — тетрагональный [165] — по-видимому, ему идентична тетрагональная модификация  $(Pd, Cu, Pt)_{3\pm x}Sn$  [128];  $(Pd, Cu, Pt)_{3\pm x}Sn$  — ромбический [128, 130]; таймырит  $(Pd, Cu, Pt, Ni)_{3\pm x}(Sn, Sb)$  [3] и другие.

В настоящее время трудно дать окончательную формулу и характеристику станнопалладинита. Необходимо произвести детальную проверку составов всех «минералов», упоминаемых в литературе. Условия анализа должны быть одинаковы для всех фаз, чтобы исключить возможность ошибок, связанных с маркой прибора или эталонами. Необходимы также исследования структуры этих фаз для установления реальной позиции меди в кристаллической ячейке. Мы приводим описания трех изученных нами минералов: станнопалладинита —  $Pd_6CuSn_3$ ,  $Pd_5Sn_2Cu$  и  $Pd_2SnCu$ , являющихся различными минеральными фазами. Судя по последним данным, медь в этих минералах занимает самостоятельную структурную позицию, поэтому из различных вариантов формул мы предпочли вариант с разделением трех основных компонентов (палладия, меди и олова).

#### Станнопалладинит.

Нахождение, ассоциации. Впервые описан в Норильском месторождении И. Н. Масленицким [11]\*. В жильных халькопиритовых рудах станнопалладинит встречается в виде самостоятельных зерен округлой формы, выделяющихся каймами ферроплатины и эмульсионной вкрапленности в последней [20]. В Талнахском месторождении в сплошных халькопиритовых и талнахитовых рудах распространены правильной кристаллической формы зерна зонального строения, в которых станнопалладинит образует центральную часть (табл. XVI, б). Нередки сростания станнопалладинита с плюмбопалладинитом, поляритом, самородным серебром, окружающиеся каймой изоферроплатины. Реже наблюдаются его сростания с арсенидами палладия и никеля.

Оптические свойства. В отраженном свете светло-розовый. Двухотражение в воздухе очень слабое, цветной оттенок меняется от светло-розового до светло-сиренево-розового. В скрещенных николях анизотропен с яркими цветными эффектами в оранжево-бурых и темно-синих тонах. Характерны полисинтетические двойники, отдельные зерна имеют решетчатое двойниковое строение. Отражение (R, %) для двух зерен: 440 нм — 46,5 и 50,6; 460 — 47,9 и 51,0; 480 — 49,3 и 51,9; 500 — 50,9 и 53,2; 520 — 53,3 и 54,8; 540 — 54,6 и 55,9; 560 — 56,3 и 56,8; 580 — 57,5 и 57,7; 600 — 59,1 и 58,7; 620 — 60,0 и 59,4; 640 — 61,9 и 60,1; 660 — 63,8 и 60,7; 680 — 65,6 и 61,2; 700 — 67,3 и 62,0; 720 — 69,0 и 63,9; 740 — 70,6 и 65,3. Изменения состава влияют на форму и положение спектра отражения.

Химический состав. Отличительная особенность состава станнопалладинита — постоянное присутствие меди (около 6 вес. %). Содержания всех компонентов значительно варьируют, однако зависимость между их содержаниями не выявляется (кроме прямой корреляции Pd-Pt). В связи с этим расчет формулы минерала представляет значительные трудности, так как может быть представлено 3 варианта: 1) объединение Pd с Cu; 2) объединение Cu со Sn; 3) самостоятельное положение Pd, Sn и Cu. В табл. 44 представлены составы двух зерен станнопалладинита и формулы, отвечающие трем вариантам расчета.

Рентгеновские данные. Рентгенограммы станнопалладинита характеризуются небольшим набором линий, что очевидно связано с большой пластич-

\* В работе приводится валовой химический анализ нескольких зерен минерала. Возможны примеси других минералов.

Таблица 44. Химический состав станиопалладинита

| №.№ | Содержания (вес. %) (МАР — 1, аналитик Н. В. Тронева) |     |      |     |     |     |     |     |       |
|-----|---|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-------|
|     | Pd  | Pt  | Sn   | Cu  | Pb  | Bi  | Sb  | As  | Сумма |
| 1   | 59,4  | —   | 19,4 | 6,0 | 8,1 | 0,7 | 5,4 | 1,0 | 100,2 |
| 2   | 57,6  | 1,0 | 26,0 | 5,7 | 9,4 | 1,0 | —   | —   | 100,7 |

Формулы:

1 —  $(Pd_{2,08}Cu_{0,35})_{2,43}(Sn_{0,61}Pb_{0,17}Sb_{0,16}As_{0,05}Bi_{0,01})_{1,0}Pd_{3,05}(Sn_{0,99}Cu_{0,52}Sb_{0,24}Pb_{0,24}As_{0,08}Bi_{0,02})_{2,0}Pd_{6,16}Cu_{1,04}(Sn_{1,80}Sb_{0,48}Pb_{0,48}As_{0,16}Bi_{0,04})_{2,96}$ .

2 —  $(Pd_{2,01}Pt_{0,02}Cu_{0,33})_{2,36}(Sn_{0,81}Pb_{0,17}Bi_{0,02})_{1,0}(Pd_{3,02}Pt_{0,04})_{3,06}(Sn_{1,22}Cu_{0,50}Pb_{0,25}Bi_{0,03})_{2,0}(Pd_{6,04}Pt_{0,08})_{6,12}Cu_{1,0}(Sn_{2,44}Pb_{0,50}Bi_{0,06})_{3,0}$ .

ностью минерала. Межплоскостные расстояния довольно близки  $d_{\alpha}$  синтетического  $Pd_3Sn_2$  [257], что позволяет предположить и близость формул: это скорее  $Pd_3(Sn, Cu)_2$  или  $Pd_6Sn_2Cu$ , чем  $(Pd, Cu)_3Sn$ . Основные линии дебаеграммы: 2,30 (10); 2,16(10); 2,01(3); 1,440(2) и 1,222(2).

$Pd_5Sn_2Cu^1$ .

Нахождение, ассоциации. Минерал встречается в сплошных пентландит-халькопиритовых рудах Талнахского месторождения в виде кайм (до 40 мкм) вокруг паоловита.

Оптические свойства. Под микроскопом бледно-розовый. В скрещенных николях анизотропный со слабыми цветными эффектами в оранжево-красных и темно-синих тонах. Отражение (R, %): 440 нм — 57,2; 460—57,9; 480—60,0; 500—61,5; 520—62,1; 540—62,7; 560—63,5; 580—64,7; 600—65,5; 620—66,0; 640—66,4; 660—67,0; 680—67,9; 700—68,8; 720—70,0; 740—71,3.

Химический состав. Pd—61,5; Pt — 3,5; Sn — 26,0; Cu — 7,5;  $\Sigma$  — 98,5 (вес. %) (MS-46, аналитик Ю. Э. Угасте). Формула:  $(Pd, Pt)_{4,92}Sn_{1,78}Cu_{1,0}$ .

Рентгеновские данные. Рентгенограмма очень слабая. Основные линии: 2,26(2); 2,15 (10) и 1,438(1).

$Pd_2SnCu^2$

Нахождение, ассоциации. Встречается в медистых экзоконтактовых рудах Талнахского месторождения [33] среди борнитовой вкрапленности в виде самостоятельных выделений и в сростании со сперрилитом (табл. XVI, в). В сплошных моихукит-кубанитовых и талнахит-кубанитовых рудах Октябрьского месторождения образует самостоятельные выделения размером 0,3—0,5 мм.

Оптические свойства. Минерал обычно представлен агрегатом мелких зерен с полисинтетическими двойниками. В отраженном свете сиреневато-серый, двуотражение отчетливое, сильно анизотропен с цветными эффектами от оранжево-красных до зеленовато-синих тонов. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 440 нм — 41,8 и 40,8; 460—42,5 и 41,2; 480—43,4 и 42,0; 500—44,2 и 42,2; 520—47,4 и 44,7; 540—48,7 и 44,7; 560—49,9 и 45,6; 580—52,1 и 46,8; 600—53,4 и 47,3; 620—55,5 и 48,9; 640—58,5 и 51,5; 660—61,0 и 53,6; 680—63,5 и 56,4; 700—65,8 и 58,4; 720—67,5 и 60,5; 740—69,1 и 62,4.

Химический состав. Для двух зерен: Pd — 55,5 и 51,0; Pt — 0 и 1,0; Ag — 0 и 2,0; Sn — 27,5 и 30,0; Cu — 16,0 и 16,0; Sb — 2,2 и 1,0;  $\Sigma$  — 101,2 и 101,0 (вес. %). (MS-46, аналитики соответственно И. Д. Марчукова и Ю. Э. Угасте). Формулы:

1 —  $Pd_{2,01}(Sn_{0,92}Sb_{0,08})_{1,0}Cu_{1,0}$

2 —  $(Pd_{1,9}Pt_{0,02}Ag_{0,07})_{1,99}(Sn_{1,0}Sb_{0,03})_{1,03}Cu_{1,0}$

Рентгеновские данные. Основные линии рентгенограммы: 2,26 (5); 2,17(10); 2,01(1); 1,929(6); 1,815 (2).

<sup>1</sup> В работе А. Д. Генкина и др. [33] упоминается как  $Pd_2(Sn, Cu)$ .

<sup>2</sup> Возможно, это минерал, аналогичный таймыриту [3], однако, кроме состава, авторы не приводят никаких других сведений о нем.

### Нигглиит — PtSn.

Нахождение, ассоциации. Впервые был обнаружен в месторождении Инсивва и ошибочно описан сначала как PtTe<sub>3</sub> [270], затем PtTe [240]; Pt<sub>2</sub>Sn<sub>3</sub> [264]. Правильная формула — PtSn установлена В. Айтенбогардом [283]. Описан в работе [162].

В сплошных пирротин-халькопиритовых рудах Талнахского месторождения и кубанит-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения [87] нигглиит образует мельчайшие выделения (5—10 мкм) в паоловите и Pd-рустенбургите в ассоциации со сперрилитом, фрудитом, самородным серебром и галенитом.

Оптические свойства. В отраженном свете сильно двуотражает: цветной эффект от желтовато-розового до голубого. В скрещенных николях сильно анизотропен с ярким цветным эффектом от огненно-оранжевого до серо-синего. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 440 нм — 51,0 и 43,0; 460—53,2 и 42,8; 480—55,5 и 42,6; 500—57,6 и 42,3; 520—59,4 и 41,7; 540—60,7 и 41,0; 560—62,1 и 40,3; 580—63,6 и 39,6; 600—64,7 и 38,5; 620—65,4 и 36,4; 640—66,2 и 34,5; 660—67,1 и 32,5; 680—67,5 и 30,9; 700—68,0 и 30,2; 720—67,8 и 29,8; 740—67,4 и 30,2.

Химический состав. Pt—59,5; Pd—0,8; Cu — 0,08; Sn — 37,0; Te — 0,9;  $\Sigma$  — 98,28 (вес. %). (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). Формула: (Pt<sub>0,95</sub> · Pd<sub>0,03</sub>)<sub>0,98</sub> (Sn<sub>0,98</sub>Te<sub>0,02</sub>)<sub>1,0</sub>

Рентгеновские данные. Рентгенограмму получить не удалось ввиду малого размера зерен.

### Плюмбопалладинит — Pd<sub>3</sub>Pb<sub>2</sub>.

Нахождение, ассоциации. Найден впервые в кубанит-талнахитовых и талнахитовых сплошных рудах Талнахского месторождения. Встречается в виде отдельных выделений размером до 0,08 мм в кубанитовых прожилках в ассоциации с галенитом и сфалеритом и сростаний с поляритом (табл. XVI, з), станнопалладинитом, (Au, Pd)Cu, самородным серебром. Размер сростаний иногда до 0,5 мм, обычно — 0,1—0,2 мм [32].

Оптические свойства. В отраженном свете ярко-белый с чуть заметным розоватым оттенком. Двуотражение в воздухе заметно, в иммерсии более отчетливое. При скрещенных николях сильноанизотропен с цветными эффектами в оранжево-бурых и темно-бурых тонах. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_n$ , %): 440 нм — 46,6 и 43,5; 460 — 48,2 и 44,6; 480 — 49,5 и 45,8; 500 — 50,8 и 47,5; 520 — 52,6 и 49,0; 540 — 54,4 и 50,7; 560 — 55,8 и 52,4; 580 — 57,1 и 53,9; 600 — 58,0 и 55,2; 620 — 59,2 и 56,6; 640 — 60,8 и 58,3; 660 — 62,6 и 60,0; 680 — 64,4 и 61,4; 700 — 66,1 и 62,8; 720 — 67,7 и 64,0; 740 — 68,7 и 64,8.

Химический состав. Для двух зерен: Pd — 41,6 и 42,0; Pb — 56,7 и 55,5; Bi — 0 и 1,1; Ag — 0 и 2,0; Sn — 0 и 0,5; Cu — 0,1 и 0,25; Sb — 0 и 0,1;  $\Sigma$  — 100,4 и 101,4 (вес. %). (Соответственно: MAP-1, аналитик Н. В. Тронева и MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

Формулы: Pd<sub>3,1</sub> (Pb<sub>1,965</sub>Bi<sub>0,035</sub>)<sub>2,0</sub> и (Pd<sub>2,8</sub>Ag<sub>0,14</sub>)<sub>2,94</sub> (Pb<sub>1,900</sub> Bi<sub>0,036</sub>Sn<sub>0,029</sub> Cu<sub>0,029</sub>Sb<sub>0,006</sub>)<sub>2,0</sub>.

Рентгеновские данные. Структура типа NiAs (частично заполненного). Параметры гексагональной элементарной ячейки:  $a_0 = 4,470$  и  $c_0 = 5,719$  Å. Дебаеграммы плюмбопалладинита и синтезированного Pd<sub>3</sub>Pb<sub>2</sub> идентичны. Основные линии: 3,20(5)(10 $\bar{1}$ 1); 2,30(10)(10 $\bar{1}$ 2); 2,23(10)(11 $\bar{2}$ 0); 1,760(4)(11 $\bar{2}$ 2); 1,602(4)(20 $\bar{2}$ 2); 1,302(5)(21 $\bar{3}$ 2); 1,207(6)(11 $\bar{2}$ 4).

### Минералы системы PdBi — PdTe — PdSb

В настоящее время обнаружен ряд палладиевых минералов, по физическим свойствам и структуре весьма близких между собой [68]. По составу все они характеризуются постоянным соотношением Pd : Te, Bi (Sb) (или Te + Bi). Выявлен полный ряд природных соединений PdBi — PdTe, конечными членами которого являются минералы соболевскит (PdBi) и котульскит (PdTe). В этом ряду происходит закономерное изменение физических

свойств: отражения (возрастает с увеличением содержания теллура) и параметров элементарной ячейки ( $a$  и  $c$  гексагональной ячейки увеличиваются с повышением содержания висмута).

К этой же группе можно отнести минерал садбериит — PdSb, обнаруженный канадскими исследователями [175]. Он имеет ту же структуру (структурный тип NiAs), близкие размеры элементарной ячейки и в качестве примесей может содержать Bi и Te.

Минералы этой группы являются ярким примером изоморфизма Bi—Te (и Sb).

#### Соболевскит — PdBi.

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен в моихукитовых, халькопиритовых и троилит-кубанитовых сплошных рудах Октябрьского месторождения [68]. Представлен прожилковидными сростаниями с паоловитом (табл. XVII,  $a$ ) и сперрилитом и полиминеральными агрегатами с галенитом, алтаитом, масловитом, майчнеритом, мончеитом, фрудитом. Во вкрапленных рудах образует сростания с мончеитом и паоловитом.

Оптические свойства. Под микроскопом серовато-белый с кремовым оттенком. Похож на котульскит (PdTe). Двухотражение в воздухе отчетливое. При скрещенных николях сильно анизотропен с яркими цветными эффектами в красновато-сиреневых и светло-кремовых тонах. Оптически слабодвуосный, отрицательный. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 480 нм — 52,2 и 46,7; 500 — 53,6 и 48,3; 520 — 56,1 и 50,4; 540 — 57,7 и 52,4; 560 — 59,7 и 54,3; 580 — 61,0 и 55,5; 600 — 62,0 и 56,5; 620 — 63,5 и 57,8; 640 — 65,0 и 59,3; 660 — 66,2 и 60,2; 680 — 67,5 и 60,5; 700 — 68,3 и 60,8; 720 — 68,7 и 61,0; 740 — 68,0 и 61,3.

Химический состав. Основные компоненты — Pd (34,4 вес.%) и висмут (66,2 вес.%). Иногда отмечается присутствие небольших количеств платины, свинца, сурьмы и теллура. (МАР-1, аналитик Н. В. Тронева).

Рентгеновские данные. Рентгенограмма очень близка синтетическому PdTe и котульскиту (структурный тип NiAs). Несколько слабых линий не индифицируются в гексагональной ячейке с  $a_0 = 4,23$  и  $c_0 = 5,69$  Å. Основные линии дебаеграммы: 3,07(10)(10 $\bar{1}$ 1); 2,26(10)(10 $\bar{1}$ 2); 2,11(9)(11 $\bar{2}$ 0); 1,74(4)(20 $\bar{2}$ 1); 1,690(5)(1013, 11 $\bar{2}$ 2); 1,342(4)(10 $\bar{1}$ 4); 1,244(4)(21 $\bar{3}$ 2).

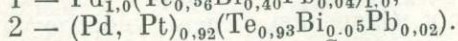
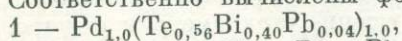
#### Котульскит — PdTe.

Нахождение, ассоциации. Котульскит впервые установлен в Мончегорском месторождении [23]. Известен во многих месторождениях: Рустенбург [233]; Стиллуотер [180], Садбери [184]. В Талнахском и Октябрьском месторождениях котульскит наблюдается в миллерит-халькопиритовых и борнит-миллерит-халькопиритовых прожилково-вкрапленных и брекчиевидных экзоконтактовых рудах [87] в сростании с теларгпалитом (размер сростаний от 5 до 200 мкм (табл. XVII,  $b$ ), в ассоциации с минералами системы PbS—PbTe виссентитом, мончеитом, брэггитом, куперитом, гесситом, самородными золотом и серебром.

Оптические свойства. Под микроскопом бело-кремовый. В скрещенных николях анизотропен, цветные эффекты анизотропии от серо-голубого до темно-коричневого. Отражение ( $R$ , %): 440 нм — 50,9; 460 — 55,0; 480 — 57,3; 500 — 59,7; 520 — 61,7; 540 — 63,4; 560 — 64,7; 580 — 65,9; 600 — 67,2; 620 — 68,2; 640 — 69,1; 660 — 69,8; 680 — 70,5; 700 — 71,3; 720 — 71,3; 740 — 71,8.

Химический состав. Котульскит из Октябрьского месторождения характеризуется постоянной примесью свинца (до 3,1 вес.%) и висмута. Например для 2-х зерен: Pd — 39,0 и 43,5; Pt — 0 и 0,02; Te — 26,1 и 52,6; Bi — 30,9 и 4,8; Pb — 2,8 и 1,5; Sb — 0 и 0,3;  $\Sigma$  — 92,8 и 102,9 (вес.%). (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

Соответственно вычислены формулы:



Рентгеновские данные. Структура типа NiAs. Для синтетического PdTe  $a_0 = 4,127$ ,  $c_0 = 5,663$  [209]. Параметр  $a_0$  гексагональной элементарной ячейки увеличивается с возрастанием содержания висмута в минерале:

при 17—20 вес. % Bi [233] —  $a_0 = 4,145 \text{ \AA}$ ; при 24—26 вес. % Bi [23] —  $a_0 = 4,19 \text{ \AA}$ ; при 22—31 вес. % Bi [87] —  $a_0 = 4,188 \text{ \AA}$ . Основные линии дебаеграммы: 3,04(10) (10 $\bar{1}$ 1); 2,23(10)(10 $\bar{1}$ 2); 2,08(9)(11 $\bar{2}$ 0); 1,723(4)(20 $\bar{2}$ 1); 1,674(5)(10 $\bar{1}$ 3); 1,528(6)(2022); 1,332(5)(10 $\bar{1}$ 4); 1,233(6)(21 $\bar{3}$ 2); 1,175(8)(11 $\bar{2}$ 4); 1,046(5)(2240).

### Полярит — Pd(Bi, Pb).

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен в образце норильских жильных руд канадскими исследователями [176], описан А. Д. Генкиным и другими [30]. В норильском месторождении в талнахитовых жильных рудах полярит образует сростания с звягинцевитом, Ni-Fe-платиной (до 0,15 мм). В сплошных халькопиритовых, талнахитовых и кубанит-талнахитовых рудах Талнахского месторождения развит в сростании с звягинцевитом, станнопалладинитом (табл. XV, а), плюмбопалладинитом (табл. XVI, з), маякитом, сфалеритом и самородным серебром.

Оптические свойства. В полированных шлифах белый с желтоватым или зеленоватым оттенком. В скрещенных николях анизотропный, цветные эффекты слабые (серые и бледно-коричневые тона). Отражение (R, %): 440 нм — 55,4; 460 — 56,8; 480 — 55,9; 500 — 56,4; 520 — 58,2; 540 — 59,2; 560 — 59,6; 580 — 59,6; 600 — 59,9; 620 — 59,5; 640 — 60,9; 660 — 61,2; 680 — 60,9; 700 — 61,8; 720 — 62,3; 740 — 62,0.

Химический состав. Отмечаются значительные колебания относительного содержания свинца и висмута при практически постоянном содержании палладия. Очень редки примеси Sb, Cu, Pt и Sn (до десятых долей %). Для двух образцов: Pd — 33,0 и 36,8; Pb — 49,5 и 16,0; Bi — 17,0 и 47,5;  $\Sigma$  — 99,5 и 100,3 вес. %. Соответственно формулы: Pd<sub>0,97</sub>(Pb<sub>0,74</sub>Bi<sub>0,26</sub>) и Pd<sub>1,13</sub>(Bi<sub>0,74</sub>Pb<sub>0,26</sub>). (MS-46, аналитики Ю. Э. Угасте и И. Д. Марчукова).

Рентгеновские данные. Дебаеграмма идентична дебаеграмме синтетического PdBi. Параметры ромбической (простр. группа) *Ccm*<sub>21</sub> по Д. Хейкеру и др. [152] ячейки:  $a_0 = 7,191$ ;  $b_0 = 8,693$  и  $c_0 = 10,68 \text{ \AA}$ . Основные линии дебаеграммы: 2,65(10)(004); 2,25(5)(331); 2,16(9)(124); 1,638(5)(144); 1,400(3)(062); 1,169(3)(062, 271).

Широкие пределы изоморфных замещений Pb — Bi и Bi — Pb и близость рентгенограмм синтетических PdBi и PdPb позволяют предположить существование почти полного ряда PdBi — PdPb. В настоящее время не найдены изоструктурные конечные члены PdBi и PdPb (известен минерал PdBi — соболевскит, относящийся к другому структурному типу), но в случае обнаружения таких минералов их, вероятно, следовало бы называть «висмутополярит» и «плюмбополярит».

### Висмута-теллуриды платины и палладия

Среди природных соединений платины, палладия, висмута и теллура типа АВ<sub>2</sub> (А — Pt, Pd; В = Bi, Te или Bi + Te) выделяются три структурные группы: 1) кубические минералы со структурой типа пирита (или NiSbS)<sup>1</sup> — простор. группа *Pa3* (или *P2<sub>1</sub>3*): инсизваит (PtBi<sub>2</sub>), майчнерит (PdBiTe), масловит (PtBiTe); 2) гексагональные (вернее, тригональные) минералы со структурой типа Cd(OH)<sub>2</sub> — пространственная группа *P3m1*: меренскиит (PdTe<sub>2</sub>) и мончвет (PtTe<sub>2</sub>); 3) моноклинный фрудит — простор. группа *C2/m*. На схеме четверной системы PtBi<sub>2</sub> — PdBi<sub>2</sub> — PdTe<sub>2</sub> — PtTe<sub>2</sub> (фиг. 23) можно видеть положение всех этих минеральных фаз.

Составы минералов первой группы располагаются в основном в треугольном поле PtBi<sub>2</sub> — PtTeBi — PdTeBi. Пределы изоморфных замещений Pt → Pd и висмута на теллур (но не теллура на висмут), по-видимому, достаточно широкие [184, 227]. Следует отметить, что для майчнеритов и инсизваитов характерно также вхождение в их состав небольших количеств Sb (до 5 вес. %) и Ni (десятые доли %). Нарушение стехиометрии отношения Bi : Te (по сравнению со 1 : 1) приводит к изменению степени упорядочения

<sup>1</sup> Весьма близок к этой группе минерал геверсит (PtSb<sub>2</sub>), также со структурой типа пирита.

Таблица 45. Размеры элементарных ячеек висмута-теллуридов палладия и платины

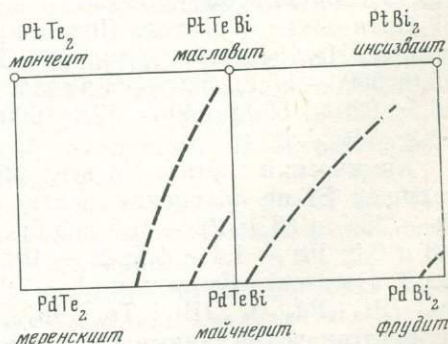
| Минерал        | Формула   | $a_0 \text{ \AA}$ | $c_0 \text{ \AA}$ | Литература     |
|----------------|---|-------------------|-------------------|----------------|
| Кубические     |   |                   |                   |                |
| Инсизваит      | $(\text{Pt}_{0,90}\text{Pd}_{0,10})_{1,0}(\text{Bi}_{1,47}\text{Te}_{0,45}\text{Sb}_{0,09}\text{Sn}_{0,02})_{2,03}$ | 6,632             |                   | [184]          |
| Майчнерит      | $\text{Pd}(\text{Bi}_{0,8}\text{Sb}_{0,21})_{1,01}\text{Te}$  | 6,642             |                   | [190]          |
|                | $\text{PdBiTe}$ синтетический   | 6,651 (5)         |                   | [179]          |
|                | $\text{Pd}_{1,00}(\text{Te}_{1,09}\text{Bi}_{0,91})_{2,00}$   | 6,654 (5)         |                   | [227]          |
|                | $(\text{Pd}_{0,98}\text{Pt}_{0,02})(\text{Te}_{1,17}\text{Bi}_{0,86}\text{Pb}_{0,04}\text{Sb}_{0,02})_{2,09}$       | 6,665             |                   | Данные авторов |
| Масловит       | $\text{Pd}_{0,95}(\text{Bi}_{1,11}\text{Te}_{0,94})_{2,05}$   | 6,651 (5)         |                   | [227]          |
|                | $(\text{Pt}_{0,53}\text{Pd}_{0,49})_{1,02}(\text{Bi}_{1,16}\text{Te}_{0,78}\text{Sb}_{0,05})_{1,99}$                | 6,671             |                   | [93]           |
|                | $(\text{Pt}_{0,71}\text{Pd}_{0,27})_{0,98}(\text{Bi}_{1,31}\text{Te}_{0,61}\text{Sb}_{0,07})_{2,02}$                | 6,689             |                   | [93]           |
| Гексагональные |   |                   |                   |                |
| Меренскиит     | $\text{PdTe}_2$   | 4,042 (5)         | 5,124 (8)         | [227]          |
|                | $\text{Pd}(\text{Te}_{1,8}\text{Bi}_{0,2})$   | 4,040 (4)         | 5,169 (7)         | [227]          |
|                | $\text{Pd}(\text{Te}_{1,7}\text{Bi}_{0,3})$   | 4,050 (6)         | 5,186 (6)         | [227]          |
|                | $\text{Pd}(\text{Te}_{1,6}\text{Bi}_{0,4})$   | 4,045 (3)         | 5,205 (3)         | [227]          |
|                | $\text{Pd}(\text{Te}_{1,5}\text{Bi}_{0,5})$   | 4,049 (4)         | 5,231 (4)         | [227]          |
| Мончеит        | $(\text{Pt}_{0,9}\text{Pd}_{0,08}\text{Ni}_{0,02})_{1,0}(\text{Te}_{1,47}\text{Bi}_{0,52}\text{Sb}_{0,06})_{2,05}$  | 4,040 (4)         | 5,297 (6)         | [184]          |

структуры и симметрии майчнерита и масловита: если  $\text{PdTeBi}$  и  $\text{PtTeBi}$  обладают структурой типа  $\text{NiSbS}$ , являющейся упорядоченным вариантом структуры типа  $\text{FeS}_2$  (пирита), то для  $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Te})_2$  и  $\text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$  — теллуристых разновидностей характерна более высокосимметричная неупорядоченная структура типа пирита.

Гексагональные висмута-теллуриды отличаются более широкой степенью замещения по сравнению с кубическими [227]. Это вызвано, по-видимому, большей «изоморфной емкостью» структурного типа  $\text{Cd}(\text{OH})_2$ , чем пирита. В этих минералах висмут охотно замещает теллур. Относительно палладия и платины в настоящее время трудно сделать окончательный вывод о границах изоморфных замещений, несмотря на предположение о существовании полного ряда твердых растворов  $(\text{Pd}, \text{Pt})(\text{Te}, \text{Bi})_2$  —  $(\text{Pt}, \text{Pd})(\text{Te}, \text{Bi})_2$  [233]. Практически все описанные в литературе мончеиты и меренскииты содержат очень незначительные количества палладия и платины, соответственно.

Как и для других минералов переменного состава, для всех висмутотеллуридов платины и палладия отмечается зависимость размеров элементарной ячейки от состава (табл. 45). Для гексагональных минералов параметр  $c$  явно возрастает с увеличением содержания висмута. Что касается кубических, здесь зависимость сложнее, хотя тоже заметно выражена тенденция увеличения параметра  $a$  с повышением содержания висмута.

Для норильских месторождений, как, впрочем, и для других, характерны промежуточные различия минералов обеих групп. Это теллуристые и сурьмянистые инсизваиты, висмутистые майчнериты, палладистотеллуристые мончеиты и т. д. В связи с этим вопрос о названиях обнаруженных минералов этой системы может решаться только после детального анализа их состава. Что касается фрудита, то отсутствие экспериментальных данных и обнаружение в его составе, помимо палладия и висмута, лишь очень небольших содержаний



Фиг. 23. Минералы в системе  $\text{PtBi}_2$ — $\text{PtTe}_2$ — $\text{PdTe}_2$ — $\text{PdBi}_2$

платины и теллура [36, 184] не позволяет пока судить о пределах изоморфных замещений в структуре этого минерала.

#### Инсизваит — $PtBi_2$ .

Нахождение, ассоциации. Инсизваит, содержащий сурьму, впервые обнаружен в месторождении Инсизва, ЮАР [175]. В Октябрьском месторождении в борнит-миллерит-пентландит-халькопиритовой жиле небольшой мощности образует каймы вокруг куперита, редкие отдельные зерна (5—7 мкм). В сплошных пирротиновых рудах были встречены сростания его  $Te-Sb$ -разновидности с алтаитом и теллуру-висмутидами палладия (до 30 мкм).

Оптические свойства. Под микроскопом белый с голубоватым оттенком, изотропный. Отражение для  $Te-Sb$ -инсизваита (R, %): 440 нм — 56,0; 460 — 55,3; 480 — 54,7; 500 — 54,5; 520 — 54,2; 540 — 54,8; 560 — 55,0; 580 — 54,9; 600 — 54,8; 620 — 54,3; 640 — 54,1; 660 — 54,5; 680 — 54,8; 700 — 55,0; 720 — 54,4; 740 — 54,0.

Химический состав.  $Pt$  — 33,4;  $Bi$  — 66,9;  $\Sigma$  — 100,3 (вес. %). Формула —  $Pt_{1,07}Bi_2$ . Для  $Te-Sb$ -разновидности:  $Pt$  — 32,2;  $Pd$  — 1,9;  $Te$  — 11,2;  $Sb$  — 12,7;  $Pb$  — 1,1;  $Bi$  — 40,1;  $\Sigma$  — 99,3 (вес. %), что соответствует:  $(Pt_{0,9}Pd_{0,1})_{1,0} \cdot (Bi_{1,04}Sb_{0,57}Te_{0,48}Pb_{0,05})_{2,13}$  (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

Рентгеновские данные. Ввиду малого размера зерен получить рентгенограмму не удалось.

#### Майчнерит — $PdTeBi$ .

Нахождение, ассоциации. Обнаружен в месторождениях Садбери [224, 179] и Мончегорском [23]. В Октябрьском месторождении [35, 87] во вкрапленных рудах в габбро-долеритах майчнерит образует прожилковидные выделения в халькопирите в сростаниях с мончеитом. В сплошных кубанит-халькопиритовых и моихукитовых рудах наблюдаются полиминеральные сростания майчнерита с галенитом, алтаитом, сперрилитом. Тонкие просечки майчнерита и меренскиита (табл. XVII, e) встречены в прожилковидном выделении пирротина в пирротин-халькопиритовых брекчиевидных рудах.

Оптические свойства. Под микроскопом серовато-белый. Изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 57,8; 460 — 57,4; 480 — 57,0; 500 — 56,8; 520 — 56,4; 540 — 55,6; 560 — 55,7; 580 — 55,8; 600 — 59,9; 620 — 56,3; 640 — 56,6; 660 — 57,4; 680 — 58,3; 700 — 58,5; 720 — 58,9; 740 — 59,4.

Химический состав. Состав может меняться в отношении компонентов-примесей.  $Pd$  — 23,4;  $Pt$  — 0,75;  $Sb$  — 0,5;  $Te$  — 33,4;  $Pb$  — 1,9;  $Bi$  — 40,2;  $\Sigma$  — 100,05 (вес. %). (MS-46, аналитик Г. Н. Муравицкая). Формула:  $(Pd_{0,98}Pt_{0,02})Te_{1,17}(Bi_{0,86}Pb_{0,04}Sb_{0,02})_{0,92}$ .

Рентгеновские данные. Основные линии рентгенограммы: 2,98(10)(012); 2,76(6)(112); 2,01(5)(311); 1,781(3)(123); 1,455(3)(124); 1,178(4)(044); 1,080(3)(116).

#### Масловит — $(Pt, Pd) Bi_{1+x}Te_{1-x}$ .

Нахождение, ассоциации. Установлен в сплошных кубанит-халькопиритовых и моихукитовых рудах Октябрьского месторождения в полиминеральных сростаниях с теллуристым соболевскитом, мончеитом, майчнеритом, алтаитом, гесситом, минералами системы  $Pt-Pd-Cu-Sn-Sb$  фруидитом и сперрилитом [93].

Оптические свойства. Под микроскопом светло-серый с сиреневатым оттенком. Изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 55,9; 460 — 55,2; 480 — 55,0; 500 — 55,5; 520 — 56,0; 540 — 56,1; 560 — 55,9; 580 — 56,1; 600 — 56,3; 620 — 56,8; 640 — 57,1; 660 — 57,5; 680 — 58,4; 700 — 58,8; 720 — 59,2; 740 — 59,4.

Химический состав. Во всех изученных образцах отмечается некоторый избыток  $Bi$  по сравнению с отношением  $Bi:Te = 1:1$ . Для двух зерен:  $Pt$  — 28,6 и 28,1;  $Pd$  — 4,5 и 5,0;  $Bi$  — 49,6 и 50,3;  $Te$  — 16,9 и 16,8;  $Sb$  — 0,8 и 0,8;  $Pb$  — 1,1 и 1,2;  $\Sigma$  — 101,5 и 102,0 (вес. %). (MAP-2, аналитик В. Д. Бегизов). Формулы: 1 —  $(Pt_{0,77}Pd_{0,22})_{0,99}(Bi_{1,25}Te_{0,70}Sb_{0,04}Pb_{0,03})_{2,01}$  и 2 —  $(Pt_{0,75}Pd_{0,25})_{1,00}(Bi_{1,26}Te_{0,69}Sb_{0,02}Pb_{0,03})_{2,01}$ .

Рентгеновские данные. Основные линии рентгенограммы для  $(Pt_{0,71}Pd_{0,27})_{0,98} \cdot (Bi_{1,31}Te_{0,64}Sb_{0,07})_{2,02}$  и  $(Pt_{0,53}Pd_{0,49})_{1,02}(Bi_{1,16}Te_{0,78}Sb_{0,05})_{1,99}$ , соответственно: 3,01 и 2,98(10)(012); 2,71(8)(412); 2,02 и 2,01(6)(311); 1,788(3) и

1,783(5)(123). Иногда отмечается присутствие линии с  $d_{\alpha} = 2,10(310)$ , свидетельствующей о более низкосимметричной по сравнению с  $Pd_3$  пространственной группе.

#### Геверсит — $PtSb_2$ .

Нахождение, ассоциации. Открыт в месторождении Дрикоп, ЮАР [276, 280]. В Норильском месторождении обнаружен в вертикальных халькопиритовых жилах в виде мелких (до 120 мкм) зерен в сростании со стабиопалладинитом или с самородным золотом [20].

Оптические свойства. Под микроскопом светло-серый, изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 49,2; 460 — 50,6; 480 — 52,9; 500 — 54,9; 520 — 55,9; 540 — 56,9; 560 — 57,6; 580 — 58,7; 600 — 59,4; 620 — 60,1; 640 — 64,1; 660 — 61,8; 680 — 62,9; 700 — 62,8; 720 — 61,8; 740 — 62,2.

Химический состав. Pt — 47,5; Sb — 56,4;  $\Sigma$  — 103,9 (вес. %). Иногда примесь Pd (MS-46, аналитик И. П. Лапутина) Формула:  $PtSb_{1,90}$

Рентгеновские данные.  $a_0$  — 6,44 Å. Порошкограмма совпадает с рентгенограммой синтетического  $PtSb_2$ . Основные линии: 3,23(4)(200); 2,88(7)-(210); 2,63(4)(211); 2,28(4)(220); 1,944(10)(311); 1,719(4)(321); 1,239(4)(333, 511).

#### Мончеит — $PtTe_2$ .

Нахождение, ассоциации. Установлен в Мончегорском месторождении [23]; найден в рудниках Рустенбург, ЮАР [233], и в месторождении Садбери [184]. В Октябрьском месторождении [35, 87] обнаружен во вкрапленных рудах в породах интрузива в тесном сростании с майчнеритом среди халькопирита. В сплошных троилит-пирротиновых рудах находится среди троилита, кубанита и халькопирита в виде мельчайших (5—10 мкм) выделения в сростании с фрудитом и паоловитом. В брекчиевидных миллерит-халькопиритовых рудах образует среди халькопирита сростания с котульскимитом (40—70 мкм).

Оптические свойства. В отраженном свете серовато-белый. Двухотражение отчетливое без изменения оттенков. В скрещенных николях сильно анизотропен. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 440 нм — 55,6 и 49,9; 460 — 55,7 и 50,5; 480 — 56,5 и 51,3; 500 — 57,3 и 52,0; 520 — 57,5 и 52,2; 540 — 57,6 и 52,5; 560 — 57,9 и 53,0; 580 — 58,2 и 53,3; 600 — 58,3, 53,4; 620 — 58,2 и 53,4; 640 — 57,9 и 53,7; 660 — 58,0 и 54,1; 680 — 58,6 и 54,6; 700 — 58,5 и 54,9; 720 — 58,7 и 55,0; 740 — 59,0 и 55,4.

Химический состав. Наиболее распространена висмутистая разновидность: Pt — 41,0; Te — 41,0; Bi — 19,0;  $\Sigma$  — 101,0 (вес. %). (MS-46, аналитик И. Д. Марчукова). Формула:  $Pt_{1,02}(Te_{1,56}Bi_{0,44})_{2,0}$ .

Рентгеновские данные. Основные линии дебаеграммы: 2,90(10)(1011); 2,40(9)(1012); 2,01(6)(1120); 1,654(5)(2021); 1,570(4)(1013); 1,279(4)(1231).

#### Меренскийит — $PdTe_2$ .

Нахождение, ассоциации. Впервые описан в месторождении Рустенбург, ЮАР [233]; найден в месторождении Садбери [267].

В пирротин-халькопиритовых брекчиевидных рудах Октябрьского месторождения в тонком сростании с майчнеритом [85]; размер выделений до 20—30 мкм.

Оптические свойства. Под микроскопом бело-кремовый, анизотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 51,0; 460 — 52,7; 480 — 54,0; 500 — 55,2; 520 — 56,6; 540 — 57,7; 560 — 58,8; 580 — 59,2; 600 — 59,1; 620 — 58,6; 640 — 58,4; 660 — 58,2; 980 — 58,2; 700 — 58,1; 720 — 57,2; 740 — 56,5.

Химический состав. Pd — 27,8; Pt — 0,39; Sb — 0,29; Te — 58,2; Pb — 2,2; Bi — 15,7;  $\Sigma$  — 102,6 (вес. %). (MS = 45, аналитик Г. Н. Муравицкая). Формула:  $(Pd_{0,99}Pt_{0,01})_{1,0}(Te_{1,73}Bi_{0,28}Pb_{0,04}Sb_{0,01})_{2,06}$ .

В меренскийите из Садбери установлено много никеля (5—17 вес. %), изоморфно замещающего палладий, что позволяет рассматривать меренскийит как минерал, образующий твердый раствор с мелонитом —  $NiTe_2$  [267].

Рентгеновские данные. Рентгенограмму получить не удалось ввиду малого размера выделений минерала.

#### Фрудит — $PdBi_2$ .

Нахождение, ассоциации. Обнаружен в месторождении Садбери, в руднике Фруд [224, 179, 184]. Под формулой  $PdBi_{2,7}$  описан в работе [161].

В сплошных пентландит-пирротин-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения каймы фрудита расположены вокруг сперрилита и  $Pd_2(Sn, Sb)$  в тесной ассоциации с алтаитом [36]. В кубанит-талнахитовых, талнахитовых и пирротиновых рудах образует очень мелкие выделения (до 50 мкм) среди сростаний соболевскита, сперрилита,  $Pd_2(Sn, Sb)$  и самородного серебра.

Оптические свойства. Под микроскопом серовато-белый с заметным зеленоватым оттенком. В скрещенных николях слабоанизотропен. Отражение ( $R$ , %): 440 нм — 56,0; 460 — 57,3; 480 — 58,4; 500 — 59,8; 520 — 61,0; 540 — 62,8; 560 — 63,7; 580 — 64,3; 600 — 64,0; 620 — 63,6; 640 — 63,8; 660 — 63,9; 680 — 63,9; 700 — 63,6; 720 — 63,0; 740 — 61,8.

Химический состав.  $Pd$  — 18,8;  $Pt$  — 0,95;  $Cu$  — 0,07;  $Bi$  — 79,7;  $\Sigma$  — 99,5 (вес. %). (MS-46, аналитик Г. Н. Муравицкая). Формула:  $(Pd, Pt, Cu)_{0,97}Bi_2$ .

Рентгеновские данные. Параметры ячейки фрудита:  $a_0 = 12,75$ ;  $b_0 = 4,29$ ;  $c_0 = 5,67$  Å,  $\beta = 102^\circ 53'$ . Основные линии дебаеграммы: 2,97(10)(310); 2,81(5)(311); 2,76(9)(002, 202); 2,21(9)(312, 112); 2,14(5)(510, 511, 020); 2,09(3)(601); 1,687(3)(022, 222, 313); 1,552(3)(603, 712, 512, 800).

Урванцевит —  $Pd, (Bi, Pb)_2$ <sup>1</sup>.

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен Н. С. Рудашевским и др. [131] в сплошных пентландит-кубанит-халькопиритовых рудах Талнахского месторождения в сростании с  $(Pd, Pt, Cu)_3Sn$ ,  $Pd Bi$ ,  $Pd_2Sn$ , самородным серебром, фрудитом, алтаитом и галенитом. Форма зерен — неправильная округлая, размер — 0,01—0,04 мм. Нами урванцевит обнаружен в талнахит-кубанитовых сплошных рудах Октябрьского месторождения, в сростании с паоловитом, содержащим некоторое количество сурьмы.

Оптические свойства. В отраженном свете минерал серовато-белый с очень низким рельефом. В скрещенных николях слабо анизотропен, отражение [131] ( $R_g$  и  $R_p$  %, соответственно): 440 нм — 48,7 и 50,5; 460 — 53,2 и 54,9; 480 — 54,6 и 53,8; 500 — 54,1 и 53,3; 520 — 54,8 и 53,7; 540 — 55,2 и 54,0; 560 — 56,2 и 54,9; 580 — 56,7 и 55,2; 600 — 57,6 и 56,1; 620 — 58,3 и 56,8; 640 — 59,2 и 57,8; 660 — 60,1 и 58,6; 680 — 60,9 и 59,6; 700 — 61,3 и 59,6.

Химический состав урванцевита довольно постоянен, близок к эмпирической формуле  $Pd_2PbBi_3$  [131]. Средние содержания:  $Pd$  — 20,5;  $Bi$  — 64,6;  $Pb$  — 15,3 (вес. %). Для урванцевита из Октябрьского месторождения:  $Pd$  — 18,2;  $Pt$  — 1,4;  $Pb$  — 16,7;  $Bi$  — 63,9;  $Cu$  — 0,2;  $As$  — 1,2;  $\Sigma$  = 101,3 вес. %, что соответствует формуле  $(Pd_{0,95}Pt_{0,03}Cu_{0,02})_{1,0}(Bi_{1,70} \times Pb_{0,45} \cdot As_{0,09})_{2,24}$ . (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

Рентгеновские данные. Дебаеграмма урванцевита [131] индицируется в гексагональной ячейке с  $a = 13,82$  и  $c = 6,53$  Å. Основные линии: 2,643(10)(2132); 2,372(8)(2242); 2,043(5)(5161); 1,685(5)(4372); 1,420(7)(7182); 1,335(5)(7292); 1,166(6)(55103); 1,111(7)(92112).

### Арсениды палладия и никеля

Эта группа минералов включает в себя в основном крайне редкие и малоизученные соединения, обладающие своеобразными оптическими и рентгеновскими характеристиками. Не совсем ясны в настоящее время взаимоотношения  $Pd$  и  $Ni$  в этих минералах. Для некоторых МПМ (майчнерит, мончеит, садберрит и т. д. — [175], содержащих небольшие количества  $Ni$ , очевидно, что никель изоморфно замещает палладий и в формуле они объединяются, например:  $(Pd, Ni)(Sb, Bi, Te, As)$  — садберрит. Это вполне объяснимо, так как атомы  $Pd$  и  $Ni$  довольно близки по свойствам и размерам. В группе арсенидов  $Pd$  и  $Ni$  положение сложнее. Содержание никеля в минералах довольно высокие, отношения  $Pd : Ni$  часто стехиометричны (минерал  $Ni_6Pd_2As_3$ ). Это позволяет предполагать возможность самостоятельной позиции  $Ni$  в структурах этих фаз. Предварительные обсчеты вариантов структуры маякита  $(PdNiAs)$  с учетом упорядоченного, либо неупорядоченного распре-

<sup>1</sup> В работе О. Е. Юшко-Захаровой и Л. А. Черняева [163] рассматривается минерал  $Pd_3Pb_3Bi$  по оптическим свойствам близкий урванцевиту; 2) возможно идентичен «плюмбофрудиту» В. Д. Бегизова и С. Ф. Служеникина [3].

ления Pd и Ni в ячейке подтвердили упорядоченное распределение атомов металлов. Исходя из этого, для маякита и  $Ni_6Pd_2As_3$  выбраны варианты формул с разделением Pd и Ni по самостоятельным позициям. Что касается  $(Pd, Ni)_5As_2$ , то к сожалению, мы не располагаем сейчас достаточным материалом, чтобы проверить тот или другой вариант, а опираемся только на сходство свойств и рентгенограмм с  $Pd_5As_2$ . Это и приводит нас к формуле  $(Pd, Ni)_5As_2$ .

В литературе имеются весьма неполные сведения только о нескольких минералах этой группы: 1)  $Pd_3Ni_4As_3$  [163]; 2)  $(Pd, Ni)_{2+x}As$ ;  $(Ni, Pd)_{2+x}As$ ;  $(Ni, Pd)_{5+x}As_2$  [128]; 3)  $(Pd, Ni)_2(As, Te)$  или  $PdNi(As, Te)$  [182].

Последнее из указанных соединений, по-видимому, аналогично по составу и оптике маякиту. Другие соединения трудно сопоставлять с описываемыми нами.

#### $Pd_5As_2$

Нахождение, ассоциации. В норильских рудах крайне редок [33]. В пирротин-халькопиритовых сплошных рудах Октябрьского месторождения зерна  $Pd_5As_2$  приурочены к прожилковидным выделениям пирротина в халькопирите. Ассоциирует с  $(Pd, Ni)_5As_2$  и  $Pd_2(Sn, As)$  (табл. XVII, з). Размер сростаний этих минералов до 0,4 мм.

Оптические свойства. В отраженном свете серовато-белый. Двуотражение слабое с изменением оттенка до светло-розового. В скрещенных николях анизотропен. Отражение (R, %): 440 нм — 52,7; 460 — 54,3; 480 — 55,6; 500 — 57,1; 520 — 58,4; 540 — 59,5; 560 — 59,9; 580 — 60,3; 600 — 61,5; 620 — 62,0; 640 — 62,8; 660 — 63,0; 680 — 63,6; 700 — 64,2; 720 — 64,4; 740 — 65,2.

Химический состав. Pd — 76,0; Ag — 3,0; As — 21,0; Sb — 1,5;  $\Sigma$  — 101,5 (вес. %). (MS-46, аналитик Ю. Э. Угасте). Формула:  $(Pd, Ag)_{5,07} \cdot (As, Sb)_{2,0}$ .

Рентгеновские данные. Минерал находится в тонком сростании с  $(Pd, Ni)_5As_2$  и  $Pd_2(Sn, As)$ , что затрудняет исследование. Несмотря на большое сходство с синтетическим  $Pd_5As_2$ , имеются и различия в рентгенограммах. В литературе есть сведения еще об одной фазе аналогичного состава — «не названном  $Pd_5As_2$ » [182]. Рентгенограмма этого минерала очень похожа на полученную нами. Отличия — в интенсивностях линий, что объясняется различиями в условиях съемки.

Параметры ромбической элементарной ячейки «не названного  $Pd_5As_2$ »:  $a = 11,216$ ;  $b = 3,875$ ;  $c = 11,345 \text{ \AA}$  [182]. Основные линии рентгенограммы: 2,78(3)(212); 2,61(10)(311); 2,54(5)(402); 2,45(8)(203); 2,27(10)(410, 403); 2,21(6)(313, 501); 1,982(10)(015); 1,803(10)(221, 122); 1,755(6)(315).

#### $(Pd, Ni)_5As_2$

Нахождение, ассоциации. В сплошных пирротин-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения образует пластинчатые выделения и каймы (до 90 мкм) в  $Pd_5As_2$  в ассоциации с  $Pd_2(Sn, As)$  (табл. XVIII, з).

Оптические свойства. В отраженном свете серовато-белый. Двуотражение слабое с изменением цвета от серовато-белого до светло-голубого. В скрещенных николях анизотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 54,6; 460 — 55,3; 480 — 55,3; 500 — 55,9; 520 — 57,5; 540 — 58,1; 560 — 59,2; 580 — 59,2; 600 — 60,6; 620 — 61,8; 640 — 62,8; 660 — 63,5; 680 — 63,6; 700 — 64,4; 720 — 64,6; 740 — 65,3.

Химический состав. Pd — 57,0; Ni — 15,5; Ag — 3,0; As — 23,0; Sb — 1,5;  $\Sigma$  — 100,0 (вес. %). (MS-46, аналитик Ю. Э. Угасте). Формула:  $(Pd_{3,3}Ni_{1,65}Ag_{0,2})_{5,15}(As_{1,92}Sb_{0,08})_{2,0}$ .

Рентгеновские данные. Рентгенограмма очень похожа на рентгенограмму  $Pd_5As_2$ . По-видимому, оба минерала относятся к одному структурному типу. Основные линии рентгенограммы: 2,77(3); 2,44(8); 2,27(10); 2,19(10); 2,11(4); 1,989(6); 1,808(10); 1,753(6).

#### Палладоарсенид — $Pd_2As$

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен в Талнахском месторождении [2] в прожилково-вкрапленных пентландит-халькопиритовых экзо-контактных рудах в виде прожилкоподобных сростаний с  $Pd_5As_2$  размером от 5 до 400 мкм; найден в Стилуотер, США [182].

Оптические свойства. В отраженном свете серовато-белый с розоватым оттенком (в иммерсии розовый оттенок ярче, заметно двуотражение). В скрещенных николях умеренно анизотропный с цветными эффектами от темно-серого до красновато-коричневого. Характерно лоскутно-мозаичное строение зерен. Отражение (R %) [2]: 400 нм — 39,0; 430 — 45,7; 460 — 47,6; 490 — 49,1; 520 — 50,8; 550 — 51,8; 580 — 52,6; 610 — 54,2; 640 — 55,4; 670 — 57,1; 700 — 59,0.

Химический состав. Pd — 67,0; Ag — 3,4; Au — 1,2; As — 2,61;  $\Sigma$  — 98,0 (вес. %) (MS-46, аналитик Ю. Э. Угасте). Формула:  $(Pd_{1,83}Ag_{0,09}Au_{0,02})_{1,94}As_{1,0}$ .

Рентгеновские данные. Порошковая диаграмма палладоарсенида идентична порошковой диаграмме низкотемпературной модификации  $Pd_2As$  [268]: простор. группа  $P2/m$ ,  $a_0 = 9,25 \pm 0,01$ ;  $b_0 = 8,47 \pm 0,02$ ;  $c_0 = 10,44 \pm 0,02$  Å,  $\beta = 94,0^\circ$ ,  $d_{рент} = 10,42$  г/см<sup>3</sup> при  $z = 18$ . Основные линии дебаеграммы: 2,60(7)(004,131); 2,35(6)(114,231); 2,31(6)(400); 2,21(9)(024,401); 2,14(10)(133,313); 2,13(5)(214,124); 2,12(5)(040); 1,955(7)(332,042); 1,576(5)(251,415); 1,093(4)(248,174).

#### Маякит — PdNiAs.

Нахождение, ассоциации. Найден впервые в халькопиритовых и талнахитовых сплошных рудах Талнахского месторождения в сростаниях с пярритом (табл. XVII,  $\partial$ ), Pd-Sn-Cu — минералами, плюмбопалладинитом. Размер выделений от нескольких микрон до 0,1 мм [39].

В сплошных троилит-пирротин-кубанит-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения образует мелкие сростания (до 50 мкм) с PdBi и самородным золотом в пентландите.

Оптические свойства. В отраженном свете серовато-белый. Двуотражение ни в воздухе, ни в иммерсии не наблюдается. В скрещенных николях слабо анизотропен (цветные эффекты не наблюдаются). Отражение (R, %): 440 нм — 47,4; 460 — 49,0; 480 — 50,5; 500 — 51,2; 520 — 52,3; 540 — 52,8; 560 — 54,4; 580 — 55,2; 600 — 55,8; 620 — 56,1; 640 — 56,7; 660 — 58,0; 680 — 57,9; 700 — 58,5; 720 — 59,0; 740 — 59,2.

Химический состав. Pd — 44,3; Ni — 25,2; As — 32,0;  $\Sigma = 101,7$  вес. % (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). Формула:  $Pd_{0,98}Ni_{1,01}As_{1,0}$ .

Рентгеновские данные. Структурный тип  $Fe_2P$ , возможно с упорядоченным размещением Pd и Ni. Простр. группа  $P\bar{6}2m$ .  $a_0 = 6,066$ ,  $c_0 = 7,20$  Å.  $d_{рент} = 10,6$  г/см<sup>3</sup>;  $d_{счит} PdNiAs = 9,33$  г/см<sup>3</sup>.  $z = 6$ . Основные линии рентгенограммы: 3,04(4)(1120); 2,65(10)(2020)2; 2,40(4)(0003); 2,30(5)(1122); 2,19(7)(1013); 1,988(10)(1230); 1,800(4)(0004).

#### $Ni_6Pd_2As_3$ .

Нахождение, ассоциации. Обнаружен в сплошных кубанит-талнахитовых рудах Талнахского месторождения в сростаниях с маякитом среди станнопалладинита. Размер выделений  $Ni_6Pd_2As_3 \sim 0,1$  мм.

Оптические свойства. В отраженном свете серовато-белый с едва заметным голубым оттенком. В скрещенных никелях слабоанизотропный. Отражение ( $R_g$  и  $R_p$ , %): 440 нм — 49,3 и 47,2; 460 — 49,3 и 47,3; 480 — 49,3 и 46,8; 500 — 49,7 и 47,4; 520 — 50,1 и 48,0; 540 — 50,8 и 48,5; 560 — 51,0 и 48,8; 580 — 51,6 и 49,5; 600 — 52,7 и 50,5; 620 — 53,7 и 51,5; 640 — 54,8 и 52,5; 660 — 55,9 и 53,5; 680 — 56,7 и 54,0; 700 — 58,0 и 55,5; 720 — 59,3 и 56,5; 740 — 60,4 и 57,0.

Химический состав. Pd — 26,0; Ni — 44,6; As — 28,0;  $\Sigma = 98,6$  (вес. %). (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). Формула:  $Ni_{6,12}Pd_{1,95}As_{3,0}$ . Возможен и вариант  $(Ni, Pd)_{8,07}As_{3,0}$  в случае изоморфизма Ni-Pd.

Рентгеновские данные. Удалось получить очень слабую пленку. Основные линии рентгенограммы: 2,28 (3); 2,20 (4); 2,02 (10); 1,931 (3).

### Минералы систем Pd—As—Sb—[Te]

В эту группу объединены природные соединения сложного состава: арсенопалладинит —  $Pd_8(As, Sb)_3$  [191, 185], стибнопалладинит —  $(Pd, Cu)_{5+x}(Sb, As, Sn)_{2-x}$  [129, 183]; мертииты I и II —  $(Pd, Cu)_{5+x}(Sb, As)_{2+x}$

или  $\text{Pd}_8(\text{Sb}, \text{As})_3$  [199, 182]; изомертит —  $(\text{Pd}, \text{Cu})_5(\text{Sb}, \text{As})_2$  (стехиометрия точно не установлена, возможно,  $\Sigma(\text{Pd} + \text{Cu}) : \Sigma(\text{Sb} + \text{As}) = 8 : 3$  или  $11 : 4$ ) [191, 182, 175]; стиллотерит —  $\text{Pd}_8(\text{As}, \text{Sb}, \text{Te}, \text{Sn}, \text{Bi})_3$  [182, 185]; винсентит —  $(\text{Pd}, \text{Pt})_3(\text{As}, \text{Sb}, \text{Te})$  [278] и незазванные минеральные фазы: 1)  $\text{Pd}_5(\text{Sb}, \text{As})_2$  [191]; 2)  $\text{Pd}_8\text{Sb}_3$  [182].

Характерной особенностью всех указанных минералов является включение в их состав обычно 3—6 компонентов, неоднозначность в установлении формул и стехиометрии, оригинальность кристаллических структур. Все это делает рассматриваемую группу одной из наиболее сложных для изучения<sup>1</sup>.

#### Стибиопалладинит — $\text{Pd}_{5+x}\text{Sb}_{2-x}$ .

Нахождение, ассоциации. Впервые открыт в Потгитерраст, ЮАР [288, 183]. В Норильском месторождении обнаружен [20] в приальбандных участках вертикальных халькопиритовых жил в ассоциации с геверситом, куперитом, сперритом, самородным золотом. Размер пластинчатых зерен стибиопалладинита ~0,1 мм. В брекчиевидных халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения образует отдельные пластинчатые кристаллики размером до 0,1 мм.

Оптические свойства. Под микроскопом белый с бледно-розовым оттенком. Анизотропный с отчетливыми цветными эффектами в красноватых и серовато-синих тонах. Отражение ( $R$ , %): 440 нм — 43,6; 460 — 46,4; 480 — 47,9; 500 — 49,5; 520 — 51,2; 540 — 52,7; 560 — 54,1; 580 — 55,3; 600 — 55,7; 620 — 56,1; 640 — 57,4; 660 — 58,0; 680 — 58,7; 700 — 59,5; 720 — 60,3; 740 — 60,8.

Химический состав. Pd — 69,7; Pt — 0,81; Sb — 29,7; Cu — 0,11;  $\Sigma$  — 100,3 (вес. %). (MS-46, аналитик Г. Н. Муравичка). Формула  $(\text{Pd}, \text{Pt})_{8,01}\text{Sb}_2$  или  $(\text{Pd}, \text{Pt})_{8,01}\text{Sb}_3$ .

Рентгеновские данные. Для синтетического  $\text{Pd}_5\text{Sb}_2$  параметры гексагональной элементарной ячейки:  $a_0 = 7,603$  и  $c_0 = 13,853$  Å [183]. Для образца из Октябрьского месторождения  $a_0 = 7,577$ ,  $c_0 = 27,79$  Å. Основные линии рентгенограммы: 3,38(1)(11 $\bar{2}$ 4); 3,15(1)(01 $\bar{1}$ 8); 2,50(3)(12 $\bar{2}$ 1); 2,30(10)(02 $\bar{2}$ 9); 2,198(10)(03 $\bar{3}$ 0); 2,03(7)(12 $\bar{2}$ 8); 1,943(2)(12 $\bar{2}$ 9); 1,870(2)(03 $\bar{3}$ 8); 1,584(4)(22 $\bar{4}$ 10); 1,492(2)(23 $\bar{5}$ 2); 1,427(2)(14 $\bar{5}$ 2); 1,352(2)(23 $\bar{5}$ 9); 1,283(2)(14 $\bar{5}$ 10); 00022); 1,333(4)(05 $\bar{5}$ 8; 14 $\bar{5}$ 12).

#### Мертиит-II — $(\text{Pd}, \text{Pt})_8(\text{Sb}, \text{As})_3$ .

Нахождение, ассоциации. Обнаружен в Гудньюс Бэй, Аляска, США [199, 182] и в Садбери [184]. В прожилково-вкрапленных экзоконтактных рудах Октябрьского месторождения представлен ксеноморфными зернами в ассоциации с галенитом, мончеитом, теллуристым соболевицитом, гесситом, гаухекорнитом и паркеритом [92].

Оптические свойства. В отраженном свете кремово-желтый. Двуотражение заметно (без изменения цвета). Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 440 нм — 47,0 и 44,0; 460 — 49,3 и 47,0; 480 — 51,2 и 49,1; 500 — 53,4 и 50,8; 520 — 54,5 и 51,7; 540 — 55,8 и 53,4; 560 — 56,9 и 54,2; 580 — 58,0 и 54,7; 600 — 59,3 и 55,4; 620 — 60,4 и 55,6; 640 — 61,4 и 56,0; 660 — 62,3 и 56,4; 680 — 62,9 и 56,5; 700 — 64,4 и 57,3; 720 — 65,3 и 57,7; 740 — 66,3 и 57,8.

Химический состав. Для двух зерен: Pd — 69,3 и 68,9; Cu — 2,3 и 2,3; Sb — 28,0 и 28,0; As — 2,2 и 2,2;  $\Sigma$  — 101,8 и 101,4 (вес. %). Формулы: 1 —  $(\text{Pd}_{7,57}\text{Cu}_{0,42})_{7,99} \times (\text{Sb}_{2,67}\text{As}_{0,34})_{3,01}$  и 2 —  $(\text{Pd}_{7,55}\text{Cu}_{0,47})_{8,02} \times (\text{Sb}_{2,68}\text{As}_{0,34})_{3,03}$  (МАР-2, аналитик В. Д. Бегизов).

Рентгеновские данные. Порошкограмма идентична мертииту — II [182]. Параметры гексагональной ячейки:  $a_0 = 7,60 \pm 0,01$  и  $c_0 = 43,00 \pm 0,1$  Å. Основные линии: 3,13(5)(02 $\bar{2}$ 4); 2,48(3)(21 $\bar{3}$ 1); 2,28(9)(11 $\bar{2}$ ,15); 2,25(2)(20 $\bar{2}$ ,14); 2,19(10)(30 $\bar{3}$ 0); 1,582(5)(22 $\bar{4}$ ,15); 1,282(2)(14 $\bar{5}$ ,15); 1,228(2)(41 $\bar{5}$ ,18).

<sup>1</sup> Несомненно, к этой же группе относятся описанные Л. В. Разиным и Л. С. Дубакиной [129] арсеноантимониды и арсеностанниды палладия (Октябрьское месторождение). К сожалению, приводимые ими данные по химическому составу и рентгенограммы довольно противоречивы и не позволяют однозначно идентифицировать эти минералы.

### Винсентит — Pd<sub>3</sub>(As, Te)<sup>1</sup>.

Нахождение, ассоциации. Описан в платиноносных россыпях острова Борнео [278]. В Октябрьском месторождении [87] установлен в борнит-миллерит-халькопиритовых экзоконтактовых рудах в виде зерен размером 30 мкм в сростании с котульскитом и телларгпалитом.

Оптические свойства. В отраженном свете розовато-коричневый. Слабо анизотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 44,1; 460 — 44,9; 480 — 46,3; 500 — 47,5; 520 — 49,4; 540 — 51,5; 560 — 53,1; 580 — 54,7; 600 — 56,0; 620 — 57,5; 640 — 58,8; 660 — 60,4; 680 — 61,6; 700 — 62,9; 720 — 63,1; 740 — 64,3.

Химический состав. Pd — 76,2; As — 11,0; Te — 10,5; Pb — 1,5; Bi — 0,6; Σ — 99,8 (вес. %). Формула — Pd<sub>3,00</sub>(As<sub>0,615</sub>Te<sub>0,343</sub>Pb<sub>0,029</sub>Bi<sub>0,013</sub>)<sub>1,0</sub> (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

Рентгеновские данные. Ввиду малого размера зерен рентгенограмму получить не удалось.

### Pd<sub>5</sub>(Sb, As)<sub>2</sub>.

Нахождение, ассоциации. Обнаружен в руднике Итабира, Бразилия [191]. В приконтактовой зоне сплошных руд Октябрьского месторождения образует мелкие сростания со сперрилитом размером до 40 мкм.

Оптические свойства. В отраженном свете палево-кремовый. Слабо анизотропный в скрещенных николях (без цветных эффектов).

Химический состав. Pd — 73,1; Sb — 16,2; As — 11,4; Cu — 0,5; Σ — 101,2 (вес. %). Формула: (Pd<sub>7,30</sub>Cu<sub>0,08</sub>)<sub>7,38</sub> (As<sub>1,60</sub>Sb<sub>1,40</sub>)<sub>3,0</sub> (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). По составу минерал близок к изомертииту — (Pd, Cu)<sub>5</sub>(Sb, As)<sub>2</sub> [191] или (Pd, Cu)<sub>8</sub>(Sb, As)<sub>3</sub> [182].

Рентгеновские данные. Очень малый размер зерен не позволил получить рентгенограмму.

### Теларгпалит — (Pd, Ag, Bi, Pb)<sub>4+x</sub>Te.

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен в прожилково-вкрапленных экзоконтактовых борнит-миллерит-халькопиритовых рудах Октябрьского месторождения в сростании с клаусталитом, котульскитом (табл. XVII, б), винсентитом и (Pd, Ag)<sub>3</sub>(Ag, Pb)(Te, Se) [87, 88]. Размер полиминеральных агрегатов ~01 × 0,08 мм.

Оптические свойства. В отраженном свете теларгпалит светло-серый с чуть заметным сиреневатым оттенком. Изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 44,7; 460 — 45,3; 480 — 46,6; 500 — 47,5; 520 — 49,1; 540 — 50,4; 560 — 50,9; 580 — 51,7; 600 — 52,4; 620 — 53,7; 640 — 54,6; 660 — 55,6; 680 — 56,7; 700 — 57,2; 720 — 57,4; 740 — 58,4.

Химический состав. Содержание Te примерно постоянно, свинец и висмут варьируют. Для двух зерен: Pd — 39,3 и 38,9; Ag — 29,5 и 30,5; Te — 20,2 и 20,1; Se — 0,1 и 0; Pb — 3,8 и 8,5; Bi — 5,9 и 2,1; Σ — 98,7 и 101,1 (вес. %). Соответственно формулы:

1 — (Pd<sub>2,34</sub>Ag<sub>1,69</sub>Pb<sub>0,13</sub>Bi<sub>0,17</sub>)<sub>4,33</sub>(Te, Se)<sub>1,00</sub> и 2 — (Pd<sub>2,30</sub>Ag<sub>1,80</sub>Pb<sub>0,26</sub> · Bi<sub>0,09</sub>)<sub>4,40</sub>Te<sub>1,00</sub> (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

В работе В. А. Коваленкера и др. [88] рассматриваются и другие варианты расчета формулы теларгпалита.

Рентгеновские данные. Структура не изучена. По аналогии с кубической фазой Pd<sub>4</sub>Te [208] параметр a<sub>0</sub> кубической ячейки теларгпалита = 12,60 Å. Основные линии дебаеграммы: 3,05(4)(410); 2,42(10)(333); 2,10(5)(600); 1,822(2)(444); 1,475(3)(661).

### (Pd, Pt)(Pb, Bi)(S, Se)

Нахождение, ассоциации. Найден в борнит-миллерит-халькопиритовых прожилково-вкрапленных экзоконтактовых рудах Октябрьского месторождения в виде отдельных округлых или продолговатых зерен (размер 25—30 мкм) в халькопирите в ассоциации с теларгпалитом, (Pd, Ag)<sub>3</sub>(Ag, Pb)(Te, Se), котульскитом, клаусталитом [85].

<sup>1</sup> Е. Штумпфль и М. Таркиан [278] описали минерал состава (Pd, Pt)<sub>3</sub>(As, Sb, Te): I зерно — (Pd<sub>2,66</sub>Pt<sub>0,34</sub>)<sub>3,00</sub> × (As<sub>0,45</sub>Te<sub>0,32</sub>Sb<sub>0,24</sub>)<sub>1,00</sub> II зерно — (Pd<sub>2,5</sub>Pt<sub>0,41</sub>)<sub>2,99</sub> × (As<sub>0,44</sub>Sb<sub>0,35</sub>Te<sub>0,22</sub>)<sub>1,00</sub>.

Оптические свойства. Под микроскопом бледно-голубой с сиреневатым оттенком. В скрещенных николях анизотропен с цветными эффектами от серого-голубого до коричнево-красного. Отражение (R, %): 440 нм — 42,4; 460 — 43,7; 480—44,7; 500 — 45,1; 520 — 44,9; 540 — 42,2; 560 — 45,1; 580 — 44,8; 600 — 44,8; 620 — 45,4; 640 — 45,7; 660 — 46,3; 680 — 46,5; 700 — 46,9; 720 — 47,0; 740 — 47,2.

Химический состав. Установлены значительные колебания содержаний свинца и висмута, палладия и платины, серы и селена: с увеличением концентрации одного из компонентов каждой пары происходит уменьшение концентрации второго. Для одного из зерен:

Pd — 32,4; Pt — 0,4; Pb — 47,7; Bi — 4,6; S — 7,8; Se — 4,7;  $\Sigma$  — 97,6 (вес. %). Формула:  $(\text{Pd}_{1,01}\text{Pt}_{0,01})_{1,02}(\text{Pb}_{0,76}\text{Bi}_{0,07})_{0,83}(\text{S}_{0,8}\text{Se}_{0,2})_{1,0}$  (MS-46, аналитик И. П. Лапутина).

Рентгеновские данные. Рентгенограмму получить не удалось.

$(\text{Pd}, \text{Ag})_3(\text{Ag}, \text{Pb})(\text{Te}, \text{Se})$ .

Нахождение ассоциации. Обнаружен в прожилко-вкрапленных экзоконтактовых рудах борнит-миллерит-халькопиритового состава в Октябрьском месторождении. Образует мелкие (10—50 мкм) округлые сростания с котульскитом, теларгпалитом и брэггитом в ассоциации с клаусталитом и  $(\text{Pd}, \text{Pt}) \cdot (\text{Pb}, \text{Bi}) (\text{S}, \text{Se})$  [87].

Оптические свойства. Под микроскопом отчетливое двуотражение с изменением окраски от голубовато-серой до розово-сиреневой. В скрещенных николях сильно анизотропен с цветным эффектом от зеленовато-желтого до огненно-оранжевого. Отражение ( $R'_g$  и  $R'_p$ , %): 440 нм — 39,9 и 37,5; 460 — 42,3 и 38,2; 480 — 43,6 и 39,6; 500 — 44,2 и 40,6; 520 — 44,4 и 41,1; 540 — 44,7 и 42,4; 560 — 44,5 и 43,3; 580 — 44,7 и 44,4; 600 — 45,0 и 45,2; 620 — 44,9 и 46,1; 640 — 45,2 и 46,8; 660 — 45,0 и 46,5; 680 — 45,4 и 46,5; 700 — 45,1 и 46,3; 720 — 44,7 и 45,7; 740 — 44,2 и 44,9.

Химический состав. Pd — 38,7; Ag — 25,5; Pb — 13,7; Bi — 0,8; Te — 16,8; Se — 3,7;  $\Sigma$  — 99,2 (вес. %). (MS-46, аналитик И. П. Лапутина). Формула:  $(\text{Pd}_{2,17}\text{Ag}_{0,83})_{3,0}(\text{Ag}_{0,58}\text{Pb}_{0,40}\text{Bi}_{0,02})_{1,0}(\text{Te}_{0,79}\text{Se}_{0,23})_{1,07}$ .

Рентгеновские данные. Рентгенограмму получить не удалось.

### Сульфиды платины и палладия

Три минерала — куперит, брэггит и висоцкит — входят в эту группу. Обычно они образуют идиоморфные кристаллы, реже — сростания друг с другом. Купериты по составу близки к PtS, примеси (Pd, Ni) не превышают 4—5 вес. %. Для брэггита характерно широкое поле составов с варьирующими содержаниями Pt, Pd и Ni. На треугольной диаграмме PtS — PdS — NiS (фиг. 24) составы брэггита дают довольно протяженный ряд, для которого сохраняется отношение  $\text{Pd} : \text{Ni} \sim 2 : 1$  при меняющемся отношении  $\text{Pt} : \Sigma \text{Pd} + \text{Ni}$ . Это хорошо согласуется с результатами изучения структуры минерала [190] и обусловлено распределением атомов Pt, Pd и Ni по структурным позициям и тетрагональной ячейке с пространственной группой  $P4_2/m$ : Pt и Ni статистически расположены по точкам  $2e$ , и  $4j$ , а Pd занимает позицию  $2d$ . На основании структурного исследования формула брэггита представлена как  $(\text{Pt}, \text{Ni})_{6-x}\text{Pd}_{2+x}\text{S}_8$ .

Для висоцкита отмечается присутствие небольшого количества Pt и постоянство отношения Pd и Ni = 3 : 1. По аналогии с брэггитом, относящимся к тому же структурному типу, можно предположить, что в тетрагональной ячейке висоцкита (простр. группа  $P4_2/m$ ) атомы Pd и Ni занимают самостоятельные структурные позиции. При этом возможны 2 варианта 1) Pd —  $2e$  и  $4j$ , Ni —  $2d$  и 2) Pd —  $2d$  и  $4j$ , Ni —  $2e$ . Тогда формула висоцкита может быть представлена, как  $\text{Pd}_6\text{Ni}_2\text{S}_8$ .

Куперит — PtS.

Нахождение, ассоциации. Впервые обнаружен в месторождении Бушвельд [194, 167, 171]. В Норильском месторождении мелкие кристаллики куперита встречаются в пирротиновых жильных и вкрапленных рудах. В брекчиевидных миллерит-халькопиритовых рудах идиоморфные более

крупные (0,3—0,5 мм) кристаллы наблюдаются среди халькопирита, иногда в ассоциации со сфалеритом и висоцкитом [20]. В борнит-пентландит-миллеритовых и халькопирит-миллеритовых экзоконтактовых рудах Талнахского месторождения образует мелкие (до 150 мкм) кристаллики и сростания с брэггитом. В пирротиновых, пирротин-халькопиритовых и халькопиритовых брекчиевидных рудах (Октябрьское месторождение) развиты хорошо образованные кристаллики с совершенной огранкой (30—180 мкм), иногда очень тонкозернистые агрегаты из мельчайших зерен куперита и самородной платины.

**Оптические свойства.** Кристаллы куперита стально-серого цвета. Под микроскопом — серовато-голубоватый. В скрещенных николях отчетливо анизотропный с цветными эффектами от светло-серого до серовато-синего. Отражение (R, %): 440 нм — 44,0; 460 — 44,1; 480 — 43,6; 500 — 42,9; 520 — 41,9; 540 — 41,3; 560 — 40,5; 580 — 40,1; 600 — 39,5; 620 — 38,8; 640 — 38,2; 660 — 37,6; 680 — 37,0; 700 — 36,4; 720 — 35,7; 740 — 35,2.

**Химический состав.** Основные компоненты — Pt и S (табл. 46). Постоянно содержит некоторое количество Pd. Для куперитов из Норильского месторождения характерно присутствие никеля (до 1,2 вес. %).

**Рентгеновские данные.** Простр. группа  $P4_2/mmc$ ,  $a_0 = 3,46$ ,  $c_0 = 6,10$  Å. Основные линии дебаеграммы: 3,01(10) (002, 012); 2,465(3)(110); 1,918(7)(112); 1,512(6)(022, 121); 1,240(3)(123); 1,157(2)(015); 1,139(3)(222, 031); 1,034(4)(132).

**Брэггит — (Pt, Pd, Ni)S.**

**Нахождение, ассоциации.** Найден впервые в месторождениях рифа Меренского [171]. В Талнахском месторождении отдельные зерна и сростания брэггита с куперитом, висоцкитом и теллуридами палладия, серебра, свинца и висмута (до 0,2—1 мм) встречаются в прожилково-вкрапленных борнит-миллерит-халькопиритовых рудах.

**Оптические свойства.** Под микроскопом серовато-белый. В скрещенных николях слабо анизотропен. Отражение (R, %): 440 нм — 45,2; 460 — 44,5; 480 — 45,0; 500 — 45,7; 520 — 46,3; 540 — 47,2; 560 — 48,1; 580 — 48,5; 600 — 48,3; 620 — 48,3; 640 — 48,9; 660 — 48,3; 680 — 47,9; 700 — 48,1; 720 — 47,8; 740 — 48,0.

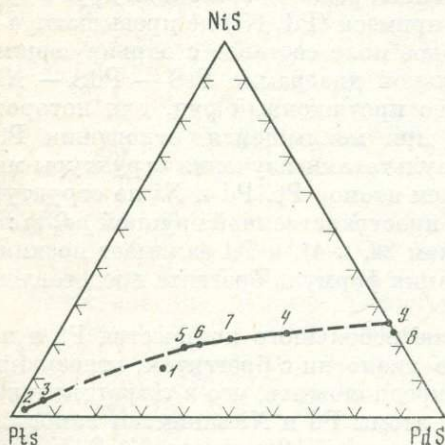
**Химический состав.** Состав минерала (см. табл. 46) широко варьирует в отношении Pt/Pd (0,44—2,0) и Pt/Ni (1,14—4,4) [105].

**Рентгеновские свойства.** Структура типа PdS. Пространственная группа  $P4_2/m$   $a_0 = 6,38$ ,  $c_0 = 6,59$  Å. Основные линии рентгенограммы: 3,17(1)(200); 2,92(6)(102); 2,85(10)(210); 2,63(7)(211); 2,14(1)(212); 1,857(5)(222); 1,805(2)(203); 1,771(2)(302); 1,712(3)(312); 1,592(1)(400); 1,541(1)(410); 1,422(3)·(214, 420); 1,397(3)(412); 1,380(1)·(523); 1,036(3)(610).

**Вивоцкит — (Pd, Ni)S.**

**Нахождение, ассоциации.** Установлен впервые в Норильском месторождении [22, 33, 164] в халькопирит-миллеритовых брекчиевидных и вкрапленных рудах в виде мелких кристалликов призматической или неправильной формы (табл. X, a) в никелистом пирите, полидимите или виоларите.

**Оптические свойства.** В отраженном свете серовато-белый с голубовато-сиреневатым оттенком. Двухотражение выявляется только в иммерсии (от серовато-голубоватого до серовато-сиреневатого). Анизотропный, цветные эффекты в коричневатых и темно-синих тонах. Отражение (R, %): 440 нм —



Фиг. 24. Состав сульфидов платины и палладия [105]

- 1 — брэггит из ЮАР;
- 2 — куперит из ЮАР [171];
- 3 — куперит из Талнахского месторождения;
- 4—7 — брэггиты из Талнахского месторождения;
- 8, 9 — из Талнахского месторождения

49,2; 460 — 49,5; 480 — 51,1; 500 — 51,6; 520 — 51,8; 540 — 52,3; 560 — 52,5; 580 — 52,6; 600 — 52,6; 620 — 53,1; 640 — 53,2; 660 — 53,6; 680 — 53,8; 700 — 54,0; 720 — 54,0; 740 — 54,0.

Химический состав характеризуется практически постоянным отношением Pd/Ni  $\approx$  3 : 1 (табл. 46).

Таблица 46. Химический состав брэггита, куперита и высокоцита (вес. %, рентгеновский микроанализ)

| №№ | Pt   | Pd   | Ni   | Cu  | Fe  | Ag  | S    | Сумма |
|----|------|------|------|-----|-----|-----|------|-------|
| 1  | 86,4 | —    | 0,64 | —   | —   | —   | 13,7 | 100,7 |
| 2  | 83,1 | 0,9  | 1,2  | —   | —   | —   | 13,5 | 98,7  |
| 3  | 80,3 | 2,5  | 1,5  | —   | —   | 0,4 | 15,0 | 99,7  |
| 4  | 56,0 | 19,5 | 6,0  | —   | —   | —   | 18,5 | 100,3 |
| 5  | 31,5 | 38,5 | 8,3  | 0,3 | —   | 0,2 | 21,5 | 100,3 |
| 6* | 0,3  | 63,1 | 10,6 | 0,7 | —   | —   | 25,2 | 99,9  |
| 7* | 0,4  | 62,5 | 11,6 | 1   | 0,3 | —   | 25,4 | 100,2 |

Примечание. 1—3 — куперит: 1 — (Pt<sub>1,03</sub>Ni<sub>0,02</sub>)<sub>1,06</sub>S (MS-46, аналитик Г. Н. Муравицкая); 2 — (Pt<sub>1,03</sub>Ni<sub>0,04</sub>·Pd<sub>0,02</sub>)<sub>1,06</sub>S (MS-46, аналитик И. П. Лапутина); 3 — (Pt<sub>0,88</sub>Pd<sub>0,08</sub>Ni<sub>0,02</sub>)<sub>0,98</sub>S (MS-46, аналитик И. П. Лапутина); 4—5 — брэггит: 4 — (Pt<sub>0,50</sub>Pd<sub>0,32</sub>Ni<sub>0,18</sub>)<sub>1,00</sub>S (MS-46, аналитик И. П. Лапутина); 5 — (Pd<sub>0,51</sub>Pt<sub>0,24</sub>·Ni<sub>0,21</sub>)<sub>0,96</sub>S (MS-46, аналитик И. П. Лапутина); 6—7 — высокоцит: 6 — (Pd<sub>0,72</sub>Ni<sub>0,23</sub>Cu<sub>0,01</sub>)<sub>0,96</sub>S [105]; 7 — (Pd<sub>0,73</sub>Ni<sub>0,25</sub>)<sub>0,98</sub>S [105].

Рентгеновские данные. Порошкограмма близка дебаеграмме брэггита. Структура типа PdS. Параметры тетрагональной ячейки:  $a_0 = 6,37$  и  $c_0 = 6,55$  Å. Основные линии дебаеграммы: 3,74(4)(111); 3,16(5)(200); 2,91(10)(102); 2,86(10)(210); 2,64(7)(112); 2,61(8)(211); 2,22(6)(212); 1,859(7)(222); 1,732(6)(213); 1,717(8)(312); 1,636(5)(004); 1,419(6)(214); 1,396(6)(412); 1,185(8)(502); 1,138(7)·(404); 1,121(6)(414); 1,071(6)(106); 1,031(9)(611).

#### Сперрилит — PtAs<sub>2</sub>.

Нахождение, ассоциации. В норильских рудах наиболее известный и распространенный минерал платины. Встречается 1) во вкрапленных рудах из пикритовых и такситовых габбро-долеритов — идиоморфные кристаллики размером 0,05 — 1,0 мм; 2) в экзоконтактовых медистых рудах — кристаллические зерна (до 0,5 мм); 3) во вкрапленных борнитовых рудах — метакристаллы и сростания с Pd<sub>2</sub>SnCu; 4) в сплошных пирротиновых и халькопирит-пирротиновых рудах — правильные кристаллы (до 0,7 мм) и тончайшие прожилки вокруг выделений галенита (табл. XVII, e); 5) в сплошных талнахитовых и халькопиритовых рудах — правильные кристаллы (до 0,5 мм) и прожилки (0,1 × несколько мм) в сростании с ферроплатиной, поляритом и (Pt, Pd)<sub>2</sub>(As, Sb, Sn); 6) в сплошных кубанит-талнахитовых и халькопирит-кубанитовых рудах — кристаллы размером до 1 мм в сростании с паоловитом, соболевскитом и самородным серебром; 7) во всех минеральных разновидностях брекчиевидных руд — мелкие (30—70 мкм) кристаллики; 8) в жильных ответвлениях галенит-халькопиритового состава от верхнего зальбанда рудных тел — крупные кристаллы (до 1,3 см), иногда в сростании с маловитом, фрудитом, самородным серебром, соболевскитом, алтаитом, гесситом.

Оптические свойства. Кристаллы оловянно-белого цвета. В отраженном свете белый с едва заметным голубоватым оттенком. Изотропный. Отражения (R, %) для 440, 460, 480, 500, 520, 540; 560, 580, 600, 620, 640, 660, 680, 700, 720 и 740 нм соответственно равны: 54,6; 54,1; 53,6; 52,6; 53,1; 52,8; 53,0; 52,9; 52,8; 52,9; 52,4; 51,6; 51,5; 51,0; 50,5 и 50,7.

Химический состав. Для большинства исследованных образцов Pt — 56,0; As — 43,5 (вес. %). В сперрилите из рудных жил Норильского месторождения содержится до 3 вес. % Sn и 1% Rh. В образцах из рудников Маяк и Октябрьский всегда присутствует Rh(0,05—0,1 вес. %) и Ir (до 0,1 вес. %). Иногда отмечается до 0,45 вес. % Sb. Формула близка к идеальной PtAs<sub>2</sub> (MS-46, аналитик И. Д. Марчукова).

Рентгеновские данные. Структура типа пирита. Пространственная группа  $Ra3$ ,  $a_0 = 5,967 \text{ \AA}$ . Основные линии рентгенограммы: 2,98(5)(200); 2,11(6) (220); 1,800(10)(311); 1,723(4)(222); 1,371(5)(331); 1,335(6)(420); 1,219(6)(422); 1,149(10)(513,333); 1,057(6)(440); 0,996(8)(600).

Холлингвортит — (Rh, Pt, Ru, Ir)AsS.

Нахождение, ассоциации. Впервые установлен в месторождении Дрикоп, ЮАР [277, 280]. Найден в месторождении Онфервахт [26]. В Норильском месторождении обнаружен в зальбандах халькопиритовых жил в виде правильных кристалликов (3—5 мкм и 30—70 мкм) среди сперрилита [20] (табл. XVII, e).

Оптические свойства. Под микроскопом серовато-белый с голубоватым оттенком. Изотропный. Отражение (R, %): 440 нм — 50,5; 460 — 51,5; 480 — 51,6; 500 — 51,7; 520 — 52,1; 540 — 52,5; 560 — 52,6; 580 — 52,0; 600 — 51,7; 620 — 51,6; 640 — 51,0; 660 — 50,1; 680 — 49,6; 700 — 49,2; 720 — 48,7; 740 — 48,0.

Химический состав. Rh — 25,0; Pt — 20,0; Ir — 5,0; Ru — 4,0; As — 35,0; S — 11,0;  $\Sigma$  — 100 (вес. %). (МАР-1, аналитик Н. В. Тронева).  
Формула:

$(Rh_{0,70}Pt_{0,30}Ru_{0,11}Ir_{0,08})_{1,19}As_{1,26}S_{1,0}$ .

Рентгеновские данные: Структура типа пирита. Пространственная группа  $Ra3$   $a_0 = 5,82 \text{ \AA}$ . Основные линии рентгенограммы: 3,36(10)(111); 2,91(10)·(002); 2,60(7)(012); 2,375(8)(112); 2,059(9)(022); 1,752(10)(113); 1,675(6)(222); 1,610(6)(023); 1,550(6)(123); 1,332(6)(133); 1,299(7)(024); 1,269(1)(124); 1,187(7) (224).

## Типы сульфидных медно-никелевых руд

Медно-никелевые руды норильских месторождений представлены тремя главными типами: 1) вкрапленными рудами в интрузивных породах, 2) сплошными (массивными) рудами в эндо- и экзоконтактах стратифицированных интрузий, 3) прожилково-вкрапленными и брекчиевидными рудами в породах эндо- и экзоконтакта интрузий (см. табл. 12). Каждый из этих типов характеризуется своими особенностями пространственного размещения, соотношением с вмещающими породами, специфическими структурами и текстурами.

### Вкрапленные руды в дифференцированных интрузивах

#### Текстурно-структурные особенности

Особенности сульфидной вкрапленности в дифференцированных интрузивах во многом определяются структурой рудовмещающих магматических пород. В пикритовых габбро-долеритах характерна вкрапленность двух видов: мелкая (от 0,1 мм до 3 мм), располагающаяся в интерстициях силикатных минералов, и относительно крупная (от 2—4 до 40 мм и более) каплевидная (табл. XVIII, а, в).

В такситовых габбро-долеритах вкрапленность представлена крупными (40—80 мм) и мелкими (2—5 мм) сульфидными агрегатами, ксеноморфными по отношению к силикатам (табл. XVIII, б).

Троктолитовые габбро-долериты, содержат мелкую, иногда весьма обильную, интерстициальную вкрапленность, среди которой могут встречаться крупные, неравномерно распределенные, изометричные, часто уплощенные вкрапленники.

Равномернозернистым оливинсодержащим офитовым габбро-долеритам присуща мелкая интерстициальная, часто переходящая в сидоронитовую вкрапленность сульфидов (табл. XVIII, г).

Однако характер вкрапленности меняется не только от одного дифференциата к другому, но и внутри каждого из них. Особенно это заметно в разрезе пикритовых, менее отчетливо — в такситовых габбро-долеритах. В верхней части горизонта пикритов развита довольно редкая интерстициальная вкрапленность сульфидов. Вниз по разрезу количество интерстициальной вкрапленности увеличивается и появляются единичные каплевидные выделения величиной не более 5 мм. Далее происходит увеличение как количества, так и размеров вкрапленности: сначала до 10—20 мм, а затем до 40 мм по длинной оси. Наблюдается чередование зон, обогащенных каплевидной вкрапленностью, и зон почти лишенных вкрапленности и несущих только интерстициальное оруденение.

В пикритовых габбро-долеритах границы каплевидных вкрапленников характеризуются наличием вдающихся в сульфидную часть идиоморфных кристаллов пироксенов и плагиоклазов. Оливин, как правило, на контакте с вкрапленниками отсутствует. В этих же породах интерстициальные выделения сульфидов чаще всего находятся в межзерновых пространствах оливина, и реже имеют непосредственный контакт с плагиоглазом и пироксеном (табл. XVIII, в). Иногда каплевидная вкрапленность переходит в интерстициальную, но соотношения сульфидов с силикатами сохраняются такими же, как описано выше.

Весьма характерно внутреннее строение каплевидных вкрапленников [76]. В них почти всегда наблюдается расслоение, обусловленное расположением халькопирита в верхней, а пирротина в нижней части вкрапленника. Граница раздела халькопирита и пирротина обычно субпараллельна подошве горизонта пикритовых габбро-долеритов. Над верхней частью вкрапленников нередко встречаются оторочки, сложенные нерудными минералами: плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном, гранатом, магнетитом, ильменитом, апатитом, пренитом, тальком, хлоритом, серпентином, цеолитами, кальцитом, ангидритом [42, 21, 71].

Специфическим типом сульфидных агрегатов в пикритовых габбро-долеритах является вкрапленность в плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых скоплениях, известных в литературе под названием лейкократовых обособлений. Большинство лейкократовых обособлений, как правило, содержит сульфидную вкрапленность, но эти обособления могут быть и без вкрапленности. Они хорошо заметны макроскопически благодаря светлой окраске, резко выделяющейся на фоне темных пикритовых габбро-долеритов. Лейкократовые обособления сложены главным образом плагиоклазом и моноклинным пироксеном, зерна которых значительно больше зерен этих же минералов в пикритах. Величина обособлений и форма могут варьировать от почти неразличимых макроскопически до образований несколько десятков сантиметров в диаметре при округлой форме обособлений. Встречаются лейкократовые обособления по всему разрезу пикритов, но наибольшее их количество приурочено к нижней части этого горизонта, у его границы с такситовыми габбро-долеритами.

Количество сульфидов в лейкократовых обособлениях и размеры вкрапленников варьируют в широких пределах. В некоторых из них сульфиды составляют до 30% от объема обособления и образуют сульфид-плагиоклазовую породу, в которой сульфиды выполняют промежутки между крупными кристаллами плагиоклаза. Размеры выделений сульфидов варьируют от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Для такситовых габбро-долеритов, в основном, характерна крупная ксеноморфная вкрапленность. Часто сульфидная вкрапленность тяготеет к относительно лейкократовым участкам в породе. В местах, где видна полосчатость или определенная ориентированность силикатного вещества, сульфиды образуют удлинённые выделения, субпараллельные указанным элементам.

Мелкие выделения сульфидов имеют подчиненное значение. Они встречаются в небольшом количестве во всем разрезе такситовых габбро-долеритов. И только в нижних частях этого горизонта, где порода имеет равномерно-зернистую структуру, единственной сульфидной вкрапленностью являются небольшие, интерстициальные выделения сульфидов.

Для сидоронитовых руд в равномерно-зернистых оливинсодержащих габбро-долеритах характерна мелкая интерстициальная вкрапленность (0,1—1—2 мм). В разрезе можно проследить чередование участков с густо-вкрапленным и бедным оруденением. И только в верхней части горизонта, на контакте с такситовыми габбро-долеритами, наряду с интерстициальной вкрапленностью встречаются крупные ксеноморфные выделения сульфидов.

Таким образом, среди вкрапленных руд в дифференцированных интрузивах выделяются три основные текстурно-морфологические разновидности сульфидной вкрапленности: 1) каплевидная в пикритовых габбро-долеритах, с подчиненным значением интерстициальной; 2) крупнозернистая ксеноморфная в такситовых габбро-долеритах; 3) сидоронитовая и интерстициальная в равномерно-зернистых оливинсодержащих и троктолитовых габбро-долеритах.

### **Минеральные разновидности и главные ассоциации**

Вкрапленные руды в дифференцированных интрузивах имеют разнообразный минеральный состав.

Главными минералами являются пирротин, троилит, пентландит, кубанит, а также минералы группы халькопирита. Из второстепенных минералов в не-

больших количествах встречаются макинавит, пирит, галенит, сфалерит, борнит, валлериит. Среди редких — серебросодержащий пентландит, медистый пентландит и минералы благородных металлов.

Разнообразные, но строго закономерные сочетания главных рудообразующих сульфидов определяют все многообразие рудной минерализации интрузивов. Выделяются следующие минеральные разновидности (табл. 47): халькопирит-пирротиновая, кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновая и кубанит-халькопирит (талнахит, моихукит, кубический халькопирит)-троилитовая.

Таблица 47. Минеральные разновидности и ассоциации сульфидов вкрапленных руд

| Минеральные разновидности  | Минеральные ассоциации   | Основной горизонт локализации                |
|--|--|--|
| Халькопирит-пирротиновая   | $Pn + Cp + Po_m$<br>$Pn + Cp + Po_{m+h}$<br>$Pn + Cp + Po_h$<br>$Pn + Po(Po_h, Po_{h+m}) + Cp$ | Пикритовые и такситовые габбро-долериты      |
| Кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновая                                     | $Pn + Cub + Cp + Po_h$<br>$Pn + Cub + Cp + Tr + Po_h$<br>$Pn + Cub + Cp + Po_h + Tr$           | Пикритовые, редко такситовые габбро-долериты |
| Кубанит-халькопирит (талнахит, моихукит, кубический халькопирит)-троилитовая | $Pn + Cub + Cp + Tr$<br>$Pn + Cub + Tn (Mh, Cp_c) + Tr$  | Пикритовые габбро-долериты                   |

Наиболее широким распространением в дифференцированных интрузивах пользуются халькопирит-пирротиновые руды. В общем объеме вкрапленного оруденения эта минеральная разновидность составляет 40—60%, причем большая ее часть связана с такситовыми габбро-долеритами. Несколько меньшим распространением эти руды пользуются в пикритовых габбро-долеритах.

В составе этих руд преобладающим минералом является пирротин (50—60%), количество пентландита в рудах относительно постоянно (10—15%), содержание халькопирита колеблется от 12—15% до 30—35%<sup>1</sup>.

Устанавливаются две генерации пирротина. Пирротин I обычно представлен крупными, нередко изометричными зернами, с хорошо выраженной отдельностью. В расслоенных каплевидных вкрапленниках он обычно слагает нижнюю часть и отделяется от верхней халькопиритовой части каймой пентландита. Пирротин при этом представлен часто одним или несколькими крупными кристаллами. В других морфологических разновидностях вкрапленности халькопирит распределен в пирротиновой массе более равномерно, занимая промежутки между зернами пирротина I.

В крупных зернах пирротина I пентландит содержится в виде тонких пластинчатых и пламенеvidных выделений, расположенных строго параллельно базальной отдельности пирротина. Пентландит иногда может находиться в сростании с мелкими зернами халькопирита. Кроме того, пентландит обрастает зерна пирротина в виде каймы шириной десятые доли миллиметра, находясь на контакте его с халькопиритом. Относительно редко встречаются крупные до 1—1,5 мм порфиридовидные изометричные зерна пентландита (табл. XIX, а).

Пирротин II образует мелкозернистые массы, в виде прожилков располагающиеся в халькопирите. Пентландит среди пирротина II слагает мелкие округлые, реже прожилковидные агрегаты (табл. XIX, б).

<sup>1</sup> Здесь и далее содержание минералов дается в пересчете на 100% сульфидов.

Пирротин в рудах представлен гексагональной и моноклинной модификациями. В зависимости от количественного соотношения модификаций выделяются несколько минеральных ассоциаций (см. табл. 47).

В рассматриваемых рудах иногда халькопирит количественно преобладает над пирротинном. Эта разновидность чаще встречается во фронтальных и краевых частях интрузивов, а также в такситовых габбро-долеритах. В этих рудах халькопирита содержится 40—65%, пирротина — 15—40%. Среди морфологических разновидностей пентландита преобладают порфиридные выделения и каймы, в подчиненном количестве развиты пластинчатые и пламенивидные выделения пентландита в пирротине. Общее количество пентландита составляет 10—15%. Возрастает роль пирротина II, который образует в полях халькопирита скопления выделений округлой и неправильной формы.

В качестве второстепенных минералов в рудах халькопирит-пирротинного состава отмечаются пирит, магнетит, макиновит. Пирит образует метакристаллы или мелкозернистые агрегаты в пирротине или слагает прожилки секущие как пирротин, так и силикаты.

Магнетит в сростании с сульфидами распределен неравномерно. Характерны две формы выделений минерала: в виде тонких пластинчатых вростков по плоскостям базальной отдельности пирротина, и зерен изометричной и неправильной формы, встречающиеся как внутри, так и по периферии вкрапленников сульфидов.

Макиновит отмечается в виде тонких прожилковидных и неправильных выделений, развивающихся по пентландиту.

Руды кубанит-халькопирит-троилит-пирротинного состава пользуются несколько меньшим распространением, чем халькопирит-пирротинные. Основным горизонтом их локализации являются пикритовые габбро-долериты, и лишь редко они бывают приурочены к самым верхним частям такситовых габбро-долеритов на контакте с пикритовым горизонтом. Количественное соотношение пирротина, троилита, кубанита и халькопирита в этих рудах различно, в связи с чем в их составе выделяется несколько минеральных ассоциаций (см. табл. 47).

Пентландит-кубанит-халькопирит-пирротинная (пирротин гексагональный) ассоциация характеризуется появлением в халькопирите пластинчатых вростков кубанита I. Сначала количество пластинок невелико, а затем постепенно увеличивается и достигает 5—7%. Наряду с этим в соотношениях рудообразующих минералов наблюдаются другие изменения: несколько уменьшается количество пентландита, находящегося в виде пластинок в пирротине, и возрастает — относительно крупных порфиридных выделений.

Пентландит-кубанит-халькопирит-троилит-пирротинная ассоциация характеризуется появлением в пирротине пластинчатых вростков троилита. В различных сульфидных вкрапленниках наблюдается переменное количество пластинок троилита, которые, иногда соединяясь друг с другом, образуют полосы червеобразной формы. В отдельных случаях устанавливаются линзовидные формы выделения троилита. По мере увеличения количества троилита происходит постепенное уменьшение количества пластинчатых выделений пентландита и увеличивается — кубанита I в халькопирите, достигая 10—15% от общего объема сульфидов.

Дальнейшее увеличение количества троилита приводит к тому, что он становится главным рудообразующим минералом. Количественные соотношения троилита и гексагонального пирротина могут составлять 3 : 1. При этом пластинчатые вростки пентландита в пирротине исчезают и основной формой выделения пентландита являются каймы и порфиридные вкрапления. Наряду с пластинчатым кубанитом, в халькопирите появляется другая генерация кубанита — зернистый кубанит II (табл. XIX, в). Он слагает прожилки, секущие как пирротин, так и халькопирит, и может находиться в виде самостоятельных выделений или в сростании с мелкозернистым пирротинном II и пентландитом или образовывать мелкозернистые агрегаты зерен пирротина и халькопирита, замещая при этом оба минерала. Подобные изменения количественных соотношений минералов определяет переход к пентландит-кубанит-халькопирит-пирротин-троилитовой ассоциации.

Более редкими ассоциациями являются троилит-пирротин-кубанит-халькопиритовая и пирротин-троилит-халькопирит-кубанитовая. В их составе главными рудообразующими минералами являются халькопирит и кубанит, количественные соотношения которых меняются в достаточно широких пределах. В одних случаях преобладает халькопирит, а других — кубанит.

Минералы группы пирротина, представленные срастанием гексагонального пирротина с троилитом, образуют единичные изометричные зерна, или скопления мелких зерен, расположенные среди халькопирита или зернистых масс кубанита.

Кубанит образует зернистые массы и прожилки (кубанит II), секущие халькопирит и минералы группы пирротина, или развивается в виде пластин в халькопирите (кубанит I).

Пентландит образует порфировидные выделения и в незначительных количествах встречается в виде мелкозернистых агрегатов в кубаните.

Таким образом, во вкрапленных рудах наблюдается постепенный переход от халькопирит-пирротиновой к кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновой ассоциации — постепенно увеличивается количество троилита в троилит-пирротиновых срастаниях, уменьшается вплоть до исчезновения количество пластинчатого пентландита, изменяются количественные соотношения кубанита и халькопирита. Изредка зернистый кубанит II присутствует в рудах, в которых преобладает халькопирит.

Кубанит-халькопирит (талнахит, моихукит, кубический халькопирит)-троилитовые руды наименее распространены и составляют от общего объема вкрапленного оруденения не более 5%. Они развиты в основном в центральных участках интрузивных массивов, где максимальная мощность и приурочены к средним частям горизонта пикритовых габбро-долеритов; в других дифференциатах интрузий они не встречаются.

Вкрапленное оруденение, сложенное кубанит-халькопирит-троилитовой ассоциацией, имеет постепенные переходы к кубанит-халькопирит-пирротин-троилитовым рудам. В первых из минералов группы пирротина встречается только троилит, который преобладает над другими рудообразующими минералами. Он слагает крупные, иногда изометричной формы зерна и в виде мелких выделений округлых и неправильных форм распространен среди агрегатов зернистого кубанита II и в халькопирите. Количество троилита в различных вкрапленниках составляет 40—70%. Пентландит в основном встречается в виде порфировидных выделений, реже — кайм в межзерновых пространствах троилита, а также образует мелкозернистые агрегаты в кубаните II. Пластинчатые выделения пентландита в троилите отсутствуют.

Содержание халькопирита в рудах может изменяться достаточно широко — от 20 до 40%. В халькопирите постоянно присутствует в виде пластин и таблитчатых выделений кубанит I; количественные соотношения между этими минералами весьма изменчивы. В одних вкрапленниках халькопирит преобладает над кубанитом, в других — наоборот, кубанит преобладает над халькопиритом.

Пентландит-кубанит-талнахит (моихукит, кубический халькопирит)-троилитовая ассоциация характеризуется развитием вместо обычного тетрагонального халькопирита талнахита, моихукита и кубического халькопирита. До недавнего времени эти минералы были известны только в сплошных рудах [150]. В настоящее время [61] установлено, что эти минералы распространены и в стратифицированных интрузивах Норильского района.

В отличие от сплошных во вкрапленных рудах минералы группы халькопирита постоянно ассоциируют с троилитом, который всегда в количественном отношении преобладает над другими сульфидами.

Следует отметить, что во вкрапленных рудах невозможно выделить участки преимущественного распространения какого-либо одного из минералов группы халькопирита. Эти минералы почти всегда находятся во взаимных срастаниях, в которых каждый из них может находиться в переменных количествах. Значительно реже встречаются гомогенные выделения какого-либо одного из этих минералов.

Талнахит в рудах обычно образует тонкие сростания с тетрагональным халькопиритом, который встречается в талнахите в виде закономерно ориентированных линзовидных пластинок. Количество пластинок варьирует в широких пределах. Бывают случаи, когда преобладает тетрагональный халькопирит, а талнахит в нем образует мелкие червеобразные и пластинчатые выделения. Крайне редко встречаются гомогенные зерна талнахита. Реже в ассоциации с талнахитом наблюдается моихукит. В талнахите он образует пластинки, таблички (шириной до 15—30 мкм), с резкими границами и расщепленными, иногда кошьевидными концами. Иногда моихукит с талнахитом образуют агрегаты, в которых последовательно чередуются пластинки того и другого минерала.

Кубический халькопирит образует полисинтетически двойниковые зерна, (табл. XIX, з), содержащие редкие пластинки ( $0,1 \times 0,02$  мм) талнахита, и линзовидные выделения пентландита.

Моихукит и кубический халькопирит встречаются в виде тесно сросшихся зерен с нечеткими, размытыми границами или образуют агрегат, состоящий из серии параллельных пластин, подобных полисинтетическим двойникам.

Во вкрапленниках, сложенных минералами группы халькопирита, встречается кубанит I, образующий пластины или таблитчатые выделения шириной от нескольких микрон до долей миллиметра.

Зернистый кубанит II встречается в виде кайм вокруг порфировидных выделений пентландита и магнетита, а также образует прожилки в минералах группы халькопирита и троилите. Иногда прожилки могут постепенно переходить в участки, сложенные неравномернозернистым агрегатом кубанита.

Пентландит в этих рудах представлен крупными порфировидными выделениями и в виде мелких линзовидных зерен присутствует в минералах группы халькопирита.

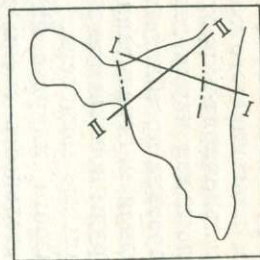
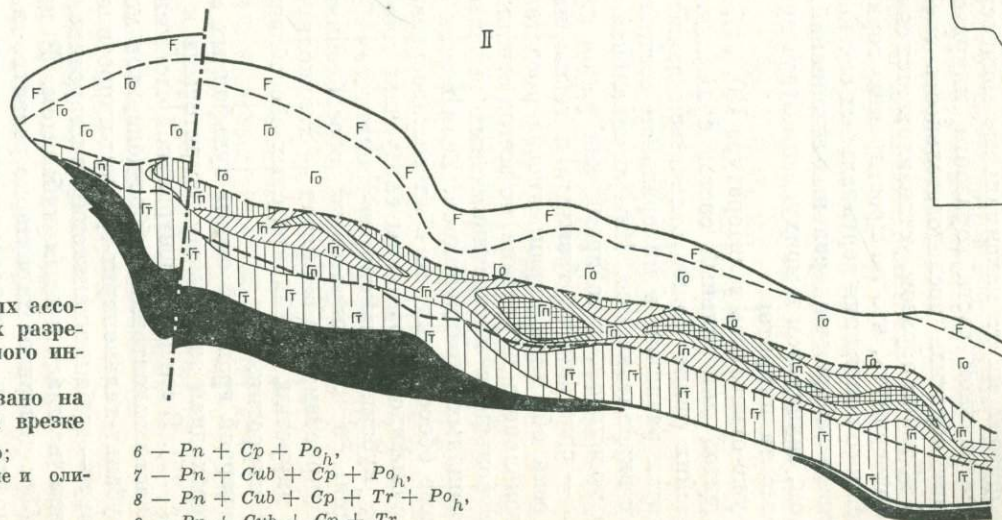
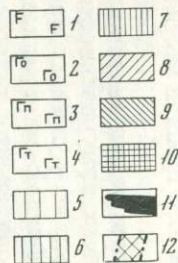
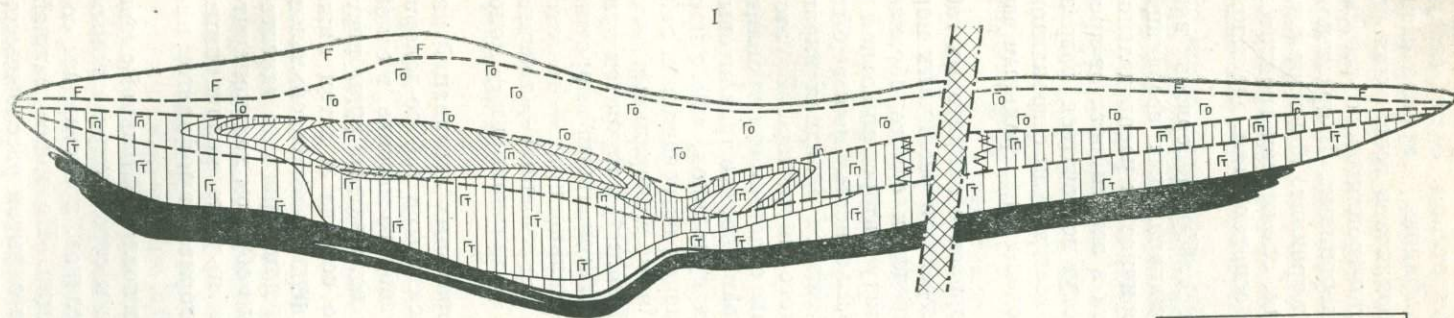
Среди более поздних минералов наиболее распространены валлериит, макинавит и медистый пентландит, замещающие минералы группы халькопирита и пентландит.

### **Зональность и скрытая расслоенность**

В дифференцированных интрузивах все описанные выше минеральные ассоциации локализуются главным образом в пределах нижней части массивов. В разрезе горизонтов наблюдается закономерное распределение отдельных минеральных разновидностей руд, что создает специфическую зональность сульфидного оруденения этих интрузивов.

Сульфидная вкрапленность имеет наиболее сложный состав в пикритовых габбро-долеритах. В пределах горизонта можно встретить все рассмотренные ассоциации. По горизонтали от его периферии к центральным частям массива наблюдается постепенное усложнение состава вкрапленных руд. Во фронтальной и краевой частях горизонта развита халькопирит-пирротиновая ассоциация, в которых пирротин представлен моноклинной разновидностью. По направлению к центральным частям массива (фиг. 25) в рудах вместо моноклинного пирротина появляется гексагональный пирротин. Причем нередко удается проследить постепенный переход, выраженный в появлении сростаний моноклинной и гексагональной модификаций и последующим исчезновении первой. Далее по простиранию халькопирит-пирротиновая ассоциация сменяется пентландит-кубанит-халькопирит-пирротиновой и пентландит-кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновой, а в центральных частях интрузии появляются ассоциации с троилитом, талнахитом и моихукитом. Последние, как видно из фиг. 25, приурочены к центральным частям горизонта пикритовых габбро-долеритов.

В вертикальном сечении горизонта также наблюдается закономерная смена минеральных ассоциаций. Полная зональность прослеживается на фиг. 25. В самых верхних частях горизонта пикритовых габбро-долеритов и в основании горизонта оливин-биогитовых габбро-долеритов может встречаться вкрапленность пентландит-халькопирит-пирротинового состава. Ниже локали-



Фиг. 25. Распределение минеральных ассоциаций сульфидов в вертикальных разрезах Талнахского дифференцированного интрузива

Положение разрезов I и II показано на схематическом плане интрузива на врезке

- 1 — диориты, габбро-диориты, габбро;  
 2 — безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты;  
 3 — пикритовые габбро-долериты;  
 4 — такситовые, габбро-долериты;  
 5 — 10 — минеральные ассоциации сульфидов:  
 5 —  $Pn + Cp + Po_m$ ,

- 6 —  $Pn + Cp + Po_h$ ,  
 7 —  $Pn + Cub + Cp + Po_h$ ,  
 8 —  $Pn + Cub + Cp + Tr + Po_h$ ,  
 9 —  $Pn + Cub + Cp + Tr$ ,  
 10 —  $Pn + Cub + Tn (Mh, Cp_c) + Tr$ ,  
 11 — тела сплошных сульфидных руд,  
 12 — разрывные нарушения

зуются руды, представленные сростаниями тетрагонального халькопирита с пластинчатым кубанитом и гексагональным пирротинном. Затем следует кубанит-халькопирит-троилит-пирротинная сульфидная вкрапленность, характеризующаяся появлением пластинчатого троилита в гексагональном пирротине и руды кубанит-халькопирит-пирротин-троилитового состава, в которых кубанит всегда представлен двумя генерациями. В сростаниях троилита и гексагонального пирротина преобладает троилит. К центральной части горизонта приурочена рудная минерализация, сложенная троилитом, талнахитом и моихукитом. Эти руды появляются в основном там, где пикритовый горизонт имеет максимальные мощности.

От центральной части горизонта пикритовых габбро-долеритов вниз происходит обратная последовательность смены минеральных ассоциаций (фиг. 25) и, таким образом, устанавливается симметричное их распределение. Важно подчеркнуть, что по простиранию горизонта в зависимости от пространственного положения вертикальных сечений могут встречаться разрезы с различным набором минеральных ассоциаций, но всегда руды с троилитом, кубанитом, талнахитом и моихукитом будут приурочены к центральным частям горизонта пикритов.

Как уже отмечалось в литературе [40, 61], в горизонте пикритовых габбро-долеритов минеральный состав сульфидных агрегатов различных морфологических типов может отличаться даже в пределах одного образца. Выявляются различия в минеральном составе между интерстициальной и овоидной вкрапленностью. Интерстициальная вкрапленность может быть сложена троилитом, в то время как рядом находящаяся овоидная вкрапленность — сростаниями троилита и гексагонального пирротина. В этом случае, если оба типа вкрапленности представлены сростаниями троилита и гексагонального пирротина, то всегда отчетливо заметно, что троилитовых вростков больше в интерстициальных выделениях сульфидов, чем в пирротине овоидных вкрапленников. Если в этих образцах встречаются и лейкократовые обособления, то в их составе развиты иные минеральные ассоциации сульфидов. Возможны следующие соотношения: 1) в пикритах присутствует кубанит-халькопирит-троилитовая ( $\pm$  гексагональный пирротин) ассоциация, в лейкократовых обособлениях — халькопирит + гексагональный пирротин; 2) в пикритах — халькопирит ( $\pm$  кубанит) + гексагональный пирротин, в лейкократовых обособлениях — халькопирит + моноклинный пирротин.

Характерной границей смены сульфидных минеральных ассоциаций является переходная зона между пикритовыми и такситовыми габбро-долеритами (фиг. 25). В сечениях центральной части интрузивного массива, в самой верхней части такситовых габбро-долеритов могут встречаться руды пентландит-кубанит-халькопирит-троилит-пирротинного состава и затем ниже по разрезу — кубанит-халькопирит-пирротинные руды с гексагональным пирротинном и пластинчатым кубанитом. В целом для горизонта такситовых габбро-долеритов характерно развитие главным образом халькопирит-пирротинных руд с гексагональным пирротинном и реже моноклинным пирротинном, более характерным для нижней части горизонта и флангов интрузивных массивов.

Описанная зональность оруденения, выраженная в последовательной смене ассоциаций рудных минералов и их приуроченности к строго определенным частям и горизонтам расслоенных интрузивных массивов, представляет собой макростратификацию сульфидной минерализации. Не менее важной характеристикой вкрапленного оруденения является скрытая расслоенность сульфидной минерализации, отражающая закономерности изменения состава сосуществующих сульфидов в зависимости от их парагенезиса.

Во вкрапленных рудах к числу минералов переменного состава относятся пирротин, пентландит, а также минералы группы халькопирита. В последнее время для руд Норильского района были установлены весьма широкие вариации состава пентландита и значительный диапазон колебаний содержания никеля в минералах группы пирротина, связанных с изменением их сернистости [40, 154, 115, 116, 56, 61].

Составы минералов определялись нами по данным рентгеновской дифрактометрии и анализа на рентгеновском микроанализаторе. Результаты рентгеновской дифрактометрии пирротинов, выраженные в значениях отражения  $d_{102}$ , пересчитывались по кривой Арнольда [169] на атомные проценты суммы металлов (ат. %  $\Sigma$  Me). Для обсуждения зависимости изменения  $d_{102}$  от состава природных пирротинов могут быть, к сожалению, не всегда использованы данные рентгеновского микронзондового анализа, поскольку стандартные отклонения определения железа и серы этим методом в ряде случаев не полностью соответствуют точности, требуемой для решения задачи. Тем

Таблица 48. Химический состав (вес. %, рентгеновский микроанализ) сосуществующих минералов группы пирротина и пентландита вкрапленных руд

| Номер образца | Пирротин  |                   |      |      |      |        | Пентландит |      |         |      |       |
|---------------|-----------|-------------------|------|------|------|--------|------------|------|---------|------|-------|
|               | $d_{102}$ | ат. % $\Sigma$ Me | Fe   | Ni   | S    | сумма  | Fe         | Ni   | Co      | S    | сумма |
| 1159/1470,2   | 2,09636   |                   | 63,0 | 0,03 | 35,8 | 98,83  | 34,9       | 31,1 | Не обн. | 32,9 |       |
|               | 2,07622   | 48,30             | 62,2 | 0,03 | 38,0 | 100,23 |            |      |         |      |       |
| 1159/1472,8   | 2,07690   | 48,30             | 60,5 | 0,41 | 38,0 | 98,91  | 30,2       | 34,2 | То же   | 31,5 |       |
| 1159/1476,4   | 2,07416   | 48,05             | 60,7 | 0,51 | 38,9 | 100,10 | 33,0       | 34,0 | »       | 32,3 |       |
| 1159/1478,4   | 2,07210   | 47,85             | 60,5 | 0,77 | 37,5 | 98,77  | 31,5       | 34,5 | »       | 32,5 |       |
| 1170/1519,6   | 2,07484   | 48,125            | 61,6 | 0,08 | 37,4 | 99,08  | 34,7       | 31,8 | 1,0     | 32,9 | 100,4 |
| 1170/1539,5   | 2,07074   | 47,750            | 60,3 | 0,71 | 38,3 | 99,31  | 29,3       | 35,9 | 1,9     | 32,7 | 99,8  |
| 1170/1544,6   |           |                   | 59,9 | 0,87 | 39,1 | 99,87  | 28,3       | 37,5 | 2,0     | 32,1 | 100,0 |
| 1536/1552,4   | 2,09425   |                   | 62,0 | —    | 36,0 | 98,0   |            |      |         |      |       |
|               | 2,07484   | 48,125            | 63,0 | 0,14 | 37,0 | 100,14 | 33,2       | 31,6 | 0,82    | 32,5 | 98,12 |
| 1536/1559,3   | 2,06801   | 47,50             | 61,1 | 0,28 | 38,3 | 99,68  | 31,3       | 33,3 | 1,4     | 32,0 | 98,3  |
| 1536/1563,5   |           |                   | 60,2 | 0,56 | 40,0 | 100,76 | 29,0       | 36,5 | 1,4     | 32,7 | 99,6  |
| 1547/1455,1   | 2,07005   | 47,675            | 61,9 | 0,38 | 38,8 | 100,08 | 30,4       | 34,5 | 1,2     | 33,9 | 100,0 |
| 1547/1459,4   | 2,07279   | 47,90             | 61,0 | 0,15 | 37,6 | 98,75  | 33,4       | 32,7 | 0,9     | 32,2 | 99,2  |
| 1547/1460,9   | 2,07142   | 47,80             | 63,3 | 0,22 | 36,5 | 100,02 | 34,2       | 32,7 | 1,1     | 32,2 | 100,2 |
| 1547/1464,0   |           |                   | 59,3 | 0,59 | 38,3 | 98,19  | 28,8       | 37,3 | 1,1     | 32,7 | 99,9  |
| ИС-29/545,9   |           |                   | 63,2 | —    | 36,5 | 99,7   | 34,9       | 30,6 | 0,5     | 34,0 | 100,0 |
| ИС-29/548,2   |           |                   | 63,9 | —    | 36,3 | 100,2  |            |      |         |      |       |
|               |           |                   | 61,2 | 0,08 | 38,2 | 99,48  | 32,8       | 32,5 | 0,6     | 32,6 | 98,5  |
|               |           |                   | 60,8 | 0,24 | 38,2 | 99,24  |            |      |         |      |       |
| ИС-29/552,7   |           |                   | 63,6 | 0,01 | 36,5 | 100,1  | 33,8       | 32,0 | 0,7     | 33,3 | 99,8  |
| СТ-2/1702,7   |           |                   |      |      |      |        | 37,3       | 28,8 | 0,9     | 33,8 | 100,8 |

не менее пересчеты анализов (табл. 48) и сопоставление полученных атомных соотношений металл: сера (Me/S) со значением  $d_{102}$  обнаруживают определенную зависимость, выраженную в том, что большим значением соотношения Me/S в пирротине соответствуют большие значения  $d_{102}$ .

По данным рентгеновской дифрактометрии, троилит имеет значения отражения  $d_{102}$ , равные 2,0942—2,0978 (см. табл. 48). Эти величины отражения несколько выше, чем соответствующие значения  $d_{102}$  для стехиометрического FeS, полученные Арнольдом [169] и равные 2,0915, а также П. Тулмином и П. Бартоном [282] и равные  $2,0932 \pm 0,0001$ . Возможно, что высокие значения  $d_{102}$  связаны с несколько увеличенным количеством атомов железа по сравнению со стехиометрическим FeS [60].

Троилит практически лишен примесных компонентов. В большинстве анализируемых зерен с чувствительностью не ниже 0,01% примесные компоненты либо не найдены, либо никель присутствует в количествах не более 0,03%.

Состав гексагонального пирротина в рудах изменяется в относительно широком диапазоне. Значения отражения  $d_{102}$  изменяются в пределах 2,068—2,077, что соответствует вариациям суммы металлов 47,5—48,3 ат.%. В ассоциации с троилитом сосуществует гексагональный пирротин, наи-

более обогащенный суммой металлов от 48,125 до 48,30 ат. %  $\Sigma$  Me. В некоторых случаях удается подметить следующую закономерность: чем выше доля троилита в сростаниях с гексагональным пирротинном, тем выше железистость последнего.

Состав гексагонального пирротина колеблется в широких пределах 47,5—48,30 ат. %  $\Sigma$  Me. Пирротины с 47,5—47,75 ат. %  $\Sigma$  Me сосуществуют с моноклинным пирротинном.

Концентрация никеля в гексагональном пирротине изменяется в пределах от 0,03 до 0,87% и в каждом конкретном пересечении интрузива пропорциональна соотношению Me/S в минерале. Следует отметить, что концентрация никеля в пирротинах равной железистости входящих в состав различных ассоциаций может существенно различаться. Наименьшая концентрация никеля (0,02—0,14%) устанавливается в гексагональном пирротине, сосуществующем с троилитом. Нередки случаи равной концентрации в обеих фазах. В гомогенном гексагональном пирротине концентрация никеля колеблется от 0,22 до 0,70%, а в гексагональном пирротине, сосуществующем с моноклинным, концентрация никеля может достигать 0,85%.

Весьма интересны закономерности распределения никеля между моноклинным и гексагональным пирротинном вкрапленных руд. Возможны два случая. Первый — образование моноклинного пирротина при низкотемпературном диффузионном преобразовании гексагонального [25]; и второй — образование моноклинного пирротина в результате превращения или распада высокосернистого моносulfидного твердого раствора (Mss). Во втором случае могут образовываться гомогенные зерна моноклинного пирротина или его сростания с гексагональным.

В табл. 49 приведены содержания никеля в сосуществующих минералах группы пирротина, образованных в результате процессов, упомянутых выше. Интересным представляется трехминеральное сростание, состоящее из троилита, гексагонального и моноклинного пирротиннов. Два последних минерала слагают периферию зерен или отдельные его участки, приуроченные к краям или трещинам, пересекающим агрегат. Во внешней зоне находится моноклинный пирротин, затем идет зона гексагонального пирротина; центр зерна занимает троилит. В этих сростаниях устанавливается закономерное повышение содержания никеля от троилита к моноклинному пирротинном.

Таблица 49. Изменение содержания никеля в сосуществующих минералах группы пирротина при низкотемпературном диффузионном преобразовании и в процессах распада моносulfидного твердого раствора (вес., %, рентгеновский микроанализ)

| Номер образца   | Низкотемпературное диффузионное преобразование |            | Номер образца     | Распад твердых растворов |               |
|-----------------|--|------------|-------------------|--------------------------|---------------|
|                 | минералы                                       | содержание |                   | минералы                 | содержание Ni |
| ИС-29<br>548,2  | Троилит  | 0,01       | КЗ-1159<br>1470,2 | Троилит                  | 0,01          |
|                 | Пирротин гексагональный                        | 0,08       |                   | Пирротин гексагональный  | 0,01          |
|                 | Пирротин моноклинный                           | 0,24       | КЗ-1159<br>1470,2 | Троилит                  | 0,03          |
|                 |  |            |                   | Пирротин гексагональный  | 0,03          |
| ИС-29<br>548,2  | Троилит  | 0,03       | КЗ-401<br>402,0   | Пирротин гексагональный  | 0,20          |
|                 | Пирротин гексагональный                        | 0,09       |                   | Пирротин моноклинный     | 0,20          |
|                 | Пирротин моноклинный                           | 0,31       |                   | Пирротин гексагональный  | 0,25          |
| КЗ-716<br>835,4 | Пирротин гексагональный                        | 0,17       | КЗ-169<br>582,7   | Пирротин гексагональный  | 0,25          |
|                 | Пирротин моноклинный                           | 0,22       |                   | Пирротин моноклинный     | 0,14          |

тину, что может рассматриваться как процесс перераспределения и относительного обогащения моноклинной фазы никелем при выносе из троилита и гексагонального пирротина части атомов железа. Следует подчеркнуть, что в таком моноклинном пирротине концентрация никеля в 2—4 раза ниже, чем концентрация никеля в той же модификации, но возникшей в результате распада моносульфидного твердого раствора.

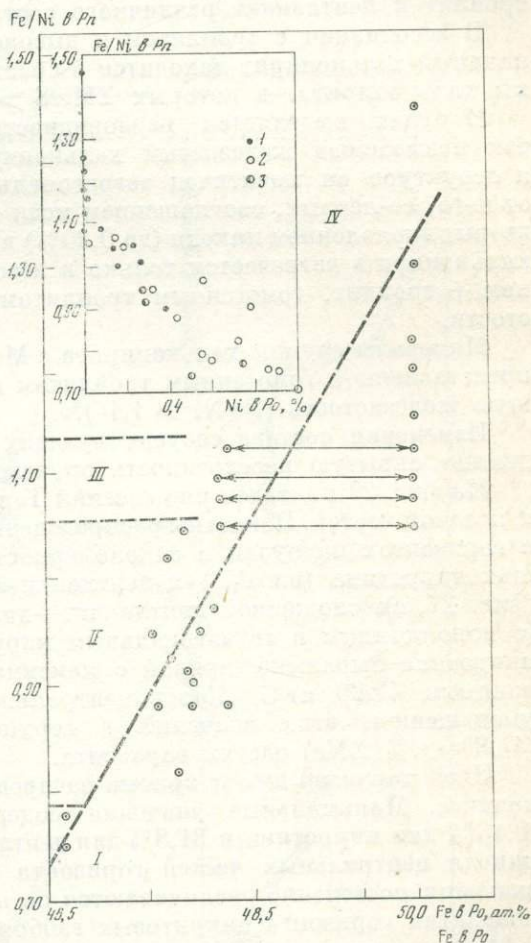
Если из высокосернистого MSS происходит выделение гексагонального и моноклинного пирротинов, то, вероятно, между этими фазами происходит равное фракционирование никеля (см. табл. 49).

Таким образом, суммируя рассмотренные закономерности распределения никеля в минералах группы пирротина из вкрапленных руд, можно сделать вывод, что минимальные содержания никеля имеют троилит и сосуществующий с ним гексагональный пирротин (не выше 0,3%); промежуточные содержания (от 3,3% до 0,4—0,5%) характерны для гомогенного гексагонального пирротина; и максимальные содержания никеля (выше 0,4—0,5%) имеют гомогенный гексагональный, гексагональный сосуществующий с моноклинным и моноклинный пирротин.

Химический состав пентландита вкрапленных руд также широко варьирует. Состав пентландита зависит от типа парагенетической ассоциации минерала и приуроченности ассоциации к определенным горизонтам стратифицированных массивов. В составе пентландита содержится от 28,3 до 37,3% Fe и от 28,8 до 38,8 Ni; соотношение Fe/Ni изменяется от 0,73 до 1,3 (см. табл. 48).

Взаимосвязь железистости пентландита и сосуществующих с ним минералов группы пирротина отражена на диаграмме (см. фиг. 26). Наименее железистые пентландиты ( $Fe/Ni < 0,80$ ) сосуществуют с моноклинным пирротинном (поле I). Гомогенный гексагональный пирротин сосуществует с пентландитом, имеющим значительный диапазон изменения железистости (Fe/Ni) от 0,8 до 1,05 (поле II). Существенно более узкие пределы железистости (1,05—1,14) характерны для пентландита, ассоциирующего с гексагональным пирротинном, находящимся в сростании с троилитом. Пентландит с соотношением металлов выше 1,14 ассоциирует с гомогенным троилитом.

На этой же диаграмме показаны закономерности изменения концентрации никеля в сосуществующем с пентландитом пирротине. В целом отмечается соответствие состава этих минералов по распределению в них никеля, хотя



Фиг. 26. Диаграмма составов сосуществующих минералов группы пирротина и пентландита во вкрапленных рудах

I—IV: поля составов сосуществующих пентландита и моноклинного пирротина (I); гексагонального пирротина (II); гексагонального пирротина в сростаниях с троилитом (III), составы соединены стрелками, троилита (IV)

На врезке приведена корреляционная диаграмма изменения содержаний никеля в пирротине (ось абсцисс) FeNi в пентландите (ось ординат) для различных горизонтов интрузий:

- 1 — пикритовых;
- 2 — такситовых;
- 3 — контактовых габбро-долеритов

это соответствие несколько отклоняется от линейного (врезка диаграммы фиг. 26). Это отклонение наблюдается главным образом для ассоциации троилит + гексагональный пирротин за счет резкого падения концентрации никеля в пирротине и широкого колебания состава пентландита, сосуществующего с троилитом.

По составу минералы группы халькопирита могут быть подразделены на две подгруппы: тетрагональный халькопирит с соотношением  $\Sigma\text{Me}/\text{S} = 1$ ; фазы с соотношением  $\Sigma\text{Me}/\text{S} > 1$  — талнахит, моихукит, кубический халькопирит.

Тетрагональный халькопирит является наиболее распространенным минералом этой группы. Он имеет постоянный состав, встречается во всех дифференциатах интрузий и имеет наиболее широкий диапазон сосуществующих с ним сульфидов. В их числе моноклинный и гексагональный пирротины, троилит и пентландит различного состава.

В ассоциации с троилитом и высокожелезистым пентландитом тетрагональный халькопирит находится в сростаниях с другими минералами группы халькопирита, в которых  $\Sigma\text{Me}/\text{S} > 1$ .

В рудах выделяется разновидность тетрагонального халькопирита — так называемый железистый халькопирит [83]. По оптическим свойствам и структуре он идентичен тетрагональному халькопириту, но отличается от него, во-первых, соотношением меди и железа, равным 0,95 : 1,05, и, во-вторых, появлением никеля (до 0,30%) в составе минерала [61]. «Железистый халькопирит» встречается только в ассоциации с гексагональным пирротинном + троилит, гомогенным троилитом и пентландитом высокой железистости.

Минералы группы халькопирита с  $\text{Me}/\text{S} > 1$  входят в состав ассоциации, представленной гомогенным троилитом и пентландитом, имеющим наибольшую железистость ( $\text{Fe}/\text{Ni} > 1,14$ ).

Изменения состава сосуществующих сульфидов вкрапленных руд определяют скрытую расслоенность оруденения.

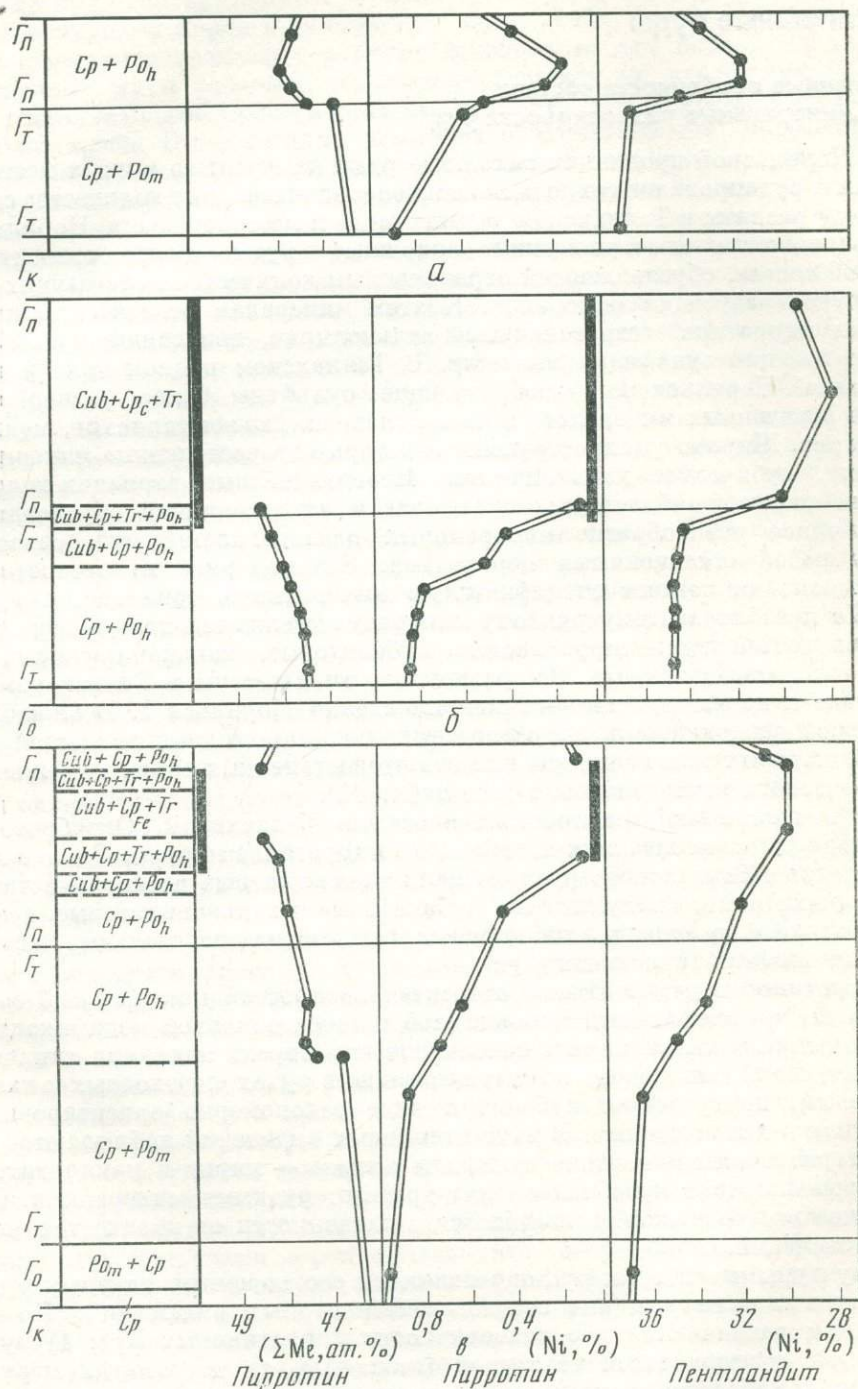
На фиг. 27 приведен ряд сечений Талнахского интрузива из центральной и краевой частей. Показаны распределение различных ассоциаций сульфидов в горизонтах интрузии и закономерности изменения состава сосуществующих пирротина (по  $d_{102}$ ) и пентландита. В разрезе краевой части массива (фиг. 27, а), сложенной пентландит—халькопирит—пирротинными рудами (с моноклинным и гексагональным пирротинами), изменение железистости пирротина выражено кривой с максимальными значениями железистости, равными 47,90 ат%  $\Sigma\text{Me}$  в центральной части пикритового горизонта и уменьшением этих значений к верхней (47,675 ат%  $\Sigma\text{Me}$ ) и нижней (47,80 ат%  $\Sigma\text{Me}$ ) частям горизонта.

Иной характер имеют кривые распределения никеля в пирротине и пентландите. Минимальные значения содержания никеля в этих минералах (0,15% для пирротина и 31,8% для пентландита) соответствуют содержаниям никеля центральных частей горизонта пикритовых габбро-долеритов. Эти значения постепенно увеличиваются по направлению к верхнему и нижнему контактам горизонта пикритовых габбро-долеритов и соответственно равны 0,4% в пирротине, 34,6% в пентландите из верхней части и 0,5% в пирротине, 35,3% в пентландите из нижней части горизонта пикритовых габбро-долеритов. В такситовых габбро-долеритах установлено дальнейшее уменьшение железистости пирротина по направлению к нижнему контакту горизонта и увеличение содержания никеля в пирротине и в пентландите.

В сечениях центральной части интрузивного массива минералы группы пирротина имеют постоянную железистость в участках, где в рудах развит троилит (фиг. 27, б). С троилитом, имеющим максимальные значения  $d_{102}$ , в сростаниях встречается пентландит, имеющий минимальные концентрации никеля, равные 28% в центральной части горизонта пикритовых габбро-долеритов. В направлении к верхней и нижней частям таких сечений, в которых развит гомогенный троилит, в пентландите происходит соответственно увеличение концентрации никеля до 30% и 31,2%.

Таким образом, во вкрашенных рудах, в которых развиты парагенезисы с троилитом, не содержащим никель, скрытая расслоенность проявлена только в составе пентландита (фиг. 27, б.).

По направлению к нижнему эндоконтакту интрузивного массива (фиг. 27, б), с появлением сначала ассоциаций со срастаниями троилит + гексагональный пирротин, а затем с гомогенным гексагональным пирротин, устанавливаются постепенное уменьшение железистости гексагонального



Фиг. 27. Распределение минеральных ассоциаций сульфидов и скрытая расслоенность сульфидной минерализации в сечениях фланговой (а), центральной (б) и промежуточной (в) частей Талнахской дифференцированной интрузии

пирротина от 48,3 до 47,6 ат. %  $\Sigma$ Me и увеличение содержания никеля в нем и в пентландите до 0,83% и 34,8% соответственно.

В разрезе (фиг. 27, е), занимающем промежуточное положение между краевой и центральной частями интрузивного массива, устанавливаются аналогичные закономерности изменения состава минералов группы пирротина и пентландита.

## Сплошные руды

### Главные особенности состава и минеральные разновидности руд

В Норильской провинции сплошные руды известны во многих месторождениях и рудопроявлениях, однако наиболее значительные количества сплошных руд развиты в Талнахском рудном поле и месторождении Норильск I. В большинстве месторождений сплошные руды имеют относительно простой состав, обусловленный ограниченным количеством слагающих главных рудообразующих минералов. К этим минералам относятся минералы группы пирротина, тетрагональный халькопирит, пентландит и постоянно сопутствующий сульфидам магнетит. В Талнахском рудном поле и месторождении Норильск I рудообразующие сульфиды более разнообразны. Кроме отмеченных минералов, в число главных входят талнахит, моихукит и кубанит. Широко распространены некоторые второстепенные минералы — троилит, кубические халькопириты. Неограниченные вариации количественных соотношений главных сульфидов и их ассоциаций обуславливают необычайное разнообразие минеральных разновидностей руд, связанных между собой постепенными переходами. Закономерное пространственное размещение их создает специфическую минеральную зональность рудных тел. По преобладающему рудному минералу выделяются пять минеральных разновидностей руд: пирротиновые, кубанитовые, халькопиритовые, талнахитовые, моихукитовые. Все разновидности известны в Талнахском рудном поле и первые четыре — в месторождении Норильск I. В каждой минеральной разновидности выделено несколько переходных разновидностей, в названия которых включены два или три второстепенных минерала, имеющие важное генетическое значение (см. табл. 12).

По относительной распространенности в Талнахском, Октябрьском и Норильск I месторождениях преобладают пирротиновые руды. Однако в месторождениях Талнахского рудного поля такие главные разновидности руд, как талнахитовые, моихукитовые, кубанитовые и халькопиритовые, а также их переходные разновидности могут слагать весьма значительные части отдельных залежей сплошных руд.

**Пирротиновые руды.** Имеют относительно простой минеральный состав. Пирротин, представленный моноклинной и гексагональной модификациями, тетрагональный халькопирит, пентландит и магнетит являются типичными минералами. Очень редко, преимущественно в рудах переходных к халькопиритовым, присутствует кубанит в виде закономерно ориентированных пластинок в халькопирите. В виде единичных выделений наблюдаются платиновые минералы и поздние сульфиды железа — пирит и макинавит.

Пирротин резко преобладает над другими рудными минералами. Относительное его содержание колеблется в зависимости от количества нерудных включений.

Структуры и текстуры руд определяются соотношением главных рудных минералов и наличием (или отсутствием) нерудных включений. По этим признакам различаются две разновидности пирротиновых руд: 1) руды с массивной и петельчатой текстурой (табл. XX, а), в которых нерудные включения либо отсутствуют, либо относительное содержание их в массе сульфидов не более 5—7% и 2) руды, в которых содержание нерудных включений варьирует в пределах от 10 до 30%. Эти последние в зависимости от состава, количества и формы нерудных включений имеют более разнообра-

ные текстуры — пятнистую (табл. XX, б), местами полосчатую, а по периферии рудных тел, густовкрапленную. Руды первой разновидности залегают как в интрузивных породах, так и во вмещающих осадочно-метаморфических породах. Руды второй разновидности размещаются только в осадочно-метаморфических породах, образуя в сочетании с массивными рудами довольно мощные залежи, наиболее широко распространенные в Талнахском рудном поле. Для таких залежей характерны хотя и резкие, но необычайно извилистые контакты с вмещающими породами с многочисленными втеками сульфидов и выступами пород в сульфидную массу (табл. II, б). Местами сульфидные агрегаты сохраняют структуру замещаемых ими пород.

Массивные руды сложены неравномернозернистыми агрегатами пирротина и выполняющими пространства между ними, петельчатыми выделениями халькопирита. В сульфидных агрегатах различаются две морфологические разновидности пирротина. Резко преобладает пирротин I, представленный крупными зернами, размеры которых варьируют от 0,5 мм до 3—5 см, а местами достигают 10—15 см. Пирротин II образует мелкозернистые агрегаты с размером зерен не более 0,1—0,2 мм и находится в подчиненном количестве. Крупные зерна пирротина I с пластинчатыми включениями пентландита, реже халькопирита вдоль базальной отдельности, незакономерно чередуются с агрегатами более мелких (0,5—2 мм) изометричных зерен, тесно сросшихся с магнетитом (табл. XX, в). Зерна магнетита скелетной или округлой формы располагаются в промежутках зерен пирротина (табл. XX, г) или среди халькопирита вдоль границ с пирротинном. Местами по периферии крупных зерен пирротина наблюдаются графические сростания пирротина с магнетитом. Кроме того, магнетит встречается в пирротине I в виде единичных идиоморфных включений (до 1 мм) и тонких пластинок, приуроченных к плоскостям базальной отдельности пирротина (табл. VIII, г). В зернах магнетита нередко содержатся округлые включения сульфидов. Подобные соотношения свидетельствуют о совместной кристаллизации магнетита и пирротина. Следует заметить, что в пирротиновых рудах местами наблюдаются и более поздние выделения магнетита, представленные прожилками, секущими пирротин, халькопирит и пентландит.

Пентландит в массивных рудах наблюдается главным образом в виде пластинчатых включений в зернах пирротина, пламенеобразных выделений по трещинкам, или бахромчатых кайм по периферии его зерен на границах с халькопиритом и вокруг зерен магнетита. Каймы пентландита на границах с халькопиритом местами (в участках с повышенным содержанием халькопирита) расширяются, переходя в более крупные выделения (размером до 0,3—1,0 мм). Изометричные зерна (до 0,5 мм) встречаются в виде включений в пирротине.

Содержание халькопирита в этих рудах варьирует. Границы халькопирита с зернами пирротина I то ровные, то извилистые с глубокими заливами халькопирита по трещинкам или вдоль базальной отдельности пирротина. При этом пластинки пентландита и магнетита, включенные в пирротин, без каких-либо нарушений прослеживаются в халькопирите. Среди выделений халькопирита встречаются островки пирротина, имеющие одинаковую ориентировку с примыкающими к халькопириту зернами пирротина. Все это свидетельствует о более позднем выделении халькопирита, чем пирротин I, с частичным замещением последнего. По периферии зерен пирротина I у границ с халькопиритом нередко наблюдаются скопления мелкозернистого пирротина II, отделенные от зерен пирротина I прерывистыми каймами или цепочками зерен пентландита. Мельчайшие зернышки последнего (до 0,01 мм) образуют многочисленные включения в агрегатах пирротина II. Прожилки и пятнистые скопления аллотриоморфных агрегатов пирротина II встречаются и в халькопирите.

Пирротиновые руды с силикатными включениями отличаются от массивных руд неоднородностью. На фоне сульфидных агрегатов различаются разные по форме нерудные включения размером от долей миллиметра до 10—15 см. Состав включений весьма разнообразен и зависит от состава пород, вмещающих рудные залежи. Преобладают апоаргиллитовые ро-

вики (хлорит-полевошпатовые, биотит-пироксеновые, биотит-полевошпатовые с гиперстеном, кварцем, апатитом), плагиоклаз-калиевополевошпатовые породы с кварцем, с широко распространенными кварц-полевошпатовыми графическими сростаниями и другие породы.

В отличие от массивных руд сульфидные агрегаты имеют более мелкозернистую структуру. Относительное содержание пирротина не более 60%. Изометричные зерна пирротина размером не более 2—3 мм окружены узкими (0,1 мм) ровными каймами пентландита (табл. XX, 2). Пластинчатые включения пентландита в пирротине относительно редки. Прожилковидные выделения халькопирита и мелкие (0,5 мм) изометричные зерна магнетита заполняют пространства между зернами пирротина. В отдельных участках содержание магнетита достигает 10—20%. Скопление зерен магнетита обычно приурочены к силикатным включениям, где нередко магнетит преобладает над сульфидами. Совместно с халькопиритом магнетит образует каймы вокруг силикатных включений. Местами первоначальная форма последних узнается лишь по скоплениям магнетита и цепочкам его зерен, оконтуривающим включения. Характерно, что наряду с магнетитом в этих рудах встречается титаномагнетит с решетчатыми структурами распада пластинчатых выделений ильменита.

В обеих текстурных разновидностях руд представлены моноклинный и гексагональный пирротины. Они обособлены друг от друга, но могут находиться и в тесном взаимном сростании. В локальных участках, преимущественно на контактах с кубанитовыми рудами, встречается троилит, также в тесном сростании с гексагональным пирротинном. В большинстве залежей сплошных пирротиновых руд преобладает гексагональный пирротин переменного состава.

В качестве минеральных разновидностей пирротиновых руд выделяются халькопирит-пирротиновые и троилит-пирротиновые.

*Халькопирит-пирротиновые руды.* Представляют собой промежуточную между пирротиновыми и халькопиритовыми рудами разновидность. От пирротиновых их отличает повышенное содержание халькопирита (до 30%) и пирротина II; последний образует прожилки и неправильные скопления в халькопирите. Переход от пирротиновых руд к халькопирит-пирротиновым постепенный, за счет увеличения размеров межзерновых выделений халькопирита и уменьшения количества пирротина I, который наблюдается в виде разрозненных зерен в халькопиритовой массе. Изменяется форма выделений пентландита, представленного в халькопирите относительно крупными зернами (до 1—2 мм). В зернах халькопирита местами содержатся закономерно ориентированные пластинки кубанита, отсутствующего в обычных пирротиновых рудах.

*Троилит-пирротиновые руды* по структуре и текстуре близки к пирротиновым и отличаются от последних присутствием троилита, зернистого кубанита и увеличением количества более крупных порфировидных выделений пентландита. Троилит наблюдается лишь в тонком сростании с гексагональным пирротинном. Линзовидные пластинки троилита располагаются субпараллельно базальной отдельности пирротина I. По периферии зерен и по трещинкам количество пластинок троилита и размеры последних увеличиваются. Узкие каемочки и неправильные червеобразные выделения троилита встречаются и в пирротине II.

Особенностью троилит-пирротиновых руд является более широкое распространение кубанита, представленного не только пластинчатыми включениями в халькопирите, но и зернистыми агрегатами, образующими прожилки, секущие пирротин, халькопирит и пентландит. По мере увеличения количества зернистого кубанита, троилит-пирротиновые руды постепенно переходят в троилит-пирротин-кубанитовые.

*Халькопиритовые руды* (талнахитовые, моихукитовые, собственно халькопиритовые). Среди халькопиритовых руд различаются три главные минеральные разновидности, в каждой из которых преобладает один из минералов группы халькопирита.

Две из них — талнахитовые и моихукитовые руды — принадлежат к

уникальным разновидностям, до настоящего времени неизвестным ни в одном из месторождений мира. В составе этих руд преобладают дефицитные по сере минералы группы халькопирита (талнахит, моихукит и два кубических халькопирита, разные по составу, но близкие по размерам кубической примитивной ячейки).

Третью разновидность представляют собственно халькопиритовые руды с тетрагональным халькопиритом стехиометрического состава в качестве главного минерала. Тетрагональный халькопирит как второстепенный минерал содержится в талнахитовых и в моихукитовых рудах, но руды, сложенные тетрагональным халькопиритом, обычно залегают отдельно от талнахитовых и моихукитовых. Они размещаются среди пирротиновых руд преимущественно в подошве и на флангах рудных залежей или образуют самостоятельные маломощные жилы.

Талнахитовые руды встречаются совместно с моихукитовыми рудами и отдельно от них. Так, в залежах Талнахского месторождения установлены только талнахитовые руды. В Октябрьском месторождении преобладают моихукитовые руды, но с ними находятся и талнахитовые руды.

*Талнахитовые и кубанит-талнахитовые руды.* Характерный внешний признак руд заключается в том, что в свежих сколах на воздухе в течение нескольких часов происходит быстрое окисление руд, в результате чего они покрываются пестрой пленкой побежалости. На поверхности окисленных полированных штуфов на фоне пестроокрашенных агрегатов талнахита выступают крупные округлые выделения пентландита (от 1—2 мм до 2—3 см), придающие руде порфирировидный облик. В кубанит-талнахитовых разностях на окислившейся поверхности образцов проявляется сеть светлых различно ориентированных пластин и прожилков кубанита, подвергающегося окислению значительно слабее (табл. XXI, а).

Разнообразен минеральный состав руд, но, как и в других главных их минеральных разновидностях, число основных минералов ограничено. К ним относятся лишь три минерала: талнахит, содержание которого достигает 60—65%, пентландит (15—20%) и кубанит (5—25%). Из второстепенных минералов повсеместно присутствует магнетит (5—7%). Часто встречаются (хотя редко образуют крупные выделения) галенит, сфалерит, серебро и электрум; в виде мелких зерен и сростков присутствуют разнообразные по составу минералы элементов платиновой группы; широко распространены некоторые из вторичных сульфидов — валлериит, макинавит; более редкие — медистый пентландит, джерфшерит, шадлунит и др.

Талнахит слагает агрегаты гипидиоморфных зерен, местами сдвойникованных, размером от 0,5 до 2 мм. Одни из них гомогенные, другие — содержат тончайшие (2—3 мкм) закономерно ориентированные линзовидные или (в зависимости от разреза зерен) округлые, точечные включения тетрагонального халькопирита. Ориентировка пластинчатых включений в каждом зерне различна. Размеры и количество их увеличиваются к периферии зерен и к трещинкам, где местами наблюдаются сплошные каймы тетрагонального халькопирита, (ширина кайм составляет от нескольких сотых миллиметра до 0,1 мм).

Местами талнахит содержит включения мельчайших звездочек сфалерита, по-видимому, образовавшихся в результате распада твердого раствора. Травлением в парях царской водки выявляется двойниковая структура зерен талнахита, причем отдельные двойниковые индивиды сложены агрегатом более мелких (0,1—0,2 мм) аллотриоморфных зерен.

Наряду с пластинками халькопирита весьма характерны включения более крупных (ширина до 0,02 мм) линзочек пентландита, также по-разному ориентированных в разных зернах. Еще более крупные от (0,1—0,2 мм до 2—3 мм) червеобразные, прожилковидные выделения пентландита, разбитые поперечными трещинками на отдельные блоки, местами смещенные по отношению друг к другу, пересекают границы талнахитовых зерен, непрерывно переходя из одного зерна в другое.

Порфирировидные округлые выделения пентландита, разбитые сетью трещинок, пересекаются прожилками мелкозернистого талнахита и кубанита

и окружаются каймами последнего. В периферических участках выделений пентландита нередко наблюдаются мирмекитоподобные срастания его с талнахитом и кубанитом.

Кубанит представлен двумя морфологическими разновидностями. Кубанит I образует пластинки размером 0,5—0,1 мм или более крупные таблички (до 0,2 мм) с резкими боковыми границами и расщепленными, реже прямолинейными, тупыми концами (табл. VIII, а). Они обычно не выходят за пределы отдельных зерен талнахита, а местами примыкают к выделениям кубанита II. Последний сложен зернистыми агрегатами (с размером зерен 0,1—0,3 мм), образующими в агрегатах талнахита прожилковидные выделения, с очень неровными границами (табл. VIII, б) или неправильной формы участки. Количество кубанита II варьирует от единичных прожилков до 30% и такая руда представляет кубанит-талнахитовую разновидность.

Округлые и скелетные зерна магнетита размером до 1 мм, а иногда скопления нескольких зерен образуют включения в талнахите и пентландите. Скопления зерен магнетита наблюдаются на стыках талнахитовых зерен.

Специфический облик талнахитовой руде придают вторичные изменения минералов. Талнахит, кубанит и магнетит часто замещаются валлериитом, который образует в этих минералах прожилки шириной до 0,2 мм и псевдоморфозы по зернам магнетита, местами с сохранившимися реликтовыми участками магнетита. Выделения валлериита вдоль границ зон магнетита подчеркивают зональное строение некоторых кристаллических зерен магнетита. Совместно с макинавитом, валлериит замещает пластинчатые выделения кубанита. Пентландит охотно замещается макинавитом и медистым пентландитом. Таблички макинавита шириной до 0,5 мм (иногда сдвойникованные) замещают порфириовидные выделения пентландита. Тонкополосчатые агрегаты макинавита, чередующегося с тетрагональным халькопиритом и медистым пентландитом, развиваются по порфириовидным выделениям пентландита. Медистый пентландит образует в пентландите сеть тончайших, волосовидных прожилков, которые, постепенно сгущаясь, переходят в сплошные участки, уже не содержащие реликтов пентландита (табл. XI, а). Тонкие линзочки пентландита, включенные в талнахите, местами почти целиком замещаются макинавитом.

*Моихукитовые и кубанит-моихукитовые руды.* В отличие от талнахитовых руд не столь быстро окисляются на воздухе и покрывающая пленка побужалости не такая пестрая и яркая. Внешне, особенно на слабо окисленных сколах, эти руды сходны с борнитовыми.

Подобно талнахитовым рудам, они имеют массивную или порфириовидную текстуры. Последняя обусловлена крупными округлыми выделениями пентландита (до 3—4 см поперечником) в плотном, макроскопически однородном агрегате моихукита. Структура руд грубозернистая. Размеры зерен достигают 1—2 см.

Специфическая особенность этих руд заключается в том, что в них в тесном взаимном срастании представлены все минералы группы халькопирита: моихукит, обе разновидности кубического халькопирита с примесью ячейкой, талнахит и тетрагональный халькопирит стехиометрического состава. Количественные соотношения минералов широко варьируют, но повсеместно преобладают три первых минерала. Талнахит встречается реже, а тетрагональный халькопирит только в срастаниях с талнахитом. При этом в одних зернах преобладает талнахит, в других — тетрагональный халькопирит. Общее содержание всех этих минералов не менее 60%. В ассоциации с минералами группы халькопирита постоянно находятся кубанит I и II (5—25%), пентландит (15—20%), магнетит (до 10%).

Второстепенные и редкие минералы представлены галенитом, кадмий-марганцесодержащим сфалеритом, серией минералов платиновых металлов, некоторыми редкими минералами селена и телура, самородным серебром. В качестве единичных находок был установлен сульфид марганца — алабадин. Из вторичных минералов, кроме широко распространенных валлериита, макинавита, медистого пентландита, встречены единичные выделения и прожилки марганцевого шадлуниита в ассоциации с поздним пентландитом.

Моихукит и кубический халькопирит, близкие по оптическим свойствам, различаются лишь с помощью рентгенометрического изучения. Микропробы для рентгеновского анализа отбирались под микроскопом с полированной поверхности шлифов путем высверливания тонкой стальной иглой. Это позволило выявить внутреннее строение зерен. Аномально анизотропный кубический халькопирит отличается от двух предыдущих минералов по отчетливому двуотражению, а в скрещенных николях по ярким цветным эффектам анизотропии.

Срастания этих трех минералов очень тонкие и разнообразные по форме. Моихукит и кубический халькопирит образуют изометричные зерна размером от 0,2 до 2,0 мм, таблички или пластинки (0,1—0,2 мм × 1—2 мм), нередко полисинтетически сдвойникованные под углом к удлинению пластинок (табл. VII, б). Местами центральная часть зерна сложена моихукитом, а периферические участки — тончайшими полисинтетическими двойниками кубического халькопирита. Иногда моихукит, слагающий половину зерна, без видимой границы переходит в кубический халькопирит. Часто наблюдается многократное чередование полисинтетически сдвойникованных табличек моихукита, с такими же табличками кубического халькопирита (табл. VII, г). Оба минерала содержат включения мелких зерен (0,01—0,02 мм) аномально анизотропного кубического халькопирита. Последний обычно слагает агрегаты мелких (не более 0,2 мм) лапчатых зерен, параллельных пластин и клиновидных выделений, чередующихся с моихукитом и кубическим халькопиритом. Наблюдаются и монозерна, имеющие форму пластинок (шириной 0,1—0,2 мм). В таких пластинках в виде мелких включений содержатся моихукит или кубический халькопирит.

Реже в срастаниях с моихукитом и кубическими халькопиритами встречаются талнахит. Таблички талнахита (0,1—0,3 мм × 1—2 мм) с расщепленными концами чередуются с такими же или более узкими пластинками моихукита или кубического халькопирита.

Несомненно столь тонкие срастания минералов близкого химического состава могли образоваться лишь в результате распада твердого раствора, недосыщенного серой, и последующих превращений фаз в субсолидусную стадию. Это предположение подтверждается сходством описанных структур со структурами распада халькопиритового твердого раствора, полученными экспериментально [174, 226, 241, 269].

Формы выделений пентландита, кубанита и магнетита в этих рудах сходны с формами выделений тех же минералов в талнахитовых рудах. Лишь размеры округлых выделений пентландита больше, чем размеры выделений пентландита из талнахитовых руд.

Кубанит-моихукитовые руды отличаются от моихукитовых большим содержанием зернистого кубанита (до 20—30%), образующего прожилки и выделения неправильной формы. По мере увеличения содержания кубанита руда постепенно переходит в моихукит-кубанитовую.

*Собственно халькопиритовые руды.* В этих рудах главный рудный минерал представлен тетрагональным халькопиритом стехиометрического состава (65—80%). Пентландит, (содержание которого составляет 10—15%) относится к наиболее никелистой разновидности. Кубанит I и реже кубанит II (5—10%), магнетит (~5%), а в переходных разновидностях пирротин II, реже пирротин I, являются второстепенными минералами. Среди редких минералов встречаются сфалерит, галенит, некоторые платиновые минералы, аргентопентландит. Вторичные минералы, менее распространенные, чем в других типах халькопиритовых руд, также представлены валлериитом, макинавитом, поздним магнетитом. Текстура руд массивная, а в участках с округлыми выделениями пентландита — порфириовидная (табл. XXI, б). Структура халькопиритовых агрегатов неравномернозернистая, с размером зерен от 0,5 до 2—3 мм. Большинство зерен халькопирита сложно сдвойникованы. Чаще всего наблюдаются полисинтетические, решетчатые или паркетовидные двойники. В качестве продуктов распада твердого раствора халькопирит содержит мельчайшие звездочки сфалерита и пластинки кубанита I, разноориентированные в разных зернах халькопирита (табл. XIII, а).

Порфиroidные выделения пентландита (размером от нескольких миллиметров до 1,5 см) имеют округлую, иногда неправильную форму. Одни из выделений содержат включения халькопирита в виде пересекающихся линзочек. Другие — пересекаются прожилками халькопирита. Встречаются в халькопирите тонкие (не более 0,05 мм) линзовидные прожилки и скелетные зерна пентландита.

В пентландите и халькопирите, магнетит наблюдается в виде скелетных и округлых зерен, а в промежутках между зернами халькопирита — в виде дендритовидных выделений. Прожилки позднего мелкозернистого магнетита пересекают халькопирит и пентландит.

Зернистый кубанит лишь местами образует неправильные по форме выделения среди агрегатов халькопирита и каймы вокруг выделений пентландита и магнетита. По мере увеличения содержания зернистого кубанита руда переходит в халькопирит-кубанитовую.

*Пирротин-халькопиритовые руды.* Являются переходными к пирротиновым рудам. Содержание пирротина в них достигает 25—30%. Характерная особенность этих руд заключается в широком развитии мелкозернистого пирротина II, образующего скопления неправильной формы и различно ориентированные прожилки. Пирротин I встречается редко, только в виде реликтовых участков среди халькопирита. Пентландит в отличие от пирротиновых руд, образует порфиroidные выделения (до 5 мм) и каймы вокруг зерен магнетита.

*Троилит-пирротин-кубанит-халькопиритовые руды.* Эти руды, в составе которых халькопирит преобладает, являются переходными от пирротин-халькопиритовых и халькопирит-пирротиновых к кубанитовым рудам. Наряду с минералами, характерными для пирротин-халькопиритовых руд, здесь появляются кубанит и постоянно ассоциирующий с ним троилит. Крупные зерна пирротина I, наблюдающиеся как и в пирротин-халькопиритовых рудах лишь в виде реликтовых участков среди халькопирита, всегда содержат пластинчатые включения троилита. Характерной особенностью внутреннего строения этих зерен является почти полное отсутствие пластинчатых включений пентландита вдоль базальной отдельности. Лишь в отдельных зернах пирротина встречаются крупные пластинки пентландита.

Более распространенный мелкозернистый пирротин II также содержит включения троилита. Как и в пирротин-халькопиритовых рудах, он образует неправильные скопления и прожилки в халькопирите.

Кубанит в этих рудах представлен как закономерно ориентированными пластинчатыми включениями в халькопирите, так и прожилками, сложенными зернистыми агрегатами. Пластинки кубанита I нередко замещаются мелкозернистым пирротинном II. По сравнению с пирротиновыми рудами в этих рудах значительно чаще встречаются сфалерит, галенит, минералы платины и палладия, аргентопентландит; из вторичных минералов присутствует макинавит, образующий прожилки в халькопирите, пентландите, кубаните.

*Кубанитовые руды.* Объединяют ряд минеральных разновидностей с весьма широким диапазоном количественных соотношений главных рудообразующих сульфидов. Эта особенность минерального состава обусловлена тем, что кубанитовые руды занимают в рудных залежах промежуточное положение между всеми описанными выше главными разновидностями руд и связаны с ними постепенными переходами. В связи с этим кроме собственно кубанитовых руд различаются ряды переходных разновидностей соответственно к пирротиновым, талнахитовым и моихукитовым рудам.

Собственно кубанитовые руды распространены относительно мало. Они сложены кубанитом, содержание которого достигает 60—70%, пентландитом (15—20%), магнетитом (5—10%) (табл. XXI, е). В виде единичных зерен в них встречаются минералы поздних ассоциаций — сфалерит, галенит, минералы элементов платиновой группы, некоторые редкие сульфиды (джерфшерит, шадлунит). Постоянно присутствуют вторичные минералы, замещающие главные рудообразующие сульфиды — валлериит, макинавит, медистый пентландит. Текстура руды массивная. Структура неравномерно-

зернистая. Размер зерен кубанита варьирует от 0,5 до 5—7 мм. Разнообразны формы выделений пентландита. Он образует порфировидные выделения (размером от 1 мм до 1 см), неравномерно распределенные среди агрегатов кубанита, тонкие (ширина 0,1—0,2 мм) линзовидные и прожилковидные обособления; часто в виде мельчайших (не более 0,02 мм) раскрошенных, остроугольных зернышек содержится в виде включений в зернах кубанита. Порфировидные выделения и линзочки пентландита разьедаются и пересекаются прожилками кубанита, ответвляющимися от окружающих пентландит агрегатов кубанита. Часто пентландит замещается макинавитом, местами медистым пентландитом, образующим тончайшую сеть прожилков в пентландите. Прожилки валлериита пересекают кубанит, пентландит и магнетит.

Магнетит чрезвычайно неравномерно распределен в кубаните и образует скопления округлых, неправильных и скелетных зерен, размером от сотых долей миллиметра до 1—2 мм.

*Троилит-пирротин-кубанитовые и троилит-кубанитовые руды.* Представляют разности, переходные к пирротиновым рудам. Они отличаются от кубанитовых руд тем, что содержат гексагональный пирротин в тонком сростании с троилитом, либо троилит. Гексагональный пирротин с пластинчатыми включениями троилита, субпараллельными базальной отдельности зерен или троилит, наблюдается среди агрегатов кубанита в виде разнообразных по величине и форме островков (табл. XXI, з). Постепенные переходы от этих руд к троилит-пирротиновым рудам, в которых кубанит встречается лишь в виде прожилков, секущих халькопирит-пирротиновые агрегаты, несомненно указывают на реликтовый характер этих островков, сохранившихся при замещении кубанитом троилит-пирротиновых или пирротиновых руд. В троилит-кубанитовых рудах количественные соотношения между кубанитом и троилитом варьируют в широких пределах (от 4 : 1 до 1 : 1). Руды с почти равным соотношением этих минералов имеют петельчатую текстуру, сходную с текстурой крупнозернистых пирротиновых руд.

Петлеобразные выделения кубанита, подобно тетрагональному халькопириту в пирротиновых рудах, окружают крупные (1—2 см) зерна троилита. В троилите содержатся пластинчатые включения пентландита, а на границе троилитовых зерен с кубанитом видны каймы пентландита или пластинчатые сростания кубанита с халькопиритом. В участках, где преобладает кубанит, встречаются лишь реликтовые островки троилита (размером зерен от 1—2 мм до 1 см). В них почти не содержится пластинок пентландита. Последний наблюдается главным образом в виде порфировидных выделений, сосредоточенных на границе троилита с кубанитом или в кубаните. Местами в этих рудах встречаются неправильные выделения халькопирита.

*Халькопирит-кубанитовые руды.* Отличаются от кубанитовых тем, что в них присутствует тетрагональный халькопирит, количество которого варьирует. Весьма важно отметить, что халькопирит представлен главным образом железистой разновидностью. Выделения его среди зернистых агрегатов кубанита имеют форму неправильных включений с весьма неровными границами. Размеры выделений от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Часто выделения пересекаются прожилками зернистого кубанита. Размеры и количество включений увеличивается с приближением к контактам с халькопиритовыми рудами и в последних наблюдаются лишь прожилки зернистого кубанита, секущие халькопирит, местами с пластинчатыми включениями кубанита и пентландит.

*Талнахит-кубанитовые, моихукит-кубанитовые, троилит-талнахит-кубанитовые и троилит-моихукит-кубанитовые руды.* По минеральному составу и пространственному положению принадлежат к разностям руд, переходных от кубанитовых к талнахитовым и моихукитовым рудам. По структуре кубанитовых агрегатов и форме выделений второстепенных минералов эти руды сходны между собой и отличаются лишь составом реликтовых включений в кубаните, представленных в одних случаях талнахитом, а в других — моихукитом в сростаниях с другими минералами группы халькопирита. Кубанит замещает все минералы группы халькопирита и пент-

ландит, содержащийся в виде включений. Наряду с талнахитом и моихукитом, местами в виде реликтовых островков в кубаните встречается троилит. Максимальное содержание троилита в этих рудах не выше 5%.

### **Распределение минеральных разновидностей руд и минеральная зональность рудных тел**

Развитие минеральной зональности в сплошных рудах является одной из важнейших особенностей процесса рудообразования в месторождениях Норильской провинции. Зональность выражается в том, что в отдельных частях рудных залежей наблюдается обособление различных минеральных разновидностей руд. Распределение зональных рудных тел в пределах горизонта сплошных руд создает зональность месторождений.

Вместе с тем проявление минеральной зональности свойственно не всем рудным телам. Выделяются залежи простого строения, сложенные преимущественно пирротиновыми рудами, с неравномерным распределением халькопирита и залежи сложного строения, в составе которых встречаются все минеральные разновидности руд.

В большинстве месторождений Норильского района чаще всего встречаются рудные тела простого строения, сложенные одной, обычно пирротиновой разновидностью руд. Проявление таких тел известно в месторождениях Норильского рудного поля (Норильск I, Черногорское и др.) и в Имандинском рудном поле. В этих месторождениях встречаются также зональные тела сплошных руд. Их минеральная зональность выражена в последовательной смене пирротиновых руд халькопиритовыми и развитие руд промежуточного состава, представленных халькопирит-пирротиновыми и пирротин-халькопиритовыми разновидностями. Обособление халькопирита происходит главным образом в краевых частях рудных тел и нередко в участках их выклинивания.

Весьма интересный пример зональности сложного тела сплошных руд в месторождении Норильск I описан Н. С. Зонтовым [77]. Рудное тело, залегающее в эндоконтакте интрузивного массива представляет собой субгоризонтальную жилу, имеющую апофизу, отвечающую вертикально вниз. Субгоризонтальная часть сложена пирротиновыми рудами, а в вертикальной апофизе обособлены халькопиритовые руды. На этом же месторождении были встречены халькопиритовые руды, слагающие апофизы, направленные вверх от основного рудного тела. Известны также тела, сложенные одними халькопиритовыми рудами, без видимой связи с пирротиновыми разновидностями.

На месторождении Норильск I в редких случаях наблюдаются тела сплошных сульфидных руд, в которых развивается более сложная зональность, с образованием кубанит-халькопиритовых и реже талнахитовых и кубанит-талнахитовых руд.

Наиболее полно зональное распределение минеральных разновидностей сплошных руд проявлено в месторождениях Талнахского рудного поля. Хотя в этих месторождениях широко распространены простые тела, тем не менее во многих рудных залежах весьма ярко проявлено зональное строение.

В рудных залежах простого строения преобладают пирротиновые руды, но нередко в приконтактных участках могут развиваться относительно маломощные оторочки халькопиритовых руд. В таких участках проявляется зональное строение тел, выраженное в относительном обогащении руд халькопиритом по направлению от центра к флангам залежей. Изменение минерального состава руд происходит постепенно и только за счет вариации количественных соотношений двух главных рудных минералов: пирротина и халькопирита, без появления каких-либо новых минералов или минеральных ассоциаций. Смена минеральных разновидностей руд представляется рядом постепенных переходов от пирротиновых к халькопирит-пирротиновым, пирротин-халькопиритовым и халькопиритовым рудам. Среди залежей сложного состава наибольшее разнообразие минеральных разновидностей

руд выявляется в залежи, локализованной на западном фланге рудного поля. Это пологозалегающее, плитообразное тело субширотного простирания в центральной части и на юго-восточном фланге сложено пирротиновыми рудами. Лишь местами в подошве и реже в прикровельных участках в них увеличивается содержание тетрагонального халькопирита, и руда постепенно переходит в халькопирит-пирротиновую и пирротин-халькопиритовую разновидность. Моихукитовые, талнахитовые и кубанитовые руды сосредоточены на северо-западном фланге, а некоторые разновидности кубанитовых руд — на восточном фланге. Оба эти участка имеют концентрически зональное строение. Особенно сложное строение имеет северо-западный участок залежи, имеющих в плане овальную форму (фиг. 28).

В центральной части этого контура размещаются моихукитовые и менее распространенные, талнахитовые руды. Они окружаются зоной кубанитовых руд, включающей все переходные разновидности: моихукит-кубанитовые, талнахит-кубанитовые (в северо-западной части) и халькопирит-кубанитовые (на юго-востоке).

Следующая к периферии зона представлена троилитсодержащими кубанитовыми рудами, примыкающими к талнахит-кубанитовым и моихукит-кубанитовым, а халькопирит-кубанитовые руды, сменяются троилит-пирротин-кубанит-халькопиритовыми. Наконец, узкая внешняя зона, граничащая уже с пирротиновыми рудами, представлена троилит-пирротиновыми и троилит-халькопирит-пирротиновыми рудами. Окружающие пирротиновые руды местами обогащены халькопиритом и переходят в халькопирит-пирротиновые и даже пирротин-халькопиритовые. Таким образом, в пределах этого участка наблюдаются следующие переходы минеральных разновидностей руд (от центра к периферии):

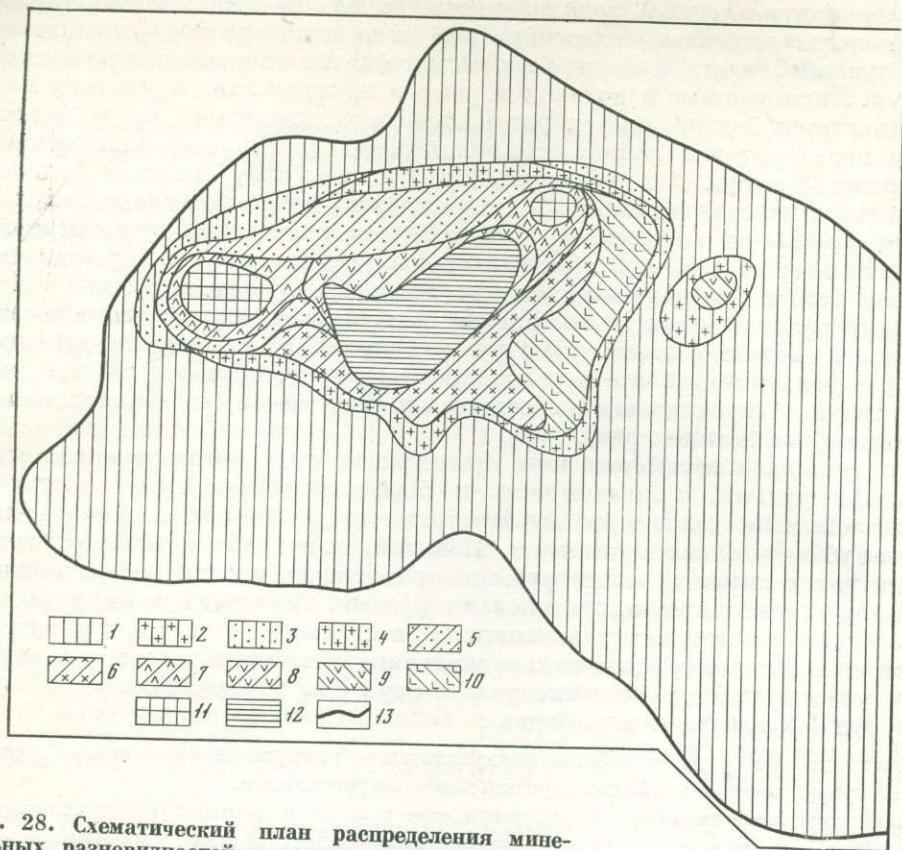
1. Моихукитовые руды → кубанит-моихукитовые → моихукит-кубанитовые → троилит-кубанитовые → троилит-пирротиновые → пирротиновые.
2. Моихукитовые → халькопирит-кубанитовые → троилит-пирротин-кубанит-халькопиритовые → троилит-халькопирит-пирротиновые → пирротиновые (халькопирит-пирротиновые).
3. Талнахитовые → кубанит-талнахитовые → талнахит-кубанитовые → троилит-кубанитовые (троилит-халькопирит-кубанитовые) → пирротиновые.

Специфическая особенность строения этого участка заключается в том, что кубанитовые руды повсюду залегают между пирротиновыми (местами халькопирит-пирротиновыми) и моихукитовыми или талнахитовыми рудами и постепенно переходят в те и другие. Переходная зона от кубанитовых к пирротиновым рудам всегда сложена троилитсодержащими разновидностями кубанитовых и пирротиновых руд.

В вертикальном разрезе (фиг. 29) наиболее богатые медью талнахитовые и моихукитовые руды размещаются в прикровельных участках и по направлению к подошве залежи сменяются моихукит- и талнахитсодержащими кубанитовыми рудами, а еще ближе к подошве — троилит-кубанитовыми и троилит-пирротиновыми или халькопирит-троилит-пирротиновыми рудами.

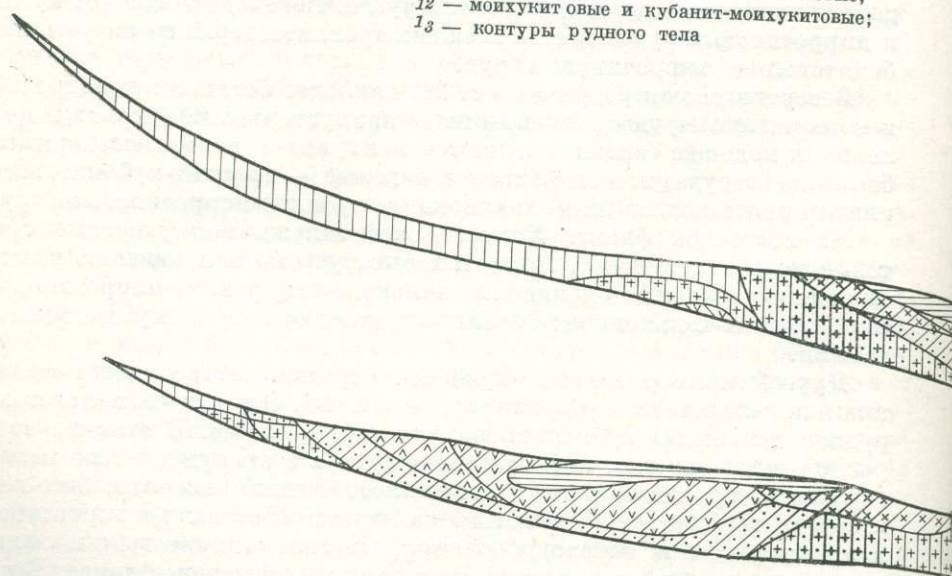
На восточном фланге Хараелахской залежи моихукитовые и талнахитовые руды отсутствуют. Пирротиновые руды по направлению к восточному окончанию залежи сменяются халькопирит-троилит-пирротиновыми, затем кубанит-халькопирит-троилит-пирротиновыми и кубанит-халькопиритовыми.

Другой пример залежи сложного строения представляет собой рудное тело, локализованное на юге рудного поля. Это также пологозалегающее рудное тело имеет субмеридиональное простирание. В отличие от рассмотренной выше залежи, пирротиновые руды в этом рудном теле мало распространены, протягиваются узкой полосой вдоль южного, юго-восточного и северного флангов. У подошвы отмечается обогащение пирротиновых руд халькопиритом и переходы к пирротин-халькопиритовым и халькопиритовым рудам, наиболее распространенным на северном фланге. В центральной части залежи преобладают талнахитовые руды, а на северном фланге — халькопиритовые. Кубанитовые руды размещаются между талнахитовыми



Фиг. 28. Схематический план распределения минеральных разновидностей в залежи сплошных руд

- |                                       |  |
|---------------------------------------|--|
| 1 — пирротиновые руды;                | 6 — халькопирит-кубанитовые;                   |
| 2 — халькопирит-пирротиновые;         | 7 — талнахит-кубанитовые;                      |
| 3 — троилит-пирротиновые;             | 8 — мойхукит-кубанитовые;                      |
| 4 — троилит-халькопирит-пирротиновые; | 9 — пирротин-халькопиритовые;                  |
| 5 — троилит-кубанитовые;              | 10 — троилит-пирротин-халькопирит-кубанитовые; |
|                                       | 11 — талнахитовые и кубанит-талнахитовые;      |
|                                       | 12 — мойхукитовые и кубанит-мойхукитовые;      |
|                                       | 13 — контуры рудного тела                      |



(или халькопиритовыми) и пирротиновыми. На разрезах вкрест простирания залежей через ее центральную часть пирротиновые руды с востока на запад сменяются троилит-пирротин-кубанитовыми, затем троилит-талнахит-кубанитовыми и кубанит-талнахитовыми. Аналогичную смену разновидностей руд можно проследить и на северном фланге с той лишь разницей, что вместо талнахитовых здесь наблюдаются халькопиритовые руды.

В вертикальном разрезе в прикровельных участках размещаются талнахитовые, либо халькопиритовые руды, сменяющиеся по направлению к подошве залежи кубанитовыми и троилит-кубанитовыми рудами. Зона кубанитовых руд представлена неоднократно чередующимися по вертикали троилит-кубанитовыми, троилит-талнахит-кубанитовыми и талнахит-кубанитовыми рудами.

Таким образом, и в этой залежи кубанитовые руды занимают промежуточное положение между пирротиновыми и талнахитовыми либо халькопиритовыми рудами.

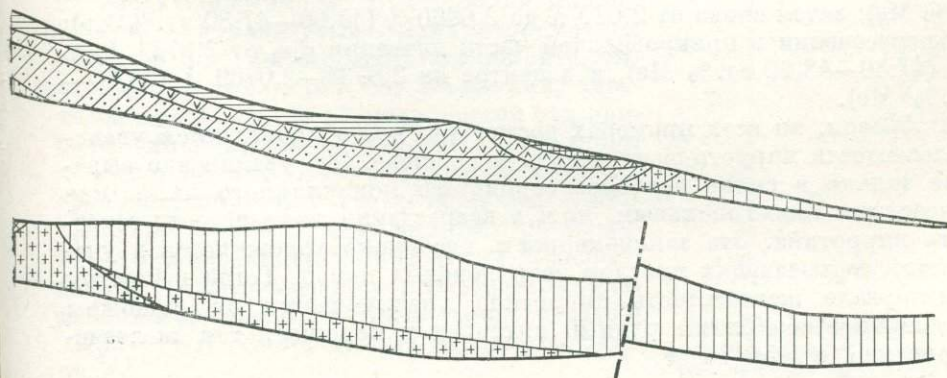
Кроме описанных рудных тел, залежи с зональным строением известны в восточной и северной части рудного поля. В них почти полностью повторяются отмеченные выше закономерности распределения минеральных разновидностей руд. Большинство сложных рудных тел приурочено к фланговым частям рудного поля, но залежи простого строения преимущественно локализуются в удаленных от флангов участках. Проявление минеральной зональности как правило свойственно тем частям рудных тел, которые локализуются в эндоконтакте стратифицированных массивов. В описанной зональности талнахитовые и мойхукитовые руды располагаются только среди интрузивных пород, кубанитовые руды приурочены к выходу залежей в породах осадочно-метаморфической толщи, а пирротиновые руды практически всегда слагают те части залежей, которые залегают среди метаморфизованных осадков.

Рассмотренные особенности распределения разновидностей руд позволяют выделить два типа минеральной зональности тел сплошных сульфидов [56]. Первый из них представляет ряд перехода от пирротиновых к халькопиритовым рудам, а второй — от пирротиновых к кубанитовым и мойхукитовым или талнахитовым рудам. Различие этих типов зональности проявлено не только в особенностях изменения ассоциаций и количественных соотношений рудообразующих сульфидов, но выражено также в закономерностях накопления рудообразующих компонентов [56].

### Скрытая зональность рудных тел

Зональное строение рудных тел проявляется не только в размещении минеральных разновидностей руд, но и в закономерном изменении состава главных рудных минералов.

Фиг. 29. Распределение минеральных разновидностей в разрезах залежи сплошных руд. Условные обознач. те же, что и на фиг. 28



Закономерности изменения состава минералов группы пирротина и пентландита изучены на примере рудной залежи, характеризующейся наибольшим разнообразием минеральных разновидностей руд.

В пирротиновых рудах этой залежи развиты гексагональный пирротин переменного состава, моноклинный пирротин, их сростания с варьирующими количественными соотношениями фаз, сростания гексагонального пирротина с троилитом и троилит. Преобладают гексагональный пирротин и сростания его с моноклинным. Троилит и его сростания с гексагональным пирротинном наблюдается лишь в локальных участках, в зоне троилит-пирротиновых и троилит-кубанитовых руд. Гомогенный моноклинный пирротин встречается в меньшем количестве и приурочен преимущественно к северо-восточной части залежи, где проходит субмеридиональная тектоническая зона.

*Изменение состава пирротина.* В вертикальном разрезе наиболее сернистый моноклинный пирротин или его сростания с гексагональным пирротинном размещаются преимущественно вблизи кровли залежи. По направлению к лежащему боку относительное содержание моноклинного пирротина постепенно убывает вплоть до полного его исчезновения. При этом изменяется и состав гексагонального пирротина. Наблюдались следующие примеры размещения моноклинного и гексагонального пирротинов от кровли к подошве залежей (фиг. 30).

1. В кровле моноклинный пирротин, в центральной части сростания моноклинного и гексагонального, в подошве гексагональный пирротин. Значения  $d_{102}$  гексагонального пирротина в сростаниях с моноклинным стабильны во всем интервале (2,0673 Å, что соответствует содержанию металла 47,45 ат.%) и возрастают в участке, сложенном гомогенным гексагональным пирротинном (до 2,0714 Å, содержание металла 47,80 ат.%). В других примерах абсолютные значения величины  $d_{102}$  могут быть выше или ниже приведенного случая, но относительное увеличение  $d_{102}$  при переходе к гомогенному гексагональному пирротину отмечается повсюду.

2. По всему разрезу сростания моноклинного и гексагонального пирротина с постепенным уменьшением моноклинного пирротина от кровли к подошве;  $d_{102}$  гексагонального пирротина постепенно возрастает от 2,0673 до 2,0700 Å по мере уменьшения относительного содержания моноклинного пирротина.

3. В кровле сростания гексагонального и моноклинного пирротина в подошве гексагональный пирротин;  $d_{102}$  гексагонального пирротина в участках сростаний изменяется незначительно от 2,0673 Å (47,45 ат.% Me при соотношениях моноклинного и гексагонального, равного 1 : 1) до 2,0681 (47,50 ат.% Me при содержании моноклинного пирротина ~ 15%); в участках, сложенных одним гексагональным пирротинном,  $d_{102}$  заметно возрастает от 2,0707 (47,75 ат.% Me) до 2,0734 Å (48, ат.% Me);

4. По всему разрезу встречается только гексагональный пирротин. В одних случаях  $d_{102}$  довольно плавно возрастает от 2,0714 Å (47,80 ат.% Me) до 2,0732 Å (48,0 ат.% Me), в других — наблюдается повторение значений  $d_{102}$ . Повторение значения наблюдается в рудных интервалах, разделенных прослоями безрудных пород. Так, в одном из пересечений рудного тела  $d_{102}$  возрастает от кровли к подошве от 2,0620 Å до 2,0670 Å (47,00—47,40 ат.% Me); затем снова от 2,620 Å до 2,0660 Å (47,00—47,30 ат.% Me); в другом пересечении в прикровельной части значения  $d_{102}$  от 2,0721 Å до 2,0748 Å (47,80—48,20 ат.% Me), а в центре от 2,0734—2,0769 Å (48,00—48,25 ат.% Me).

Таким образом, во всех примерах достаточно четко проявляется увеличение железистости пирротина от кровли к подошве. Это увеличение выражается не только в смене наиболее сернистого моноклинного пирротина более железистым гексагональным, но и в возрастании железистости гексагонального пирротина. Эта закономерность несколько усложняется в участках залежи, включающих прослой неоруденелых пород. Тогда в каждом рудном интервале железистость пирротина увеличивается от подошвы к кровле, причем чем ближе рудный интервал к подошве, тем железистость пирротина в нем выше.

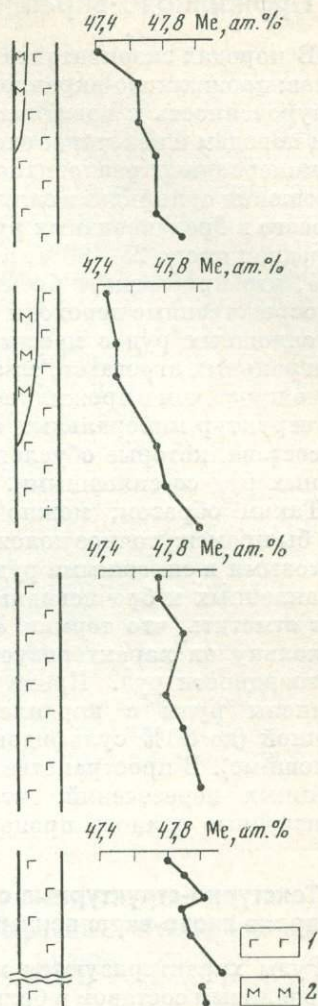
Закономерности изменения состава пирротинов в плане залежи менее ясны. В отдельных довольно близко расположенных участках встречаются относительно высокожелезистые и менее железистые пирротины.

Наиболее отчетливо проявлено лишь возрастание железистости пирротина по мере приближения к контактам с кубанитовыми рудами, где значения  $d_{102}$  пирротинов колеблются от 2,0700 Å до 2,0769 Å (47,65 — 48,25 ат. % Ме), тогда как в участках, удаленных от контакта, колебания  $d_{102}$  составляют от 2,0620 до 2,0714 Å (47,00—47,8 ат. % Ме).

Наиболее железистые разновидности гексагонального пирротина встречаются в троилит-пирротиновых и троилит-пирротин-кубанитовых рудах, где гексагональный пирротин представлен в сростаниях с троилитом  $d_{102}$  составляет 2,0714—2,0775 Å (47,80 до 48,40 ат. % Ме).

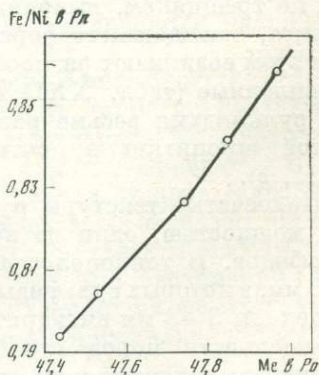
**Изменение состава пентландита.** Вариации содержания Ni и Fe в пентландите тесно связаны со сменой минеральных ассоциаций или минеральных разновидностей руд. В пирротиновых рудах содержание никеля в пентландите изменяется незначительно (Fe : Ni от 0,76 до 0,86; фиг. 31). Наиболее никелистые пентландиты (Fe : Ni = 0,76) ассоциируют с моноклинным пирротинном. В тех ассоциациях, в которых присутствуют сростания моноклинного и гексагонального пирротинов (содержание Fe в гексагональном пирротине 47,4—47,8 ат. % Ме), никелистость пентландита убывает — Fe : Ni изменяется от 0,78 до 0,84. С гомогенным гексагональным пирротинном (Fe от 47,8 до 48,0) ассоциирует еще менее никелистый пентландит — (Fe : Ni = 0,83—0,86). По мере перехода пирротиновых руд в халькопирит-пирротиновые, пирротин-халькопиритовые и, наконец, в халькопиритовые руды никелистость пентландита возрастает (Fe : Ni = 1 до 0,8). В ассоциациях с тетрагональным халькопиритом (в халькопиритовых рудах) представлены пентландиты с максимальным содержанием Ni (Fe : Ni до 0,6).

В рудных залежах сложного строения при переходе пирротиновых руд в троилит-пирротиновые → кубанитовые → моихукитовые (или талнахитовые) никелистость пентландита убывает (Fe : Ni от 1,03 до 1,63). В этом ряду переходов минеральных разновидностей руд наиболее никелистые пентландиты характерны для троилит-пирротиновых руд (ассоциация троилит + пирротин гексагональный + пентландит Fe : Ni = 1); пентландиты с промежуточным содержанием Ni (Fe : Ni = 1,3) свойственны кубанитовым рудам, и пентландиты с наименьшим содержанием никеля (Fe : Ni = 1,63) встречаются в талнахитовых и моихукитовых рудах.



Фиг. 30. Изменение железистости гексагонального пирротина в вертикальном разрезе залежи сплошных руд

- 1, 2 — пирротин:  
1 — гексагональный,  
2 — моноклинный



Фиг. 31. Распределение никеля в сосуществующих пирротине и пентландите сплошных руд

## Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды

В породах экзоконтакта интрузивных массивов локализованы руды двух типов: прожилково-вкрапленные и брекчиевидные. Общим для них являются приуроченность к идентичным по составу метаморфическим и метасоматическим породам и некоторое сходство в пространственном размещении слагающих их минеральных разновидностей, а также сходные характер страстаний и соотношения сульфидов и силикатов. Различия заключаются в следующем. Прежде всего в брекчиевидных рудах значительно выше сульфидонасыщенность — в среднем около 25—30%, а в некоторых участках нередко сульфидов до 60—80%, что приближает брекчиевидные руды к сплошным рудам. Известны и непосредственные переходы руд с брекчиевидной текстурой в жилы и прожилки сплошных руд с массивной текстурой. Резко отличается и морфология минеральных агрегатов, минеральный состав в брекчиевидных рудах в целом более прост, чем в прожилково-вкрапленных рудах. Существует ряд особенностей структур минеральных агрегатов, типов страстаний рудных минералов и их состава, которые обуславливают в определенной мере сходство брекчиевидных руд со сплошными.

Таким образом, можно заключить, что брекчиевидные руды занимают как бы промежуточное положение между прожилково-вкрапленными экзоконтактовыми и сплошными рудами. Поэтому дальнейшее описание прожилково-вкрапленных и брекчиевидных руд целесообразно проводить отдельно. Следует отметить, что термин «брекчиевидные руды» является собирательным, поскольку он характеризует текстурный облик наиболее распространенной разновидности руд. Кроме указанной текстурной разновидности, распространены руды с вкрапленной, прожилково-вкрапленной и густовкрапленной (до 80% сульфидов) текстурами и руды с массивной текстурой (сплошные). В пространстве все они закономерно чередуются без признаков взаимных пересечений, что позволяет рассматривать их совместно как производные единого процесса.

### Тектурно-структурные особенности прожилково-вкрапленных руд

Руды характеризуются многообразием текстурных рисунков, сложным минеральным составом и большим числом минеральных ассоциаций. Распределение рудообразующих сульфидов, определяющее текстурный облик руд, обусловлено текстурами, структурами и физико-механическими свойствами вмещающих метаморфических и метасоматических пород. Наиболее часто оруденение локализуется в пироксеновых, ангидрит-пироксеновых, форстеритовых, форстерит-шпинелевых, полевошпат-пироксеновых роговиках, известковых и магнезиальных метасоматитах, серпентинитовых и реже бруситовых породах. Сульфиды располагаются по слоистости и сланцеватости пород, проникают в них по трещинкам, выполняют промежутки между зернами пироксена, форстерита, замещающего форстерит серпентина, брусита и других силикатов. При этом возникают разнообразные полосчатые (табл. XXII, а), прожилково-вкрапленные (табл. XXII, б) и вкрапленные текстуры. Насыщенность пород сульфидами весьма различна: от редкой рассеянной вкрапленности до густой «пропитки» и почти полного замещения породы сульфидами (табл. XXII, в).

Полосчатые текстуры руд обусловлены чередованием полосок с различной мощностью, одни из которых обогащены сульфидами, а другие — без сульфидов. В тонкополосчатых текстурах сульфидные полоски мощностью 2—3 мм, в которых сульфиды выполняют интерстиции среди зерен пироксенов, разделены 3—5 мм ангидрит-пироксеновыми полосками. При значительной насыщенности пород сульфидами в тонкозернистом сульфид-силикатном агрегате выявляется лишь слабо выраженное реликтовое полосчатое строение. Неравномерное распределение сульфидов и присутствие неоруденелых прослоев, часто представленных ангидритом, придает руде грубополосчатый облик. Полосчатые текстуры характерны для руд, локализованных в изменен-

ных ангидрит-мергелистых породах. При минерализации терригенных осадков более распространены равномерно вкрапленные текстуры руд, различающиеся лишь количественными соотношениями сульфидов и силикатов.

Наиболее типичны для экзоконтактовых руд прожилковые и прожилково-вкрапленные текстуры. В зависимости от насыщения пород сульфидами и от особенности распределения сульфидов наблюдаются: редкая рассеянная вкрапленность сульфидов, сочетающаяся местами с малопротяженными сульфидными прожилками (табл. XXII, б), отдельные прожилкообразные выделения сульфидов в неоруденелой породе, густовкрапленные руды с равномерным или пятнистым распределением рудных минералов. Комбинация различных текстурных рисунков и разнообразие сростаний сульфидов с нерудными минералами создают довольно пеструю картину строения руд.

Характерной особенностью структур вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд является весьма тесное страстание рудообразующих сульфидов с разнообразными нерудными минералами вмещающих пород. Как в рудах с преобладающим пирротинном (пирротиновая разновидность), так и в рудах с преобладающим халькопиритом (халькопиритовая разновидность) сульфиды располагаются между зернами пироксенов, форстерита, серпентина, брусита, образуя тонкие сростания. При этом в густовкрапленных рудах возникают своеобразные ажурные рисунки, обусловленные сочетанием тонких сульфид-силикатных сростаний с неоруденелыми участками пород. Около выделений сульфидов наблюдаются укрупнение и перекристаллизация силикатов.

Особенности сростаний сульфидов с нерудными минералами определяются размерами выделений сульфидов. В большинстве изученных шлифов и штучков руд они варьируют от 0,02 до 0,12 мм. Встречаются и более крупные зерна рудных минералов — до 0,5 мм и более; мощность отдельных прожилков и обособлений колеблется от 1—2 мм до 1—2 см, а в раздувах достигает 10—15 см. Размеры выделений сульфидов значительно варьируют даже в пределах одного шлифа или штучка.

### **Минеральные ассоциации прожилково-вкрапленных руд**

Прожилково-вкрапленные руды имеют разнообразный и сложный минеральный состав. В этих рудах установлено около 40 рудных минералов, среди которых по степени распространенности можно выделить главные (пирротин, халькопирит, пентландит, миллерит, пирит, валлериит, магнетит), второстепенные (борнит, халькозин, марказит, галенит, сфалерит, никелистый пирит) и редкие (кляусталит, галеноклаусталит, полидимит, джерфшерит, точилинит, виоларит, макинавит, кубанит, гематит, перовскит). К редким минералам относятся минералы группы платины, палладия, золота и серебра. Перечисленные минералы входят в состав весьма большого количества минеральных ассоциаций.

На основании изучения текстурно-структурных особенностей, минерального состава и возрастных соотношений минералов выделяются первичные и вторичные ассоциации.

Первичные минеральные ассоциации в определенной мере сходны с ассоциациями сплошных руд. В их состав входят халькопирит, пирротин, пентландит и ряд других, более редких сульфидов. Вторичные минеральные ассоциации возникают при гидротермальном метаморфизме руд и развиваются путем замещения минералов первичных ассоциаций. Различная степень замещения обуславливает постепенные переходы от руд, в которых преобладают первичные ассоциации, к рудам, в которых преобладают вторичные ассоциации.

Нами выделены следующие первичные минеральные ассоциации руд: 1) пентландит-халькопирит-пирротиновая; 2) пентландит-пирротин-халькопиритовая; 3) пентландит-халькопиритовая; 4) миллерит-халькопиритовая; 5) борнит-миллерит-халькопиритовая.

Все перечисленные ассоциации достаточно отчетливо разобщены в пространстве, слагая обособленные, закономерно сменяющие друг друга участки рудных тел.

Пентландит-халькопирит-пирротиновая ассоциация является одной из наиболее распространенных. Главный минерал этой ассоциации пирротин, составляющий до 70% от количества сульфидов, в отличие от сплошных и вкрапленных руд в интрузивных породах всегда представлен моноклинной модификацией. Принадлежность пирротина экзоконтактовых руд к моноклинной модификации установлена методами магнитной порошковой рентгенографии, а также определением состава пирротина с помощью электроннозондового микроанализатора. Поскольку при исследовании внутреннего строения агрегатов пирротина не было установлено ни явлений замещения моноклинным пирротинном гексагонального пирротина, ни реликтов последнего, можно с уверенностью сказать о первичном образовании пирротина в экзоконтактовых рудах в виде моноклинной модификации. Пирротин этого типа руд является более никелистым. По сравнению с содержанием никеля в пирротине из сплошных руд выявляются значительные вариации концентраций этого элемента (0,4—2,5 вес %). Наиболее часто содержания никеля в пирротине составляют 0,8—1,1 вес %.

Мелкозернистые агрегаты пирротина обычно выполняют интерстиции между зернами пироксена и других силикатов. Пентландит образует в пирротине мельчайшие выделения размером в сотые доли миллиметра (табл. XXIII, а). В более крупных агрегатах сульфидов пентландит развивается в виде кайм размером 0,1—0,2 мм по границе халькопирита и пирротина (табл. XXIII, б). В отличие от сплошных руд, сложенных пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциацией, в прожилково-вкрапленных рудах каймы пентландита встречаются значительно реже, а порфиновые выделения минерала крайне редки. Состав пентландита из пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации не подвержен значительным вариациям (Ni — 37,1—38,6; Fe — 27,8—28,5; Co — 0,6—1,25; S — 32,4—33,5 вес %). Как и пирротин, он является более никелистым, чем в подобных ассоциациях сплошных руд и вкрапленных руд в интрузивных породах.

В форстеритовых и особенно в периклазовых породах, превращенных в бруситовые метасоматиты, халькопирит нередко развит в подчиненных количествах. В пироксеновых породах его количество возрастает, но составляет не более 20—30% от количества сульфидов. Халькопирит представлен обычной тетрагональной модификацией. Его состав соответствует стехиометрической формуле  $Cu_2FeS_2$ . Содержание никеля в халькопирите почти на два порядка ниже, чем в пирротине и обычно составляет ~0,01 вес %.

Пентландит-пирротин-халькопиритовая ассоциация отличается от предыдущей прежде всего тем, что в ней преобладает халькопирит. Эта ассоциация распространена не столь широко, как пентландит-халькопирит-пирротиновая, но встречается значительно чаще, чем в сплошных рудах. Пирротин, также представленный моноклинной модификацией, располагается среди халькопирита в виде неправильной формы выделений, обычно не содержащих пластинчатых и пламенеобразных включений пентландита. Содержания никеля в пирротине соизмеримы с таковыми в минерале из пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации, однако концентрации, выше 1 вес %, встречаются чаще.

Пентландит образует изометричные выделения размером 0,1—0,15 мм на границе пирротина и халькопирита, а также сульфидных выделений и силикатов. Его состав (Ni — 38,0—40,6; Fe — 25,5—28,2; Co — 0,7—1,1; S — 32,8 вес %) отличается от состава пентландита предыдущей ассоциации большими содержаниями никеля и меньшими — железа.

Пентландит-халькопиритовая ассоциация наблюдается в рудах довольно часто, но проявляется лишь в небольших по мощности участках рудных тел. Пентландит образует изометричные выделения размером 0,1—1,0 мм среди халькопирита. По составу он является наиболее никелистым (40,0—46,6 вес % Ni) среди пентландитов различных типов медно-никелевых руд. В небольших количествах в этой ассоциации иногда отмечается борнит.

Миллерит-халькопиритовая ассоциация (табл. XXII, е) широко распространена в рудах с преобладающим халькопиритом. Типичной формой выделения миллерита являются отдельные изометричные зерна, расположен-

ные внутри халькопиритовой массы. Наблюдаются также агрегаты зерен миллерита, локализованных в интерстициях силикатов. Размер выделений миллерита варьирует от 0,02 до 0,3 мм.

Борнит-миллерит-халькопиритовая ассоциация по сравнению с другими является менее распространенной. Для нее весьма характерны тонкие сростания борнита, миллерита и халькопирита (табл. XXIII, з). В рудах с полосчатыми текстурами иногда устанавливается приуроченность борнита, миллерита и халькопирита или парных сростаний этих минералов к отдельным полоскам.

Нередко совместно с минералами этой ассоциации наблюдаются и изометричные выделения пентландита, в составе которого содержатся 42—45 вес. % Ni, а также в больших количествах галенит, сфалерит и халькозин, входящий в сростания с борнитом.

Особенности сростаний сульфидов в миллерит-халькопиритовой и борнит-миллерит-халькопиритовой ассоциациях приводят к выводу о первичном образовании минералов этих ассоциаций.

Вторичные минеральные ассоциации, как уже отмечалось, развиваются при замещении минералов ранних парагенезисов с образованием полиминеральных руд, в которых, наряду с реликтовыми минералами, присутствуют новообразования пирита, никелистого пирита, магнетита, миллерита, минералов группы валлериита — точилинита, полидимита и джерфшерита. Два последних минерала являются не столь распространенными, но приурочены к определенным индивидуализированным разновидностям руд.

Основными вторичными минеральными ассоциациями прожилково-крапленых руд являются: 1) пирит-магнетитовая; 2) миллерит-пиритовая и полидимит-миллерит-пиритовая; 3) пирит-валлериитовая и точилинит-валлериитовая; 4) ассоциации с джерфшеритом.

Развитие вторичных ассоциаций происходит при взаимодействии метаморфизирующих растворов с минералами первичных ассоциаций. Как показали многочисленные наблюдения над соотношениями первичных и вторичных минералов, наибольшие метаморфические преобразования испытывает пирротин и несколько меньшие — пентландит. При разложении пирротина обычно возникают новообразования пирита и магнетита, иногда — марказита. По пентландиту развиваются никелистый пирит, миллерит, полидимит или виоларит, иногда сульфид никеля и палладия — высокоцит.

Относительная устойчивость первичных ассоциаций миллерит + халькопирит и миллерит + борнит + халькопирит в процессах формирования вторичных ассоциаций, вероятно, связана с тем, что при реакциях замещения возникают аналогичные устойчивые вторичные ассоциации с миллеритом и халькопиритом. Лишь в редких случаях наблюдается замещение борнит-миллерит-халькопиритовой ассоциации новообразованиями штрмейерит + полидимит + валлериит.

В целом в процессах замещения первичных ассоциаций вторичными выделяются две характерные группы реакций: с устойчивым халькопиритом и устойчивым пентландитом. Весьма определены и связи вторичных ассоциаций с фациями метасоматитов. Пирит-магнетитовая ассоциация наиболее часто развита в связи с проявлениями серпентин-гидрогроссуляровой фации. Реакции с образованием валлериитовых ассоциаций с джерфшеритом и магнетитом сопровождаются развитием бруситовых и брусит-серпентин-хлоритовых пород, замещающих форстерит-шпинелевые и периклазовые роговики и мраморы.

Магнетит-пиритовая ассоциация является наиболее широко распространенным и наиболее типичным продуктом изменения пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации. В рудах наблюдаются различные стадии замещения. Часто происходит полное замещение пирротина без сохранения его реликтов. В этом случае на месте пирротина возникают тонкие сростания магнетита, пирита и марказита. Никелистый пирит образует среди этих сростаний более крупные зональные метакристаллы. Различные зоны этого пирита обогащены соответственно никелем (до 2,9 вес. %) и кобальтом (до 0,13 вес. %), в то время как в тонкозернистом пирите их содержания не бо-

лее 0,1 вес. %. Магнетит слагает тонкие линзовидные параллельные прожилочки, располагающиеся по базальной отдельности бывших зерен пирротина.

Халькопирит и пентландит при замещении пирротина нередко остаются неизменными, но иногда и в них наблюдается прожилки магнетита. При интенсивном преобразовании руд пентландит не сохраняется, но нередко о его первоначальном присутствии в рудах можно судить по форме выделений миллерита и полидимита, образующих по пентландиту псевдоморфозы (табл. IX, а).

Вторичные ассоциации с пиритом возникают и при изменении пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации. При этом магнетит в сростании с кристаллическими зернами пирита, его ксеноморфными выделениями и прожилками в халькопирите, присутствует лишь в подчиненных количествах.

Миллерит-пиритовая ассоциация образуется при изменении пентландит-пирротин-халькопиритовых и пентландит-халькопиритовых руд. Пентландит превращается в агрегат никелистого пирита (содержание никеля достигает 10,8 вес. %, а кобальта — 1,9 вес. %) и миллерита; пирротин замещается пиритом. Халькопирит не подвергается преобразованиям и находится в сростаниях с пиритом в качестве реликтового минерала. При замещении пентландита из пентландит-халькопиритовых руд нередко возникает ассоциация никелистый пирит + полидимит (виоларит) (табл. IX, а).

Состав пирита и никелистого пирита свидетельствует о значительной роли наследования химизма первичных минералов при образовании вторичных минеральных ассоциаций.

Ассоциации с валлериитом весьма разнообразны. Они развиваются за счет изменения ассоциаций как с преобладающим пирротинном, так и с преобладающим халькопиритом.

При замещении валлериитом пирротинных руд пентландит устойчив; он сохраняется среди валлериитовых агрегатов, заместивших пирротин. Совместно с валлериитом нередко образуются магнетит и пирит: магнетит-валлериитовая и пирит-валлериитовая ассоциация, широко распространенные в рудах с вторичными ассоциациями.

В халькопиритовых рудах валлериит образуется в основном путем замещения халькопирита. Взаимоотношения валлериита с другими минералами вторичных ассоциаций (прожилки валлериита, секущие все рудные минералы) свидетельствуют о наиболее позднем возникновении валлериита.

Ассоциации с джерфшеритом встречаются редко. Характерной особенностью нахождения этого сульфида калия, железа, никеля и меди является его приуроченность к рудам, залегающим среди богатых магнием пород: бруситовых, шпинель-форстеритовых, шпинель-пироксен-форстеритовых.

Джерфшерит развивается при взаимодействии автометаморфизирующих растворов с минералами пентландит-халькопирит-пирротинной ассоциации. Обычно он образуется путем замещения пирротина. Находясь часто в сростании с валлериитом, джерфшерит, несомненно, является более ранним минералом, поскольку было отмечено разъедание джерфшерита и пересечения этого минерала валлериитом.

В последовательности ассоциаций рудных минералов джерфшерит занимает промежуточное положение. Его приуроченность к участкам развития вторичных процессов и замещение им главных рудообразующих сульфидов позволяют относить джерфшерит к вторичным ассоциациям. В ряду последних джерфшерит является, однако, наиболее ранним.

### **Минеральные разновидности прожилково-вкрапленных руд и зональность рудных тел**

Среди прожилково-вкрапленных руд на основании преобладающего развития главных рудных минералов могут быть выделены пять главных минеральных разновидностей, а также ряд переходных разновидностей, в составе которых значительную роль играют и некоторые другие минералы (см. табл. 12).

Пирротиновые руды, представленные пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциацией, являются одной из распространенных разновидностей экзоконтактовых руд. Особенно широко они развиты в рудных телах, приуроченных к подошве интрузива и залежам сплошных руд. Количество пирротина в них достигает 60—80%, пентландита — 5—7%, халькопирита от 3—5 до 15—20%. В некоторых участках горизонтов вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения, соседствующих с пирротин-халькопиритовыми и существенно халькопиритовыми рудами, количество халькопирита может составлять от суммы всех сульфидов 30—40%. При этом выделяется халькопирит-пирротиновая разновидность, минеральный состав и характер сростаний минералов в которой близок к таковым в пирротиновых рудах.

Пирротин-халькопиритовые руды выделены в самостоятельную разновидность в связи с их широким распространением в телах экзоконтактовых руд, в которых они слагают значительные участки, расположенные между пирротиновыми и халькопиритовыми рудами. Пирротин-халькопиритовые руды сложены минералами пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации. Основным минералом является халькопирит (60—80%), количество пирротина варьирует от 5—7 до 30—35%, пентландита — 5—7%.

Халькопиритовые руды распространены достаточно широко, особенно в горизонтах экзоконтактового оруденения в кровле интрузива. Они являются наиболее сложными по составу, поскольку в их строении принимают участие минералы пентландит-халькопиритовой, миллерит-халькопиритовой и борнит-миллерит-халькопиритовой ассоциаций, в случае обособления которых в значительных по размерам участках рудных тел выделяются пентландит-халькопиритовая, миллерит-халькопиритовая и борнит-миллерит-халькопиритовая переходные разновидности руд.

Пиритовые руды, сложенные в основном минералами вторичных ассоциаций, пользуются достаточно широким распространением в отдельных участках рудных тел, залегающих в нижнем экзоконтакте интрузивного массива. Помимо пирита, количество которого может достигать 80% от суммы сульфидов, в них присутствуют магнетит, реликтовый халькопирит, а также никелистый пирит, миллерит, полидимит и виоларит. При наложении вторичных ассоциаций на существенно халькопиритовые руды возникает халькопирит-пиритовая разновидность. Если исходным субстратом являлись пирротиновые руды, то появляется магнетит-пиритовая разновидность.

Валлеритовые руды развиваются как за счет изменения пирротиновых, так и халькопиритовых руд, в которых валлерит образуется как наиболее поздний, замещающий халькопирит минерал.

В распределении минеральных разновидностей руд наблюдаются вертикальная и горизонтальная зональность, обусловленные отчетливо проявленной зональной сменой минеральных парагенезисов. В рудах, локализованных в различных условиях, наблюдается зональность с идентичной последовательностью смены ассоциаций: пентландит + халькопирит + пирротин → пентландит + пирротин + халькопирит → пентландит + халькопирит → миллерит + (±борнит) + халькопирит. В некоторых сечениях горизонтов могут отсутствовать отдельные разновидности руд. Наблюдаются резкий переход от пирротиновой разновидности к более высокомедистым рудам или развитие в основном пирротиновых руд при крайне ограниченной мощности остальных зон.

В рудном горизонте, локализованном в кровле интрузивного тела, выявляется определенная зависимость зональности оруденения по отношению к тектоническим структурам, контролирующим размещение рудной минерализации. В наиболее мощной, восточной части рудного горизонта, прилегающей к зонам тектонических нарушений, развита лишь пентландит-халькопирит-пирротиновая ассоциация. По направлению от тектонической зоны к западу происходит уменьшение мощности рудного горизонта и проявляются изменения в распределении минеральных ассоциаций. В составе горизонта появляются пентландит-пирротин-халькопиритовая, затем пентландит-халькопиритовая и в самой внешней части локализуется борнит-миллерит-халькопиритовая ассоциация. Зональное распределение руд на-

блюдается в вертикальном и горизонтальном сечениях рудного тела. Развитие зональности оруденения сопровождается закономерным изменением состава главных рудообразующих минералов. В пирротине и пентландите происходит закономерное увеличение содержания никеля. Так, в одном из пересечений рудного горизонта, локализованного в нижнем экзоконтакте интрузива и представленного полной зональностью от пирротиновых до пентландит-халькопиритовых руд, содержания никеля в пентландите из пирротиновых, пирротин-халькопиритовых и пентландит-халькопиритовых руд соответственно равны 38,5, 40,6, 46,6 вес. %. Параллельно возрастанию концентраций никеля происходит уменьшение железистости никельсодержащих фаз, и, как следствие, появление вместо пентландита во внешних зонах рудных тел миллерита с содержаниями железа не более 1 вес. %.

Существенное усложнение строения рудных тел наблюдается при площадном развитии вторичных ассоциаций. Особенно широко распространены пиритовые руды, занимающие часто место пирротиновых руд в рассмотренной зональности. Валлериитовые руды распространены как правило более локально.

Горизонты вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения в нижнем экзоконтакте интрузивных массивов располагаются обычно как над кровлей, так и в подошве залежей сплошных руд. Распределение в них минеральных разновидностей также характеризуется сложной зональностью. Над залежами сплошных руд локализованы как правило существенно пирротиновые вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, переходящие в отдельных участках в пиритовые и валлериитовые разновидности. В подошве залежей сплошных руд располагаются пирротин-халькопиритовые и халькопиритовые экзоконтактные руды, сменяющиеся к флангам существенно пирротиновыми. В некоторых участках рудного поля среди руд, залегающих в нижнем экзоконтакте залежей сплошных руд, значительным распространением пользуются прожилково-вкрапленные халькозинборнитовые с хизлевудитом и годлевским руды.

Указанные разновидности первичных руд из нижнего экзоконтакта интрузива частично замещены пирит-магнетит-валлериитовыми рудами.

### **Текстурно-структурные особенности брекчиевидных руд**

Собственно брекчиевидные руды приурочены почти исключительно к метаморфизованным осадочным породам, в то время как в апофизах интрузивных пород, встречающихся среди брекчиевидных руд, наблюдается только различное по интенсивности вкрапленное оруденение.

В рудах развиты разнообразные текстуры (в порядке их распространенности): брекчиевидные, густовкрапленные, полосчатые, массивные, встречающиеся как порознь, так и в различном сочетании друг с другом. В связи с этим весьма варьируют размеры сульфидных агрегатов, слагающих руды. Они обычно изменяются от долей миллиметра до первых сантиметров, но могут достигать размера нескольких метров в участках развития сплошных руд с массивной текстурой. Наряду с широко распространенными рудами с брекчиевидной текстурой, в которых размер выделений сульфидного цемента между обломками достигает  $2 \times 2$  см, в пределах интервалов развиты руды с густовкрапленными и вкрапленными текстурами с размерами выделений сульфидов от нескольких миллиметров до нескольких микрон. Характерной особенностью руд является, наконец, то, что присущие им текстуры развиваются независимо от того, какой минеральной разновидностью представлены руды.

Наиболее широко распространены руды с брекчиевидной текстурой. Главными компонентами текстур этих руд являются обломковидные образования пород и цементирующие их сульфиды, количество которых колеблется от 20 до 70% и составляют в среднем 30—40%. Обломки<sup>1</sup>, представлен-

<sup>1</sup> Включения пород в рудах хотя и именуется в дальнейшем обломками, представляют собой разведенные реликты пород, в большинстве случаев не претерпевшие каких-либо перемещений и сохранившие свое первоначальное положение, что отличает их от типичных обломков.

ные в основном пироксеновыми роговиками, имеют различные формы и размеры. Преобладают обломки округлой и овальной формы, весьма часто встречаются и обломки неправильной и причудливой формы, реже — остроугольные обломки с резкими границами (табл. XXIV, а, б). Еще более изменчивы размеры обломков, варьирующие от десятков сантиметров до десятых долей миллиметра, причем обычно в руде присутствуют как крупные (0,8—3,0 см), так и мелкие (0,5—5,0 мм) обломки.

Соотношения силикатов и сульфидов в обломках весьма разнообразны. В одних обломках совсем не содержится сульфидов (табл. XXIV, б), в других — наблюдаются редкие, но довольно крупные (до 5—7 мм) включения сульфидов, сочетающиеся иногда с их микронными выделениями. Сульфиды совместно с карбонатом и ангидритом выполняют в обломках жёоды и прожилки.

Нередко встречаются обломки, периферическая часть которых сложена тонкими сростаниями сульфидов и пироксенов, а центральная — либо лишена сульфидов, либо содержит редкие включения сульфидов. В тех же образцах отдельные обломки бывают полностью сложены густовкрапленной рудой, состоящей из тонкого сростания сульфидов и пироксенов, с отдельными пятнами пироксеновых агрегатов, лишенных сульфидов.

Цементирующая обломки сульфидная масса может не содержать включений силикатов. Однако нередко наблюдаются брекчиевидные руды, в которых цемент сложен тонким сростанием сульфидов и пироксенов. Характерно, что на контакте с сульфидами происходит перекристаллизация порообразующих минералов, выражающаяся в их укрупнении по сравнению с минералами, слагающими породу.

Руды с густовкрапленными текстурами распространены достаточно широко. Они обычно располагаются между участками, сложенными брекчиевидными рудами, встречаются в их основании, сопровождают участки развития сплош-

Фиг. 32. Основные типы строения разрезов горизонта брекчиевидных руд

- 1 — 5 минеральные разновидности руд:  
 1 — пирротиновая,  
 2 — пирротин-халькопиритовая;  
 3 — халькопиритовая;



ных руд. Эти руды состоят из тонкого сростания сульфидов и пироксенов и по своему строению близки густовкрапленным экзоконтактовым рудам (табл. XXIV, е). Количество сульфидов в них может достигать 70%, но обычно составляет 30—50%.

Значительно менее распространены вкрапленные, полосчатые и массивные текстуры руд. Вкрапленные текстуры встречаются в участках развития ненарушенных пироксеновых роговиков, в которых наблюдаются редкие выделения сульфидов. Бедное вкрапленное оруденение отмечается и в микродолеритах. Наблюдающиеся изредка полосчатые текстуры весьма схожи с полосчатыми текстурами экзоконтактовых вкрапленных руд. Полосчатое строение обусловлено чередованием параллельно расположенных оруденелых и неруденелых полосок в гранат-пироксеновых породах. В оруденелых полосках сульфиды представлены скоплениями вкрапленных выделений или тонкими прожилками среди агрегатов пироксена. Гранат развит в неруденелых полосках. Жилки сплошных сульфидов массивной текстуры наблюдаются в разрезе как среди брекчиевидных, так и среди густовкрапленных руд.

В рудном горизонте рассмотренные текстурные типы руд в связи со сложностью строения разреза находятся постоянно в сочетании и сменяют друг друга в различной последовательности. На колонках (фиг. 32), построенных на основании документации керн скважин, можно видеть, что на фоне общего преобладания руд с брекчиевидной текстурой встречаются участки густовкрапленного оруденения, руд с вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстурой, а также массивных сплошных руд. В отдельных пересечениях рудное тело полностью сложено рудами с брекчиевидной текстурой, в других — существенное значение приобретают густовкрапленные и массивные руды.

Рассмотренные текстурно-структурные особенности руд и соотношения рудных и нерудных минералов свидетельствуют о том, что отложение сульфидов происходило путем наложения оруденения на весьма разнообразный по составу комплекс высокотемпературных метасоматических и метаморфических пород, причем образование сульфидов в большинстве случаев сопровождается развитием явлений перекристаллизации нерудных минералов.

### **Минеральные ассоциации брекчиевидных руд**

Брекчиевидные руды представлены сравнительно небольшим числом рудообразующих минералов. Главными из них являются пирротин, халькопирит, пентландит, второстепенными — пирит, миллерит, магнетит, валлериит, редкими — минералы платиновой группы (интерметаллиды, сульфиды, теллуриды), сфалерит, галенит, арсениды никеля, железа и кобальта, а также джерфшерит и диаспор.

По сравнению с вкрапленными и прожилково-вкрапленными экзоконтактовыми рудами брекчиевидные руды сложены меньшим количеством минеральных ассоциаций, среди которых также выделяются первичные и вторичные ассоциации.

К первичным ассоциациям мы относим: 1) пентландит-халькопирит-пирротиновую, 2) пентландит-пирротин-халькопиритовую, 3) пентландит-халькопиритовую и 4) миллерит-халькопиритовую.

Среди вторичных ассоциаций относительно широко распространены: 1) магнетит-пиритовая, 2) диаспор-валлериитовая и магнетит-диаспор-валлериитовая и 3) ассоциация с джерфшеритом. Вторичные ассоциации в брекчиевидных рудах встречаются значительно реже, чем в прожилково-вкрапленных.

Пентландит-халькопирит-пирротиновая ассоциация является наиболее распространенной. Преобладающий минерал этой ассоциации — пирротин представлен главным образом моноклинной модификацией. Реликты гексагонального среди моноклинного пирротина изредка встречаются в рудах с брекчиевидной и массивной текстурами. Определение содержания никеля в пирротинах пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации показало, что в рудах с брекчиевидной текстурой концентрации никеля колеблются

от 0,7 до 1,6 вес. %, что составляет в среднем 1,1 вес. %. В сплошных рудах с массивной текстурой содержания никеля в пирротине значительно ниже — 0,57—0,59 вес. %. Еще более низкие содержания никеля (0,25—0,57 %) установлены в пирротине из пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации густовкрапленных руд.

Пентландит представлен, как правило, тонкими пластинчатыми и пламенеобразными выделениями, приуроченными к пирротину. Он характеризуется весьма устойчивыми содержаниями никеля (36,2—38,0 вес. %). Более никелистым является пентландит из руд с брекчиевидной текстурой (37,2—38,0 %). В пентландите из участков руд с массивной текстурой содержания никеля несколько ниже (36,7—37,0 %).

Характер сростаний минералов пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации своеобразен для каждого текстурного типа. В рудах с брекчиевидной текстурой сульфиды, цементирующие обломки, образуют агрегаты сравнительно крупных (до 5—7 мм) зерен. В пирротине постоянно располагаются пластинчатые и пламенеобразные вроски пентландита (табл. VI, б), являющиеся основной формой выделения этого минерала. Толщина пластинок колеблется от 2 до 8 мкм, а длина — от 30 до 150 мкм. Между различными ориентированными эвгедральными зернами пирротина наблюдаются тонкие прожилкообразные выделения или каймы пентландита. Около таких кайм пластинки пентландита отсутствуют (табл. VI, б), что подтверждает возникновение последних в результате распада пирротинового твердого раствора. Каймы пентландита на границах агрегатов пирротина и халькопирита, широко развитые в сплошных пирротиновых рудах, в брекчиевидных рудах распространены в значительно меньшей степени, являются более тонкими и обычно прерывистыми. Халькопирит образует в пирротине отдельные, иногда довольно крупные (до 5 мм) выделения, но большей частью развивается по границе с нерудными минералами. Петельчатые образования халькопирита, окаймляющие зерна пирротина, в отличие от сплошных руд встречаются редко.

В рудах с брекчиевидной текстурой весьма интересно более широкое проникновение халькопирита во внутреннюю часть обломков. Основная масса пирротина слагает цемент между обломками пироксеновых пород, в то время как существенная часть халькопирита образует включения в этих обломках, каймы вокруг них и, что особенно важно, тонкие сростания с перекристаллизованными зернами пироксена во внутренней части обломков. Пирротин в тонких сростаниях с пироксеном встречается значительно реже.

Руды массивной текстуры идентичны сплошным сульфидным рудам крупных залежей в подошве интрузий. В зернах пирротина размером до 1 см располагаются пластинчатые и пламенеобразные выделения пентландита. Халькопирит образует петельчатые выделения между зернами пирротина. По границам пирротина и халькопирита при этом обычны каймы пентландита.

Пентландит-пирротин-халькопиритовая ассоциация достаточно широко развита в горизонте брекчиевидных руд. Среди минералов этой ассоциации количественно преобладает халькопирит, хотя его содержания и испытывают значительные вариации (40—80 %). В пирротине из этой ассоциации содержания никеля (0,57—0,74 %) ниже, чем в пирротине из пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации, в то время как содержание никеля в пентландите (36,6—37,9 %) из этих минеральных ассоциаций не различается.

Весьма своеобразна форма выделения пирротина в халькопирите. Обычно пирротин образует тонкие пластинчатые выделения, не содержащие включений пентландита. Различная ориентация этих пластинок создает оригинальные структурные узоры. Часто пластинки, ориентированные под углами от 45 до 90° группируются в полосы. Такие параллельно расположенные полосы в свою очередь выстраиваются в ряды, образующие между собой угол в 60° (табл. XXIV, з). Наблюдаются и сетчатые структуры, и беспорядочное расположение пластинок в халькопирите.

Типичной формой выделения пентландита являются его порфировидные вкрапленники размером от 0,5 до 5 мм. Они закономерно распределены среди пирротин-халькопиритовых агрегатов, иногда нарастают на обломки вмещающих пород.

В рудах с массивной текстурой в отличие от брекчиевидных, пирротин чаще представлен в виде мелкозернистых прожилков в халькопирите.

Пентландит-халькопиритовая ассоциация распространена в рудном горизонте не столь широко, как две предыдущие, но встречается во многих сечениях. Халькопирит преобладает среди минералов этой ассоциации. Он, как и в ассоциациях с пентландитом и пирротинном, представлен обычной тетрагональной модификацией. Количество пентландита составляет 5—15%. В его составе установлено от 37,5 до 38,5%, т. е. много меньше, чем в пентландите подобной ассоциации прожилково-вкрапленных экзоконтактовых и сплошных руд. Для пентландита характерно незакономерное распределение его порфировидных выделений размером до 5 мм среди халькопирита.

В периферической части рудного горизонта иногда появляются руды, сложенные пентландит-миллерит-халькопиритовой и миллерит-халькопиритовой ассоциацией. Миллерит в этих ассоциациях представлен прожилковидными выделениями и аллотриоморфнозернистыми агрегатами среди халькопирита, а также каймами, нарастающими на обломки пироксеновых пород. Для пентландита характерна порфировидная форма выделений в халькопирите. В составе пентландита установлено 41,6% никеля, то есть пентландит из пентландит-миллерит-халькопиритовой ассоциации является наиболее никелистым среди пентландитов горизонта брекчиевидных руд. По концентрациям никеля он сопоставим с пентландитом пентландит-халькопиритовой ассоциации сплошных и прожилково-вкрапленных экзоконтактовых руд.

Наиболее часто пентландит-миллерит-халькопиритовая и миллерит-халькопиритовая ассоциации развиты в рудах с брекчиевидной текстурой.

Вторичные минеральные ассоциации не пользуются, как уже отмечалось, широким распространением в горизонте брекчиевидных руд. В отличие от прожилково-вкрапленных экзоконтактовых руд, участки развития вторичных ассоциаций в горизонте брекчиевидных руд имеют ограниченные размеры, прерывисты, не могут быть геометризованы в самостоятельные тела.

Магнетит-пиритовая ассоциация образуется путем замещения пирротина пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации. Пирит развивается по границам пирротина и обломков пород, а также между зернами пирротина в виде прожилков. При интенсивном замещении на месте пирротинных зерен возникают тонкие сростания пирита и магнетита. В случае замещения пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциации пирит образует псевдоморфозы по пластинчатым зернам пирротина. В составе пирита из магнетит-пиритовой ассоциации установлено 1,4% Ni и 0,8% Co. Магнетит-пиритовая ассоциация приурочена преимущественно к рудам с брекчиевидной текстурой.

Диаспор-валлериитовая ассоциация встречается только в горизонте брекчиевидных руд и в медно-никелевых месторождениях ранее вообще не отмечалось. Диаспор  $[Al_2O_3]$  в сростании с валлериитом или в виде самостоятельных выделений (до 0,1 мм) располагается в сульфидном цементе около обломков пироксеновых пород, или среди тонких сростаний сульфидов с пироксеном. Валлериит образуется путем замещения халькопирита. Диаспор-валлериитовая ассоциация наиболее часто развивается по первичным пентландит-халькопирит-пирротиновой и пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциациям. Нередко вместе с диаспором и валлериитом присутствует магнетит (табл. X,  $\theta$ ). В этих же рудах иногда распространен джерфшерит, ассоциирующийся с валлериитом.

### **Минеральные разновидности брекчиевидных руд и их распределение в рудном горизонте**

Минеральные разновидности брекчиевидных руд менее разнообразны, чем в прожилково-вкрапленных экзоконтактовых и сплошных рудах. Это обусловлено меньшим количеством слагающих первичных ассоциаций и ограниченными масштабами проявления вторичных ассоциаций. По количеству соотношениям пирротина и халькопирита выделяются пирротиновая, пирротин-халькопиритовая и халькопиритовая основные разновидности брекчиевидных руд. Во всех этих разновидностях кроме халькопирита и пир-

ротина присутствует пентландит. Халькопиритовые руды с миллеритом образуют ограниченные по мощности и протяженности участки.

Пирротиновые руды сложены пирротином (60—80%), халькопиритом (10—30%) и пентландитом (10—15%). Из второстепенных минералов могут присутствовать пирит, магнетит, валлериит с диаспором, количества которых в некоторых участках рудного тела достигают соответственно 40, 20 и 30%. Изредка в рудах наблюдаются галенит, сфалерит и платиновые минералы (куперит и сперрилит).

Пирротиновые руды характеризуются брекчиевидной, густовкрапленной и массивной текстурой. По распространенности пирротиновые руды преобладают над остальными минеральными разновидностями.

Пирротин-халькопиритовые руды также широко развиты в рудном горизонте, но в количественном отношении уступают пирротиновым. Пирротин-халькопиритовые руды слагают халькопирит (40—80%), пирротин (10—40%) и пентландит (10—15%). Второстепенные минералы представлены пирритом, магнетитом, валлериитом и диаспором (эти минералы в отдельных участках, как и в пирротиновых рудах, могут приобретать более широкое развитие), а также сфалеритом, галенитом и макинавитом. К числу редких минералов относятся кубанит, джерфшерит, аргентопентландит и платиновые минералы (куперит, майчнерит, меренскиит). Среди пирротин-халькопиритовых руд преобладают руды с брекчиевидной текстурой.

Халькопиритовые руды наименее распространены в рудном горизонте. Среди них выделяется несколько переходных разновидностей: пентландит-халькопиритовые с небольшим количеством пирротина (до 5—10%), пентландит-халькопиритовые и миллерит-халькопиритовые. В руде преобладает халькопирит (80—95%), количество пентландита составляет от 5 до 15%. Из второстепенных минералов развиты магнетит, пирит, валлериит, сфалерит, галенит, миллерит, макинавит. Минералы благородных металлов следующие: аргентопентландит, электрум, куперит, стибнопалладинит, сперрилит, мончет и котульскит.

Сочетание минеральных разновидностей брекчиевидных руд в пространстве обуславливает зональное строение горизонта. Выделяются два основных типа зональности: 1) горизонтальная, определяющая размещение разновидностей руд в пределах всего горизонта, и 2) вертикальная, характерная для отдельных пересечений горизонта. В разных участках горизонта существуют различные типы вертикальной зональности.

Горизонтальная зональность выражается главным образом в том, что в фронтальной части в рудах увеличивается количество халькопирита. Наибольшее развитие халькопиритовые руды имеют также в северной части горизонта. В юго-восточной и южной частях преобладают пирротиновые и пирротин-халькопиритовые руды. В остальных участках пирротиновые и халькопиритовые руды развиты примерно в равных соотношениях.

Вертикальная зональность брекчиевидных руд имеет более сложный характер в связи с неодинаковым количеством и последовательностью чередования минеральных разновидностей в разных частях горизонта. Можно выделить несколько типов вертикального строения горизонта (см. фиг. 32).

1. Разрезы простого строения, в которых в пределах всего пересечения развита только одна минеральная разновидность руд. Так, одними скважинами вскрыты только халькопиритовые руды (I), а другими — халькопиритовые руды с небольшой примесью пирротина (II) или только пирротиновые руды.

2. Разрезы симметрично-зонального строения с закономерным изменением минерального состава от центра к подошве и кровле рудного горизонта (фиг. 32, III, IV). Последовательность смены минеральных разновидностей такова, что в центральной части развиваются пирротиновые руды, которые вверх и вниз по разрезу переходят в пирротин-халькопиритовые, а затем количество пирротина постепенно убывает, что определяет переход к халькопиритовым рудам. Среди последних в приконтактной части выделяются пентландит-халькопиритовые, а непосредственно на контакте развиты миллерит-халькопиритовые (IV). В одних разрезах (III) проявлена неполная

симметричная зональность, в других (IV) — зональность проявлена полностью. Мощности отдельных зон могут быть различными. Характерной особенностью таких симметрично-зональных колонок является развитие в их центральных частях сплошных руд с массивной текстурой, связанных постепенными переходами с рудами с густовкрапленной и брекчиевидной текстурой.

3. Разрезы с многократным повторением симметричной зональности. Разрез состоит из последовательно чередующихся пирротиновых и халькопиритовых руд. Разрезы с такой зональностью наиболее часто встречаются в участках, в которых широко распространены апофизы габбро-долеритового массива (фиг. 32, V, VI).

4. Разрезы простого зонального строения, в которых изменение минерального состава происходит только в одном направлении — к подошве или кровле горизонта. Преобладают разрезы, в которых халькопиритовые руды слагают верхнюю часть, а пирротиновые — приурочены к нижней части. Наблюдается и обратная зональность.

В распределении вторичных минеральных ассоциаций отсутствуют строгие закономерности. Диаспор-валлериитовые и пиритовые руды встречаются в различных частях горизонта. Можно отметить лишь, что несколько чаще, чем в других местах их развитие наблюдается в приконтактной части рудных тел (фиг. 32, V, VI). Площадь развития вторичных ассоциаций обычно не велика, хотя в отдельных скважинах (фиг. 32, I, II) ими может быть сложена значительная часть разреза.

## Условия образования медно-никелевого оруденения

При рассмотрении условий образования медно-никелевого оруденения Норильской провинции мы будем основываться главным образом на новом оригинальном фактическом материале, изложенном в предыдущих главах книги. Представляется возможным остановиться на следующих основных вопросах: геологические факторы образования и размещения оруденения; состав, закономерности, дифференциации и условия кристаллизации сульфидоносных базальтовых магм; условия образования крупных скоплений массивных и вкрапленных сульфидов в экзоконтактах интрузивов. Следует отметить, что этот круг вопросов в целом не нов и неоднократно поднимался и обсуждался в литературе. В работах значительной группы исследователей [45, 100, 222, 223, 249, 254 и др.] рассмотрены многие фундаментальные положения о генезисе сульфидного медно-никелевого оруденения. Однако на каждой новой ступени изучения месторождений фактический материал обеспечивал возможность либо детализации существующих представлений, либо рассмотрения новых аспектов проблемы, обсуждение которых становится возможным в результате накопления новых фактов.

В основе наиболее разработанной концепции происхождения медно-никелевых руд лежат, как известно, представления о собственно-магматической природе оруденения. Рассматривается ведущая роль процессов ликвационного разделения сульфидно-силикатных расплавов *in situ* [45] или в промежуточных очагах, до подъема магмы в гипабиссальную камеру локализации [99, 100]. Вместе с тем приложение этой гипотезы в чистом виде встречает затруднения в объяснении ряда особенностей оруденения, что побудило исследователей к поиску новых генетических моделей. Так, данные по природным базальтовым расплавам и экспериментальные исследования, показавшие ограниченную и низкую растворимость серы в мафических магмах, определили направления поиска внемагматического источника серы и разработки гипотезы постмагматического происхождения оруденения [72 и др.]. Относительно широкое распространение получило приложение данных Д. Куллеруда и Дж. Налдретта по процессу сульфуризации базитов как возможного объяснения происхождения оруденения [72, 75, 189]. Следует подчеркнуть, что определение источника серы имеет различное решение и в концепциях собственно магматического происхождения оруденения. Предполагается глубинная ассимиляция коровых биогенных отложений [145] или коровых сульфатов в горизонтах локализации интрузивов [13, 51, 55, 44, 45]. Оценивая эти модели, необходимо указать, что построения, учитывающие внемагматический источник серы, не могут претендовать на всеобъемлющее объяснение условий образования оруденения. Даже если допустить решающую роль коровой ассимиляции серы, то при этом нерешенным остается вопрос об источниках главных металлов. Несомненно, что роль источника металлов не может быть отдана осадочным толщам. Маловероятно чтобы такие компоненты, как никель и тем более медь, благородные металлы и редкие элементы могли значительно накапливаться за счет перераспределения из магматических силикатов.

Разработка моделей помагматического происхождения оруденения затронула один из важных и относительно слабо разработанных вопросов в теории образования магматических месторождений — вопрос о роли флюидной фазы. В широком плане он был поставлен в работах А. Н. Заварицкого, В. Н. Лодочкикова, однако в дальнейшем, особенно применительно к медно-никелевым рудам, рассматривался относительно недостаточно.

И только в моделях постмагматического происхождения руд решающая роль в рудоотложении отводится флюидной фазе. Действительно, данные по метаморфическим и метасоматическим процессам в ассоциации с интрузивными трапшами свидетельствуют о существенном концентрировании флюидной фазы в сульфидоносных базитовых расплавах. Однако непосредственная роль флюидов в отложении сульфидов пока остается весьма неясной.

## Геологические условия локализации медно-никелевого оруденения

Детальный анализ геологических условий рудообразования является предметом специальных исследований, но не задачей настоящей работы и поэтому может быть затронут лишь в пределах приведенного выше материала.

Данные по геологическому строению месторождений со всей очевидностью свидетельствуют о единстве геолого-структурных условий локализации определенных типов траптовых интрузивных массивов и сульфидных медно-никелевых руд. Размещение этих образований контролируется глубинными тектоническими структурами, флексуобразными приразломными складками, а также пликативными дислокациями, образующимися, по-видимому, в течение всего периода формирования прогибов, выполненных экзоплосивно-эффузивными образованиями. Как отмечалось, большинство известных стратифицированных интрузивов и ассоциирующих с ними проявлений медно-никелевой минерализации группируется около субмеридиальных тектонических структур и оперяющих их нарушений. Следует подчеркнуть, что в настоящее время наибольшей продуктивностью характеризуется Норильско-Хараелахская структура [9], хотя имеется целый ряд геологических и геофизических предпосылок для установления в этом районе аналогичных ей тектонических структур.

Основная роль дизъюнктивных и сопровождающих их пликативных структур выражается в том, что они являются главными тектоническими элементами, определяющими совмещение в относительно не крупных зонах платформенного чехла магматических расплавов с различной насыщенностью сульфидными компонентами. В рудных телах отмечается определенная повторяемость в размещении типов магматических пород. Могут быть выделены следующие случаи совместного нахождения интрузивов различных типов. Может наблюдаться ассоциация всех трех типов сульфидоносных массивов — полнодифференцированных, дифференцированных лейкократовых и дифференцированных меланократовых интрузивов. Наряду с этим совместно встречаются дифференцированные лейкократовые и меланократовые интрузивы. Важно отметить, что дифференцированные меланократовые интрузивы в пределах всего рассматриваемого района распространены более широко, чем интрузивы двух других типов. В ряде участков на периферии рудного района они являются основными магматическими образованиями. Одна из наиболее важных черт дизъюнктивных структур выражена в длительности времени их тектонической активности. Так, в Талнахском рудном поле доинтрузивные блоковые движения привели к совмещению на один гипсометрический уровень разнообразных по литологии отложений пермо—карбона и девонских толщ, в результате чего горизонт внедрения интрузива приобрел столь разнообразный петрографический состав. Проявление постинтрузивных и пострудных движений выразилось в образовании просадочных структур и многочисленных смещений интрузива и рудных горизонтов. Кроме того, некоторые признаки позволяют предполагать не менее активное развитие тектонических движений в период между внедрением интрузивов и отложением руд.

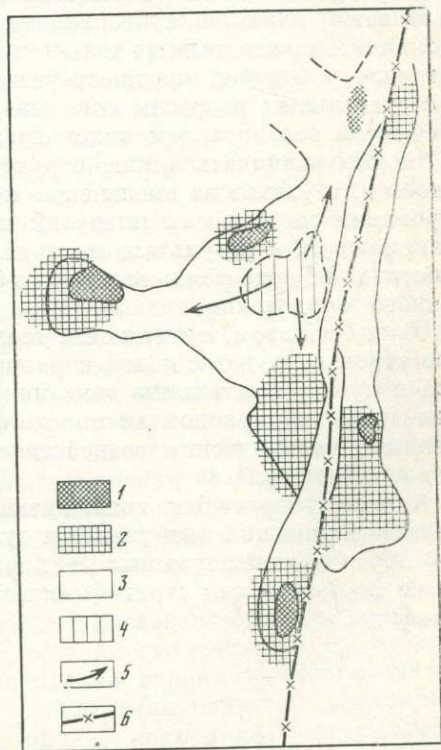
Наиболее четко предрудные тектонические движения фиксируются в Талнахском рудном поле, в участках, примыкающих к главному шву Норильско-Хараелахского разлома. В этой части интрузива наблюдаются расколы со значительным перемещением отдельных блоков. Именно в ре-

зультате таких дислокаций в интрузивном массиве создаются полости, впоследствии выполненные сплошными сульфидными рудами. Предрудными тектоническими движениями созданы трещинные структуры, способствовавшие локализации сплошных и прожилково-вкрапленных руд в зоне верхнего экзоконтакта интрузива. Весьма характерно, что развитие оруденения в верхнем экзоконтакте наблюдается в относительно неширокой полосе, непосредственно примыкающей к главному шву Норильско-Хараелакского разлома.

Таким образом, глубинным тектоническим зонам очевидно принадлежит роль каналов, подводящих магматические расплавы, и роль структур, определяющих размещение интрузивных тел и сульфидных руд в горизонтах платформенного чехла. Последовательное движение магматических расплавов вдоль одних и тех же структур обуславливает характерное для рудных полей Норильского района вертикальное эшелонирование различных типов интрузивов. В верхней части разреза рудного поля располагаются интрузивные тела, представленные полнодифференцированными и дифференцированными лейкократовыми интрузивами, а в нижней части — дифференцированные меланократовые массивы. При этом расстояние по вертикали между массивами различного типа может быть совсем небольшим, а в ряде случаев массивы примыкают друг к другу. Если принять, что внедрение расплавов происходит вдоль крутопадающих магмоподводящих каналов, то можно удовлетворительно объяснить целый ряд особенностей строения рудных полей района. Находит объяснение, например, факт существования в пределах одного интрузивного массива нескольких участков с характерными чертами строения, свойственными фланговым (фронтальным) зонам интрузива. Особенно ярко это проявлено в массивах Норильск-I и Талнахском, в которых установлено развитие фронтальных зон в участках интрузий, располагающихся как по падению, так и по восстанию траптовых мульд. При этом интрузив поднимается в более высокие стратиграфические горизонты, увеличивается мощность базитовых дифференциатов по сравнению с мощностью ультрабазитовых дифференциатов, отмечается проявление безрудных пикритов и т. д. Весьма удовлетворительно объясняются общие закономерности распределения и зональность оруденения в рудных полях. Как показано на схеме фиг. 33, в центральной части Талнахского рудного поля выделяется территория с наиболее простым строением рудной зоны, и в различных направлениях от нее распределены участки со сложным строением. В последних, как видно на схеме, в горизонте сплошных руд развиты зональные тела с богатыми медью талнахитовыми, моихукитовыми и кубанитовыми рудами и распространены обогащенные медью прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды. Такая зональность оруде-

Фиг. 33. Схема распределения богатых медью сплошных и прожилково-вкрапленных руд Талнахского полнодифференцированного интрузива

- 1 — сплошные моихукитовые талнахитовые и халькопиритовые руды;
- 2 — прожилково-вкрапленные руды;
- 3 — сплошные пирротиновые руды;
- 4 — предполагаемая зона локализации подводящего магматического канала;
- 5 — предполагаемые направления движения магматических расплавов;
- 6 — главный шов Норильско-Хараелакского разлома



нения, видимо, может возникнуть, если движение магматических масс и рудообразующего вещества происходило в направлениях, показанных на схеме стрелками. Характерно, что зональность вкрапленного оруденения в интрузивных породах и распределение минеральных ассоциаций в горизонтах пикритов и такситовых габбро-долеритов также находится в соответствии с приведенной схемой.

Идентичные закономерности распределения оруденения проявлены в интрузиве Норильск-1. В этом интрузиве на южном и юго-восточном флангах в настоящее время выявлена минерализация, близкая к минерализации северной фланговой зоны. Установлены развитие жил сплошных сульфидов, проявление минерализации в оливиновых габбро-долеритах, а также прожилково-вкрапленное оруденение в экзоконтакте. Отметим, что в этой части происходит резкое стратиграфическое воздымание подошвы интрузива из терригенных пород пермокарбона в горизонты базальтов.

Таким образом, предлагаемая модель находит подтверждение на примере двух наиболее изученных рудных полей района.

Затронув вопросы размещения и зональности оруденения в рудных полях, мы подошли к обсуждению роли тектонических условий в размещении рудной минерализации. Несомненно, что для главной массы залежей и жил сплошных сульфидов существует единство тектонических условий их локализации с телами сульфидоносных интрузивных массивов. Общими структурами для этих образований являются субгоризонтальные зоны, образующиеся в результате блоковых движений в краевых частях трап-овых мульд. Наряду с этим существуют структуры, которые играют важную роль в рудоотложении, но развиваются после внедрения стратифицированных интрузий. Примером таких образований являются описанные выше структуры, возникающие в приразломной зоне в Талнахском рудном поле. Особенности распределения сульфидных жил в интрузиве доказывают, что формирование штокверковой зоны могло произойти только после полного затвердевания (но не обязательного полного остывания!) интрузива, поскольку в ином случае не могли бы образоваться крупные и протяженные полости и не наблюдались бы согласные смещения прямоугольных блоков магматических пород.

Наряду с этим на размещение большей части тел сплошных сульфидов оказывают влияние субгоризонтальные зоны. Тектонические движения вдоль них происходили не только при внедрении интрузива, но совершались, очевидно, в период, предшествующий образованию сплошных руд. Построение детальных разрезов показывает, что образование рудных тел сопровождается раздвиганием эндоконтактной зоны интрузива.

Важно различать также структурные элементы, образованные воздействием интрузивов на вмещающие породы. К их числу относятся зоны брекчирования на флангах интрузий и участки приконтактных дислокаций, возникающих в результате механической активности магмы [141]. В таких участках наблюдается локализация брекчиевидного или прожилково-вкрапленного оруденения.

Таким образом, выделяются геолого-структурные элементы, определяющие строение рудных полей и размещение в них оруденения: крутопадающие и субгоризонтальные тектонические зоны и приразломные структуры с длительным периодом активного развития; структурные элементы, образованные механическим воздействием магматических расплавов на породы осадочной рамы.

Анализ возрастных соотношений различных структурных элементов и взаимоотношений интрузивов и сульфидных руд позволяет сделать вывод, что образование сплошных и прожилково-вкрапленных руд происходит позже формирования стратифицированных массивов, несущих вкрапленные сульфиды.

## Дифференциация и условия кристаллизации сульфидсодержащих магматических расплавов

Постоянная ассоциация руд с определенными типами трапсовых интрузий, согласованность зонального строения интрузивов и распределения оруденения в рудных полях, взаимосвязь процессов формирования сульфидных и силикатных минеральных ассоциаций и ряд других фактов являются доказательством участия сульфидных компонентов на всех этапах развития магматического процесса — от зарождения расплавов и их дифференциации до консолидации магм в гипабиссальных камерах.

В связи с этим для выяснения условий образования оруденения необходимо рассмотреть некоторые особенности формирования сульфидоносных трапсовых интрузивов. При этом важно подчеркнуть следующие основные особенности проявления этих интрузивов.

1. Из всего многообразия интрузивных траппов сульфидная минерализация установлена в трех типах стратифицированных интрузий, каждый из которых имеет специфические черты, состав и различную насыщенность сульфидами.

2. Сульфидоносные интрузивы, по крайней мере два их типа — полнодифференцированные и дифференцированные меланократовые, пользуются относительно ограниченным распространением в трапповой провинции Сибирской платформы и приурочены к той ее области, в пределах которой развит весьма специфический эффузивный магматизм с проявлением ультрабазитовых лав.

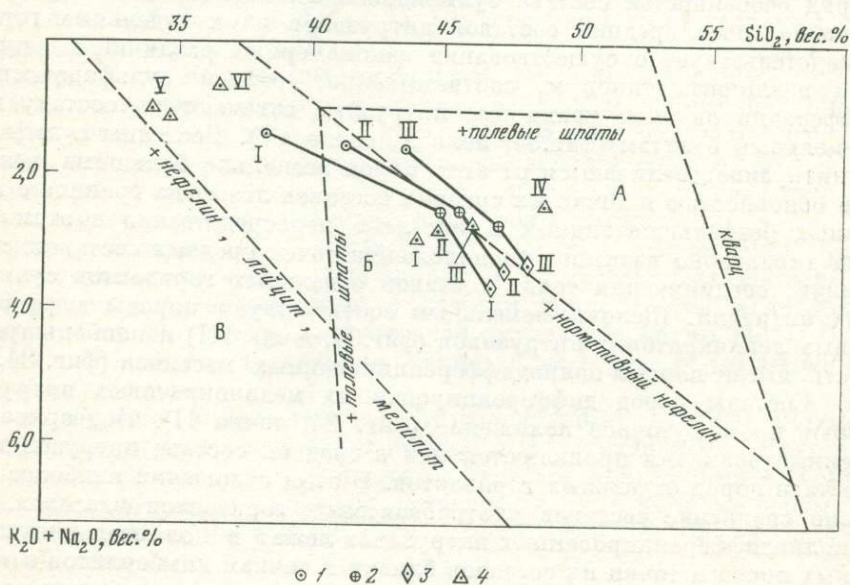
3. Стратифицированные интрузивы всех типов постоянно встречаются совместно. Наиболее ранними являются дифференцированные лейкократовые и полнодифференцированные интрузивы и более поздними — дифференцированные меланократовые интрузивы.

Данные многочисленных петрохимических исследований [9, 42, 64, 75, 147 и др.], суммированные на диаграмме фиг. 34 [по 110], позволяют выделить ряд особенностей состава сульфидоносных магматических расплавов. Положение точек средних составов интрузивов и их отдельных горизонтов свидетельствует о существовании закономерных различий между массивами различных типов и, соответственно, разной сульфидоносности. Недифференцированные трапповые интрузивы отвечают по составу щелочно-земельным базитам (фиг. 34, поле А, точка IV). Все типы сульфидоносных интрузивов отличаются от этих пород несколько большими щелочностью и основностью и точки их средних составов лежат на границе с полем щелочных безфельшпатоидных пород либо непосредственно в этом поле. Весьма характерно взаимное расположение точек средних составов, а также же линий, соединяющих точки составов отдельных горизонтов сульфидоносных интрузий. Щелочно-земельным соответствуют породы дифференцированных лейкократовых интрузивов (фиг. 34, точка III) и наибольшую щелочность имеют породы полнодифференцированных массивов (фиг. 34, точка I). Составы пород дифференцированных меланократовых интрузивов занимают промежуточное положение (фиг. 34, точка II). Подчеркнем, что отмеченные различия проявляются как в среднем составе интрузивов, так и в составе пород отдельных горизонтов. В этом отношении наиболее показательно сравнение составов ультрабазитовых горизонтов массивов. Пикриты полнодифференцированных интрузивов лежат в поле щелочно-ультраосновных пород и точки их составов близки к точкам кимберлитов и меймечитов. Пикриты дифференцированных меланократовых интрузивов соответствуют породам щелочных пикритов, и только породы ультрабазитового горизонта дифференцированных лейкократовых интрузивов отвечают нормальным щелочно-земельным пикритам.

Основываясь на геологических данных о последовательности формирования интрузивов различных типов и особенности составов интрузивов, можно выделить два направления расщепления первичных магматических расплавов. Первое — с образованием дифференцированных лейкократовых и меланократовых интрузивов и второе — полнодифференцированных

и дифференцированных меланократовых интрузивов. И в том и в другом случае дифференцированные меланократовые интрузивы являются более поздними образованиями. Одним из основных факторов, определяющих направление расщепления (или глубинной дифференциации), по-видимому, является общая щелочность исходных расплавов, предопределяющая не только особенности среднего состава интрузивов, но и петрохимический тип пород, слагающих отдельные горизонты интрузивов, в том числе ультрабазитовый горизонт.

Обсуждая вопросы происхождения различных сульфидоносных массивов, важно рассмотреть поведение летучих компонентов, или флюидной фазы магматических расплавов, в процессе их разделения. Изучение поведения летучих компонентов является одной из наиболее сложных, но весьма важных петрологических задач, пути для решения которой в настоящее время представляются еще недостаточно ясными. Прямые геологические данные в целом ряде случаев не могут интерпретироваться однозначно. В отношении интрузивов Норильского района длительное время было принято считать, что развитие мощных зон контактового изменения является характерной чертой только полнодифференцированных массивов. Предполагалось, что образование метаморфических и метасоматических пород связано с отделением флюидной фазы от расплавов. Изучение экзоконтактов значительного числа дифференцированных интрузивов Норильского района позволило установить, что высокая степень интенсивности контактовых преобразований вмещающих пород не является прерогативой какого-то одного из типов рассматриваемых интрузивов, но может наблюдаться около любых массивов. Контактные изменения и их интенсивность в значительной степени определяются литологией вмещающих осадков. Наряду с этим, несомненно, что контактовые изменения, связанные с дифференцированными интрузивами, всегда намного значительнее по сравнению с изменениями около недифференцированных тращевых интрузивов. Это позволяет утверждать, что в целом магматические расплавы, формирующие дифферен-



Фиг. 34. Петрохимическая диаграмма составов пород сульфидоносных дифференцированных интрузивов Норильского района

- |  |  |
|--|--|
| А — щелочноземельные породы,                 | V — кимберлиты;                                |
| Б — щелочные породы с нормативным нефелином, | VI — меймечиты;                                |
| В — щелочные фельшпатоидные породы           | I — 3 горизонты дифференцированных интрузивов: |
| I — IV — интрузивы Норильского района:       | 1 — пикриты,                                   |
| I — полнодифференцированные,                 | 2 — оливиновые габбро-долериты,                |
| II — дифференцированные меланократовые,      | 3 — безолиновые габбро-долериты;               |
| III — дифференцированные лейкократовые,      | 4 — средние составы интрузивных пород          |
| IV — недифференцированные;                   |  |

пированные интрузивы, более насыщены флюидной фазой по сравнению с насыщенностью обычных трапловых магм.

Подобный вывод хотя и имеет важное значение, но явно недостаточен для выяснения закономерностей поведения и роли летучих компонентов в образовании дифференцированных массивов различных типов. Для обсуждения этой стороны проблемы наиболее существенный с нашей точки зрения фактический материал получен в результате изучения строения, закономерностей изменения состава и скрытой расслоенности интрузивов.

Сравнительный анализ этих параметров для трех типов сульфидоносных интрузивов позволил прийти к выводу, что основные различия состава и строения всех трех сульфидоносных интрузивов обусловлены кристаллизацией в разной степени переохлажденных расплавов с различным насыщением летучими компонентами. Наибольшая степень обогащения флюидной фазой и, соответственно, переохлаждения, свойственна магматическим расплавам полнодифференцированных интрузивов, а наименьшая степень — расплавам дифференцированных меланократовых интрузивов. Важным свидетельством высокой флюидонасыщенности расплавов служит обнаружение силикатно-окисной ликвиации, приводящей к формированию специфического типа хромитовой минерализации [41], свойственной только полнодифференцированным массивам.

Таким образом, в процессе дифференциации (расщепления) первичных расплавов происходит разделение как петрогенных, так и летучих компонентов магм. Результатом этого является формирование богатых летучими менее основных расплавов с повышенной щелочностью, а также более «сухих» расплавов с большей основностью. Подобное направление дифференциации убедительно объясняет последовательность внедрения интрузивов, поскольку богатые флюидной фазой расплавы являются более легкими и более подвижными и в процессе движения магматической колонны должны опережать более «сухие» расплавы.

Анализ данных по распределению оруденения в стратифицированных интрузивах доказывает важную роль процессов магматической дифференциации в разделении силикатных и сульфидных компонентов, приводящей, в конечном счете, к обособлению крупных скоплений рудного вещества.

Прежде чем перейти к рассмотрению условий отделения сульфидных компонентов необходимо попытаться выяснить возможные формы существования сульфидов и состояние серы в силикатных расплавах.

Термодинамические данные [123] свидетельствуют, что в условиях верхней мантии сульфиды являются устойчивыми фазами и, таким образом могут быть вовлечены в процесс плавления при образовании магматических расплавов. Об устойчивости сульфидных соединений при высоких температурах и давлениях свидетельствуют находки сульфидов в ксенолитах из кимберлитов.

Изучение базитовых магматических расплавов в областях современного вулканизма [275] свидетельствует, что по крайней мере в предкристаллизационный период в базитовых магмах существует сульфидная жидкость, обособленная от силикатного расплава четкой границей фазового раздела [232, 262]. Характерно, что в базальтах встречаются сульфидные скопления размером от единиц мкм до нескольких см, заключенные в стекловатую или кристаллическую силикатную матрицу. Установлено, что сульфидные скопления из одних и тех же магматических образований могут иметь различный химический состав. Значительный интерес в этом отношении представляют исследования Б. С. Скиннера и Д. Пека [275], установившие изменение соотношения железа, никеля и меди в сульфидных глобулах, сосуществующих с различными по составу силикатными жидкостями. На основании этих данных впервые обоснована общность условий дифференциации для силикатных и сульфидных компонентов магматических расплавов.

Анализ распределения рудообразующих компонентов между сульфидами и силикатами дифференцированных интрузивов Норильского района позволил также прийти к выводу, что при образовании интрузивов по крайней мере на предкристаллизационной стадии существует обособленная сульфид-

ная жидкость, равновесная с силикатным расплавом [59, 61]. Значение коэффициентов распределения никеля между сульфидами и наиболее ранней твердой фазой — оливином, закономерно изменяется от горизонта ультрабазитов к горизонтам базитов и зависит от температуры сосуществующего с сульфидами силикатного расплава. С повышением температуры происходит обогащение никелем силикатной жидкости, а с понижением — сульфидной. Весьма важно, что для различных типов интрузивов (например, для полнодифференцированных и дифференцированных меланократовых) установлено равенство значений коэффициентов распределения. Это доказывает, что независимо от валовой концентрации никеля, существенно различной в каждом из типов интрузивов, состав сульфидной жидкости зависит только от температуры и состава силикатного расплава и будет изменяться в зависимости от изменения этих параметров.

Для оценки состояния сульфидных компонентов в расплавах важное значение имеют данные по растворимости серы в базитовых магмах. Изучение природных базальтовых расплавов и экспериментальное исследование некоторых систем доказывают, что растворимость серы в силикатных расплавах хотя и зависит от их состава, но весьма низка [221, 273, 279]. Причем низкая растворимость свойственна даже тем базальтоидам, которые характеризуются выделениями большой массы серы в сопроваждающих их эксгаляционных и гидротермальных образованиях. Это означает, что независимо от насыщенности серой магматической системы фиксация и активная роль серы в расплавах может осуществляться только при определенных условиях. Исходя из особенностей магматических расплавов, оценок температурных условий их существования [6, 61] и по результатам экспериментального изучения растворимости серы в расплавах [120, 221, 273, 279], такими условиями являются: 1) существование серы в магме главным образом в состоянии  $S^{2-}$ , что обусловлено высокой степенью ионности высокотемпературных расплавов [70]; 2) присутствие в расплавах значительных концентраций халькофильных элементов, а также металлов, склонных к проявлению халькофильных свойств; 3) низкий потенциал кислорода и резко восстановительный характер расплава в целом. Фиксация серы в расплаве осуществляется путем формирования химической связи металл — сера, статистическая вероятность которой пропорциональна концентрации халькофильных элементов. Низкий окислительный потенциал расплава предопределяет смещение равновесия реакции  $MeS + O^{2-} \rightleftharpoons MeO + S^{2-}$  в сторону устойчивости сульфидных ассоциатов, а также вовлечение в процесс их формирования не только халькофильных металлов, но и части петрогенных компонентов, и прежде всего железа. Эти процессы характеризуют явления в так называемой второй координационной сфере расплава. В первой координационной сфере, образованной кремнекислородным структурным каркасом расплава, выход части катионов в химическую связь с серой приводит к возрастанию степени ионности кремнекислородных связей и соответственно резкой деполимеризации расплава. Усиление эффекта деполимеризации обусловлено также присутствием в расплаве летучих компонентов (особенно F, B, P), которые препятствуют образованию связей  $Me - O - Si \equiv$  (где Me — петрогенные компоненты) и соответственно выделению твердых фаз. Высокая в магматическом расплаве концентрация серы, летучих компонентов и халькофильных металлов является главным фактором, определяющим направление процессов магматической дифференциации. Действующие параллельно 1) поляризующее влияние на силикатный расплав серы и 2) способствующая разделению петрогенных компонентов роль летучих компонентов приводят к отделению от исходного расплава относительно легкоплавкой и обогащенной сульфидами фракции магмы (полнодифференцированные интрузивы) и формированию обогащенного тугоплавкими компонентами расплава в виде магматического остатка (дифференцированные меланократовые интрузивы). Весьма важно, что непременным условием такого направления процесса дифференциации является существование в расплаве сульфидных компонентов в виде статистически изолированных от кремнекислородного каркаса молекулярных группировок, которые на

всех последующих этапах эволюции расплава претерпевают все возрастающую степень сегрегации вплоть до образования скоплений, имеющих четкую межфазовую границу с силикатной жидкостью, и отделения и самостоятельного существования больших объемов сульфидной жидкости. Именно в этом заключается смысл первичной несмесимости сульфидной жидкости в сульфидно-силикатных расплавах, которую мы противопоставляем концепции ликвационного происхождения сульфидного оруденения в том виде, в каком она сформулирована в работах [285, 42].

Таким образом, рассмотренные процессы магматической дифференциации достаточно убедительно объясняют наблюдаемую последовательность образования магматических пород месторождений Норильской провинции, в том числе условия отделения и самостоятельного внедрения сульфидных расплавов в виде обособленной интрузивной субфазы.

## **Кристаллизация сульфидных расплавов и условия образования медно-никелевых руд**

Распределение сульфидных компонентов между магматическими расплавами различного состава, обособление значительных масс сульфидной жидкости и ее внедрение в виде самостоятельной интрузивной субфазы вслед за сульфидно-силикатными расплавами — все это создает то многообразие форм проявления рудной минерализации, с которым приходится сталкиваться при изучении руд месторождений Норильской провинции. Большинство форм проявления оруденения находит убедительное объяснение в рамках представлений о ведущей роли процессов магматической дифференциации первичных силикатных расплавов, содержащих несмешивающуюся сульфидную жидкость.

Кристаллизация сульфидных расплавов может происходить в малых или весьма малых объемах сульфидной жидкости, диспергированной в силикатных расплавах различного состава, либо в крупных объемах этой жидкости, внедряющейся в интрузивные и осадочно-метаморфические породы. Несмотря на существенное различие обстановок, в обоих случаях наблюдается поразительное сходство развития процесса кристаллизации. Практически не существует сколько-нибудь существенных различий в формировании минеральных ассоциаций при кристаллизации единичного каплевидного обособления сульфидной жидкости, например, среди пикритов полнодифференцированных интрузий и весьма крупных объемов расплава, формирующего залежь сплошных сульфидных руд.

Обобщение данных по минеральному составу руд Норильских месторождений, описанных в главе III, свидетельствует, что во всех типах медно-никелевых руд парагенезисы рудообразующих сульфидов представляют собой не столько ассоциации различных рудных минералов, сколько ассоциации одних и тех же минеральных видов, отличающихся химическим составом.

Сопоставление этих данных с результатами исследования сульфидных и сульфидно-силикатных систем, моделирующих природные расплавы [192, 202, 242], позволяет прийти к выводу, что основные особенности состава сульфидной жидкости формируются на стадии ее сосуществования с силикатным расплавом, когда возможен обмен компонентами между двумя жидкостями. После отделения сульфидной жидкости от силикатного расплава или консервации микрообъемов жидких сульфидов среди кристаллических силикатов состав сульфидной жидкости на предкристаллизационной стадии и в процессе последующей кристаллизации не претерпевает существенных изменений.

Эти общие положения являются необходимой предпосылкой для выявления закономерностей и условий формирования парагенетических ассоциаций сульфидов медно-никелевых руд Норильской провинции. Основу парагенетических ассоциаций сульфидов составляют минералы группы пирротина, группы халькопирита, пентландит, кубанит, фазовые соотно-

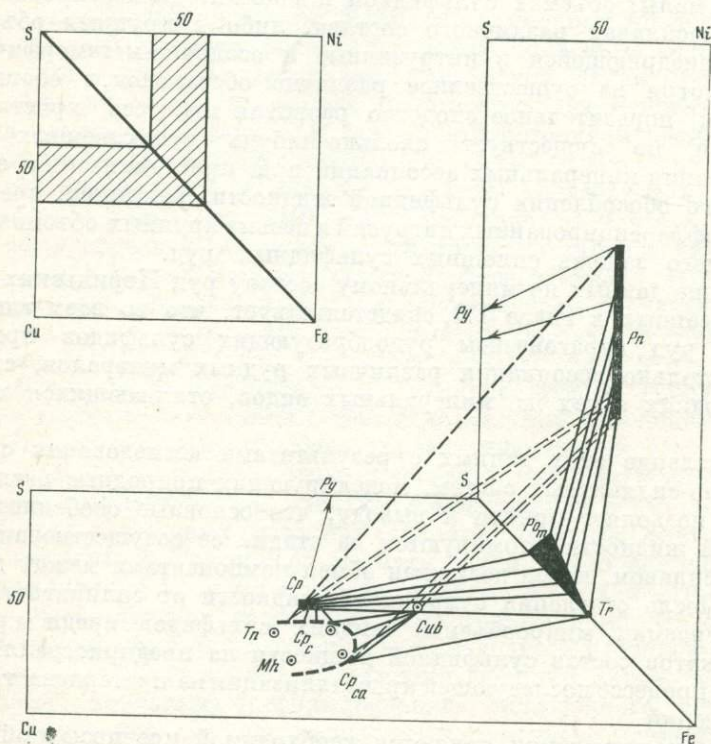
нения между которыми отражены на парагенетической диаграмме (фиг. 35). В соответствии с отмеченными особенностями парагенезисов медно-никелевых руд выделяются три главные ассоциации рудообразующих сульфидов.

1. Высокосернистая ассоциация, представленная сульфидами с наименьшими значениями  $\Sigma Me/S$ . Основу ассоциации составляют моноклинный пирротин, его сростания с гексагональным пирротинном или один гексагональный пирротин. Из минералов группы халькопирита развит тетрагональный халькопирит. В этом парагенезисе важно отметить скоррелированное возрастание железистости (Fe, ат. %) в минералах группы пирротина и отношения Fe/Ni в пентландите, что позволяет различать в рудах следующие ассоциации:  $Po_{m46,6} + Cp + Pn_{<0,8}$ ;  $Po_{m46,6} + Po_{h47,0} + Cp + Pn_{0,8-0,9}$ ;  $Po_{h47,0-48,2} + Cp + Pn_{0,9}$ .

2. Низкосернистая ассоциация, главные минералы которой характеризуются максимальными для каждой группы соотношениями  $\Sigma Me/S$ . В состав ассоциации входят талнахит, моихукит, кубический халькопирит, кубанит, пентландит. Возможно присутствие троилита. Выявляется определенное различие этой ассоциации во вкрапленных  $Tr + Mh (Tn, Cp_c) + Cub + Pn_{>1,2}$  и сплошных рудах —  $Mh (Tn, Cp_c) + Cub + Pn_{1,2-1,6}$ .

3. Ассоциация сульфидов с промежуточными значениями  $\Sigma Me/S$  включает сростания троилита и гексагонального пирротина, пластинчатый и зернистый кубанит, железистый или обычный тетрагональный халькопирит и пентландит. На основании различия в количественных соотношениях троилита и гексагонального пирротина, железистости пирротина (Fe, ат. %) и пентландита (Fe/Ni) и присутствия или отсутствия железистого халькопирита выявляются следующие ассоциации  $Po_{h48,1-48,3} + Tr + Cp + Cub + Pn_{1,0-1,05}$ ;  $Tr + Po_{h48,1-48,5} + Cp + Cub + Pn_{1,0-1,1}$ ;  $Tr + Cub + Pn_{1,1-1,3}$ .

Рассмотрим особенности этих ассоциаций и их распределение в основных типах медно-никелевых руд.



Фиг. 35. Диаграмма парагенезисов главных рудообразующих сульфидов медно-никелевых руд

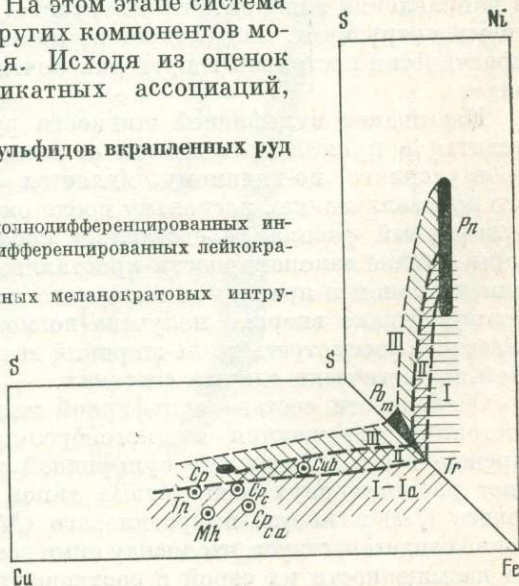
Проекция на грани тетраэдра Cu—Fe—Ni—S', сплошные линии соединяют минералы, лежащие в плоскости граней тетраэдра, а пунктирные — соответствуют проекции на те же грани

Во вкрапленных рудах развиты все названные ассоциации. Особенности их распределения в дифференцированных интрузивах представлены на диаграмме (фиг. 36). Основная закономерность размещения различных парагенезисов сульфидов в горизонтах интрузивов выражена в том, что низкосернистые ассоциации сульфидов характерны только для горизонтов ультрабазитов, в то время как промежуточные и высокосернистые ассоциации могут локализоваться в ультрабазитовых и базитовых горизонтах. При этом в каждом конкретном сечении интрузива всегда сохраняется единая последовательность смены ассоциаций. При переходе от ультрабазитов к базитам происходит закономерное уменьшение соотношения  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  в минералах группы пирротина и группы халькопирита и изменение соотношения  $\text{Fe}/\text{Ni}$  в пентландите. Детальная характеристика размещения минеральных ассоциаций и изменения состава сосуществующих минералов, рассмотренная при описании зональности и скрытой расслоенности сульфидного оруденения во всех типах интрузивов, позволяет считать, что состав и параметры состояния сульфидной жидкости на всех этапах консолидации магматического расплава зависят от состава и параметров сосуществующей силикатной жидкости. Поскольку солидус сульфидного расплава всегда ниже солидуса силикатной жидкости, то сульфидный расплав может сосуществовать с различными по составу силикатными жидкостями, состав которых изменяется в соответствии с закономерностями кристаллизации базитовых и ультрабазитовых магм.

Это означает, что основные параметры, влияющие на состав сульфидного расплава — фугитивность серы и температура, задаются параметрами состояния окружающего силикатного расплава. На разных этапах консолидации сульфидного расплава изменение летучести серы будет происходить не одинаково. В условиях высоких температур и высокой летучести кислорода фугитивность серы будет минимальна и по мере снижения температуры в сульфидном расплаве, сосуществующем с более низкотемпературной силикатной жидкостью, будет происходить возрастание фугитивности серы. При этом следует подчеркнуть, что гетерогенность состава сульфидной жидкости, локализованной в пределах небольших объемов магматического расплава, свидетельствует о том, что отсутствует обмен компонентов между дискретными порциями сульфидного вещества. Фугитивность серы в каждом микрообъеме сульфидной жидкости задается только сосуществующим силикатным расплавом, а его кристаллизация приводит к консервации каждого микрообъема сульфидного расплава с определенными параметрами его состояния. Начиная с этого времени исходная насыщенность сульфидного расплава серой будет определять последовательность его кристаллизации и последующее изменение в нем  $f_{\text{S}_2}$ . На этом этапе система в отношении концентрации серы и других компонентов может рассматриваться как закрытая. Исходя из оценок температур, полученных для силикатных ассоциаций,

Фиг. 36. Парагенетические ассоциации сульфидов вкрапленных руд дифференцированных интрузивов

- I — III — парагенезисы:  
 I — центральной части горизонта пикритов полнодифференцированных интрузивов, такситовых габбро-долеритов дифференцированных лейкократовых интрузивов,  
 Ia — троктолитов-пикритов дифференцированных меланократовых интрузивов,  
 II — верхней и нижней частей пикритов и троктолитов-пикритов полнодифференцированных и дифференцированных меланократовых интрузивов, такситовых габбро-долеритов дифференцированных лейкократовых интрузивов,  
 III — такситовых габбро-долеритов полнодифференцированных интрузивов и краевых частей всех горизонтов в каждом типе интрузий



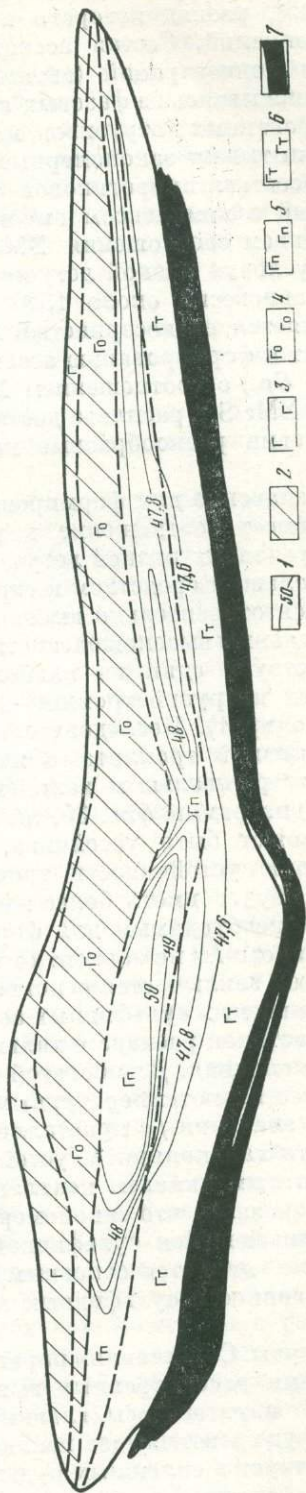
равновесные температуры, при которых происходит консервация сульфидной жидкости, изменяется в пределах от  $1400^{\circ}\text{C}$  —  $1350^{\circ}\text{C}$  для ранних силикатных ассоциаций до  $1250^{\circ}\text{C}$  —  $1115^{\circ}\text{C}$  для поздних силикатов [61]. Значения фугитивности кислорода для базитовых расплавов в этом температурном интервале, которые могут быть получены на основе экспериментальных данных и предельная летучести кислорода в природных системах, изменяются в пределах  $f_{\text{O}_2} = 10^{-6}$  —  $10^{-10}$  бар, причем большие значения характеризуют состояние расплава на горизонте пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, а более низкие значения  $f_{\text{O}_2}$  — в пределах других вертикальных уровней сечения магматической колонны. В каждом из рассматриваемых интрузивных массивов изменение фугитивности кислорода будет различным в зависимости от рассмотренных выше особенностей состава магмы и условий ее кристаллизации. Четкая дифференциация расплава при формировании полнодифференцированных массивов определяет существование значительных градиентов летучести кислорода, и напротив, для дифференцированных меланократовых интрузивов выравненность параметров состояния расплава обуславливает относительную стабильность летучести кислорода. Таким образом, в пределах полнодифференцированных массивов от экстремального горизонта происходит уменьшение  $f_{\text{O}_2}$  в направлении верхнего и нижнего контактов массива. Диапазон изменения  $f_{\text{O}_2}$  для сульфидоносных горизонтов составляет  $10^{-6}$  —  $10^{-9}$  бар. В дифференцированных меланократовых интрузивах основная часть сечения магматической колонны имеет высокую и относительно постоянную летучесть кислорода, близкую  $10^{-6}$  бар. Поскольку изменения летучести кислорода и серы противоположные, то, очевидно, в направлении уменьшения  $f_{\text{O}_2}$  будет происходить возрастание  $f_{\text{S}_2}$  и, таким образом, от экстремального горизонта в направлении эндоконтактов интрузивов  $f_{\text{S}_2}$  должна увеличиваться. Минимальные значения  $f_{\text{S}_2}$  для высокотемпературных условий существования сульфидного равновесия металлическое железо — троилит, составляют  $10^{-6}$  —  $10^{-5}$  бар.

Таким образом, количественные оценки температур, фугитивности кислорода и серы и их изменений в процессе кристаллизации стратифицированных интрузивов удовлетворительно согласуются с особенностями изменения сернистости сульфидных парагенезисов различных интрузивов и их горизонтов. На фиг. 37 показаны закономерности изменения сернистости моносульфидных твердых растворов ( $Mss$ ) в разрезе Талнахского интрузива, рассчитанные исходя из количественного минерального состава реальных сульфидных ассоциаций. Наименее сернистые  $Mss$  распространены в пределах центральной части пикритового горизонта и относительно плавно сжимаются в направлении эндоконтакта интрузива. В дифференцированных меланократовых интрузивах, как следует из приведенных выше данных, состав  $Mss$  практически постоянен в пределах почти всей сульфидоносной части интрузива.

Насыщение сульфидной жидкости рудообразующими компонентами находится в прямой зависимости от температуры и летучести серы. Однако  $f_{\text{S}_2}$  в расплаве, по-видимому, является основным фактором, влияющим на его кристаллизацию, поскольку после окончания кристаллизации силикатов сульфидный расплав представляет собой закрытую систему в отношении серы. Общие закономерности кристаллизации сульфидных систем на экспериментальном и природном материале в литературе рассмотрены достаточно полно. Однако впервые получена возможность на основе природных парагенезисов рассмотреть столь широкий диапазон составов сульфидных жидкостей в генетически единых системах.

Особенности состава сульфидной жидкости при различных параметрах состояния отражаются в многообразии состава кристаллизующегося  $Mss$ . Прежде всего, разделение сульфидной жидкости на два расплава определяет развитие двух равновесных типов твердых растворов — халькопиритового ( $Iss$ ) и никель-пирротинного ( $Mss$ ). Анализ парагенезисов определенно свидетельствует, что между ними всегда проявлено фазовое соответствие по насыщенности их серой и соотношениям рудообразующих компонентов.

Низкосернистые  $Mss$  всегда сосуществуют с низкосернистыми  $Iss$ . Важнейшей особенностью твердых растворов является изменение их состава в зависимости от соотношения активностей рудообразующих компонентов при данной  $f_{S_2}$ . Так, при низких  $f_{S_2}$  кристаллизуются практически безникелевые малосернистые  $Mss$ , имеющие состав, в котором  $Me/S = 1$ . В низкотемпературной области продуктом твердофазовых превращений  $Mss$  такого состава является троилит, лишенный пластинок пентландита и содержащий  $Ni$  в твердом растворе в количестве, менее 0,01%. В этих условиях весь никель концентрируется в остаточной жидкости, в результате кристаллизации которой образуется высокожелезистый пентландит. Состав пентландита в этой ассоциации не изменяется в зависимости от валовой концентрации никеля, но зависит от соотношения активностей  $Fe$  и  $Ni$ . Это весьма убедительно вытекает из сопоставления идентичных по сернистости ассоциаций из полнодифференцированных (богатых никелем) и дифференцированных меланократовых (бедных никелем) интрузивов. Основные различия ассоциаций заключаются лишь в количестве пентландита: большем в богатом никелем интрузиве, но не в составе самого минерала. Возрастание  $f_{S_2}$  приводит к увеличению сернистости  $Mss$ , что выражается, например, в изменении количественных соотношений троилита в сростаниях с гексагональным пирротинном и затем появлении парагенезисов с гексагональным пирротинном. С возрастанием  $f_{S_2}$  сопряжено увеличение растворимости  $Ni$  в  $Mss$  и уменьшение соотношения  $Fe/Ni$  в пентландите. Последнее полностью согласуется с данными [260]. Экспериментально установлено [282], что сернистость пирротина может изменяться в зависимости от температуры, при постоянном  $f_{S_2}$ . Однако в рассматриваемых парагенезисах изменение сернистости пирротина сопряжено с изменением в нем концентрации никеля в твердом растворе, а также с изменением железистости сосуществующего пентландита. Это доказывает, что состав  $Mss$  и пирротина зависит главным образом от изменения летучести серы.



Фиг. 37. Изменение состава моносulfидного твердого раствора в разрезе Талнахской полнодифференцированной интрузии

- 4 — габбро-долериты оливинсодержащие и оливиновые,  
 5 — пикриты,  
 6 — тапситовые габбро-долериты;  
 7 — сплошные руды
- 1 — изолинии состава  $Mss \Sigma$  (Me в ат. %);  
 2 — бессульфидные горизонты интрузий;  
 3—6 — главные петрографические горизонты интрузий;  
 3 — габбро;

Фазовые соотношения сульфидов, представляющих собой продукты кристаллизации богатой медью жидкости, соответствуют ассоциациям, изученным экспериментально в системе  $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ . В этой системе в высокотемпературной области установлено существование поля твердого раствора [237, 290, 15], распад которого приводит к образованию сложных сульфидных ассоциаций. Состав ассоциаций в значительной мере зависит от соотношения концентраций (активностей) катионов и величины  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  в расплаве. Основываясь на фазовых соотношениях в сульфидных ассоциациях дифференцированных интрузивов, можно показать, что состав богатой медью жидкости испытывает закономерные изменения, в общем плане аналогичные изменениям состава пирротиновой жидкости. Богатый медью расплав, сосуществующий с комплексом высокотемпературных силикатов, характеризуется значением соотношения  $\Sigma\text{Me}/\text{S} > 1$ . Для такого расплава, очевидно, характерны условия низкой летучести серы при температуре сульфидно-силикатного равновесия около  $1350^\circ \text{C}$ . Продуктом кристаллизации такого расплава является низкосернистый *Iss*, распад которого в области субсолидуса приводит к формированию ассоциации минералов группы халькопирита ( $Tn + Mh + Cp_c$ ) с соотношением  $\Sigma\text{Me}/\text{S} > 1$ . Очевидно, общие колебания соотношения  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  в расплаве достаточно большие, поскольку в рудах наблюдаются весьма разнообразные количественные соотношения указанных выше фаз.

Большое значение для формирования минерального состава сульфидных ассоциаций имеет соотношение в расплаве активностей рудообразующих катионов. В условиях низкой летучести серы большую активность имеют катионы с наибольшим сродством к сере. При кристаллизации таких расплавов образуются относительно высокожелезистые *Iss*, распад которых приводит к формированию высокожелезистых фаз. Условиям наименьшей летучести серы соответствует один из наиболее характерных парагенезисов дифференцированных интрузивов троилит + моихукит (иногда талнахит или кубический халькопирит). Последовательное возрастание  $f_{\text{S}_2}$  обеспечивает образование ассоциаций троилита с железистым халькопиритом, троилита с кубанитом и тетрагональным халькопиритом. Однако, как следует из парагенетической диаграммы фиг. 35, ассоциация троилит-тетрагональный халькопирит не может быть устойчива, поскольку в расплавах, имеющих  $f_{\text{S}_2}$  соответствующую устойчивости троилита, будет соблюдаться соотношение  $a_{\text{Fe}} > a_{\text{Cu}}$  и *Iss* будет иметь более железистый состав по сравнению с составом расплава необходимым для формирования тетрагонального халькопирита. Состав такого *Iss* не зависит от валовой концентрации меди в расплаве. Очевидно, в этом заключается основная причина широкого развития кубанита в рассматриваемых сульфидных ассоциациях, который не только встречается в виде пластинок распада в халькопирите, но и образует крупные самостоятельные скопления. Для богатой медью сульфидной жидкости, сосуществующей с более низкотемпературными ассоциациями силикатов и имеющей более высокие значения  $f_{\text{S}_2}$ , кристаллизация приводит к образованию одного тетрагонального халькопирита, устойчивого с пирротинами различной сернистости и богатым никелем пентландитом.

Итак, мы показали, что закономерная эволюция состава и фугитивности серы в несмешивающейся сульфидной жидкости в сульфид-силикатной базальтовой магме, является основным фактором размещения, зональности и скрытой расслоенности сульфидных ассоциаций в стратифицированных интрузивах.

Сплошные руды. Сопоставляя парагенетические ассоциации сплошных руд с парагенезисами рассмотренных выше вкрапленных руд, можно отметить следующее: 1) парагенезисы главных рудообразующих минералов того и другого типов руд идентичны (за исключением ассоциации моихукит-троилит, которая отсутствует в сплошных рудах), 2) в сплошных рудах в число главных ассоциаций, слагающих пространственно обособленные минеральные разновидности руд, входят парагенезисы борнит-годлевскит-миллерит и халькозин-хизлеводит, которые отсутствуют среди вкрапленных руд, 3) в сплошных рудах относительно более широким распространением и существенно более

разнообразным минеральным составом характеризуется ассоциация минералов благородных, редких и рассеянных элементов, завершающая процесс формирования руд.

Как мы показали выше, сульфидная жидкость, в результате кристаллизации которой формируются тела сплошных руд, представляет собой продукт глубинной дифференциации сульфидно-силикатного расплава. Сам факт идентичности состава руд и парагенетических ассоциаций главных минералов в сплошных и во вкрапленных рудах свидетельствует, что обе сульфидные жидкости (сохраняющаяся в силикатном расплаве или отделяющаяся в виде самостоятельного сульфидного расплава) являются равновесными с одним и тем же силикатным расплавом. Условия равновесия предопределяют одинаковое насыщение сульфидных жидкостей серой и рудообразующими компонентами, а также сходство закономерностей и последовательности кристаллизации расплавов. Именно этим определяется сходство процессов формирования минеральных ассоциаций, проходящих как в объеме единичного вкрапленника, так и в объеме расплава, образующего крупное рудное тело.

Однако для каждого типа руд зональное размещение минеральных ассоциаций обусловлено различными факторами. Для вкрапленных руд основным фактором является сосуществование различных объемов сульфидной жидкости с разными по составу и параметрам состояния силикатными расплавами.

Отделение сульфидной жидкости от силикатного расплава и ее самостоятельное внедрение фактически соответствует переходу к закрытой системе, по крайней мере в отношении главных рудообразующих компонентов. Можно отметить лишь весьма небольшие по своему значению реакции контактового окисления сульфидной жидкости, приводящие к кристаллизации значительных количеств магнетита в узкой приконтактной зоне.

Главными факторами кристаллизации таких жидкостей и формирования минеральной зональности рудных тел являются скорость остывания расплава, режим серы в расплаве и поведение компонентов различной плавкости.

На основе анализа распределения минеральных ассоциаций нами сформулировано положение о двух типах зональности тел сплошных сульфидных руд [56]. Условно эти типы выделены под названиями простой и сложной зональности.

Простая зональность выражена в изменении количественных соотношений пирротина и халькопирита с постепенным переходом пирротиновых руд в халькопиритовые. Сложная зональность характеризуется сменой многочисленных минеральных разновидностей руд, главные из которых представлены рядом пирротиновые  $\rightarrow$  кубанитовые  $\rightarrow$  моихукитовые (талнахитовые).

Условия кристаллизации пирротиновых и халькопиритовых руд, образующих ряды минеральных разновидностей сплошных руд, характеризующихся простой зональностью, рассмотрены экспериментально при исследовании системы  $\text{Cu—Fe—Ni—S}$  [197]. Согласно результатам исследования этой системы, в процессе остывания сульфидных расплавов в стадию ранней кристаллизации происходит образование железо-никелевого моносульфидного твердого раствора, в котором в ограниченном количестве может быть растворена также медь. Остаточный расплав обогащается медью и кристаллизуется при  $850^\circ\text{C}$  с разрывом приблизительно в  $200^\circ\text{C}$  по сравнению с началом кристаллизации моносульфидного твердого раствора. Упрощенный теоретической моделью для зональности этого типа, очевидно, является модель эвтектической кристаллизации двухкомпонентной системы с различной плавкостью и ограниченной смесимостью исходных компонентов.

Такая модель фракционной кристаллизации сульфидного расплава объясняет многие соотношения пирротиновых и халькопиритовых агрегатов в сплошных рудах. В гиррстевских рудах более поздняя кристаллизация богатого медью расплава выражается в петельчатом расположении халькопирита вокруг крупных зерен пирротина, содержащих пентландит в виде продуктов распада твердого раствора. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава приводит и к обособлению масс остаточного расплава, обогащенного медью, благородными и редкими металлами на контактах за-

лежей и в зонах их выклинивания. Остаточный расплав, очевидно, представляет собой эвтектическую жидкость, при кристаллизации которой образуется халькопирит и выделения так называемого пирротина второй генерации.

Скрытая расслоенность, сопутствующая образованию зональности этого типа, свидетельствует о формировании минеральных ассоциаций в условиях плавного возрастания фугитивности серы. Именно этим объясняется постоянное уменьшение соотношений  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  в пирротине и  $\text{Fe}/\text{Ni}$  в пентландите от центральной части залежей к их контактам.

Механизм кристаллизационной дифференциации сульфидного расплава, однако, недостаточен для объяснения особенностей формирования залежей сплошных руд со сложной зональностью, типичных для Талнахского рудного поля. Для этих залежей характерны пространственное обособление больших объемов богатых медью руд, представленных моихукитовыми и талнахитовыми рудами, и широкое развитие кубанитовых руд, локализующихся между пирротиновыми и моихукитовыми (талнахитовыми) рудами. Важно отметить, что при экспериментальных исследованиях не установлена возможность непосредственной кристаллизации кубанита из сульфидных расплавов.

Представляется вероятным, что формирование залежей со сложной зональностью происходит в условиях высокотемпературного расслоения сульфидного расплава на богатый железом, обогащенный серой расплав и богатый медью малосернистый расплав, кристаллизующиеся затем в виде пирротиновых и моихукитовых (талнахитовых) руд. Возникновение же кубанитовых руд связано с обменными реакциями между фракциями расслоения расплавов и, частично, продуктами их кристаллизации.

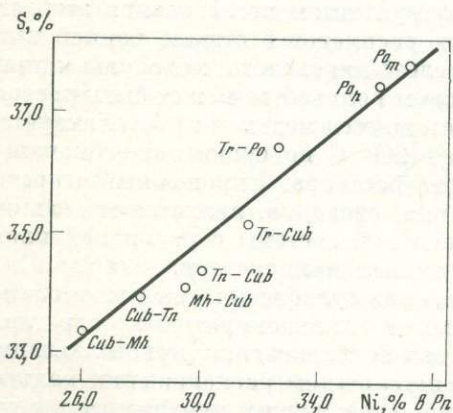
Различие в сернистости расплавов убедительно доказывается не только присутствием минералов, отличающихся по соотношению  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ , но и наличием минералов с постоянным  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ , но с изменяющимся соотношением катионов. Выявляется, например, весьма четкая зависимость состава пентландита от валового содержания серы в расплаве (фиг. 38).

О различиях в условиях кристаллизации сплошных руд, характеризующихся простой и сложной зональностью, свидетельствуют и специфические особенности распределения в них рудообразующих и редких элементов [56].

Одним из факторов, определяющих возникновение разных типов зональности сплошных руд, является различие температурных условий остывания расплавов. Образование простой зональности происходит при высоких температурных градиентах с относительно быстрым остыванием расплавов. Сложная зональность, свойственная только крупным залежам сплошных руд, возникает, очевидно, в условиях медленного остывания, обеспечивающего наиболее полное отделение богатого медью расплава. С неодинаковым температурным режимом остывания расплавов связаны особенности поведения серы и зависящие от него различия в минеральных ассоциациях и составе рудообразующих минералов.

Экзоконтактовые прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды отличаются от всех других типов руд тем, что слагающие их сульфиды принадлежат к наиболее высокосернистым парагенезисам. Из минералов группы пирротина в этих рудах распространен только моноклинный пирротин, ассоциирующий с тетрагональным халькопиритом и пентландитом. Никелистость и пирротина и пентландита более высокая по сравнению с никелистостью в этих минералах из пирротиновых сплошных и вкрапленных руд.

Об образовании моноклинного пирротина в результате субсолидусного превращения высокосернистого



Фиг. 38. Зависимость содержания никеля в пентландите сплошных руд от валового содержания серы

*Mss*, кристаллизующегося из богатых серой расплавов, а не в результате замещения им гексагонального пирротина, свидетельствуют следующие особенности: 1) в экзоконтактовых рудах отсутствуют реликты гексагонального пирротина, которые должны были бы кое-где сохраниться в случае проникновения моноклинного пирротина при воздействии растворов на гексагональный пирротин; наблюдающиеся же в этих рудах явления гидротермального метаморфизма приводят к замещению моноклинного пирротина агрегатами пирита и магнетита; 2) срастания моноклинного пирротина с неизменными силикатами (форстерит, пироксен) и упоминавшиеся явше явления перекристаллизации и укрупнения форстерита и пироксенов (см. табл. IV, *a*) около пирротиновых прожилков; 3) присутствие среды экзоконтактовых брекчиевидных и местами прожилково-вкрапленных руд жил сплошных сульфидов и непосредственный переход сплошных руд в брекчиевидные.

Таким образом, мы приходим к выводу о формировании главных первичных ассоциаций экзоконтактовых руд при кристаллизации сульфидного расплава, хотя механизм проникновения такого расплава в осадочно-метаморфические породы еще недостаточно ясен. Вероятно, что высокая способность расплава к пропитыванию боковых пород обусловлена повышением его подвижности (понижением вязкости).

Процесс формирования зональности руд этого типа фактически представляет собой продолжение процесса кристаллизации сплошных руд. Об этом прежде всего свидетельствует отчетливо выраженное соответствие состава сплошных и прожилково-вкрапленных руд. Так, в частях залежей сплошных руд, сложенных пирротиновыми рудами, в их экзоконтактах также преобладают пирротиновые прожилково-вкрапленные руды. В участках, сложенных моихукитовыми и талнахитовыми рудами, в боковых породах формируется минерализация с вкрапленностью моихукита, талнахита и кубанита. Однако последние минеральные ассоциации в целом достаточно редки, и основу сульфидной минерализации прожилково-вкрапленных руд составляют высокосернистые ассоциации, распределяющиеся в рудных телах в соответствии с механизмом формирования простой зональности.

## **О минеральных ассоциациях заключительных этапов рудообразования**

Заключительные этапы образования руд характеризуются формированием чрезвычайно разнообразной группы минералов. Исходя из особенностей их нахождения в рудах, нами выделяются две ассоциации, характеризующиеся различными соотношениями с главными рудообразующими сульфидами.

Образование одной из них завершает процесс формирования сплошных и прожилково-вкрапленных (но не вкрапленных!) руд. Эта ассоциация представлена борнитом, милеритом, годлевскитом, а также халькозином и хизлевудитом. Эти минералы образуют довольно крупные скопления по периферии рудных тел. Характерной особенностью состава сульфидов никеля и меди является значительное преобладание в них металлов [над серой, в связи с чем  $Me/S$  отношение в большинстве их составляет от 1,5 до 2. Общим для ассоциации этих сульфидов является образование в условиях относительно низкой активности серы. Наиболее низкосернистый парагенезис (срастания халькозина и хизлевудита) развит в виде жилок около участков залежей сплошных руд, сложенных талнахитовыми рудами. Этот же парагенезис и ассоциация борнита и годлевскита наблюдаются среди прожилково-вкрапленных руд и сидеронитовых руд, развивающихся в габбро-долеритах на контактах с талнахитовыми и моихукитовыми сплошными рудами.

Вторая ассоциация объединяет весьма многочисленные минералы благородных, редких и рассеянных элементов. Эти минералы кристаллизуются позднее главных рудообразующих сульфидов и выделяются в виде прожилково-видных агрегатов или метакристаллов не только по периферии, но и в центральной части рудных тел. Распространены они во всех типах руд, но чаще всего наблюдаются в обогащенных медью разновидностях сплошных и экзоконтактовых руд.

Наиболее типичными представителями рудных минералов остаточной кристаллизации являются джерфшерит, шадлунит, талкусит, аргентопентландит, медистый пентландит, сфалерит, галенит, минералы платиновых металлов. Относясь в целом к одной парагенетической ассоциации, они встречаются в рудах как совместно, так и порознь. Все эти минералы содержат элементы либо отсутствующие в главных рудообразующих сульфидах, либо входящие в них в ничтожно малых количествах. Накопление этих элементов происходит лишь в остаточных флюидах.

Некоторые представления об особенностях состава остаточного флюида дают находки в составе этой ассоциации джерфшерита — хлорсодержащего сульфида калия, меди и железа, развивающегося в сплошных талнахитовых рудах путем замещения пентландита и в виде метакристаллов в талнахите. Помимо джерфшерита, присутствие калия (0,4%) установлено в последнее время в талкусите (сульфиде меди, железа и таллия). Состав шадлунита (сульфида меди, железа, свинца, кадмия и марганца) и сосуществующих с ним галенита, сфалерита и алабандина свидетельствует о кристаллизации этих минералов в условиях равновесного распределения компонентов. Характерно соответствие состава шадлунита и сосуществующего с ним сфалерита. Богатый кадмием сфалерит находится в сростании с обогащенным кадмием шадлунитом, а сфалерит с повышенным содержанием марганца, а также алабандин — с Мп-шадлунитом.

Сопоставление состава минералов этой группы показывает, что в них содержатся два типа элементов: 1) медь и железо, унаследованные от главных рудообразующих сульфидов, при замещении которых образовались эти минералы и 2) калий, хлор, свинец, кадмий, марганец, серебро и таллий, накопившиеся в остаточных флюидах.

Типичными представителями парагенетических ассоциаций, возникающих на стадии остаточной кристаллизации сульфидных расплавов, являются минералы платиновых металлов. Они представлены соединениями следующих бинарных и тройных систем Pt — Fe, Pt — Sn, Pd — Sn, Pd — Sn — Cu, Pd — Sn — As, Pd — Sn — Sb, Pd — Pb, Pd — Bi, Pd — Pb — Bi, Pd — As, Pd — Ni — As, Pt — Te — Bi, Pd — Te — Bi, Pt — S, Pd — Ni — S, Pt — Pd — Ni — S. Следует подчеркнуть, что соединения палладия со свинцом и соединения палладия с оловом и медью являются специфической принадлежностью норильских руд и не встречаются в других месторождениях медно-никелевых руд.

Позднее образование платиновых минералов по отношению к основным сульфидам, возникающим при кристаллизации сульфидного расплава, находится в противоречии с температурами кристаллизации ряда соединений платины и палладия в сухих системах. Pt, Pd, Pt<sub>3</sub>Sn, PtSn, Pd<sub>3</sub>Sn, Pd<sub>2</sub>Sn, Pd<sub>3</sub>Sn<sub>2</sub>, Pd<sub>3</sub>Pb, Pd<sub>3</sub>Sb, для которых известны минералы-аналоги в рудах, кристаллизуются в системах Pt—Sn, Pd—Sn, Pd—Pb, Pd—Sb в интервале температур 1773—1220° С, значительно превышающем температуру кристаллизации моносульфидного твердого раствора (1100° С) — наиболее высоко-температурного соединения медно-никелевых руд.

Особенности нахождения минералов платиновых металлов в рудах — морфология их зерен, представленных часто метакристаллами, содержащими включения окружающих минералов; прожилки платиновых минералов, секущие пирротин, халькопирит и пентландит; концентрация зерен платиновых минералов в приальбандовых частях некоторых жил и залежей, особенно по верхнему альбанду, где они ассоциируют с магнетитом и местами, с апатитом; тесная ассоциация платиновых минералов с галенитом, сфалеритом, джерфшеритом, шадлунитом — все это свидетельствует о более позднем образовании платиновых минералов по отношению к главным сульфидам медно-никелевых руд [20]. Интересны взаимоотношения платиновых минералов с джерфшеритом. Платиновые минералы (полярит, маякит и другие) образуют с джерфшеритом скопления зерен и местами нарастают на него в виде тонких каемок.

Кристаллизация платиновых минералов должна была происходить в связи с этим не непосредственно из сульфидного расплава, а из обособивши-

хся из него флюидов, содержавших помимо платиновых и других металлов и летучие компоненты. Об участии последних в рудообразовании свидетельствует присутствие в рудах минералов, содержащих OH, Cl, F и непосредственно ассоциирующего с платиновыми минералами калий- и хлорсодержащего джерфшерита.

Платиноносные флюиды концентрировались в наиболее поздно кристаллизующемся богатом медью расплаве. Кроме платины и палладия, они были обогащены такими элементами, как олово, свинец, мышьяк, сурьма, висмут и другие, присутствующими в основных магмах в ничтожно малых количествах. Флюиды распределялись в сульфидном расплаве в виде диспергированных капель, кристаллизация платиновых минералов, из которых происходила после кристаллизации халькопирита и других сульфидов.

Особенностью платиновой минерализации норильских руд, важной для выяснения условий ее образования, является зависимость форм проявления платиновой минерализации от типа и состава медно-никелевых руд. Наиболее контрастно различия в составе платиновых минералов выявляются в пирротиновых и халькопиритовых (талнахитовых, моихукитовых) сплошных рудах и при сопоставлении вкрашенных, сплошных и экзоконтактовых руд.

В сплошных пирротиновых рудах присутствует небольшое количество мельчайших зерен минералов платиновых металлов, представленных минералами платины: сперрилитом, ферроплатиной и рустенбургитом ( $Pt_3Sn$ ). Отмечается предпочтительная приуроченность платиновых минералов к халькопириту, располагающемуся между зернами пирротина. В сплошных талнахитовых и моихукитовых рудах преобладают разнообразные интерметаллические соединения палладия.

Вкрашенные руды в интрузивных габбро-долеритах по преобладанию минералов платины сходны со сплошными пирротиновыми рудами, однако отличаются от последних довольно широким развитием сульфида платины — куперита, отсутствующего в сплошных рудах.

Характерными особенностями состава минералов платиновых металлов экзоконтактовых руд являются: широкое распространение куперита (как в пирротиновых, так и в халькопиритовых разновидностях) и присутствие (в халькопиритовых рудах) брэггита, висоцкита и теллуридов и висмутотеллуридов платины и палладия.

Эти данные свидетельствуют, что, несмотря на определенную автономию процесса образования платиновых минералов, всегда существует его соподчиненность с процессом формирования ассоциаций главных сульфидов. Эта соподчиненность выражена в том, что в рудах с малосернистой ассоциацией главных минералов образуются интерметаллиды и другие соединения платиновых металлов, но не сульфиды. Сульфиды платины и палладия кристаллизуются лишь в связи с процессом образования высокосернистых парагенезисов главных сульфидов.

В настоящее время на основе анализа распределения платиноидов между минералами медно-никелевых руд [33] и экспериментального изучения некоторых сульфидных систем с платиновыми металлами [60] выяснены также более общие закономерности образования платиновой минерализации.

Эти закономерности определяются следующими особенностями поведения металлов при кристаллизации сульфидных расплавов [60]: 1) резким разделением платиноидов между ранними твердофазовыми продуктами и остаточным расплавом, 2) образованием твердых растворов платиноидов в рудообразующих сульфидах. Разделение платиноидов между остаточным расплавом и ранними твердофазовыми продуктами выражено в том, что в первом происходит накопление платины и значительной части палладия, в то время как в моносульфидных твердых растворах происходит соосаждение всех редких платиноидов и, частично, палладия. Экспериментально установлено, что количества родия, рутения, иридия и осмия, входящих в виде твердых растворов в пирротин и пентландит, на несколько порядков превышают реальные концентрации этих металлов в рудах [60]. Причем, растворимость этих металлов зависит от фугитивности серы в системе, так что всегда проявляется зависимость между соотношением  $\Sigma Me/S$  в пирротине или

Fe/Ni в пентландите и содержанием в этих минералах платиноидов. Именно этим — большой растворимостью в *Mss* родия, рутения, иридия, осмия при высокой  $f_{S_2}$  в начальной стадии кристаллизации сульфидного расплава, объясняется отсутствие в рудах минералов этих металлов. Этой же причиной объясняется весьма незначительное развитие палладиевых минералов в пирротиновых рудах, поскольку палладий практически полностью входит в виде изоморфной примеси в пентландит [37, 60]. На основе анализа распределения палладия в пентландите [37] показано, что растворимость палладия резко снижается при уменьшении  $f_{S_2}$ , что является одним из основных условий образования большего числа минералов палладия в талнахитовых и моихукитовых рудах, чем в халькопиритовых.

## О гидротермальном метаморфизме руд

В отличие от большинства медно-никелевых месторождений, например печенгских, метаморфические преобразования норильских руд имеют подчиненное значение. Метаморфические минеральные ассоциации наиболее часто встречаются в прожилково-вкрапленных рудах экзоконтактового ореола интрузивов габбро-долеритов и менее часто распространены в других типах руд.

В составе этих поздних парагенетических ассоциаций главными минералами являются: пирит, никелистый пирит, моноклинный пирротин, магнетит, минералы группы валлериит-точилинита, миллерит, полидимит. В сростании с ними нередко находятся реликты минералов ранних парагенезисов.

В сплошных рудах участки развития поздних ассоциаций обычно приурочены к пострудным нарушениям, смещающим залежи сплошных руд. Среди пирротиновых масс, сложенных исключительно моноклинным пирротинном, появляются агрегаты пирита или его сростания с магнетитом. Если пирит отсутствует, наблюдаются сростания гексагонального пирротина с замещающим его моноклинным пирротинном. Образование последнего в этих участках происходит, очевидно, в результате выноса железа из гексагонального пирротина при воздействии на пирротин поздних гидротермальных растворов [25].

Помимо замещения пирротина пиритом и магнетитом в экзоконтактовых рудах широко распространено разложение пентландита с возникновением на месте его агрегатов ассоциации никелистый пирит + миллерит, либо миллерит + полидимит. В сростании с этими минералами-новообразованиями местами наблюдается высокоцит —  $(Pd, Ni)S$ , появление которого в псевдоморфозах по пентландиту связано с мобилизацией изоморфного палладия из структуры пентландита [22].

Характерной особенностью состава минералов поздних парагенезисов является его зависимость от состава замещаемых минералов. Помимо приведенных примеров эта зависимость четко выявляется для минералов группы валлериит-точилинит. В сплошных рудах с преобладающими халькопиритом, кубанитом или талнахитом при замещении этих минералов образуется валлериит  $CuFeS_2 \cdot 1,37Fe(OH)_2$ , тогда как во вкрапленных экзоконтактовых халькопиритовых рудах в магнезиальных породах в валлериите, замещающем халькопирит, в гидроокисных слоях преобладает бруситовый компонент —  $CuFeS_2 \cdot 1,51(Mg, Fe)(OH)_2$ . В пирротиновых экзоконтактовых рудах при замещении пирротина возникают сростания валлериита, обедненного медью, и точилинита, в котором сульфидная составляющая представлена сульфидом железа. Наиболее часто в парагенезисе с минералами группы валлериит-точилинита встречаются магнетит и пирит.

К числу метаморфических ассоциаций относится парагенезис сравнительно редко встречающихся минералов, представленных никелином, брейтгауптитом, маухеритом, саффоритом, лёллинитом, раммельсбергитом, герсдорфитом, ульманитом и самородным мышьяком. Этот парагенезис возникает в связи с содержащими галенит и сфалерит кальцитовыми жил-

ками, секущими пирротиновые руды. Источником никеля, кобальта и железа при формировании этой парагенетической ассоциации послужили пирротин и пентландит, из которых они извлекались метаморфизирующими растворами, привносившими мышьяк и сурьму.

Рассмотренные минеральные ассоциации являются единственными для норильских месторождений проявлениями рудной минерализации, которым сопутствуют определенного типа изменения вмещающих пород. Состав новообразованных нерудных минералов полностью зависит от состава вмещающих пород. В известковых породах такими новообразованиями являются волластонит-везувиановые, эпидот-везувиановые, а также гидрогранат-серпентиновые и апофиллит-ксонотлитовые метасоматиты. В магнезиальных породах широко распространены серпентиновые и бруситовые метасоматиты.

Таким образом, главной особенностью наиболее поздних гидротермальных парагенетических ассоциаций является инертное поведение при образовании минералов основных рудных (Ni, Cu, Fe, Co) и петрогенных (Mg, Al, Si) компонентов, а тип парагенезиса определяется соотношением активностей  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, As, Sb, F. Именно это обстоятельство позволяет рассматривать описанные парагенезисы как ассоциации гидротермального метаморфизма руд. Процесс метаморфизма является, очевидно, относительно низкотемпературным, что подтверждается температурами гомогенизации газовой-жидких включений в кальците и сфалерите — 150—230° C.

## Заключение

В работе рассмотрены основные черты формирования сульфидного оруденения одной из интереснейших среди медно-никелевых провинций мира — Норильской провинции. Ее уникальность обусловлена прежде всего тем, что в пределах крупнейшей трапповой области Сибирской платформы лишь в этом районе проявились специфические магматические образования, с которыми связан привнос в верхние горизонты земной коры больших объемов рудного вещества. Эти магматические образования представлены экструзивными ультрабазитовыми лавами, сопряженными с базитовыми вулканитами, и дифференцированными интрузивами, содержащими ультрабазитовые горизонты, возникающие в результате дифференциации базитовых магматических расплавов.

В работе обосновывается принадлежность эффузивов и интрузивов к единой вулcano-плутонической ассоциации. Оба типа пород имеют много общих петрологических черт и обладают аномально высокими концентрациями рудогенных компонентов. Однако сульфидная минерализация связана только с дифференцированными интрузивами.

В Норильской провинции выделены три типа дифференцированных интрузивов, отличающихся различной насыщенностью сульфидами и особенностями стратификации. Интрузивы характеризуются постоянством совместного нахождения и определенной последовательностью внедрения.

В формировании различных типов интрузивов ведущая роль принадлежит процессам глубинной магматической дифференциации, в результате которой происходит разделение не только петрогенных компонентов, но и сульфидного вещества. Эти представления более убедительно объясняют возрастные и пространственные соотношения интрузивов, нежели предположения о их образовании из магматических расплавов, формирующихся при последовательном плавлении субстрата верхней мантии.

В концепции магматического происхождения медно-никелевых руд наименее разработанными являются вопросы, непосредственно связанные с выяснением условий рудообразования. Для понимания закономерностей формирования сульфидного оруденения, в том числе причин и условий образования крупных скоплений рудного вещества, весьма важным является представление о несмесиной сульфидной жидкости как основном структурно-химическом состоянии рудных компонентов в базитовой магме. Несмесиная сульфидная жидкость принимает участие во всем комплексе явлений, связанных с зарождением и существованием базитового расплава.

Впервые выявленная скрытая расслоенность сульфидного оруденения, как фундаментальное свойство магматических руд, доказывает, что изменение состава сульфидной жидкости определяется изменением параметров состояния сосуществующего силикатного расплава. Показано, что в сульфидно-силикатном расплаве на всех этапах происходит равновесный обмен компонентами между несмесиной сульфидной и силикатной жидкостями, зависящий от температуры и режима летучих компонентов магмы. Высказано предположение, что сульфидная жидкость является одним из основных факторов формирования расслоенности интрузивов.

Взаимосвязь процессов породо- и рудообразования определяет многообразие условий отложения магматических сульфидов. Это находит отражение прежде всего в чрезвычайном разнообразии минерального состава

руд. Выявлены следующие особенности минералогии медно-никелевых руд. На ранних этапах рудообразования парагенезисы магматических сульфидов включают весьма ограниченное число минеральных видов, и изменение условий минералообразования приводит к весьма широким вариациям в химическом составе каждого минерального вида. Формирование разнообразных по составу парагенезисов, в том числе ассоциаций платиновых минералов, многочисленных минералов редких и рассеянных элементов, происходит на заключительных этапах рудоотложения из остаточных расплавов.

Взаимосвязь процессов образования дифференцированных интрузивов и медно-никелевых руд обуславливает формирование рудопетрологической зональности месторождений и рудных полей.

## Литература

1. Батырева Н. Н. О первой находке касситерита и муассанита в норильских рудах.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1971 г. М., 1972.
2. Бегизов В. Д., Мещанкина В. И., Дубакина Л. С. Палладоарсенид — новый природный арсенид палладия из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 1.
3. Бегизов В. Д., Служеникин С. Ф. О составе некоторых платиновых минералов из северо-западного и северного участков Талнахского рудного узла.— В кн.: Геология, петрология и генезис медно-никелевых месторождений. М., 1976. (Тр. ЦНИГРИ; вып. 122)
4. Боровский И. Б., Деев А. Н., Марчукова И. Д. Применение метода локального рентгеноспектрального анализа к изучению минералов платиновой группы.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 6.
5. Будько И. А., Кулагов Э. А. Природный кубический халькопирит.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2.
6. Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных траповых интрузий Норильского района.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, вып. 2.
7. Васильев Ю. Р., Копенко В. Ф., Королюк В. Н. Акцессорные хромши-нелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района. Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1976, вып. 305.
8. Ваулин Л. Л., Суханова Е. Н. Октябрьское медно-никелевое месторождение.— Разв. и охр. недр., 1970, № 4.
9. Ваулин Л. Л., Седых Ю. Н., Крацов В. Ф., Нестеровский В. С. Никеленосность Норильско-Харавлахской рудной зоны.— Разв. и охр. недр, 1978, № 5.
10. Виленский А. М. Интрузивный магматизм верхне-палеозойской — нижне-мезозойской траповой формации Сибирской платформы. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1974.
11. Виноградов А. П. О веществе мантии.— В кн.: Тезисы докладов на Симпозиуме в области глубинных процессов. М.: Наука, 1960.
12. Виноградов А. П., Чупагин М. С., Гриненко В. А. Некоторые данные по изотопному составу серы в сульфидах.— Геохимия, 1957, № 3.
13. Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы сульфидов.— Геохимия, 1964, № 2.
14. Виноградова Р. А., Еремин Н. И., Крутов Г. А. Богатый кобальтом раммельсбергит из района Бу-Аз-зер.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1.
15. Воробьев Ю. К. Экспериментальное изучение минералов семейства халькопирита: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974.
16. Вьяльсов Л. Н. Спектры отражения рудных минералов. М., 1973.
17. Генкин А. Д. О закономерных сростаниях магнетита и пирротина.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1949, ч. 78, вып. 3.
18. Генкин А. Д. О виоларите из медно-никелевых сульфидных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 2.
19. Генкин А. Д. Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 6.
20. Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968.
21. Генкин А. Д., Васильева З. В., Яковлевская Т. А. Условия нахождения апатита в рудах Норильского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
22. Генкин А. Д., Звягинцев О. Е. Высокит, новый сульфид палладия и никеля.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, ч. 91, № 6.
23. Генкин А. Д., Журавлев Н. Н., Смирнова Е. М. Мончеит и котульскит — новые минералы и состав майчнерита.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, ч. 92, № 1.
24. Генкин А. Д., Басова Г. В. О тетрагональной ферроплатине из Норильского месторождения.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, 1965. Тр. Минерал. музея АН СССР. Вып. 16.
25. Генкин А. Д., Логинов В. П., Органинова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3.
26. Генкин А. Д., Журавлев Н. Н., Тро-

- нева Н. В., Муравьева И. В. Ирисит — новый сульфоарсенид иридия, родия, рутения и платины. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 6.
27. Генкин А. Д., Муравьева И. В., Тронева Н. В. Звягинцевит, природное интерметаллическое соединение палладия, платины, свинца и олова. — Геол. рудн. месторожд., 1966, т. 8, № 1.
  28. Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлуи Т. Н., Соболева С. В., Тронева Н. В. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите. — Геол. рудн. месторожд., 1966, № 1.
  29. Генкин А. Д., Вьяльсов Л. Н. О валлериите и макинавите и условиях их нахождения в рудах. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.
  30. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Тронева Н. В., Вьяльсов Л. Н. Полярит, Pd (Pb, Bi) — новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 6.
  31. Генкин А. Д., Тронева Н. В., Журавлев Н. Н. Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди — джерфшерита. — Геол. рудн. месторожд., 1969, № 5.
  32. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Вьяльсов Л. Н., Лапунтина И. П., Тронева Н. В. Плюмбоалладинит — Pd<sub>3</sub>Pb<sub>2</sub>, новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 5.
  33. Генкин А. Д., Гладышев Г. Д., Дистлер В. В., Филимонова А. А., Хитров В. Г. Закономерности распределения и формы нахождения элементов группы платины в рудах Норильских месторождений. — В кн.: Авторефераты сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1970 г. М., 1971.
  34. Генкин А. Д., Филимонова А. А., Лапунтина И. П. Первая находка алабандина в медно-никелевых сульфидных рудах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5.
  35. Генкин А. Д., Вьяльсов Л. Н., Евстигнеева Т. Л., Марчук И. Д. О мончеите и майчнерите из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 1.
  36. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Лапунтина И. П., Угасте Ю. Э. Первая находка фруидита (PdBi<sub>2</sub>) в СССР. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 5.
  37. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапунтина И. П., Филимонова А. А. К геохимии палладия в медно-никелевых рудах. — Геохимия, 1973, № 9.
  38. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Вьяльсов Л. Н., Лапунтина И. П., Тронева Н. В. Паоловит — Pd<sub>2</sub>Sn — новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
  39. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Тронева Н. В., Вьяльсов Л. Н. Маякит — Pd Ni As — новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 6.
  40. Генкин А. Д., Коваленкер В. А., Смирнов А. В., Муравицкая Г. Н. Особенности минерального состава норильских сульфидных вкрапленных руд и их генетическое значение. — Геол. рудн. месторожд., 1977, № 1.
  41. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапунтина И. П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования. — В кн.: Условия образования магматических месторождений. М.: Наука, 1979.
  42. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Гостеолтехиздат, 1959.
  43. Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
  44. Годлевский М. Н. Источники оруденения, связанные с траппами Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1967, т. 151.
  45. Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
  46. Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильских месторождений. — Сов. геол., 1963, № 1.
  47. Годлевский М. Н., Лихачев А. П., Чувикина Н. Г., Андронов А. Д. Гидротермальный синтез пентландита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5.
  48. Годлевский М. Н., Полушкина А. П., Степанов В. К. Моноклинные пироксены Талнахской дифференцированной интрузии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 5.
  49. Голубков В. С. Структурно-формационные зоны траппового магматизма Енисейской провинции. — Тр. НИИГА, 1967, т. 151.
  50. Гор Ю. Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. — Тр. НИИГА, 1965, т. 147.
  51. Горбачев Н. С., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского медно-никелевого месторождения (Норильский район) и некоторые вопросы его генезиса. — Геохимия, 1973, № 8.
  52. Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротинов различного генезиса. — Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
  53. Граменицкий Е. Н. Возрастные отношения магnezияльных и известковых скарнов при совместном распространении и особенности условий их образования. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1966, № 1.
  54. Грин Д., Рингуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
  55. Гриненко Л. Н. Изотопный состав

- серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросом его генезиса.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
56. Дистлер В. В., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Хитров В. Г., Лапутина И. П. Зональность медно-никелевых руд Талнахского и Октябрьского месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 2.
  57. Дистлер В. В., Лапутина И. П., Смирнов А. В., Балбин В. С. Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа Талнахского рудного поля.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений, Л.: Наука, 1975.
  58. Дистлер В. В., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н., Гроховская Т. Л. Новые данные о составе пироксенов расслоенных трапшových интрузий.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4.
  59. Дистлер В. В., Гроховская Т. Л., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н. Поведение никеля при кристаллизации сульфид-содержащих базальтовых магм.— В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977.
  60. Дистлер В. В., Малевский А. Ю., Лапутина И. П. Распределение платиноидов между пирротинем и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава.— Геохимия, 1977, № 11.
  61. Дистлер В. В., Смирнов А. В., Гроховская Т. Л., Филимонова А. А., Муравицкая Г. Н. Стратификация, скрытая расслоенность трапшových интрузий и условия образования сульфидного оруденения.— В кн.: Условия образования магматических месторождений. М.: Наука, 1979.
  62. Джитриева М. Т., Илюгин В. В. Кристаллическая структура джерфшериита.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5.
  63. Добровольская М. Г., Цепин А. И., Вьяльсов Л. Н., Лапутина И. П., Муравьева И. В., Басова Г. В., Беляевская Г. П. Об изоморфизме железа, никеля, меди в джерфшериите.— В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975.
  64. Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.— Тр. НИИГА, Л.: Недра, 1971, т. 167.
  65. Додин Д. А., Батуев Б. Н., Митенков Г. А., Изюитко В. М. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1971.
  66. Дюжииков О. А., Дистлер В. В., Федоренко В. А. Стратиформные медепроявления в вулканогенных породах севера Сибирской платформы.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 2.
  67. Евстигнеева Т. Л., Генкин А. Д., Трошева Н. В., Филимонова А. А., Цепин А. И. Шадлунит — новый сульфид меди, железа, свинца, марганца и кадмия из медно-никелевых руд.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 1.
  68. Евстигнеева Т. Л., Генкин А. Д., Коваленкер В. А. Новый висмутид палладия собольевскит и номенклатура минералов системы PdBi — PdTe — PdSb.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, ч. 104, вып. 5.
  69. Егоров В. Н., Султанова Е. Н. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы.— Разв. и охр. недр, 1963, № 1.
  70. Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. М.: Металлургия, 1966.
  71. Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапшových интрузий. М.: Наука, 1964.
  72. Золотухин В. В. О генезисе так называемых ликвационных медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных (об инфильтрационно-автоматоматической гипотезе).— Геол. и геофиз., 1971 № 9.
  73. Золотухин В. В. Вероятный механизм замещения силикатных пород сплошными сульфидами.— Геол. и геофиз., 1974, № 7.
  74. Золотухин В. В., Рябов В. В. К вопросу о механизме образования и форме Норильских дифференцированных интрузий в связи с проблемой пространства.— Геол. и геофиз., 1969, № 3.
  75. Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахского рудоносной дифференцированной трапшовой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975.
  76. Зонтов Н. С. Закономерности дифференциации сульфидных расплавов.— Сов. геол., 1958, № 6.
  77. Зонтов Н. С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения северного мыса горы Рудной (Норильский район).— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 5.
  78. Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Труды НИИГА, т. 167, Л.: Недра, 1971.
  79. Изюитко В. М., Вьяльсов Л. Н. Об ассоциации арсенидов и антимонидов никеля в рудах Талнахского месторождения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971.
  80. Кабри Л. Дж., Гудман Р. Г. Мессбауэровские спектры некоторых Cu—Fe сульфидов.— Геохимия, 1970, № 5.
  81. Кавардин Г. И., Митенков Г. А. Медно-никелевые руды Талнахского месторождения.— Тр. НИИГА, 1971, т. 167.
  82. Карпенков А. М. Минералогия и генезис сплошных сульфидных медно-никелевых руд Октябрьского место-

- рождения (Норильский район): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Л., 1974.
83. Карпенков А. М., Митенков Г. А., Рудашевский Н. С. Обогащенная железом разновидность халькопирита.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 5.
  84. Карпенков А. М., Митенков Г. А., Рудашевский Н. С., Соколова Н. Г., Шишкин Н. Н. Медьсодержащий троилит в рудах Октябрьского и Талнахского месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
  85. Коваленкер В. А. Минералогия и геохимия селена и теллура. М.: Наука, 1977.
  86. Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Вьяльсов Л. Н. О первой находке минералов ряда галенит-клаусталит в сульфидных медно-никелевых рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.
  87. Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Вьяльсов Л. Н., Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л. Минералы теллура в сульфидных медно-никелевых рудах Талнахского и Октябрьского месторождений (Норильский район).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 11.
  88. Коваленкер В. А., Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Лапутина И. П. Телларгалит — новый минерал палладия, серебра и теллура из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, с. 103, вып. 5.
  89. Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Вьяльсов Л. Н. Высокремнистый молібденит из медно-никелевых руд Талнахского месторождения.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 2.
  90. Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Евстигнеева Т. Л., Изюмко В. М. Талкусит,  $Cu_{3-x}Ti_2Fe_{1+x}S_4$  — новый сульфид таллия из медно-никелевых руд Талнахского месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 2.
  91. Коваленкер В. А., Евстигнеева Т. Л., Бегизов В. Д., Вьяльсов Л. Н., Смирнов А. В., Краковецкий Ю. К., Балбин В. С. Гаухекорнит из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения (первая находка в СССР).— В кн.: Новые данные о минералах СССР, 1977. (Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 26).
  92. Коваленкер В. А., Евстигнеева Т. Л., Бегизов В. Д. Мергит II — палладиевый минерал из экзоконтактных медистых руд Октябрьского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1978, № 2.
  93. Коваленкер В. А., Бегизов В. Д., Евстигнеева Т. Л., Тронева Н. В., Рябикин В. А. Масловит (PtBiTe) — новый минерал из Октябрьского медно-никелевого месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 3.
  94. Комарова М. З. Об интрузии гранитоидов в Норильском районе.— Геол. и геофиз., 1968, № 5.
  95. Комарова М. З., Люлько Т. П. О расчленении трапховых интрузий Норильского района.— Тр. НИИГА, 1967, т. 151.
  96. Конев А. А. Афонин В. П., Перфильева Л. В., Ущановская З. Ф. Джерфшерит из скарнов Тажерана.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972.
  97. Короваков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К. Происхождение Норильских трапховых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
  98. Котульский В. К. Об эффузивных породах в Норильском районе.— Бюл. Бюро техн. инф. Норильского комбината, 1943, № 2.
  99. Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений.— Докл. АН СССР, 1946, т. 51, № 5.
  100. Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений.— Сов. геол., 1948, № 29.
  101. Крацев В. Ф. Некоторые вопросы геологической структуры Талнахского рудного узла.— В кн.: Северо-Сибирский никеленосный регион. Л., 1973.
  102. Крацев В. Ф., Седых Ю. Н., Гор Ю. Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971, (Тр. НИИГА; Т. 167).
  103. Кулагов Э. А., Изюмко В. М., Митенков Г. А. Хизлеудит в сульфидных медно-никелевых рудах Талнахского месторождения.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4.
  104. Кулагов Э. А., Евстигнеева Т. Л., Юшко-Зазарова О. Е. Новый сульфид никеля — годлевскит.— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 3.
  105. Лапутина И. П., Генкин А. Д. О минералах ряда брэггит-высоцит.— В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975.
  106. Лихачев А. П. Об условиях образования пентландита.— Геохимия, 1972, № 9.
  107. Лихачев А. П. Экспериментальное исследование парагенезисов системы  $Cu-Fe-S$ .— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука, 1973.
  108. Лихачев А. П., Стрижов В. П. Об изменении изотопного состава серы сульфидных руд медно-никелевых месторождений при нагреве и гидротермальном перетолжении.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, вып. 3.
  109. Люлько В. А. Геолого-структурные условия формирования дифференцированных никеленосных интрузий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М., 1975.
  110. Маракушев А. А. Петрохимическая классификация изверженных и метаморфических пород.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 3.
  111. Масленицкий И. Н., Фалеев П. В.,

- Искюль Е. В.* Оловосодержащие минералы платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 6.
112. *Маслов Г. Д.* Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры.— В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1963, I, II.
113. *Мичеева-Стефанова И.* Междинни членове от тройната система  $FeS_2-NiS_2-CoS_2$  в находищата тип седмочисленци.— Изв. на геол. ин-т. Сер. геохим., минер. и петрогр., 1971, кн. XX.
114. *Митенков Г. А., Будько И. А., Михайлова В. А., Карпенков А. М., Шишкин Н. Н.* Медистый пентландит в рудах Талнахского месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 6.
115. *Митенков Г. А., Шишкин Н. Н., Михайлова В. А., Карпенков А. М., Сидоров А. Ф., Рудашевский Н. С.* Новые данные о пентландите.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука, 1973.
116. *Митенков Г. А., Шишкин Н. Н., Михайлова В. А., Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф., Карпенков А. М.* Пентландит из сплошных пирротиновых руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Норильский рудный район).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 2.
117. *Михеев В. И., Калинин А. И., Сальдау Е. П.* Рентгенометрическое изучение норильской платины.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1961, т. 38, вып. 2.
118. *Муравьева И. В., Евстигнеева Т. Л., Филимонова А. А., Малов В. С.* Первая находка монокита в медно-никелевых рудах Октябрьского месторождения (Норильский район).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3.
119. *Немененок Т. И., Нестеровский В. С.* Эксплозии трапшов, их связь с медно-никелевым и железорудным оруденением.— В кн.: Трапшы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971.
120. *Ольшанский Я. И.* Растворимость  $FeS$  в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки  $CaO, MgO, Al_2O_3$ .— Тр. ГИН АН СССР, 1951, вып. 137, № 40.
121. *Органова Н. И., Генкин А. Д., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Кузьмина О. В.* Точилинит — новый сульфид-гидроокисел железа и магния.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 4.
122. *Органова Н. И., Генкин А. Д., Дмитрик А. Л., Евстигнеева Т. Л., Лапутина И. П.* О структурных особенностях и изоморфизме минералов группы валлериита.— В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975.
123. *Островский И. А., Изаревский И. А., Бокий Г. Б., Горшков Г. П.* Термодинамика некоторых окисных и сульфидных соединений при очень высоких давлениях и температурах (к проблеме глубинности источников оруденения).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 6.
124. *Попова Г. Б., Ершов В. В.* Физико-химические условия кристаллизации сплошных руд сульфидных медно-никелевых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 1.
125. *Разин Л. В., Гомонова А. И., Быков В. П., Мещанкина В. И.* Новый природный интерметаллид золота, меди и палладия из руд Талнахского месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 1.
126. *Разин Л. В., Юркина К. О.* О составе золотой минерализации Норильского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
127. *Разин Л. В., Бегизов В. Д.* Золото-серебряная минерализация Талнахского и Октябрьского месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6.
128. *Разин Л. В., Бегизов В. Д., Мещанкина В. И.* Материалы к минералогии платиновых металлов Талнахского месторождения.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1973, вып. 108.
129. *Разин Л. В., Дубакина Л. С.* Первые находки арсеноантимонидов и арсеностаннидов палладия в платиновых месторождениях Советского Союза.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 5.
130. *Разин Л. В., Дубакина Л. С., Дубинчук В. Т.* Ромбический станид палладия, меди и платины из медно-никелевых сульфидных руд норильского типа.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 2.
131. *Рудашевский Н. С., Макаров В. Н., Медведева Э. М., Баллах В. В., Пермяков Ю. И., Митенков Г. А., Карпенков А. М., Будько И. А., Шишкин Н. Н.* Урванцевит,  $Pd(Vi, Pb)_2$  — новый минерал в системе  $Pd-Vi-Pb$  Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 5.
132. *Рябов В. В.* Плагноклаз и пироксен как показатели дифференциации трапшов интрузий.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.
133. *Рябчиков И. Д.* О летучестях серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 4.
134. *Смирнов М. Ф.* Строение Норильских интрузий и генетические типы их сульфидных руд. Л.: Недра, 1966.
135. *Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В.* Особенности состава хромпшинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии.— Геол. и геофиз., 1975, № 11.
136. *Соколова М. Н., Добровольская М. Г., Органова Н. И., Казакова М. Е., Васильева Г. Л.* О находке и распространения джерфшиерита в пегматитах Хибинского массива.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.
137. *Старицына Г. Н., Тамановская Ю. И.* Основные этапы развития трапшового магматизма Енисейской рудной

- провинции.— Тр. НИИГА, 1967, т. 151.
138. Степанов В. К. Породообразующие минералы Талнахской интрузии и анализ их парагенезисов с разработкой критериев рудоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук., М., 1975.
  139. Суханова Е. Н. О некоторых факторах, определяющих рудоносность интрузивов норильского типа, имеющих значение при поисках медно-никелевых руд.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 1.
  140. Суханова Е. Н. Особенности строения залежей сплошных сульфидов в медно-никелевых месторождениях.— Разв. и охр. недр., 1964, № 4.
  141. Тарасов А. В. О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел.— В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976.
  142. Тарасов А. В. Структура и зональность Норильского рудного узла.— Геол. рудн. месторожд., 1977, № 6.
  143. Туроцев Д. М. Условия формирования фации дифференцированных интрузий на Талнахском месторождении (Норильский район).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
  144. Урванцев Н. Н. О принципах стратиграфического расчленения эффузивного комплекса Сибирской платформы.— Тр. НИИГА, 1961, т. 125.
  145. Урванцев Н. Н. Генетические особенности медно-никелевых месторождений Норильска, как критерий для поисков богатых руд этого типа в Енисейской никеленосной провинции.— В кн. Геология и полезные ископаемые Норильского района: Материалы II Норил. геол. конф. Норильск. 1971.
  146. Урванцев Н. Н. Северо-Сибирская никеленосная область.— Геол. и геофиз., 1974, № 3.
  147. Урванцев Н. Н., Старицкая Г. Н., Томаиновская Ю. И. Геологические основы классификации пород трапповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Л., 1971.
  148. Уэйджер Д., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир., 1970.
  149. Филлимонова А. А., Басова Г. В., Ермилов В. В., Муравицкая Г. Н. Пирротины из сплошных медно-никелевых руд. Комсомольского рудника (Норильский район).— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1971 г., 1972.
  150. Филлимонова А. А., Муравьева И. В., Евстигнеева Т. Л. Минералы группы халькопирита в медно-никелевых рудах Норильских месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 5.
  151. Хансен М., Андерко К. Структуры двойных сплавов. М.: Metallurgizdat, 1962.
  152. Хейкер Д. М., Жданов Г. С., Журавлев Н. Н. Структура сверхпроводников. Рентгенографическое исследование структуры  $BiPd$ .— ЖЭТФ, 1953, т. 25, № 5.
  153. Чернышев Н. М., Буковшин В. В. Молибденит из сульфидных медно-никелевых руд и рудопроявлений Воронежского кристаллического массива.— Тр. Воронеж. ун-та, 1968, вып. 66.
  154. Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлова В. А., Карпенков А. М. О пентландите из сплошных руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Талнахский рудный узел).— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 2.
  155. Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлова В. А., Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф., Карпенков А. М., Кондратьев А. В., Будько И. А. Богатая серебром разновидность пентландита.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 2.
  156. Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлова В. А., Рудашевский Н. С., Будько И. А., Соколова Н. Г. Пирротины сплошных руд Талнахского и Октябрьского месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 2.
  157. Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлова В. А., Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф. Элементы-примеси — никель, кобальт и медь в пирротине сплошных руд месторождений Талнахского рудного узла.— Геохимия, 1974, № 1.
  158. Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов.— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965.
  159. Юдина В. В. Магнезиальные и известковые скарны и скарноподы Талнахского рудного поля.— Тр. ЦНИГРИ, 1973, вып. 108.
  160. Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М.: Наука, 1964.
  161. Юшко-Захарова О. Е., Черняев А. А. Висмутид палладия из мончегорских руд.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 1.
  162. Юшко-Захарова О. Е., Черняев Л. А. Состав и свойства нигглита из медно-никелевых руд Мончегорского месторождения.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 5.
  163. Юшко-Захарова О. Е., Черняев Л. А. О форме вхождения палладия в состав медно-никелевых руд Талнаха.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, сер. 2, ч. 96, вып. 4.
  164. Юшко-Захарова О. Е., Авдонин А. С., Бывов В. П., Кулагов Э. А., Лебедева С. И., Черняев Л. А., Юркина К. В. О составе платиновых минералов в медно-никелевых рудах Талнахского и Норильского месторождений.— В кн.: Минералогические исследования. М., 1972, вып. 2.
  165. Юшко-Захарова О. Е., Малевский А. Ю., Лебедева С. И., Дубакина Л. С.

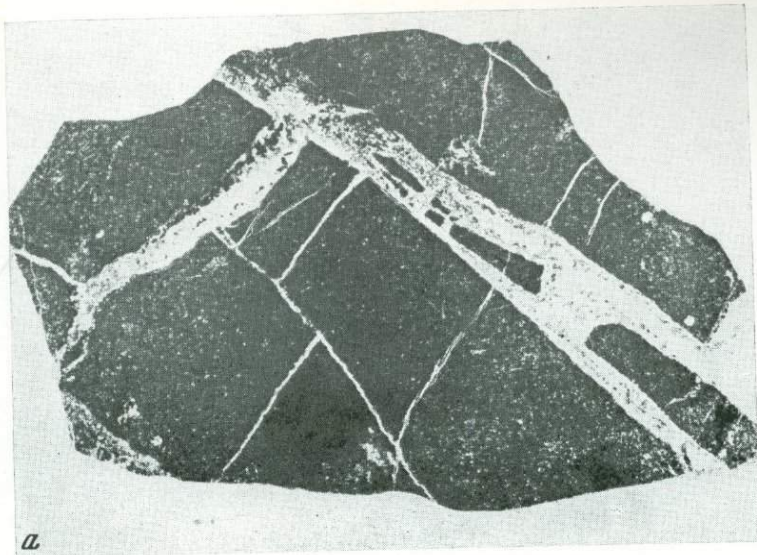
- Систематика и свойства природных интерметаллических соединений палладия и платины с оловом, свинцом и медью.— В кн.: Исследование в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М., 1973.
166. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд. Л.: Наука, 1974.
  167. Adam H. R. Notes on platinum group minerals from Rustenburg and Potgietersrust Districts, Transvaal.— Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1931, vol. 33.
  168. Anderson A. T. The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas, Tristan da Cunha.— Amer. J. Sci., 1968, vol. 226, N 8.
  169. Arnold R. G. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743° C.— Econ. Geol., 1962, v. 57, N 1.
  170. Arnold R. G. Pyrrhotite phase relations below  $304 \pm 6^\circ$  C at 1 atm total pressure.— Econ. Geol., 1969, v. 64, N 4.
  171. Bannister F. A., Hey M. H. Determination of minerals in platinum concentrates from The Transvaal by X-ray methods.— Miner. Mag., 1932, v. 23, N 138.
  172. Batt A. P. Nickel distribution in hexagonal and monoclinic pyrrhotite.— Canad. Miner., 1972, v. 11, part 4.
  173. Cabri L. J. A new copper-iron sulfide.— Econ. Geol., 1967, v. 62, N 7.
  174. Cabri L. J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S system.— Econ. Geol., 1973, v. 68, N 4.
  175. Cabri L. J. Glossary of Platinum group minerals.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 7.
  176. Cabri L. J., Traill R. J. New palladium minerals from Noril'sk, Western Siberia.— Canad. Miner., 1966, v. 8, part 5.
  177. Cabri L. J., Harris D. C. New compositional data for talnakhite— $\text{Cu}_{18}(\text{Fe}, \text{Ni})_{16}\text{S}_{32}$ .— Econ. Geol., 1971, v. 66, N 4.
  178. Cabri L. J., Hall S. R. Mooihoekite and haycockite, two new copper-iron sulfides and their relationship to chalcopyrite and talnakhite.— Amer. Miner., 1972, v. 57, N 5, 6.
  179. Cabri L. J., Harris D. C., Gait R. I. Michenerite ( $\text{PdBiTe}$ ) redefined and froodite ( $\text{PdBi}_2$ ) confirmed from the Sudbury area.— Canad. Miner., 1973, v. 11, part 5.
  180. Cabri L. J., Pickwick K. M. A complex bismuthian palladium telluride intergrowth from the Stillwater complex, Montana.— Econ. Geol., 1974, v. 69, N 2.
  181. Cabri L. J., Feather C. E. Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys.— Canad. Miner., 1975, v. 13, part 1.
  182. Cabri L. J., Laflamme J. H. G., Stewart J. M., Rowland J. F., Chen T. T. New data on some palladium arsenides and antimonides.— Canad. Miner., 1975, v. 13, part 3.
  183. Cabri L. J., Chen T. T. Stibiopalladinite from the type locality.— Amer. Miner., 1976, v. 61, N 11/12.
  184. Cabri L. J., Laflamme J. H. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 7.
  185. Cabri L. J., Rosenzweig A., Pinch W. W., Laflamme J. H. G., Stewart J. M., Szymanski J. T. Platinum-group minerals from Onverwacht.— Canad. Miner., 1977, v. 15, part 3.
  186. Cameron E. N. Composition of certain co-existing phases in the eastern part of Bushveld complex.— In: Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered intrusions. Spec. publ. Geol. Soc. S. Afr., 1970.
  187. Cameron E. N., Desborough G. A. Occurrence and characteristics of chromite deposits— eastern Bushveld Complex.— Econ. Geol., 1969, N 4.
  188. Chamberlain J. A., McLeod C. R., Trail R. J., Lachange G. R. Native metals in the Muscox intrusion.— Canad. J. Earth Sci., 1965, v. 2, N 3.
  189. Cheney E. S., Lange J. M. Evidence for sulfurization and the origin of some Sudbury type ores.— Mineral. Deposita, 1967, v. 2, N 2.
  190. Childs J. D., Hall S. R. The crystal structure of braggite, (Pt, Pd, Ni)S.— Acta crystallogr., 1973, v. 29, N 7.
  191. Clarke A. M., Criddle A. F., Fejer E. E. Palladium arsenides-antimonides from Itabira, Minas Gerais, Brazil.— Miner. Mag., 1974, v. 39, N 305.
  192. Clark T., Naldrett A. J. The distribution of Fe and Ni between synthetic olivine and sulfide at 900° C.— Econ. Geol. 1972, v. 67, N 7.
  193. Clarke D. B., Pe G. G., MacKay R. M., Gill K. B., O'Hara M. J., Gard J. A. A new potassium-iron-nickel sulphide from a nodule in kimberlite.— Earth Planet. and Sci. Lett., 1977, v. 35, N 3.
  194. Cooper R. A. A new platinum mineral.— J. Chem. Metallurg. Min. Soc. S. Afr., 1928, v. 28.
  195. Craig J. R. Violarite stability relations.— Amer. Miner., 1971, v. 56, N 7, 8.
  196. Craig J. R. Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273-A.
  197. Craig J. R., Kullerud G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits.— In: Magmatic ore deposits.— Econ. Geol., 1969, N 4.
  198. Desborough G. A., Carpenter R. H. Phase relations of pyrrhotite.— Econ. Geol., 1965, v. 60, N 7.
  199. Desborough G. A., Finney J. J., Leonard B. F. Mertieite, a new palladium mineral from Goodnews Bay, Alaska.— Amer. Miner., 1973, v. 58, N 1, 2.
  200. Donnay G., Kullerud G. High-tempe-

- rature chalcopyrite. Carnegie Inst. Wash. Year Book 57, 1958.
201. *El Goresy A., Grogler N., Ottemann W. J.* Djerfisherite composition in Bishopvill, Peno Blanca Springs, St. Marks and Toluca meteorites.— *Chem. Erde*, 1971, Bd. 30, H 1—4.
  202. *Evans B. W.* The nickel partition geothermometer applied to the prehistoric Makaopuhi Lava Lake, Hawaii.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 3.
  203. *Evans H. T., Allmann R.* The crystal structure and crystal chemistry of valleriite.— *Z. Kristallogr.*, 1968, Bd. 127, H. 1—4.
  204. *Fuchs L. H.* Djerfisherite, alkali copper-iron sulfide—a new mineral from enstatite chondrites.— *Science*, 1966, v. 153, N 3752.
  205. *Gait R. J., Harris D. C.* Hauchecornite—antimonian, arsenian and tellurian varieties.— *Canad. Miner.*, 1972, v. 11, part 4.
  206. *Gasparrini E. F., Hiemstra S. A.* Palovite (Pd<sub>2</sub>Sn) from the Atok Mine in the Merensky Reef.— *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1975, v. 78, part 1.
  207. *Graterol M., Naldrett A. J.* Mineralogy of the Marbridge N 3 and N 4 nickel-iron sulfide deposits.— *Econ. Geol.*, 1971, v. 66, N 6.
  208. *Grønvoold F., Haraldsen H.* On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe<sub>1-x</sub>S).— *Acta chem. scand.*, 1952, v. 6.
  209. *Grønvoold F., Røst R.* On the sulfides, selenides and tellurides of palladium.— *Acta chem. scand.*, 1956, v. 10, N 10.
  210. *Groeneveld Meijer W. O. J.* Niggliite, a monotelluride of platinum?— *Amer. Miner.*, 1955, v. 40, N 7/8.
  211. *Häkli T. A.* Distribution of nickel between the silicate and sulphides phases in some basic intrusions in Finland.— *Bull. Com. geol. Finl.*, 1963, N 209.
  212. *Häkli T. A.* An attempt to apply the Makaopuhi nickel fractionation data to the temperature determination of a basic intrusive.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 33, N 4.
  213. *Häkli T. A., Wright T. L.* The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 5.
  214. *Hall S. R.* The crystal structure of the chalcopyrite series.— *Canad. Miner.*, 1975, v. 13, part 2.
  215. *Hall S. R., Gabe E. J.* The crystal structure of talnakhite, Cu<sub>12</sub>Fe<sub>16</sub>S<sub>32</sub>.— *Amer. Miner.*, 1972, v. 57, N 3/4.
  216. *Hall S. R., Rowland J. F.* The crystal structure of synthetic mooihoeite, Cu<sub>9</sub>Fe<sub>6</sub>S<sub>16</sub>.— *Acta crystallogr.*, 1973, v. 29, part 11.
  217. *Hall S. R., Stewart J. M.* The crystal structure refinement of chalcopyrite CuFeS<sub>2</sub>.— *Acta crystallogr.*, 1973, v. 29 B, part 3.
  218. *Hall S. R., Stewart J. M.* The crystal structure of argentine pentlandite (Fe, Ni)<sub>8</sub>AgS<sub>8</sub> compared with the refined structure of pentlandite (Fe, Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>.— *Canad. Miner.*, 1973, v. 12, part 3.
  219. *Harris D. C., Cabri L. J., Stewart J. M.* Valleriite-type mineral from Norilsk, Western Siberia.— *Amer. Miner.*, 1970, v. 55, N 11, 12.
  220. *Harris D. C., Nickel E. H.* Pentlandite compositions and associations in some mineral deposits.— *Canad. Miner.*, 1972, v. 11, part 4.
  221. *Haughton D. R., Roeder P. L., Skinner B. I.* Solubility of sulfur in mafic magmas.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, N 4.
  222. *Hawley J. E.* The Sudbury ores: their mineralogy and origin.— *Canad. Miner.*, 1962, v. 7, part 1.
  223. *Hawley J. E.* Upside—down zoning of Frood Sudbury, Ontario.— *Econ. Geol.*, 1965, v. 60, N 3.
  224. *Hawley J. E., Berry J. G.* Michenerite and froodite, palladium bismuthide minerals.— *Canad. Miner.*, 1958, v. 6, part 2.
  225. *Hill R., Roeder P.* The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, N 6.
  226. *Hiller J. E., Probsthain K.* Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies.— *Z. Kristallogr.*, 1956, Bd. 108, H. 1, 2.
  227. *Hoffman E., MacLean W. H.* Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd—Bi—Te system.— *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, N 7.
  228. *Hudson D. R., Groves D. I.* The composition of violarite coexisting with vaesite, pyrite and millerite.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, N 8.
  229. *Huhma M., Vuorelainen I., Häkli T. A., Papunen H.* Haapalaite, a new nickel-iron sulfide of the valleriite type from East Finland.— *Bull. geol. Soc. Finland*, 1973, v. 45, N 1.
  230. *Irvine T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, v. 4, N 1.
  231. *Jackson E. D.* Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1961, N 358.
  232. *van Groos Kaster.* The origin of sulfide deposits: petrographic evidence for liquid immiscibility between silicate magmas and sulfide metls.— *Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 4.
  233. *Kingston G. A.* The occurrence of platinoid bismuthotellurides in the Merensky Reef at Rustenburg platinum mine in the Western Bushveld.— *Miner. Mag.*, 1966, v. 35, N 274.
  234. *Knight J. R., Rhys D. W.* The systems palladium-indium and palladium-tin.— *J. Less-Common. Metals*, 1959, v. 1, N 4.
  235. *Knop O., Ibrahim M.* Chalcogenides of the transition elements. II. Existence of the π-phase in the M<sub>9</sub>S<sub>8</sub> section of the Fe—Co—Ni—S.— *Canad. J. Chem.*, 1961, v. 39, N 2.
  236. *Knop O., Ibrahim M., Sutarno.* Chalcogenides of the transition elements. IV. Pentlandite, a natural π-phase.—

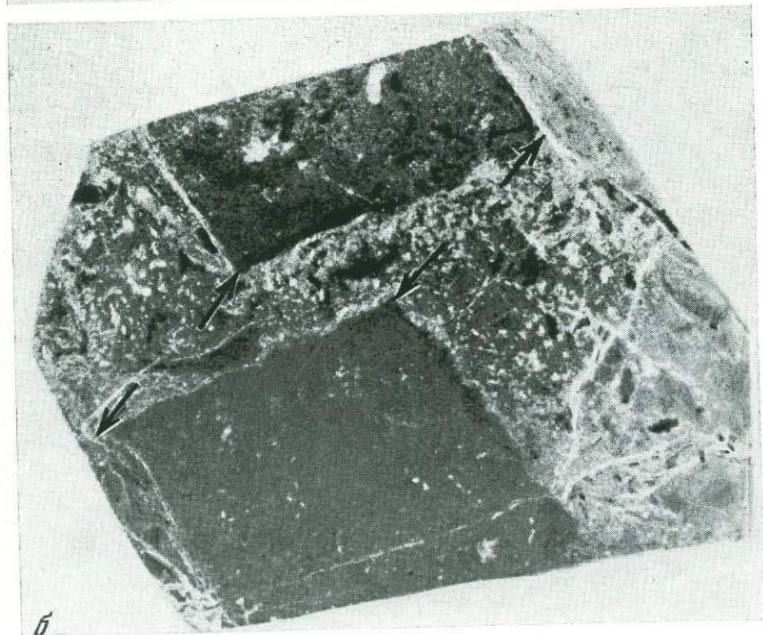
- Canad. Miner., 1965, v. 8, part 3.
237. *Kullerud G., Donnay G.* Chalcopyrite solid solution.—Carnegie Inst. Wash., Year Book 69, 1970.
  238. *Lindgren W., Davy W. M.* Nickel ores from Key West Mine, Nevada.—Econ. Geol., 1924, v. 19, N 4.
  239. *Lindqvist M., Lundqvist D., Westgren A.* The crystal structure of  $\text{Co}_9\text{S}_8$  and of pentlandite  $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$ .—Sven. kem. tidskr., 1936, v. 48.
  240. *Lundkvist D.* X-ray studies on the ternary system Fe—Ni—S.—Ark. kemi miner. och geol., 1947, v. 24A, N 22.
  241. *MacLean W. H., Cabri L. J., Gill I. E.* Exsolution products in heated chalcopyrite.—Canad. J. Earth Sci., 1972, v. 9, N 10.
  242. *MacLean W. H., Shimazaki H.* The partition of Co, Ni, Cu and Zn between sulfide and silicate liquids.—Econ. Geol., 1976, v. 71, N 6.
  243. *Mariiko T., Imai N., Shiga Y.* A new occurrence of argentic pentlandite from the Kamaishi mine, Iwate Prefecture, Japan.—Mining Geol., 1973, vol. 23, N 5.
  244. *Merwin H. E., Lombard R. H.* The system Cu—Fe—S.—Econ. Geol., 1937, v. 32, N 2.
  245. *Mihalik P., Hiemstra S. A., Devilieris J. P. R.* Rustenburgite and atokite, two new platinum-group minerals from the Merensky Reef, Bushveld Igneous Complex.—Canad. Miner., 1975, v. 13, part 1.
  246. *Misra K. C., Fleet M. E.* The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages. Econ. Geol., 1973, v. 68, N 4.
  247. *Nakazawa H., Morimoto N., Watanabe E.* Direct observation of metal vacancies by high-resolution electron microscopy. Part 1. 4C type pyrrhotite  $(\text{Fe}_7\text{S}_8)$ .—Amer. Miner., 1975, v. 60, N 5/6.
  248. *Naldrett A. J.* A portion of the system Fe—S—O between 900 and 1080°C and its application to sulfide ore magmas.—J. Petrol., 1969, v. 10, N 2.
  249. *Naldrett A. J.* Nickel sulfide deposits — their classification and genesis with special emphasis on deposits of volcanic association.—Canad. Mining Metall. Bull., 1973, v. 66, N 739.
  250. *Naldrett A. J., Craig J. R., Kullerud G.* The central portion of the Fe—Ni—S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores.—Econ. Geol., 1967, v. 62, N 6.
  251. *Naldrett A. J., Kullerud G.* A study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury district, Ontario.—J. Petrol., 1967, v. 8, N 3.
  252. *Naldrett A. J., Bray J. G., Gasparini E. L., Podolsky T., Rucklidge J. C.* Cryptic variation and the petrology of the Sudbury Nickel Irruptive.—Econ. Geol., 1970, v. 65, N 2.
  253. *Naldrett A. J., Gasparini E., Buchanan R., Muir J. E.* Godlevskite ( $\beta\text{-Ni}_7\text{S}_8$ ) from the Texmont Mine, Ontario.—Canad. Miner., 1972, v. 11, part 4.
  254. *Naldrett A. J., Cabri L. J.* Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements.—Econ. Geol., 1976, v. 71, N 7.
  255. *Nickel E. H.* Violarite — a key mineral in the supergene alteration of nickel sulfide ores. Australas. Inst. Min. Met. Conf. Ser., N 2, Pap., 1973.
  256. *Nickel E. H., Ross J. R., Thornber M. R.* The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia.—Econ. Geol., 1974, v. 69, N 1.
  257. *Nowotny H., Schubert K., Dettinger U.* Zur Kenntnis des Aufbaus und der Kristallchemie einiger Edelmetallsysteme Palladium—Blei, Palladium—Zinn, Iridium—Zinn, Rhodium—Zinn, Platin—Blei.—Z. Metallk., 1946, Bd. 1, H. 4/5.
  258. *Oen I. S., Burke E. A., Kieft C., Westerhof A. B.* Ni-arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe, Co)-rich gersdorffite in Cr-Ni ores from Malaga Province, Spain.—Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1971, Bd. 115, H. 2.
  259. *Page N. J.* Pentlandite and pyrrhotite from the Stillwater Complex, Montana iron-nickel ratios as a function of associated minerals.—Econ. Geol., 1973, N 6.
  260. *Papunen H.* Sulfide mineralogy of the Kotalahti and Hitura nickel-copper ores. Finland Ann. Acad. Sci. fenn., 1970, ser. A, III.
  261. *Petruk W., Harris D. C., Stewart J. M.* The silver-arsenide deposit of the Cobalt Gowganda Region, Ontario.—Canad. Miner., 1971, v. 11, part 1.
  262. *Phillipotts A. R.* Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic, alkaline magma.—Lithos, 1972, v. 5, N 1.
  263. *Rajamani V.* Distribution of iron, cobalt, nickel between synthetic sulfide and orthopyroxene at 900°C.—Econ. Geol., 1976, v. 71, N 4.
  264. *Ramdohr P.* Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1960.
  265. *Roseboom E. H., Kullerud G.* The solidus in the system Cu—Fe—S between 400 and 800°C.—Carnegie Inst. Wash., Year Book N 57, 1958.
  266. *Rowland J. F., Hall S. R.* Haycockite,  $\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$ : a super-structure in the chalcopyrite series.—Acta crystallogr., 1975, v. 31 B, pt. 8.
  267. *Rucklidge J. C.* Electron microprobe investigations of platinum metal minerals from Ontario.—Can. Mineral., 1969, v. 9, part 5.
  268. *Saini G. S., Calvert L. D., Heyding R. D., Taylor J. B.* Arsenides of transition metals.—Canad. J. Chem., 1964, v. 42, N 3.
  269. *Schlegel H., Schüller A.* Die Schmelz und Kristallisationsgleichgewichte in System Kupfer—Eisen—Schwefel und ihre Bedeutung für die Kupfergewin-

- nung.—Freiberger Forschungsh. Reihe B, 1952, H. 2.
270. *Scholtz D. L.* The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland.—*Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1936, v. 39.
  271. *Scott S. D., Gasparini E.* Argentinian pentlandite,  $(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{AgS}_8$  from Bird River, Manitoba.—*Canad. Miner.*, 1973, v. 12, part 3.
  272. *Shewman R. W., Clark L. A.* Pentlandite phase relation in the Fe—Ni—S system and notes on the monosulfide solid solution.—*Canad. J. Earth Sciences*, 1970, v. 7, N 1.
  273. *Shima H., Naldrett A. J.* Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe—S—O.—*Econ. Geol.*, 1975, v. 70, N 5.
  274. *Short M. N., Shannon E. V.* Violarite and other rare nickel sulphides.—*Amer. Miner.*, 1930, v. 15, N 1.
  275. *Skinner B. J., Peck D. L.* An immiscible sulfide melt from Hawaii.—In: *Magmatic Ore Deposits*. *Econ. Geol.*, 1969, N 4.
  276. *Stumpfl E. F.* Some new platinoid-rich minerals, identified with the electron micro-analyser.—*Miner. Mag.*, 1961, v. 32, N 254.
  277. *Stumpfl E. F., Clark A. M.* Hollingworthite, a new rhodium mineral identified by electronprobe micro-analysis.—*Amer. Miner.*, 1965, v. 50, N 7—8.
  278. *Stumpfl E. F., Tarkian M.* Vincentite, a new palladium mineral from southeast Borneo.—*Miner. Mag.*, 1974, v. 39, N 305.
  279. *Takashi K., Shigeru N.* Solubility of sulfur in some magmas at 1 atmosphere. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, N 4.
  280. *Tarkian M., Stumpfl E. F.* Platinum mineralogy of the Drickop Mine, South Africa.—*Min. deposita*, 1975, v. 10, N 1.
  281. *Taylor L. A.* Low temperature phase relations in the Fe—S system.—*Carnegie Inst. Wash., Year Book N 68*, 1970.
  282. *Toulmin P., Barton P. B.* A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, v. 28, N 5.
  283. *Uytendogaardt W.* Tables for microscopic identification of ore minerals. Princeton, USA. 1951.
  284. *Vaughan D. J., Schwartz E. J., Owens D. R.* Pyrrhotites from the Strathcona Mine, Sudbury, Canada: a thermomagnetic and mineralogical study.—*Econ. Geol.*, 1971, v. 66, N 8.
  285. *Vogt J. H.* The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks.—*Skr. Vienskapsels, Kristiania*, 1924, v. 2, N 15.
  286. *Vorma A.* Pyrrhotite-troilite intergrowth from Luikonlahti copper deposit, Eastern Finland.—*Bull. Geol. Soc. Finland*, 1970, N 42.
  287. *Vuorelainen J., Häkli T. A., Papunen H.* Argentinian pentlandite from some Finnish sulfide deposits.—*Amer. Miner.*, 1972, v. 57, N 1.
  288. *Wagner P. A.* The platinum deposits and mines of South Africa. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1929.
  289. *Westland A. D., Beamish F. E.* Native palladium from Columbia.—*Canad. Miner.*, 1961, v. 6, part 5.
  290. *Yund R. A., Kullerud G.* Thermal stability of assemblages in the Cu—Fe—S system.—*J. Petrol.*, 1966, v. 7, N 3.

# ТАБЛИЦЫ I—XXIV



*a*

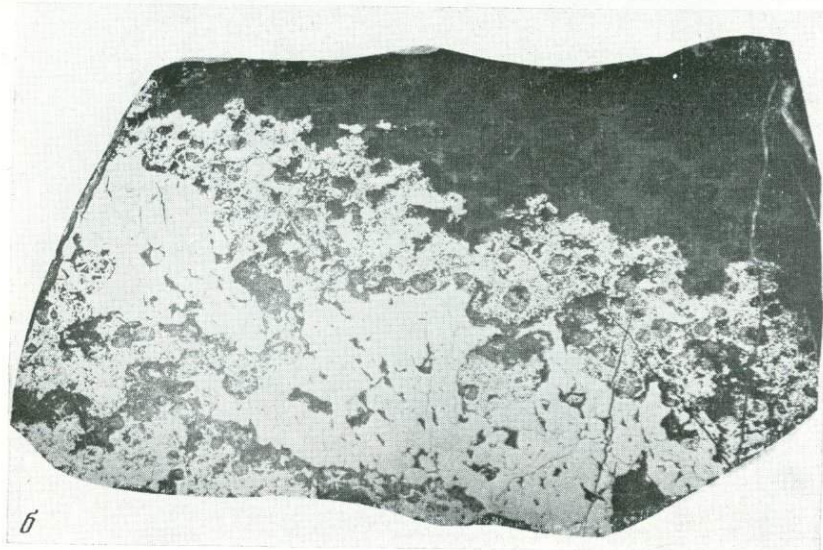


*б*

### Таблица I

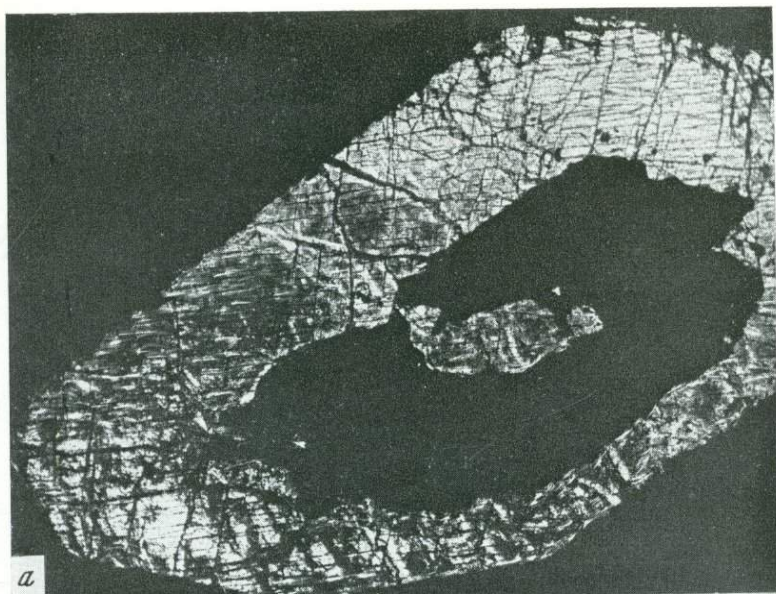
- a* — обломки контактовых габбро-долеритов в прожилке сплошных сульфидов, полир. штуф,  $\frac{1}{3}$  натур. вел.;
- б* — прямолинейные контакты жил сплошных сульфидов (светлое) в оливинном габбро-долерите (темное), в контактах наблюдается увеличение количества магнетита (серое); формирование жильной полости происходит в результате раздвигания габбро-долерита (показано стрелками), полир. штуф,  $\frac{3}{4}$  натур. вел.

$\frac{1}{4}$  Сульфидные руды

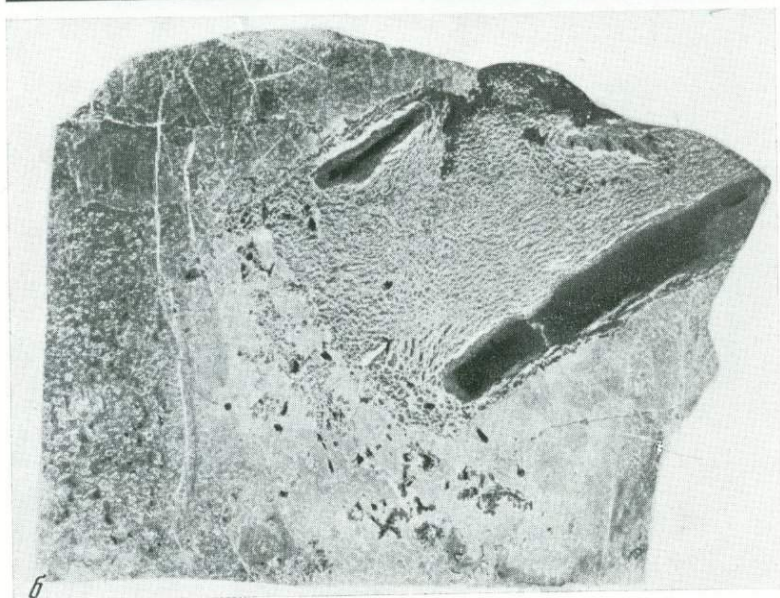


## Таблица II

- а — каплевидные выделения сульфидов (черное) в перекристаллизованных пироксеновых роговиках, прозр. шлиф, увел. 15, без анализатора;
- б — унаследованная пятнистая текстура при замещении сульфидами (светлое) хлорит-полевошпатовых роговиков (серое), полир. штупф, натур. вел.;
- в — переплавленные кварц-полевошпатовые породы с графическими структурами на контакте с массивными сульфидами (черное), прозр. шлиф, увел. 15, с анализатором.



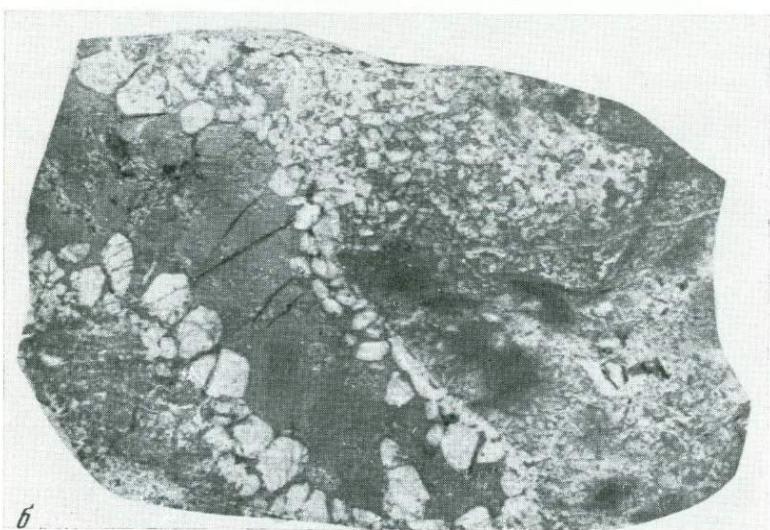
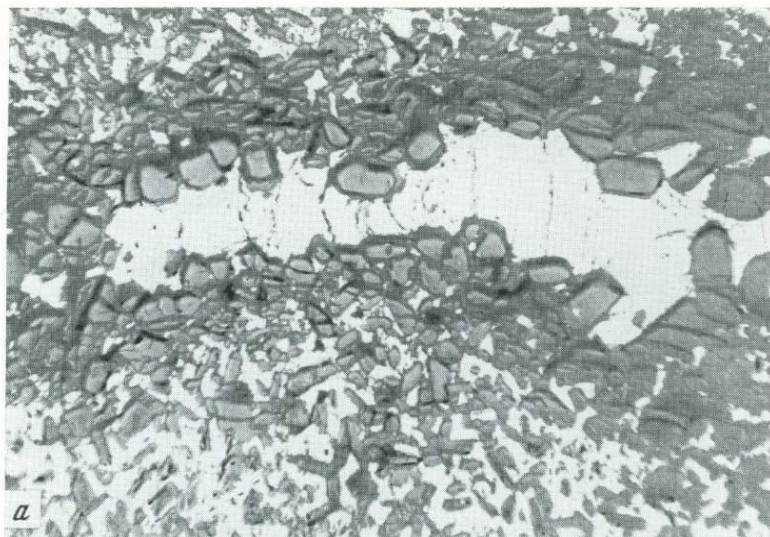
*a*



*б*

### Таблица III

- a* — идиоморфный футлярообразный кристалл клинопироксена (серое) в сплошной сульфидной руде (черное). Состав этого зерна клинопироксена см. в табл. 9, обр. 9400-1, прозр. шлиф, увел. 15, без анализатора;
- б* — замещение обломка лабрадоритового базальта (темное) сульфидами (светлое), первичная морфология обломка реставрируется по форме тонкозернистого сульфидно-магнетитового агрегата с реликтами вулканического материала; около крупных останцов базальтов видна магнетитовая оторочка, позир. штгф.  $\frac{2}{3}$  натур, вел.



**Т а б л и ц а I V**

*a* — перекристаллизованные идиоморфные зерна форстерита (серое) среди сульфидов (светлое), полир. шлиф, увел. 20, без анализатора;

*б* — оторочка крупнозернистых идиоморфных кристаллов монтичеллита (белое) около сульфидного прожилка (серое), полир. штуф,  $\frac{1}{2}$  натур. вел.



### Таблица V

- a* — тонкие пластинки троилита (серое) в гексагональном пирротине (темно-серое), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;
- б* — небольшие участки гексагонального пирротина (светлое) в моноклинном пирротине (темное), образующем также тонкие пластинчатые и прожилковидные выделения в гексагональном пирротине, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- в* — пластинчатые выделения пирротина (темно-серое) в халькопирите (светло-серое); белое — пентландит; брекчиевидные пирротин-халькопиритовые руды, полир. шлиф, увел. 85, без анализатора;
- г* — доменные структуры моноклинного пирротина, выявленные с помощью магнитной суспензии, белое — пентландит, полир. шлиф, увел. 85, без анализатора

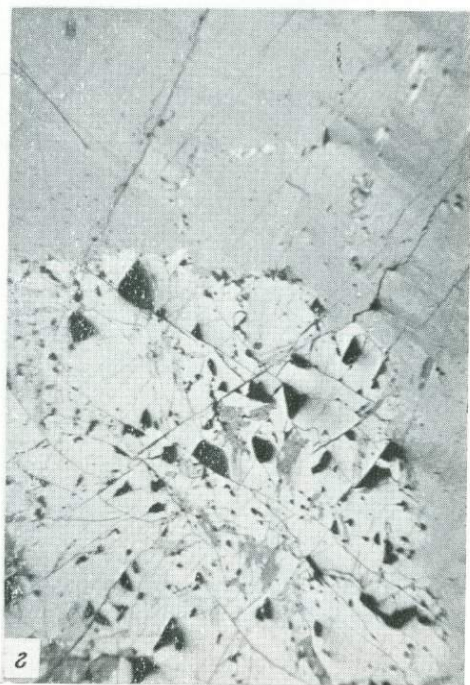
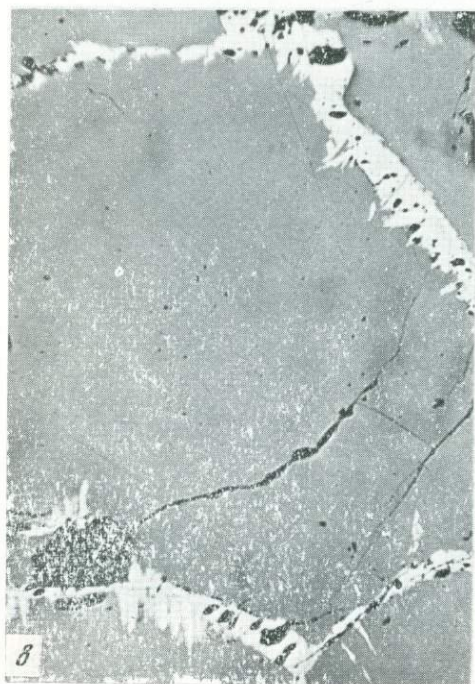
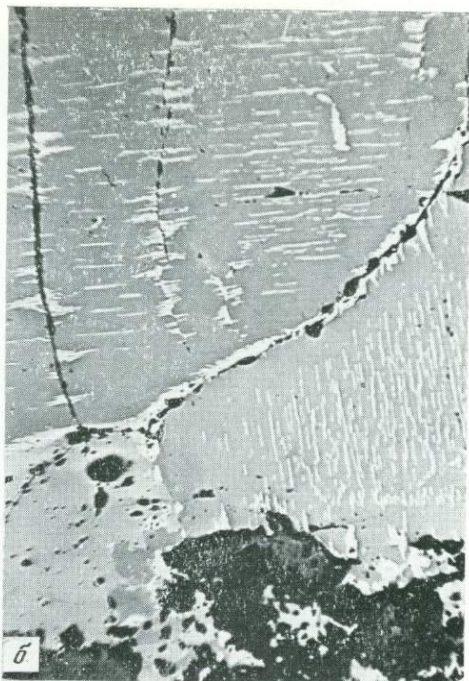
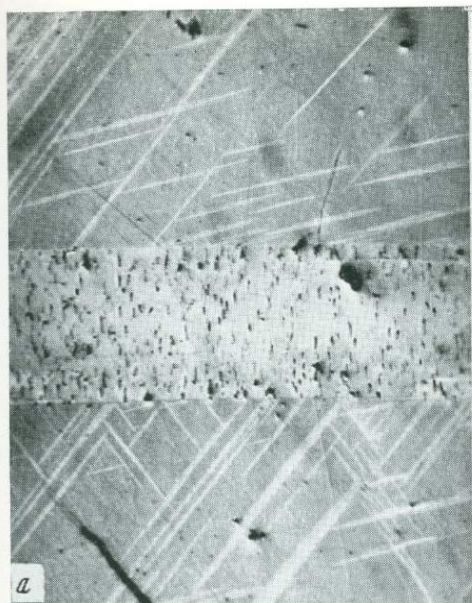


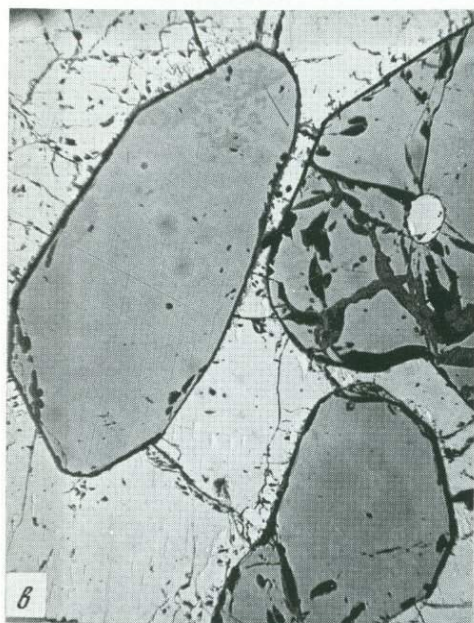
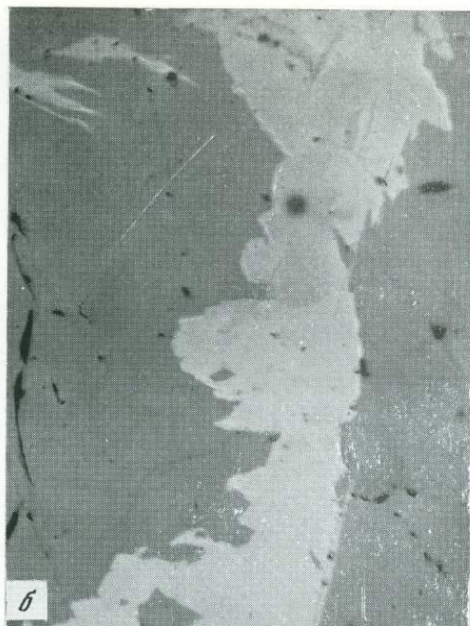
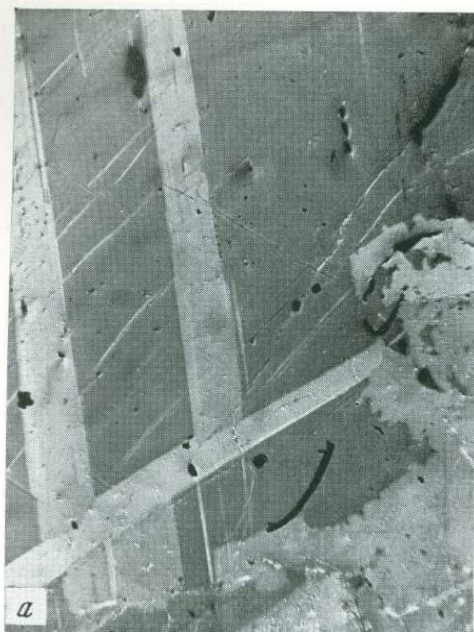
Таблица VI

- а — дендритовидные выделения пентландита (белое) в сечениях пирротина, параллельных (0001), полир. шлиф, увел. 100, без анализатора;
- б — пластинчатые и пламенеобразные выделения пентландита (белое) в различно ориентированных зернах пирротина (серое), эти выделения отсутствуют около каймы пентландита между зернами пирротита, светло-серое — халькопирит, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора;
- в — каймы пентландита (белое) по границам пирротина I (серое), полир. шлиф, увел. 85, без анализатора;
- г — порфириновидное выделение пентландита (белое) среди халькопирита (светло-серое), полир. шлиф, увел. 85, без анализатора



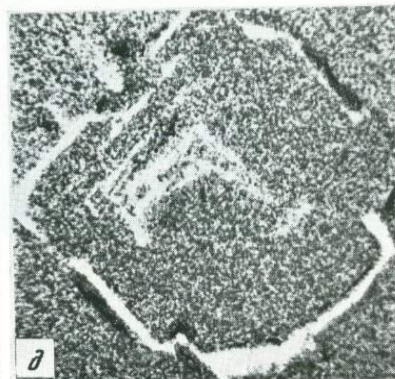
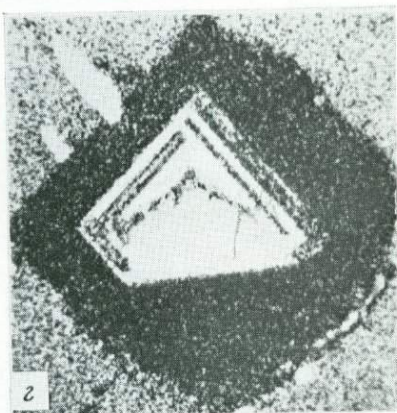
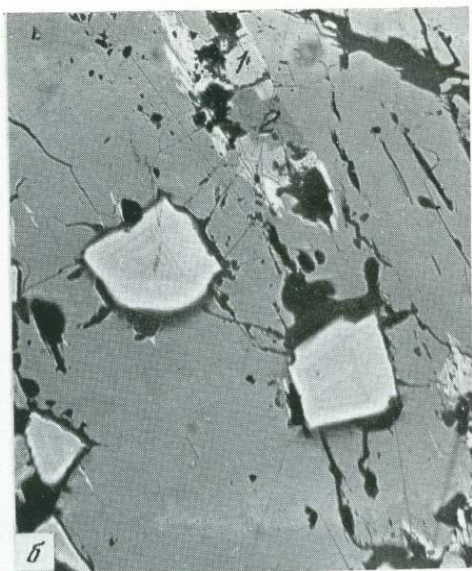
### Таблица VII

- a* — талнахит (серое) с включениями тонких закономерно ориентированных пластинок тетрагонального халькопирита (светло-серое) и кубанита в виде более крупной таблички (в центре снимка), мелкие темные выделения в кубаните — валлериит, полир. шлиф, увел. 320, без анализатора;
- б* — полисинтетически sdвойникованные зерна малахита (серое разных оттенков) в срastаниях с тонкозернистыми агрегатами аномально анизотропного кубического халькопирита (белое и темно-серое), полир. шлиф, увел. 70, с анализатором;
- в* — срastания малахита (темно-серое) и аномально анизотропного кубического халькопирита (светло-серое), полир. шлиф, увел. 70, с анализатором;
- з* — пластинчатые срastания кубического халькопирита (темно-серое) и аномально анизотропного кубического халькопирита (светло-серое). Белые точечные выделения — малахит, полир. шлиф, увел. 90, с анализатором



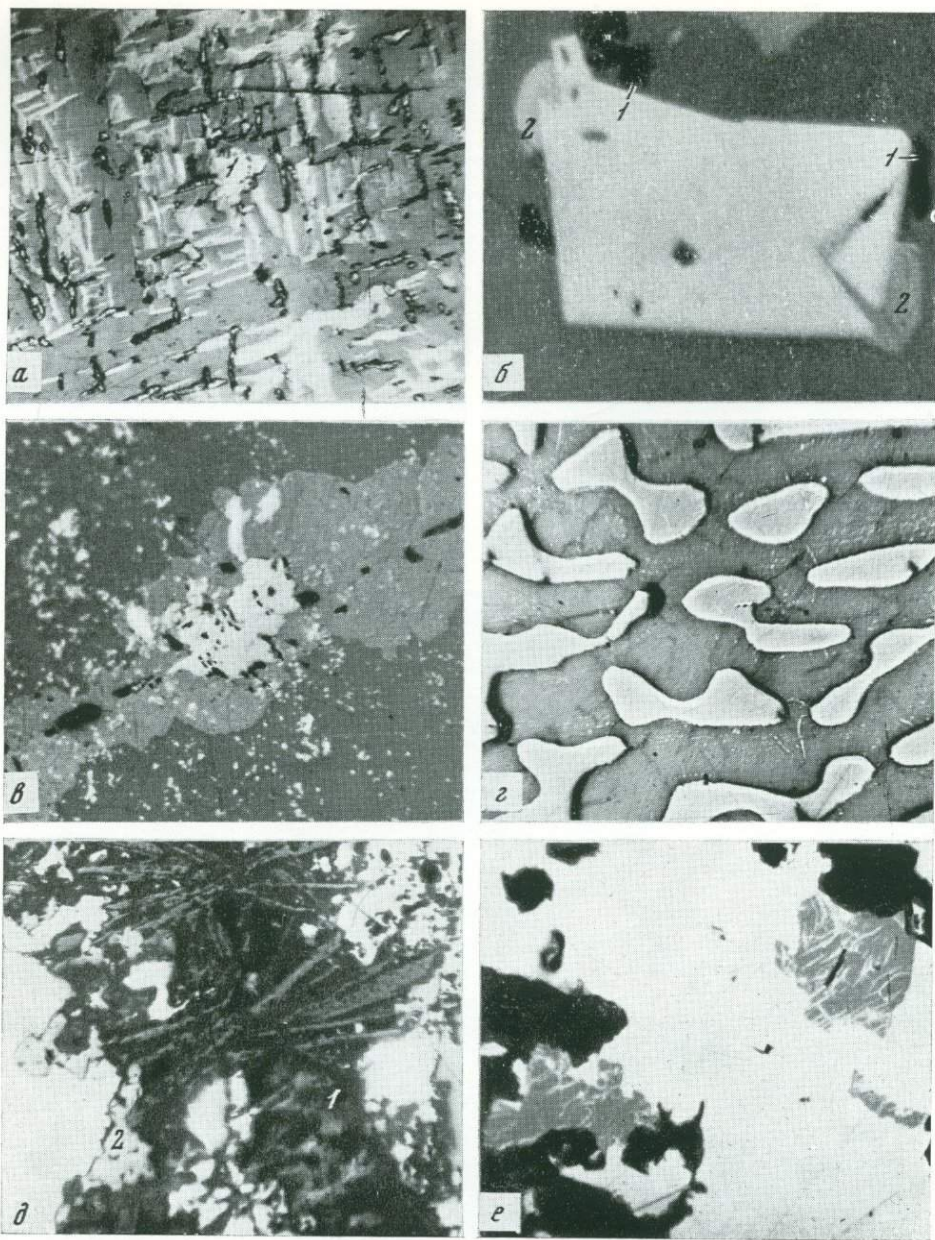
### Таблица VIII

- a* — пластинки кубанита I (светло-серое) в тетрагональном халькопирите (серое), в правом нижнем углу — зернистый кубанит II, полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;  
*б* — прожилковидные выделения зернистого кубанита II (светло-серое) в таллахите (серое), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;  
*в* — крупные зерна магнетита (серое) среди пирротина (светло-серое) в сплошных пирротиновых рудах, полир. шлиф, увел. 45, без анализатора; *г* — пластинчатые включения магнетита (тонкие темно-серые полоски) среди пирротина, белое — пентландит, полир. шлиф, увел. 160, без анализатора



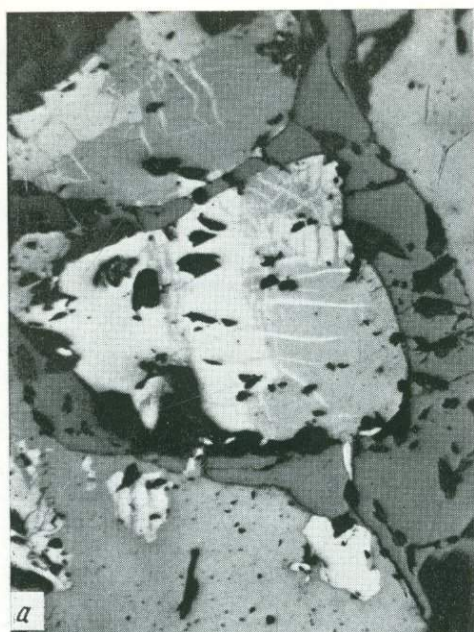
### Таблица IX

- a* — тонкие сращения пирита (белое) и линзовидных включений магнетита (черное), возникающие по пирротину и псевдоморфоза полидимита (1) и миллерита (2) по пентландиту, полир. шлиф, увел. 160, без анализатора, снято с иммерсии;
- б* — зональные кристаллы пирита среди пирротина (серое), содержащего включения халькопирита (1), аргентоцентландита (2) и пентландита (3), полир. шлиф, увел. 100, без анализатора;
- в* — пирит (белое) замещает пластинчатые выделения пирротина (серое) в халькопирите (светло-серое), полир. шлиф, увел. 85, без анализатора;
- г* — сканирование зонального кристалла пирита под электронным зондом в характеристическом рентгеновском излучении  $NiK_{\alpha_1}$ ;
- д* — то же в лучах  $CoK_{\alpha_1}$ , увел. 300

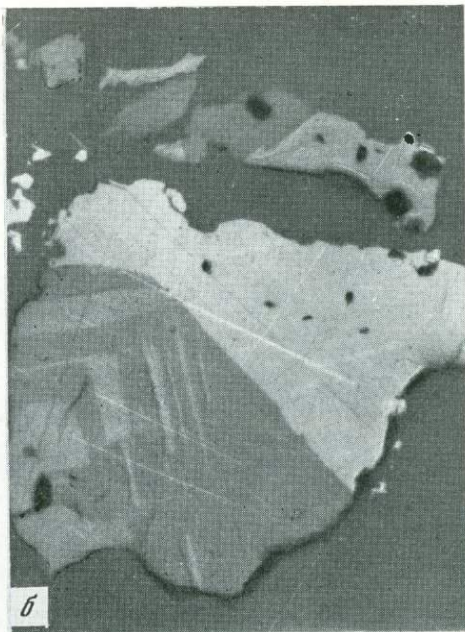


**Таблица X**

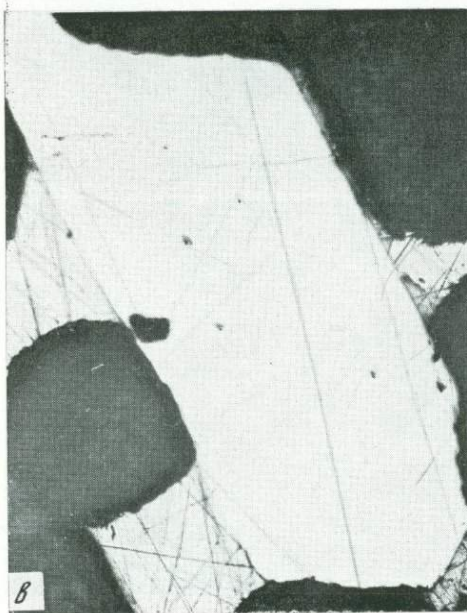
- a* — срастание миллерита (белое), халькопирита (серое) и никелистого пирита (рельефные зерна), развивающихся по пентландиту, в центре зерно высокоцита (1), миллерит-халькопиритовые экзоконтактные руды, полир. шлиф, увел. 150, без анализатора;
- б* — идиоморфные кристаллы полидимита (белое) среди борнита (темно-серое) и халькопирита (серое), в срастании с полидимитом штрмейерит и галенит (2), прожилково-вкрапленные борнит-миллерит-халькопиритовые руды, полир. шлиф, увел. 320, без анализатора;
- в* — хизлеудит (белое) в прожилке халькозина (серое) в борните (темно-серое), содержащем мельчайшие включения пентландита (белое), полир. шлиф, увел. 100, без анализатора;
- г* — субграфические срастания галенита (белое) и халькопирита (серое), сплошные халькопиритовые руды, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора;
- д* — прожилок диаспора (темно-серые пластинчатые кристаллы), валлерита (1) и магнетита (2) в халькопирите (белое), полир. шлиф, увел. 85, без анализатора;
- е* — зерна аргентоцентландита (темно-серое) в халькопирите (белое) нарастают на пироксен (черное), полир. шлиф, увел. 380, без анализатора



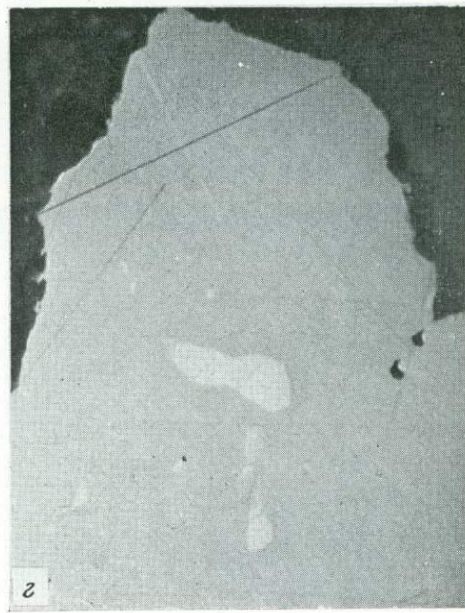
*a*



*б*



*в*



*г*

### Таблица XI

- a* — медистый пентландит (светло-серое) и пентландит (белое) с каймой магнетита (темно-серое), серое — кубанит, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- б* — двойникованные зерна годлевскита (серое и светло-серое) среди борнита (темно-серое), полир. шлиф, увел. 90, с анализатором;
- в* — пластинчатое зерно гаухекорнита (белое) среди галенита (светло-серое), черное — нерудные минералы, прожилково-вкрапленные халькозин-борнитовые руды, полир. шлиф, увел. 200, без анализатора;
- г* — округлые и удлиненные выделения паркерита (светло-серое) в галените (серое) среди нерудных минералов (темно-серое), прожилково-вкрапленные халькозин-борнитовые руды, полир. шлиф, увел. 200, без анализатора

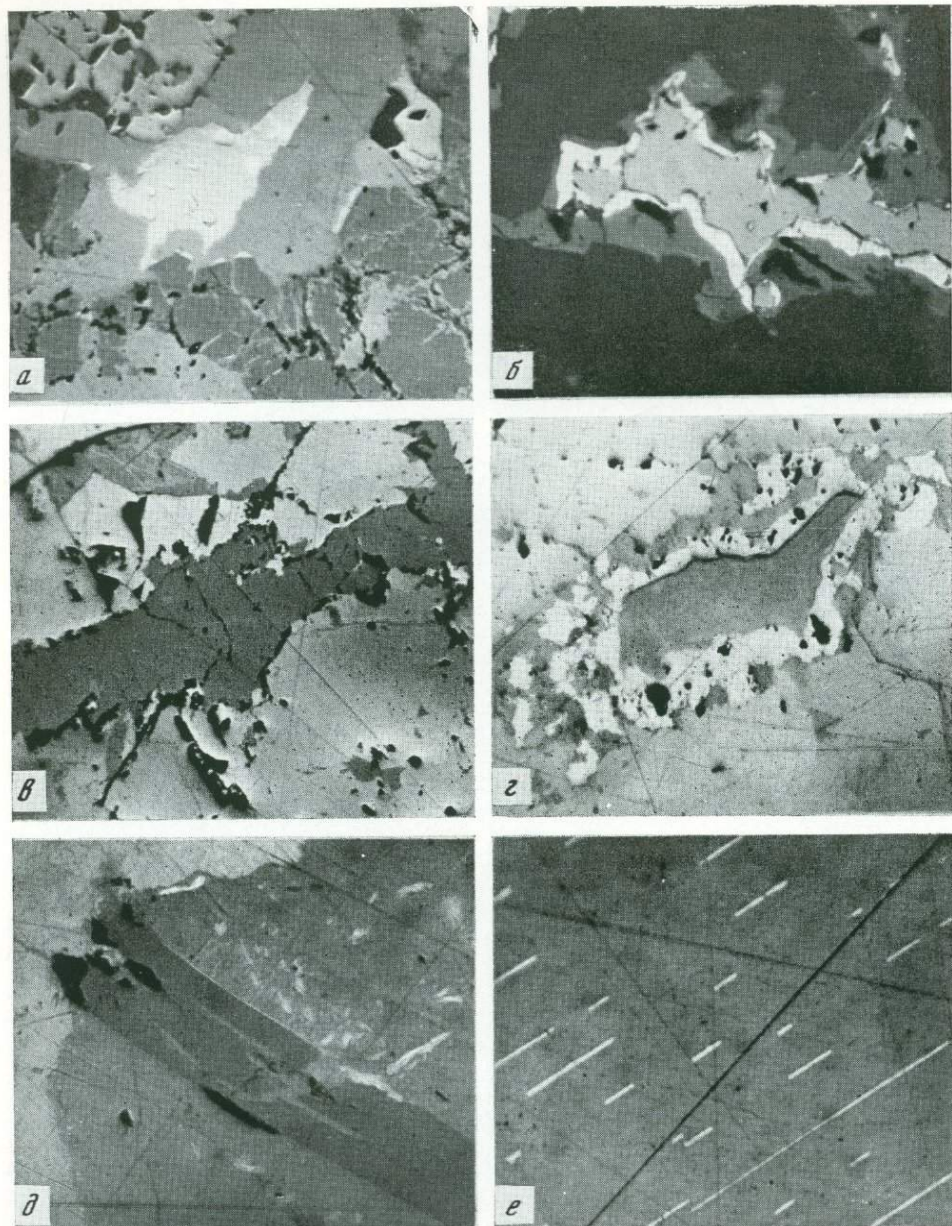
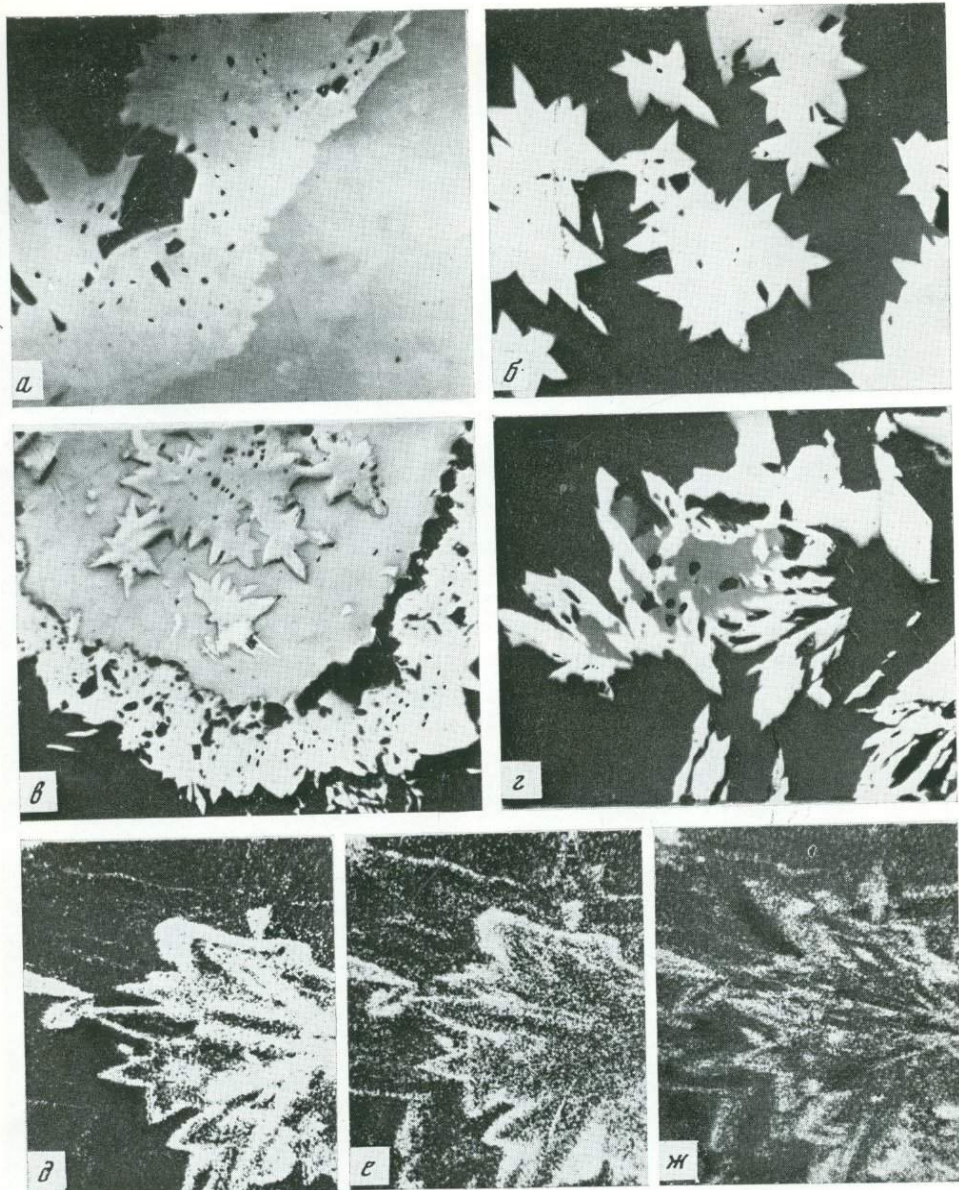


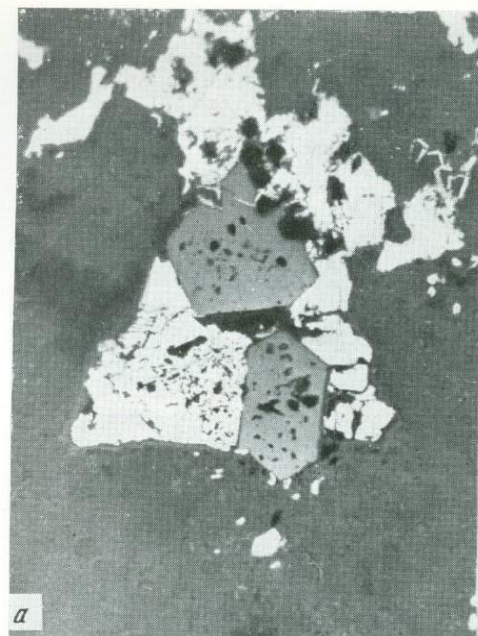
Таблица XII

- a* — выделения джерфишери́та (темно-серое) в ассоциации с платиновыми минералами (ярко-белое), серое — кубанит, светло-серое — пентландит, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- б* — никелистый джерфишери́т окаймляет пирротин-халькопиритовый вкрапленник в породе и отделяется от пирротина (серое) тонкой каймой пентландита (белое), полир. шлиф, увел. 85, без анализатора;
- в* — прожилки Mn-шадлу́нита (серое) в кубаните (светло-серое), полир. шлиф, увел. 280, без анализатора;
- г* — алаба́ндин (темно-серое) в кубаните (светло-серое) с каймой пентландита (белое), полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- д* — пластинчатое зерно талку́сита (темно-серое) в халькопирите (серое), светло-серое — галенит, сплошные халькопиритовые руды, полир. шлиф, увел. 540, без анализатора, снято с иммерсией;
- е* — закономерные сростания алта́ита (белое) и галенита (серое), сплошные халькопиритовые руды, полир. шлиф, увел. 320, без анализатора

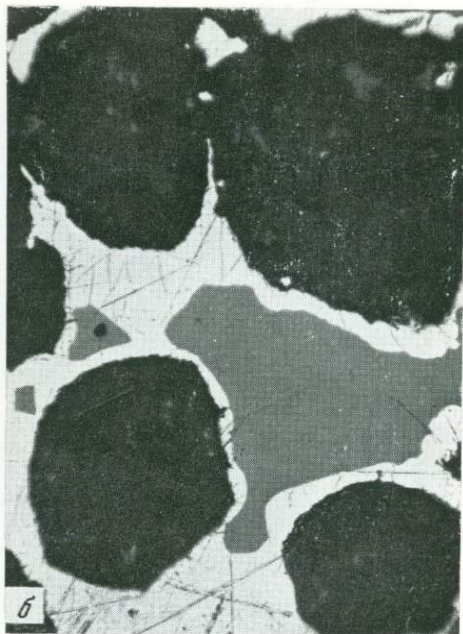


**Таблица XIII**

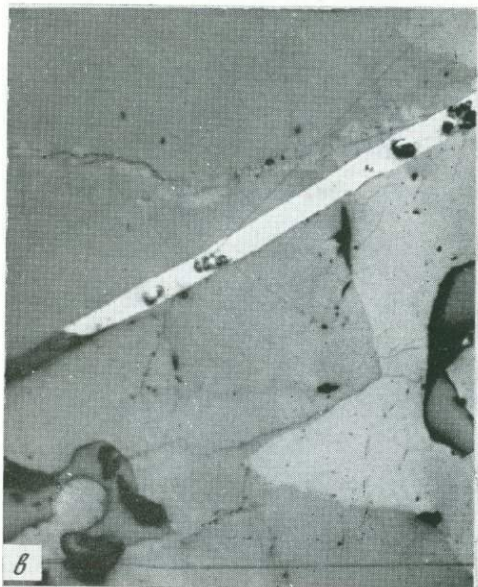
- a* — сростание никелина (серое) и диарсенидов железа, никеля и кобальта (светлое), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;
- б* — звездчатые агрегаты кристаллов диарсенидов (белое) в кальците (черное), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;
- в* — диарсениды (белое) образуют кайму вокруг самородного мышьяка (светло-серое) и звездчатые кристаллы в самородном мышьяке, черное — кальцит, полир. шлиф, увел. 45, без анализатора;
- г* — сростание диарсенидов (светлое) с тетраэдритом (темно-серое) в кальците (черное), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;
- д-жс* — микронеоднородность кристаллов диарсенидов, сканирование под электронным зондом в характеристическом рентгеновском излучении (*д* —  $\text{NiK}_{\alpha_1}$ ; *е* —  $\text{CoK}_{\alpha_1}$ ; *жс* —  $\text{SK}_{\alpha_1}$ ), увел. 400



*a*



*b*



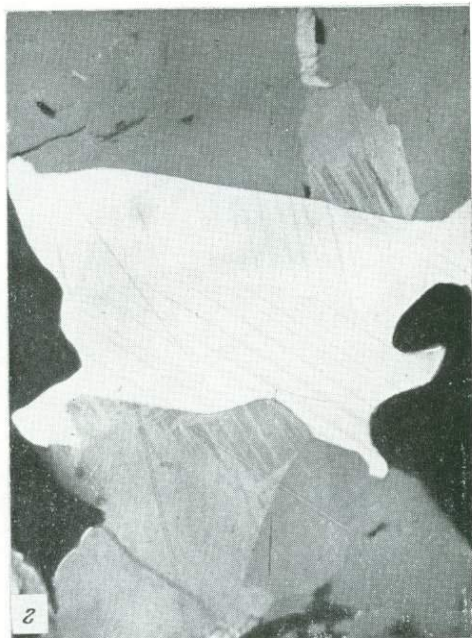
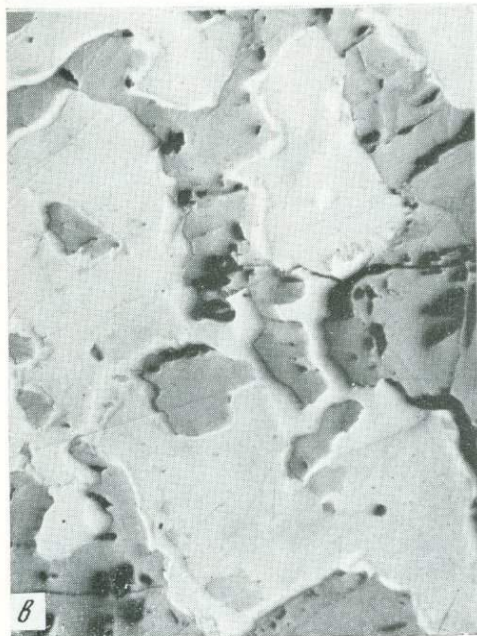
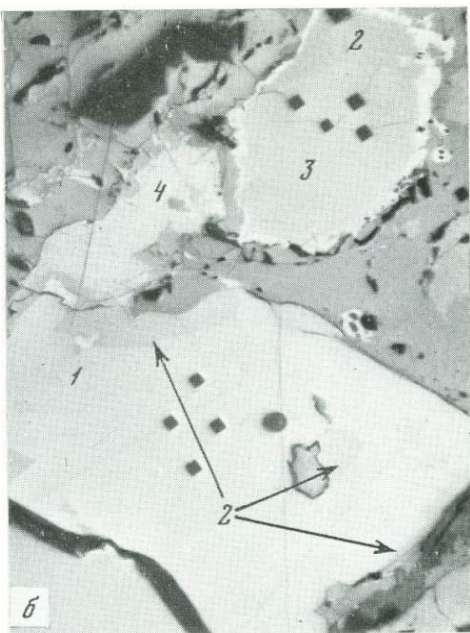
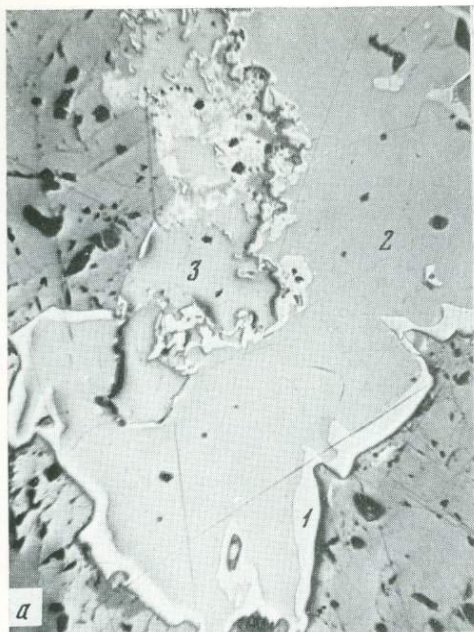
*c*



*d*

#### Т а б л и ц а XIV

- a* — кристаллы перовскита (серое) с мельчайшими ситовидными включениями силикатов среди вкрапленый халькопирита (белое) в измененной породе, полир. шлиф, увел. 200, без анализатора;
- b* — электрум (белое) замещает борнит (темно-серое) и халькозин (серое) среди нерудных минералов (черное), прожилково-вкрапленные халькозин-борнитовые руды, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора;
- c* — прожилок самородного серебра (белое) среди талнахита (серое) и кубанита (светло-серое), сплошные кубанит-моихувитовые руды, полир. шлиф, увел. 780, без анализатора;
- d* — сростание гессита (серое) с теллуристым соболескитом (белое), прожилково-вкрапленные халькозин-борнитовые руды, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора



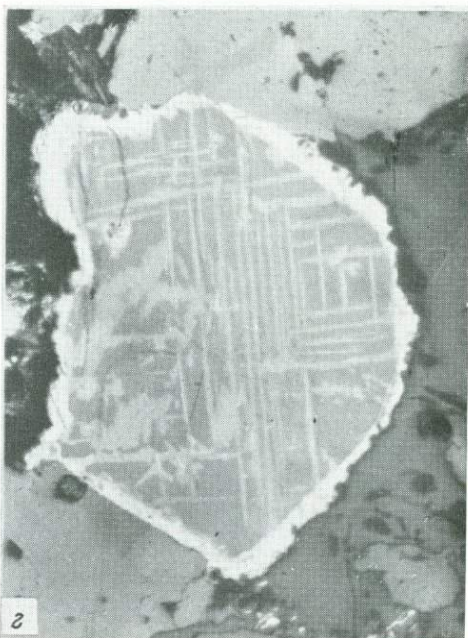
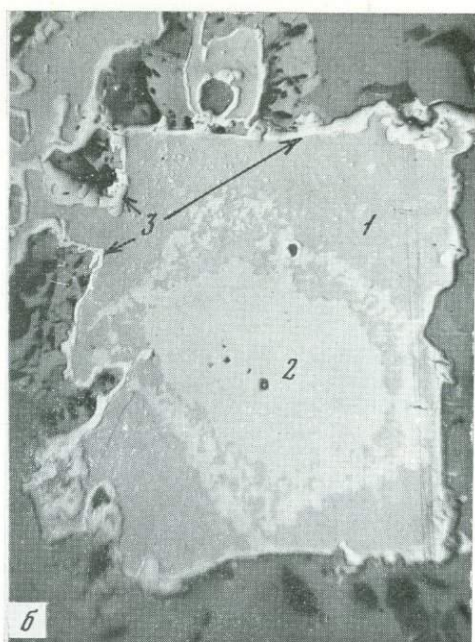
### Таблица XV

*а* — кайма ферроплатины (1) вокруг станнопалладинита (2), на который нарастает полярит (3), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;

*б* — выделение палладистого рустенбургита (1),  $Pd_2(As, Sn)$  (2), плюмбопалладинита (3), самородного серебра (4) среди талнахита (темно-серое), полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;

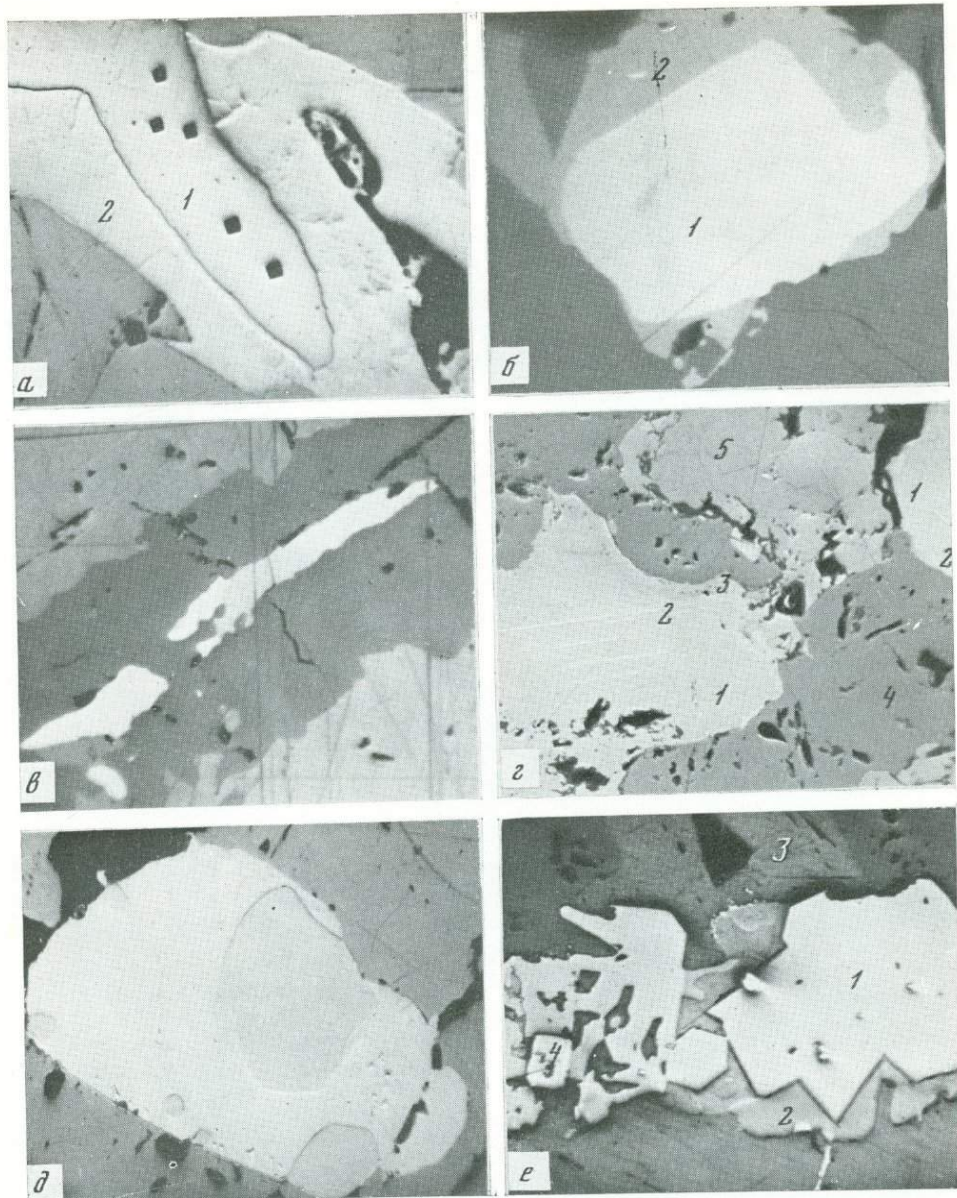
*в* — зерна оловянистого звягинцевита (светло-серое) с каймой ферроплатины (белое) среди пентландита (серое), полир. шлиф, увел. 160, без анализатора;

*г* — паоловит (белое) с полисинтетически двойниковым строением зерен нарастает на магнетит (черное), серое — кубанит, светло-серое — талнахит, полир. шлиф, увел. 180, без анализатора



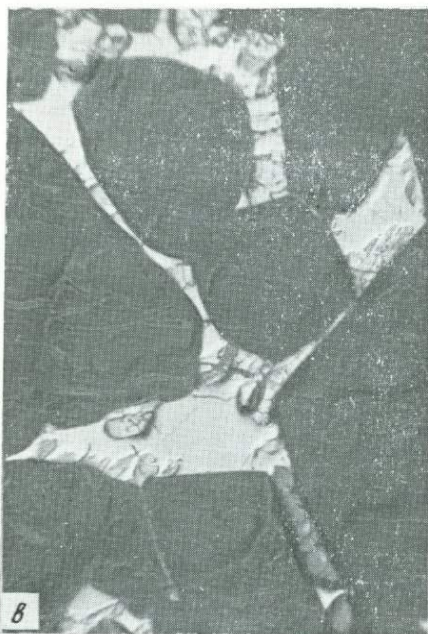
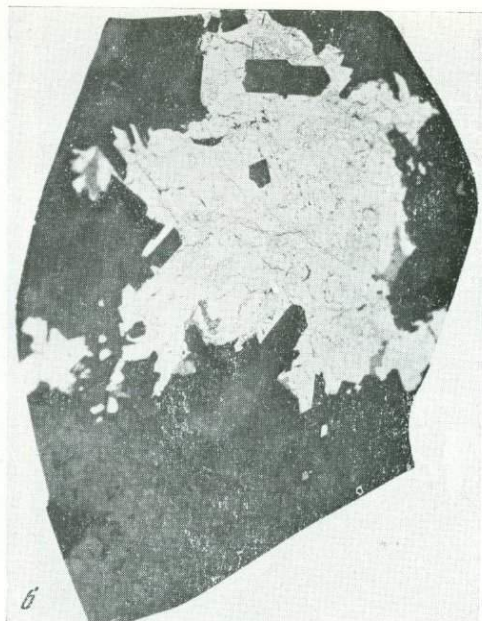
Т а б л и ц а X V I

- а — срastание минерала  $(Pd, Pt)_5(Sn, As, Sb)_2$  (1), сперрилита (2), полярита (3) и ферроплатины (4) среди пентландита (5), полир. шлиф, увел. 180, без анализатора;
- б — срastание станнопалладинита (1), платинистого атокита (2) и ферроплатины (3) среди кубанита и пентландита, полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;
- в — срastание минерала  $Pd_2(Sn, Cu)$  (светло-серое) и сперрилита (белое), темно-серое — борнит, черное — силикаты, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- г — срastание плomboпалладинита (серое) и полярита (светло-серое), белая кайма — самородное серебро, темное — талнахит, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора



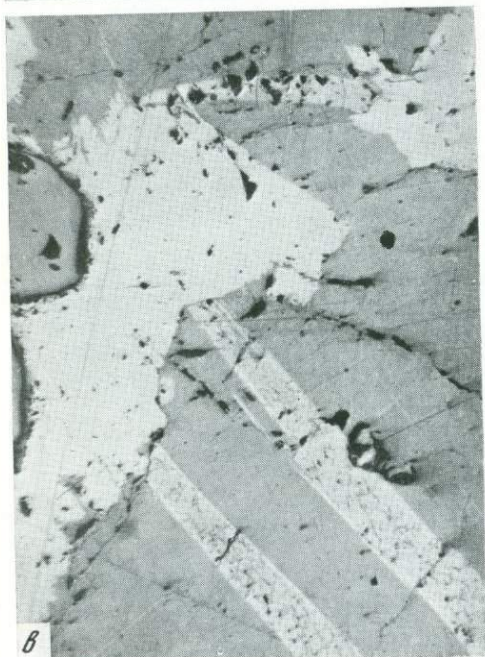
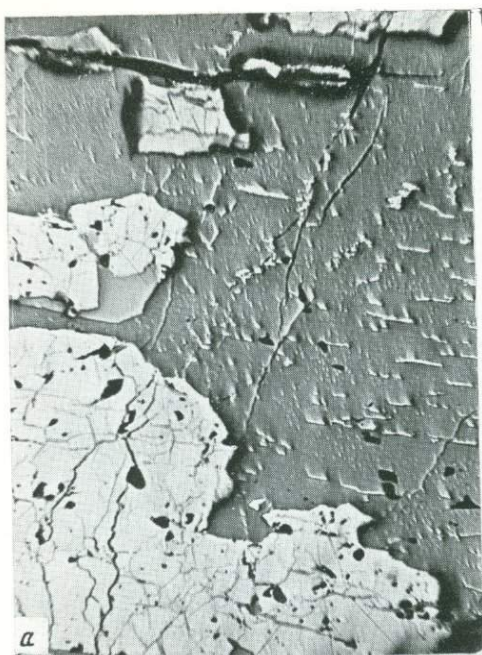
**Таблица XVII**

- а* — сростание соболевскита (1) и паоловита (2), серое — халькопирит, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- б* — котульскит (1) замещается теларгантимом (2), темно-серое — халькопирит, черное — нерудные минералы, полир. шлиф, увел. 560, без анализатора, снято в иммерсии;
- в* — микропрожилок майчнерита (светло-серое) и меренскиита (белое), приуроченный к мелкозернистому пирротину II (темно-серое) в халькопирите (серое), полир. шлиф, увел. 320, без анализатора;
- г* — сростание минералов  $Pd_3As_2$  (1),  $(Pd, Ni)_3As_2$  (2),  $Pd_2(As, Sn)$  (3) среди пирротина (4) и халькопирита (5), полир. шлиф, увел. 180, без анализатора;
- д* — маякит (светло-серое) в полярите (белое), темно-серое — халькопирит, полир. шлиф, увел. 320, без анализатора;
- е* — сперилит (1),  $(Pd, Pb)_3As$  (2), галенит (3), рутениевый холлингвортит (4), темно-серое — халькопирит, полир. шлиф, увел. 160, без анализатора.



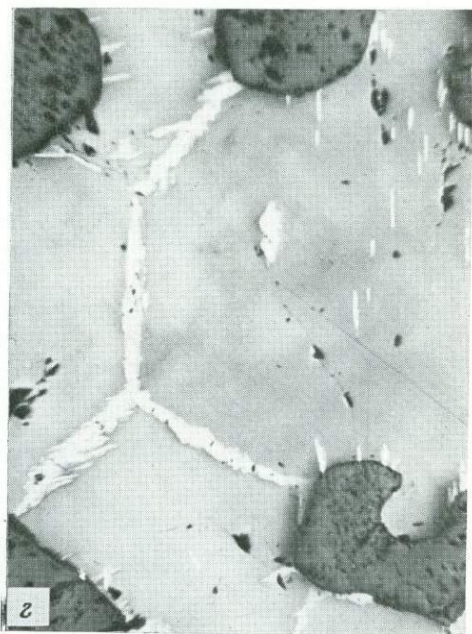
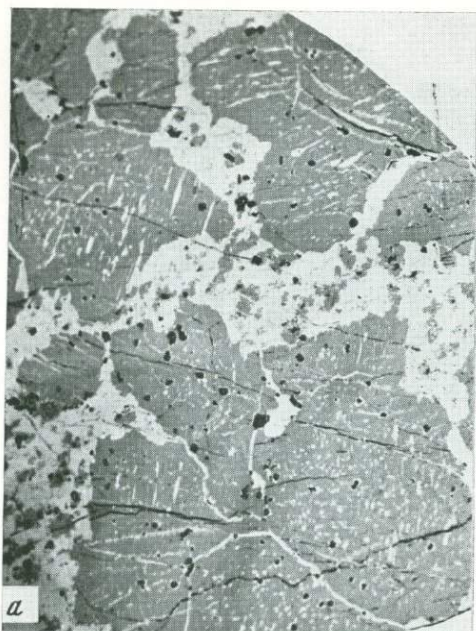
### Т а б л и ц а XVIII

- a* — крупная уплотненная и мелкая интерстициальная вкрапленность сульфидов в шкритовом габбро-долерите, полир. штуф, натур. вел.;
- б* — ксеноморфная вкрапленность сульфидов в такситовом габбро-долерите, полир. штуф, увел. 3;
- в* — сульфидная вкрапленность в интерстициях зерен оливина в шкритовом габбро-долерите, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора;
- г* — сидеронитовая вкрапленность сульфидов в равномернозернистом оливинсодержащем габбро-долерите, силикатные минералы представлены идиоморфными зернами плагиоклаза и клиношпроксена, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора



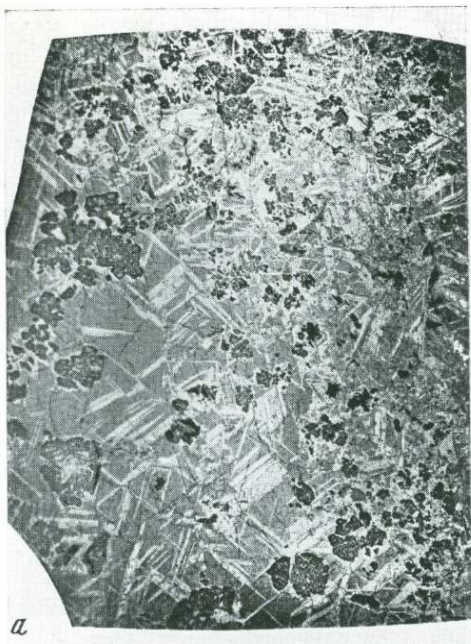
### Таблица XIX

- а — пентландит-халькопирит-пирротиновые руды в пикритовых габбро-долеритах, порфиroidные и пластинчатые выделения пентландита (белое), полир. шлиф, увел. 40, без анализатора;  
 б — пентландит-халькопирит-пирротиновые руды в пикритовых габбро-долеритах, срастание мелкозернистого пирротина II (серое) и пентландита (белое) в халькопирите (светло-серое), полир. шлиф, увел. 90, без анализатора;  
 в — выделение зернистого и пластинчатого кубанита (светло-серое) в халькопирите (серое), темно-серое — зерна магнетита, полир. шлиф, увел. 70, без анализатора;  
 г — полисинтетически двойниковое строение кубического халькопирита, полир. шлиф, увел. 320, с анализатором

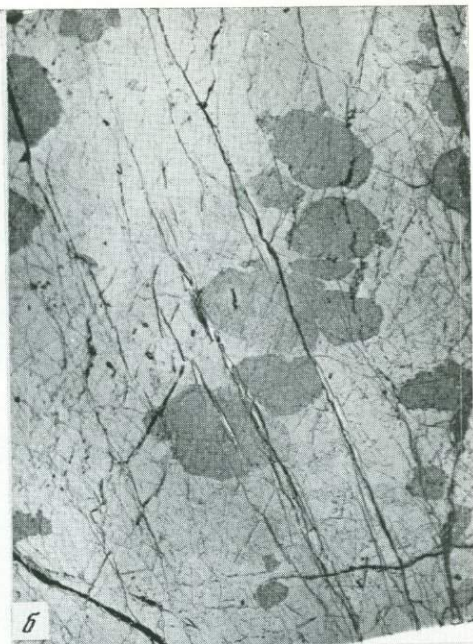


### Таблица XX

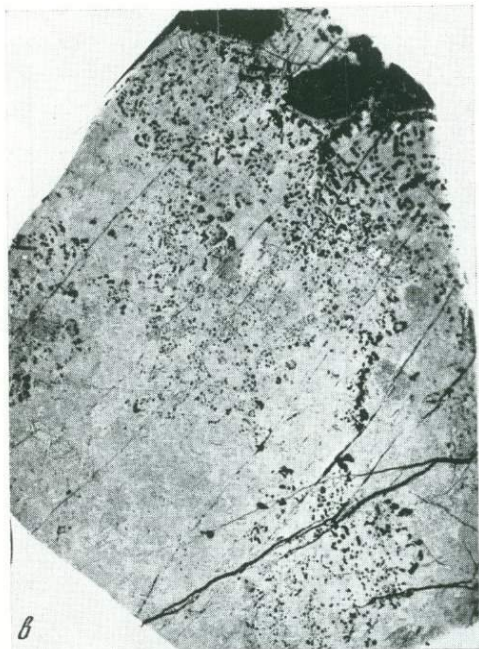
- а* — крупнозернистая пирротиновая руда, серое — пирротин, светло-серое — халькопирит, тонкие пластинчатые и точечные включения в пирротине — пентландит, черные точечные выделения — магнетит, полир. штуф, увел. 2;
- б* — мелкозернистая пирротиновая руда, светло-серое — сульфиды, черное — нерудные включения полир. штуф, натур. вел.;
- в* — неравномернозернистая пирротиновая руда, крупные зерна пирротина (серое) среди агрегата более мелких его зерен в сростаниях с магнетитом (черное), полир. штуф, натур. вел.;
- г* — округлые зерна магнетита (черное) между кристаллами пирротина (серое), белое — пентландит, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора



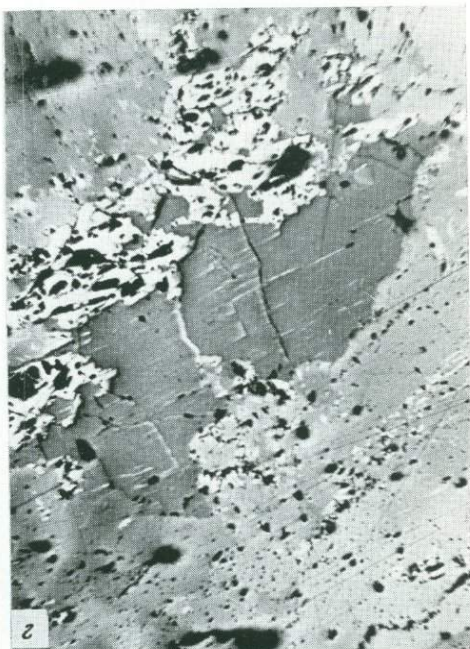
*a*



*б*



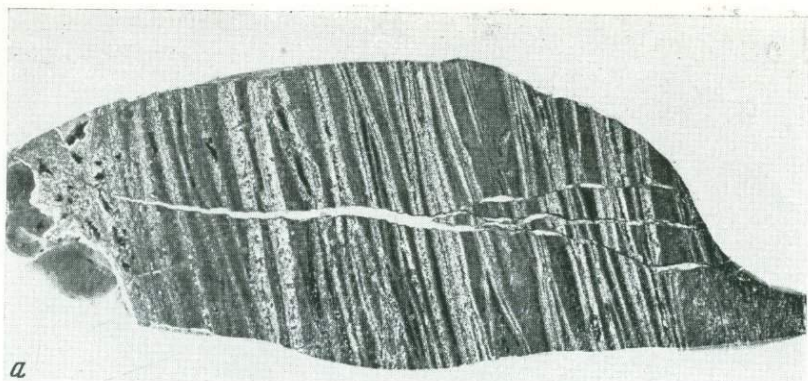
*в*



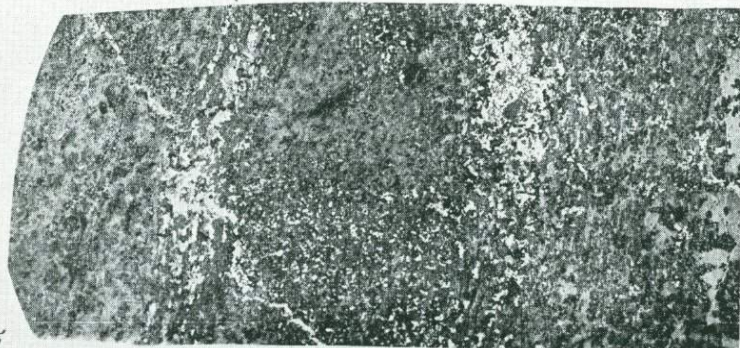
*г*

### Таблица XXI

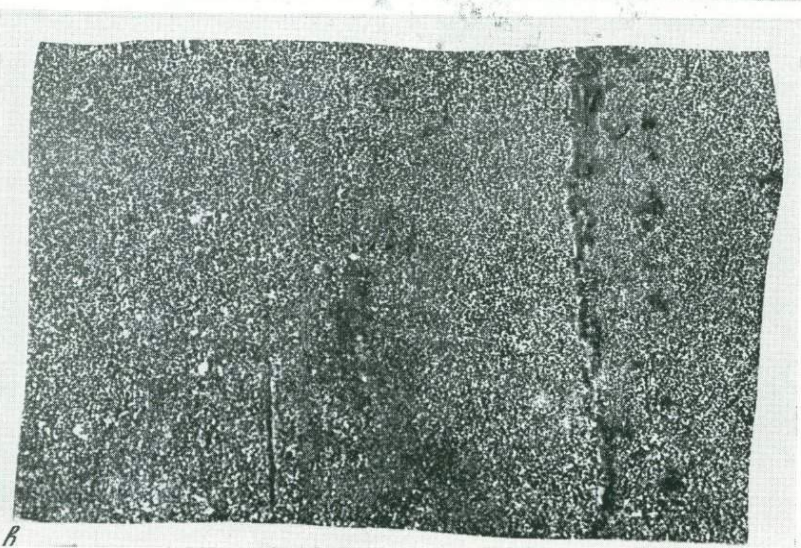
- a* — кубанит-талнахитовая руда, темные пятнистые выделения — пентландит, серое — талнахит, светло-серое — кубанит, полир. штуф, натур. вел.;
- б* — халькопиритовая руда, темно-серое — пентландит, серое — халькопирит, полир. штуф, натур. вел.;
- в* — кубанитовая руда, серое — кубанит, черное — магнетит, полир. штуф, натур. вел.;
- г* — реликтовые выделения троилита (темно-серое) в кубаните (серое), белое — пентландит, полир. шлиф, увел. 70, без анализатора



*a*



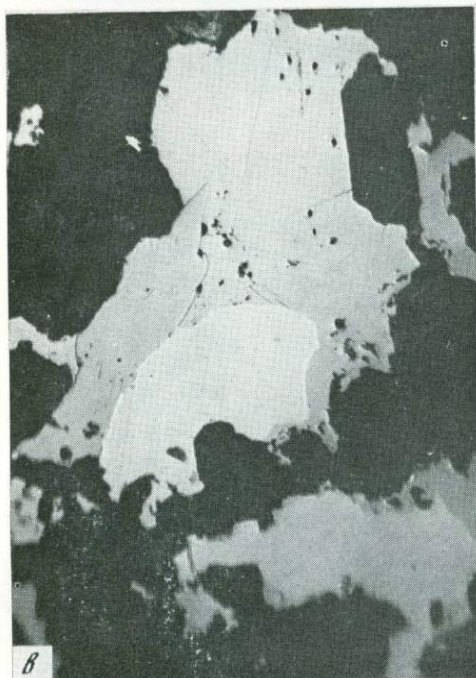
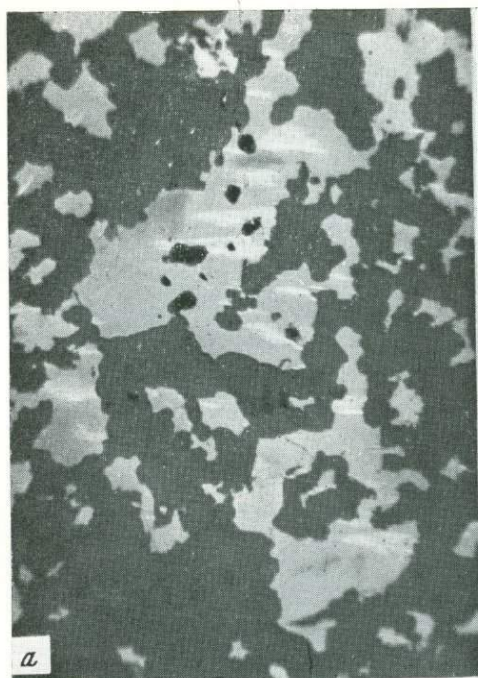
*b*



*в*

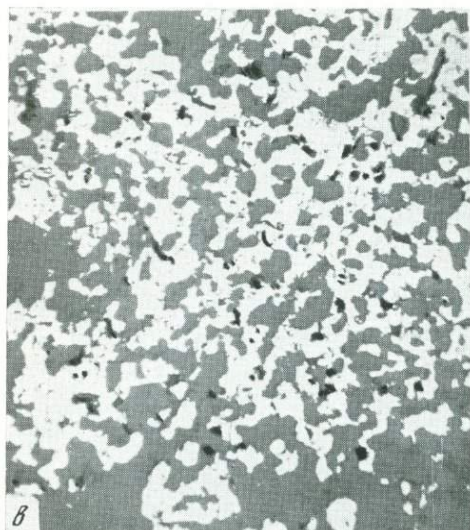
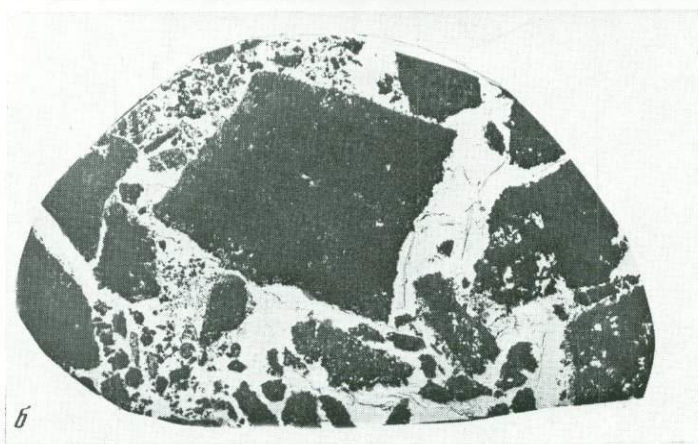
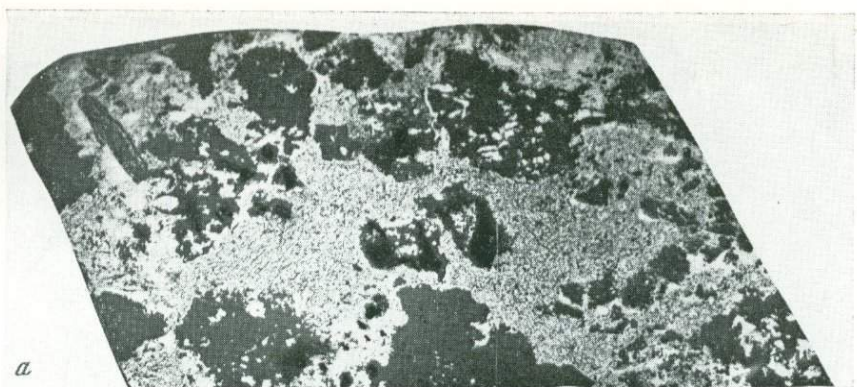
### Таблица XXII

- a* — борнит-миллерит-халькопиритовая руда полосчатой текстуры, белый прожилок — ангидрит, полир. штуф,  $\frac{3}{4}$  натур. вел.;
- b* — рассеянные вкрапленные выделения и тонкие прожилки сульфидов в серпентин-гидрогранатовой породе, полир. штуф, натур. вел.;
- в* — густовкрапленная пирротиновая руда в брусистой породе, полир. штуф, натур. вел.



### Таблица XXIII

- a* — вкрапленные выделения пирротина (серое) с включениями пламенеобразного пентландита (белое) среди пироксена, полир. шлиф, увел. 165, без анализатора;
- б* — каймы пентландита (белое) на границе пирротина (серое) и халькопирита (светло-серое), полир. шлиф, увел. 85, без анализатора;
- в* — миллерит (белое), халькопирит (светло-серое) и высокит (серое, рельефное) среди пироксена (черное), полир. шлиф., увел. 160, без анализатора;
- г* — тонкие сращения борнита (темно-серое), миллерита (белое) и халькопирита (серое) среди пироксена (черное), полир. шлиф, увел. 160, без анализатора



#### Таблица XXIV

- а — брекчиевидная текстура пирротиновой руды, полир. штүф, натур. вел.;  
 б — брекчиевидная текстура халькопиритовой руды, полир. штүф, натур. вел.;  
 в — густовкрапленная халькопиритовая руда, сульфиды цементируют зерна пироксенов, полир. шлиф, увел. 40, без анализатора;  
 г — тонкие пластинчатые выделения пирротина (серое) в халькопирите (светло-серое) группируются в удлинённые, параллельно расположенные полоски, полир. шлиф, увел. 85, без анализатора.

## Оглавление

|   |     |            |
|---|-----|------------|
| Предисловие . . . . .   | 3   |            |
| Введение . . . . .  | 5   |            |
| <b>Глава I</b>  |     |            |
| <b>Геологическое строение месторождений сульфидных медно-никелевых руд</b>                  |     |            |
| Краткий очерк геологического строения Норильского района . . . . .                          | 7   |            |
| Интрузивные траппы . . . . .  | 10  |            |
| Общая характеристика интрузивных траппов . . . . .  | 10  |            |
| Типы сульфидоносных интрузий и основные особенности их строения . . . . .                   | 12  |            |
| Основные особенности строения рудных полей и месторождений Норильской провинции . . . . .   | 37  |            |
| Норильское рудное поле . . . . .  | 37  |            |
| Талнахское рудное поле . . . . .  | 41  |            |
| Строение рудной зоны месторождений и классификация сульфидных медно-никелевых руд . . . . . | 59  |            |
| <b>Глава II</b>   |     |            |
| <b>Минералогия норильских медно-никелевых руд . . . . .</b>                                 |     | <b>62</b>  |
| Главные рудные минералы . . . . .   | 63  |            |
| Минералы группы пирротина . . . . .   | 63  |            |
| Пентландит . . . . .  | 69  |            |
| Минералы группы халькопирита . . . . .  | 73  |            |
| Кубанит . . . . .   | 80  |            |
| Магнетит . . . . .  | 81  |            |
| Второстепенные рудные минералы . . . . .  | 85  |            |
| Редкие минералы . . . . .   | 95  |            |
| Минералы благородных металлов . . . . .   | 110 |            |
| <b>Глава III</b>  |     |            |
| <b>Типы сульфидных медно-никелевых руд . . . . .</b>  |     | <b>135</b> |
| Вкрапленные руды в дифференцированных интрузивах . . . . .                                  | 135 |            |
| Тектурно-структурные особенности . . . . .  | 135 |            |
| Минеральные разновидности и главные ассоциации . . . . .                                    | 136 |            |
| Зональность и скрытая расслоенность . . . . .   | 140 |            |
| Сплошные руды . . . . .   | 148 |            |
| Главные особенности состава и минеральные разновидности руд                                 | 148 |            |
| Распределение минеральных разновидностей руд и минеральная зональность рудных тел . . . . . | 156 |            |
| Скрытая зональность рудных тел . . . . .  | 159 |            |
| Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды . . . . .                                       | 162 |            |
| Тектурно-структурные особенности прожилково-вкрапленных руд . . . . .                       | 162 |            |
| Минеральные ассоциации прожилково-вкрапленных руд . . . . .                                 | 163 |            |
| Минеральные разновидности прожилково-вкрапленных руд и зональность рудных тел . . . . .     | 166 |            |
| Тектурно-структурные особенности брекчиевидных руд . . . . .                                | 168 |            |

|   |            |
|---|------------|
| Минеральные ассоциации брекчиевидных руд . . . . .  | 170        |
| Минеральные разновидности брекчиевидных руд и их распределение в рудном горизонте . . . . . | 172        |
| <b>Глава IV</b>   |            |
| <b>Условия образования медно-никелевого оруденения . . . . .</b>                            | <b>175</b> |
| Геологические условия локализации медно-никелевого оруденения . . . . .                     | 176        |
| Дифференциация и условия кристаллизации сульфидсодержащих магматических расплавов . . . . . | 179        |
| Кристаллизация сульфидных расплавов и условия образования медно-никелевых руд . . . . .     | 183        |
| О минеральных ассоциациях заключительных этапов рудообразования . . . . .                   | 191        |
| О гидротермальном метаморфизме руд . . . . .  | 194        |
| Заключение . . . . .  | 196        |
| Литература . . . . .  | 198        |
| <b>Таблицы I—XXIV . . . . .</b>   | <b>208</b> |

# Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений

Утверждено к печати  
Институтом геологии  
рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
АН СССР

Редактор  
С. М. Александров  
Редактор Издательства  
Т. Б. Гришина  
Художник  
Е. Н. Волков  
Художественный редактор  
С. А. Литвак  
Технический редактор  
А. П. Гусева  
Корректор  
Т. С. Козлова  
ИБ № 17245

Сдано в набор 24.07.80.  
Подписано к печати 18.03.81.  
Т-03067. Формат 70×108<sup>1/16</sup>  
Бумага типографская № 1  
Гарнитура обыкновенная  
Печать высокая  
Усл. печ. л. 20,72 Уч-изд. л. 23,3  
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 3439  
Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Наука»  
117864, ГСП-7 Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90  
2-я типография издательства «Наука»  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

## В издательстве «Наука»

готовятся к печати книги:

---

**Диагностика и диагностические свойства минералов.** 20 л. 3 р. 40 к.

Сборник охватывает исследования диагностических свойств минералов и разработку методики их диагностики. Значительное внимание уделено новому направлению — автоматизации диагностики минералов. Рассмотрены вопросы систематики минералов, организации информационно-диагностических систем, результаты испытания алгоритмов и программ автоматической диагностики минералов. Даются результаты изучения оптических, магнитных и других свойств минералов и возможности их использования при диагностике минералов.

Книга рассчитана на геологов, минералогов, геохимиков.

---

**Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов.** 10 л. 1 р. 50 к.

Впервые дано описание геологических и геохимических особенностей, а также минералогии Хан-Богдинского массива апаитовых щелочных гранитов в МНР. Уникальная минералогия пород массива обусловлена высокой щелочностью и обогащенностью пород цирконием, гафнием, редкоземельными элементами и др. В работе рассмотрено более 60 минералов. Приведены результаты большого числа анализов.

Книга рассчитана на минералогов, геохимиков, геологов-поисковиков.

---

Заказы просим направлять по адресу: Москва В-164, Мичуринский проспект 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; Ленинград П-110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

### Адреса магазинов «Академкнига»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005  
Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;  
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;  
375009 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033  
Иркутск 33, ул. Лермонтова, 303; 252030  
Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев,  
ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, про-  
спект Ленина, 2; 192104 Ленинград  
Д-120, Литейный проспект, 57; 199164  
Ленинград, Менделеевская линия, 1;  
199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009

Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва,  
ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск,  
Красный проспект, 51; 630090 Новоси-  
бирск, Академгородок, Морской про-  
спект, 22; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ле-  
нина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота  
Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки  
Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунисти-  
ческая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Ок-  
тября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар  
Дзержинского, 42; 310003 Харьков,  
Уфимский пер., 4/6.

3463

# Сульфиды медно-никелевых руды норильских месторождений

Большой интерес к медно-никелевым сульфидным месторождениям обусловлен не только их экономическим значением, но и высокой информативностью для познания магматического рудообразования. Изучение норильских месторождений позволило выявить: взаимоотношения сульфидов и силикатов в процессах глубинной магматической дифференциации и кристаллизации расплавов в гипабиссальных условиях; закономерности кристаллизации парагенезисов магматических сульфидов; причины и условия формирования уникальных по разнообразию минерального состава руд; факторы образования минеральной зональности рудных тел и месторождений.

