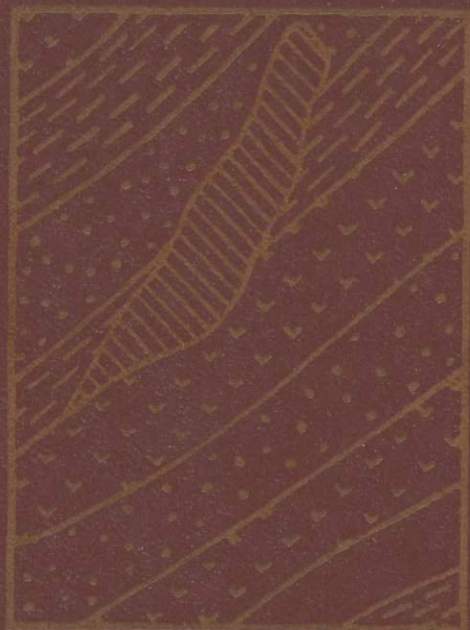


О.А.ОСЕТРОВ

СУЛЬФИДНЫЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ЦВЕТНЫХ  
МЕТАЛЛОВ  
В СЛАНЦЕВЫХ  
ТОЛЩАХ



О. А. ОСЕТРОВ

---

СУЛЬФИДНЫЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ЦВЕТНЫХ  
МЕТАЛЛОВ  
В СЛАНЦЕВЫХ  
ТОЛЩАХ

---

2483

МОСКВА «НЕДРА» 1978



Осетров О. А. Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. М., «Недра», 1978. 207 с.

В книге выделен особый тип (формация) полиметалльно-пирротинового оруденения в сланцевых толщах, ассоциирующий в пространстве и во времени с габброидным магматизмом и образующий протяженные рудно-магматические пояса различного возраста, контролируемые глубинными разломами. В киммерийском поясе, локализованном в сланцевой эвгеосинклинали Большого Кавказа, установлены до складчатый и постскладчатый этапы габброидного магматизма и полиметалльно-пирротинового (колчеданного) оруденения.

Благоприятная обстановка для формирования сульфидного оруденения создается рассеянным органическим веществом вмещающих пород, которое под воздействием тепла продуцирует метан и другие углеводороды. Показано благоприятное влияние состава рассеянного органического вещества сланцевых толщ на локализацию сульфидного гидротермального оруденения, в частности на состав рудообразующих сульфидов железа. В присутствии восстановленных форм углерода в составе растворов образуется пирротин, а в отсутствии — пирит.

Как установлено экспериментами, глинистые сланцы, которые считаются химически инертными и плохо поддаются гидротермальным изменениям, обладают буферными свойствами: взаимодействуя с горячими (200°C) щелочными или кислыми растворами, они обеспечивают постоянство рН раствора около 6,5—7. В природных условиях изменение рН рудоносных растворов может вызвать разрушение сульфидных комплексов и выпадение сульфидов.

Полиметалльно-пирротинное оруденение рассмотренных поясов полигенно: среди них преобладают гидротермально-метасоматические месторождения, реже встречаются гидротермально-осадочные и гидротермально-метаморфические.

Возможность образования на разных этапах развития сланцевых эвгеосинклиналей гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических сульфидных месторождений цветных металлов позволяет направлять поисково-разведочные работы на обнаружение как секущих, так и стратиформных рудных тел в сланцевых толщах, зараженных рассеянным органическим веществом и сингенетически-диагенетической пиритизацией.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

По мнению многих геологов, районы, сложенные черносланцевыми толщами, не перспективны для обнаружения в них сульфидного, особенно гидротермального оруденения. Между тем в сланцевых толщах давно известны уникальные по размерам и по содержанию полезных компонентов месторождения цветных металлов, олова, золота, ртути и других элементов (Раммельсберг, Сулливан, Маунт-Айза и др.).

В последние 10—15 лет в сланцевых толщах нижней и средней юры восточной части Большого Кавказа, где издавна известны многочисленные сульфидные рудопроявления, обнаружены промышленные месторождения меди, свинца и цинка, что позволяет переоценить перспективы этих районов. Обобщение большого материала по 150 месторождениям цветных металлов, залегающих в сланцевых эвгеосинклинальных областях Советского Союза и зарубежных стран, а также использование результатов исследований автора на Восточном Кавказе позволяют обратить внимание геологов на районы развития черных сланцевых толщ в зонах глубинных разломов с ограниченным распространением базальтоидного магматизма. В таких районах возможно обнаружение сульфидных месторождений гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса.

Несмотря на низкую пористость черных глинистых сланцев и сходных с ними пород, они представляют собой наиболее благоприятную в геохимическом отношении вмещающую среду для сульфидоотложения, так как содержат энергичный восстановитель — рассеянное органическое вещество (РОВ), и активно влияют на просачивающиеся по нарушениям гидротермальные растворы, меняя величину их рН.

Автор надеется принести пользу, привлекая внимание исследователей к проблеме поисков сульфидных месторождений в черносланцевых толщах. К сожалению, эта проблема не могла быть раскрыта во всех необходимых аспектах.

В процессе подготовки работы к печати автор пользовался советами проф. Ф. И. Вольфсона, Г. Д. Ажгирея и А. В. Дружинина, за что выражает им сердечную благодарность.

## ПОЯСА СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

---

В разных районах земного шара выделены рудные пояса<sup>1</sup> медных, медно-цинковых, медноколчеданных, олово-полиметаллических, медно-никелевых месторождений в геосинклинальных системах различного возраста. Вдоль Главного Кавказского хребта Л. А. Варданянцем и Д. И. Щербаковым был намечен, а Г. И. Харашвили, Г. А. Твалчредидзе, В. Б. Черницыным и В. И. Смирновым установлен медно-пирротиновый пояс киммерийского возраста. Работами С. С. Смирнова, Е. А. Радкевич, М. П. Материкова и Ю. Г. Иванова был установлен Приморский альпийский пояс сульфидно-касситеритовых месторождений. В. П. Нехорошев и его последователи П. Ф. Иванкин, В. С. Кузубный и Б. Ф. Зленко выделили Иртышский медно-пирротиновый пояс герцинского возраста.

А. Р. Кинкель выделил Аппалачский медный пояс в США и Канаде протяженностью около 2000 км. Автором на основе тектонической схемы Балтийского щита В. А. Глебовицкого и С. И. Турченко выделен Ладожско-Ботнический пояс протерозойского возраста, объединяющий сульфидные месторождения Швеции, Финляндии и Карелии; Дж. Дани, А. Бенарджи и С. Саркар описали протерозойский медно-пирротиновый пояс Сингхбхум в Индии. Работами Н. А. Елисеева, Г. И. Горбунова, Е. А. Козлова, С. И. Зака, А. И. Богачева и других на Кольском полуострове установлены Печенгский и Аллареченский медно-никелево-пирротиновые пояса протерозойского возраста. В норвежских каледонидах У. Хольтедалем, Ф. М. Воксом и другими установлен пояс медно-пирротиновых и медноколчеданных месторождений.

Автор по собственным материалам и по литературным источникам изучил геологию перечисленных поясов, а также геологическое строение и вещественный состав руд 150 месторождений, входящих в состав этих поясов. Автор пришел к выводу о том, что большинство месторождений, входящих в состав перечисленных поясов, может быть отнесено к единой формации<sup>2</sup>, которую он предлагает назвать полиметалльно-пирротиновой.

Полиметалльно-пирротиновая формация характеризуется следующими чертами:

а) вмещающими породами для рудных тел служат черные глини-

---

<sup>1</sup> Общепринятого определения «рудный пояс» не существует. Автор под рудными поясами понимает рудоносные площади линейной формы и различного масштаба, находящиеся в пределах геосинклинальной системы одного возраста (киммерийского, герцинского или протерозойского), которые контролируются глубинными разломами, фиксирующимися продуктами базальтоидного магматизма.

<sup>2</sup> Под рудной формацией понимается группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующихся в близких геологических условиях независимо от времени образования.

стые сланцы, филлиты, аспидные сланцы, песчано-алевролито-сланцевые толщи или метаморфизованные осадочные породы фации зеленых и кристаллических сланцев. Как правило, все эти породы заражены вкрапленностью пирита и РОВ (рассеянное органическое вещество) соответствующей фации метаморфизма (углефицированное, графитизированное РОВ или графит);

б) рудные тела жило-, линзо-, трубообразной формы сложены массивными, полосчатыми и штокверковыми рудами;

в) рудные тела контролируются и вмещаются трещинными структурами, сопряженными или наложенными на складчатость, замыкающую развитие соответствующей геосинклинальной системы;

г) руды сложены в основном кварцем, пиритом и пирротинном, причем пирит преобладает в графитосодержащих метаморфических толщах, а пирротин — в слабометаморфизованных сланцах с углефицированной органикой; промышленно-ценная минерализация может быть представлена сульфидами цветных металлов, реже золотом, серебром, оловом, мышьяком или железом; жильные минералы и минералы околорудно измененных зон — хлорит, серицит, карбонаты, реже амфиболы, турмалин и слюды;

д) сульфидное и жильное вещество отлагалось из среднетемпературных слабо кислых растворов путем выполнения полостей с частичным метасоматозом вмещающих сланцев.

Во всех изученных поясах месторождения полиметалльно-пирротиновой формации в пространстве и во времени тесно ассоциируют с магматическими породами главным образом габброидного состава орогенного этапа развития геосинклинали (пояса диабазовых даек, штоков и малых интрузий). Изучение геологии поясов показало, что рудно-магматические пояса в геосинклинальных областях контролируются глубинными разломами, которые в процессе развития генерировали из мантии как основные магматические расплавы, так и гидротермальные флюиды, обогащенные сидерофильно-халькофильным набором элементов.

## **1. АЛЬПИЙСКИЕ ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИ-ПИРРОТИНОВЫЕ ПОЯСА ВОСТОКА СССР**

К дальневосточным относятся Приморский олово-полиметаллически-пирротиновый пояс (Восточный рудный пояс Приморья) и олово-пирротиновый пояс Северо-Востока СССР (Якутский кольцевой пояс). Оба пояса входят в советскую часть внешней мегазоны (Радкевич, 1973) Тихоокеанского рудного пояса, намеченного С. С. Смирновым (1946). В обеих позднекимерийских геосинклинальных областях в сходных геологических обстановках располагаются немногочисленные и однотипные касситерит-пирротиновые месторождения<sup>1</sup>.

### **ПРИМОРСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС**

Приморский, или Восточный, рудный пояс Приморья установлен и описан Е. А. Радкевич, И. Н. Томсоном и др. (1962, 1973; Основные

<sup>1</sup> Автор называет те сульфидно-касситеритовые месторождения Востока СССР олово-пирротиновыми, олово-полиметаллически-пирротиновыми или полиметалльно-пирротиновыми, в которых 30—50% рудной массы сложено пирротинном и сопутствующими ему сульфидами железа, цинка, свинца, меди и мышьяка.

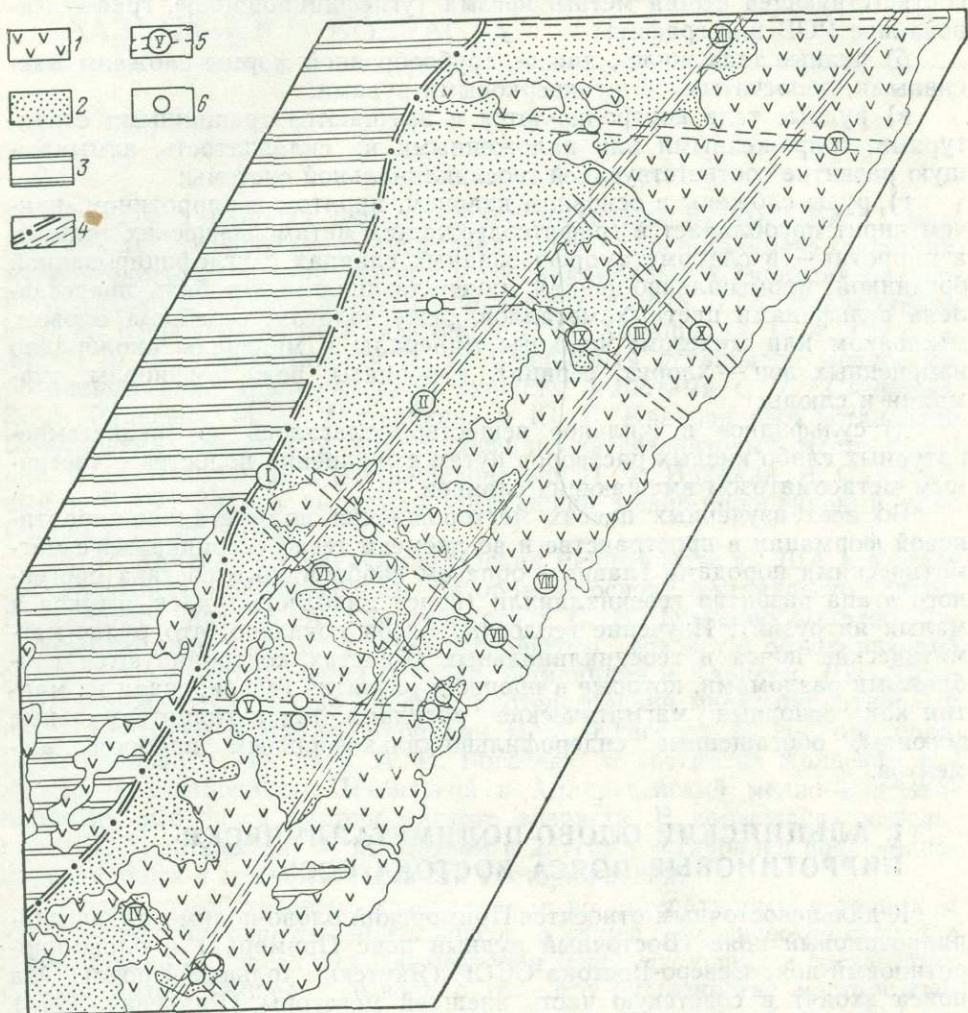


Рис. 1. Схема контроля глубинными разломами олово-полиметаллического пирротитового оруденения Приморского пояса. По материалам Е. А. Радкевич, М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и Ю. Г. Иванова.

1 — верхнемеловые и третичные эффузивы; 2 — песчано-глинистые породы мезозоя; 3 — осадочные породы палеозоя; 4 — главные продольные структурные швы Сихоте-Алиния; I — Центральный, II — Колумбинский, III — Прибрежный; 5 — зоны поперечных скрытых глубинных разломов: IV — Псунхунская, V — Тетюхе-Тадушинская, VI — Тетюхе-Краснореченская, VII — Синанчинская, VIII — Хантахезская, IX — Белембинская, X — Великокемская, XI — Кхунцинская, XII — Бикинская; 6 — рудоносные участки

черты. . ., 1968), М. П. Материковым (1960), М. А. Фаворской, И. Н. Томсоном (1969), Ю. Г. Ивановым (1971) и другими исследователями (рис. 1).

Приморский оловянно-сульфидный пояс (полиметалльно-пирротиновый в нашей терминологии или колчеданного типа по Ю. Г. Иванову) локализован во внутренней части мезозойской складчатой области, в Сихотэ-Алинском синклинории. Он контролируется двумя продольными глубинными разломами Колумбинским и Прибрежным.

Сихотэ-Алинский синклинорий расположен к востоку от Центрального структурного шва Приморья, по которому он контактирует с Центральным антиклинорием. Сихотэ-Алинский синклинорий развивался с перерывами, начиная с верхнепалеозойского времени и кончая верхнемеловым. В его пределах развиты осадочные толщи перми, триаса, юры и нижнего мела главным образом терригенного характера, общей мощностью более 10 км.

Е. А. Радкевич и др. (1962) отмечают, что как и в других рудных провинциях, здесь зона главного прогиба с мощными толщами терригенных осадков дала начало оловоносному поясу с месторождениями касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций.

Осадочные породы в пределах синклинория смяты в складки северо-восточного простирания. Характерная особенность складок — их косое расположение к ограничивающим региональным структурам: Центральному структурному шву с западной стороны и крупному Береговому разлому с восточной. Ограничивающие синклинорий разрывные структуры сближаются и сходятся под острым углом на юге, поэтому вся зона Сихотэ-Алинского прогиба сужается в южном направлении.

Для Сихотэ-Алинского синклинория характерно развитие узких гребневидных антиклиналей, разделенных сравнительно широкими и более пологими синклиналями. В западной части синклинория осевые плоскости антиклинальных складок наклонены на юго-восток, а в восточной части — на северо-запад. Вдоль шарниров крупных антиклиналей располагаются мелкие массивы гранитоидов, дайки порфиритов и лампрофиров и оловорудные месторождения, например Кавалеровской группы. Таким образом, ядерные части антиклиналей вырисовываются как благоприятные проницаемые структуры для проникновения магмы и рудоносных гидротерм. Как считает Е. А. Радкевич, эти узкие гребневидные антиклинальные складки, характеризующиеся проявлениями магматизма и оруденения, располагаются над расколами фундамента, которые как бы оперяют Центральный структурный шов.

Кроме антиклинорийных зон рудоконтролирующими, по М. А. Фаворской и Ю. Г. Иванову, являются продольные глубинные разломы, разделяющие структурно-формационные зоны — внутригеосинклинальные поднятия и прогибы. Характерными примерами таких разломов служат Прибрежный и Колумбинский, которые фиксируются геофизическими данными и представляют собой системы надвигов и взбросов шириной от 2 до 10 км. Они вмещают небольшие приповерхностные посторогенные массивы гранодиоритов, служат границей распространения ольгинских эффузивов и контролируют размещение месторождений. Колумбинский и Прибрежный разломы причленяются к центральному структурному шву Сихотэ-Алиня (см. рис. 1).

Месторождения и рудные поля пояса, как правило, приурочены к местам пересечения Колумбинского и Прибрежного разломов с зонами поперечной трещиноватости, которые являются отражением

расколов палеозойского фундамента в мезозойском структурном этапе (Томсон, 1965). Все полиметалльно-пирротиновые месторождения пояса залегают в песчано-глинистых породах мезозоя, для которых характерна высокая углеродистость (насыщенность пород растительным детритом, РОВ). На многих месторождениях Ю. Н. Размахнин (1963) особо выделяет благоприятные горизонты углисто-глинистых сланцев, черных блестящих алевропесчаников и алевролитов.

Почти все полиметалльно-пирротиновые месторождения Приморского пояса сопровождаются дайками порфиров и лампрофиров приморской интрузивной серии, которые являются производными глубоко залегающих очагов базальтоидной магмы (Шипулин, 1957, 1971; Онихимовский 1973; Радкевич, 1973; и др.).

Жилы или жильные зоны, сопровождаемые линейными брекчиево-штокверковыми зонами, выполняют трещины скола, отчетливо секут юрские складки и дайки лампрофиров и порфиров. В рудах 15 учтенных автором месторождений пояса сульфидный комплекс (главным образом пирротин и сопровождающие его сульфиды — пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит и др.) составляют 30—50% жильной массы. Различаются три минеральных типа руд: касситерит-пирротиновый (Дальнетаежное и др.); касситерит-галенит-сфалерит-пирротиновый (Краснореченское, Дальнее, Монастырское и др.); касситерит-халькопирит-галенит-сфалерит-пирротиновый (Тернистое, Темногорское).

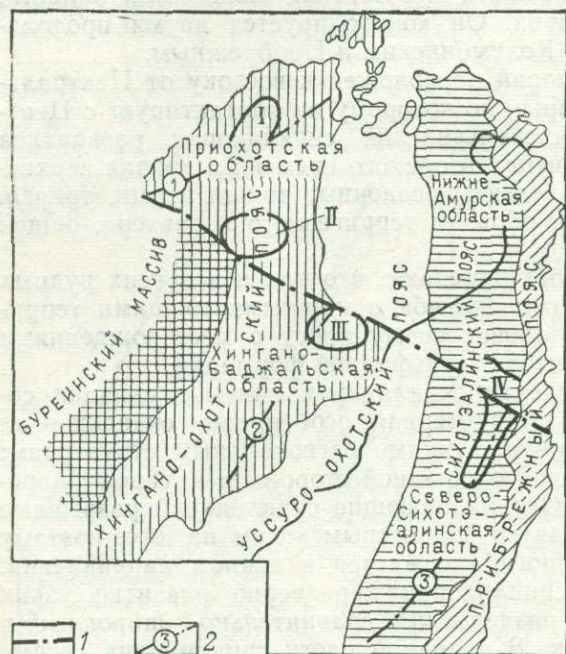


Рис. 2. Положение олово-пирротиновых зон и узлов в схеме металлогенического районирования Приамурья. По С. Ф. Усенко и М. В. Чеботареву (1973).

1 — Сюркумско-Мяочанская глубинная поперечная структура; 2 — региональные разломы (цифры в кружках): 1 — Кумусунский, 2 — Куканский, 3 — Котен-Копинский. I — Селиткано-Кумусанский узел; II — Эзольская и Софийская зоны; III — Комсомольская (Мяочанская) зона; IV — Мопанский и Буленейский узлы Копинской зоны

нетаежное и др.); касситерит-галенит-сфалерит-пирротиновый (Краснореченское, Дальнее, Монастырское и др.); касситерит-халькопирит-галенит-сфалерит-пирротиновый (Тернистое, Темногорское).

С юго-запада на северо-восток вдоль Прибрежного и Колумбинского разломов, а также вдоль шарниров гребневидных антиклинальных складок, в местах пересечения их поперечными зонами трещиноватости располагаются Щербаковское рудное поле и месторождения: Монастырское и Ахобинское, Хрустальное, Темногорское и Краснореченское, Дальнее, Хантахезское, Дальнетаежное, Тернистое, Арминское и Звездное. Далее на северо-восток, в Приамурье (рис. 2), с некоторым перерывом локализованы месторождения Копинской зоны (Мопанский и Буленейский узлы по С. Ф. Усенко и М. В. Чеботареву, 1973) и Комсомольской (Мяочанской) зоны (Усенко, Чеботарев, 1973; Минерализованные зоны..., 1967).

Олово-пирротиновые месторождения Приморского пояса служат характерным примером постскладчатых образований орогенного этапа развития юнокиммерийской (альпийской) геосинклинальной области, связанными с глубинными разломами и габброидным магматизмом.

### ЯКУТСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС

Якутский кольцевой пояс Северо-Востока СССР локализован в Яно-Колымо-Чукотской геосинклинальной области киммерийского возраста

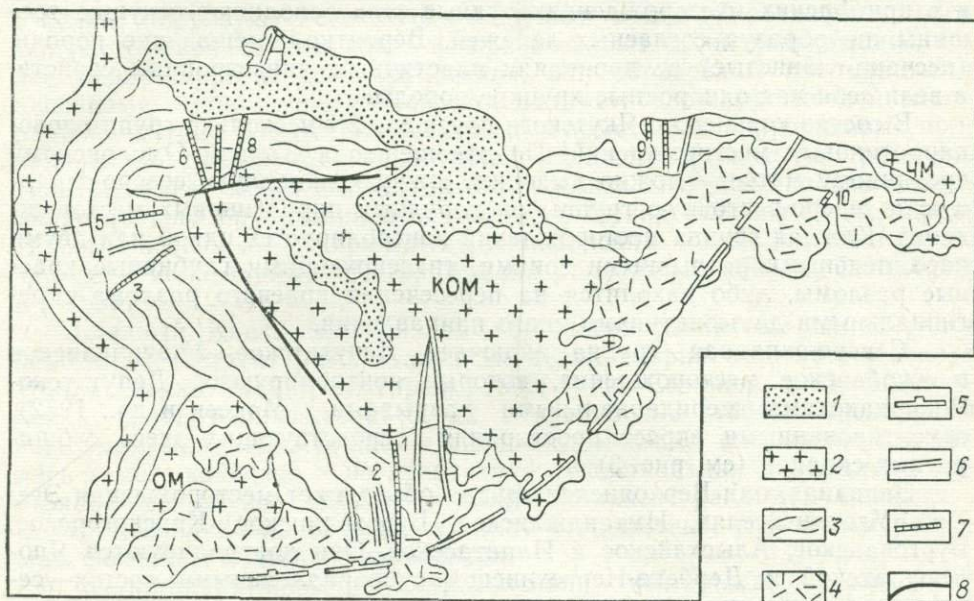


Рис. 3. Тектоническая схема Северо-Востока СССР, иллюстрирующая контроль поперечными структурами олово-пирротинового оруденения. По Б. В. Макееву и В. К. Политову (1972).

1 — четвертичные впадины; 2 — срединные массивы и щиты; 3 — мезозойская геосинклинальная область и основные направления складчатых структур мезозойского периода; 4 — эффузивные покровы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 5 — основной шов Эвенской вулканической дуги; 6 — поперечные структуры, скрытые глубинные разломы, контролирующие гипабиссальные массивы гранитоидов омукчанского типа; 7 — то же, с касситерит-силикатно-сульфидным оруденением железистого ряда; 8 — краевые разломы. Региональные структуры: КОМ — Колымо-Омолонский срединный массив, ОМ — Охотский срединный массив, ЧМ — Чукотский срединный массив. Поперечные структуры: 1 — Оротуканская, 2 — Хетинская, 3 — Нельгехе-Дербекинская, 4 — Тирехтахская, 5 — Яно-Борулахская, 6 — Куйчинская, 7 — Депутатская, 8 — Чокурдагская; 9 — Чаунские (Валькумейская и Пыркайская), 10 — район залива Креста

и по форме напоминает подкову вокруг Колымо-Омолонского срединного массива (Чайковский, 1960; Матвеев, Шаталов, 1963; В. В. Иванов, 1963; Некрасов, 1963, 1964; Геология оловорудных..., 1965; Зильберминц и др., 1967; Ицксон, 1967; Лугов, 1973; Макеев и др., 1972; Радкевич, 1973; и др.). Месторождения и рудные поля пояса контролируются поперечными к направлению местных складок разломами, которые могут считаться краевыми или пограничными по отношению к Колымо-Омолонскому массиву (рис. 3) (Радкевич, 1973; Макеев и др. 1972). Эти разломы (расколы домезозойского фундамента) были активизированы после киммерийской складчатости, так как секут складки и вмещают наряду с оловорудными пирротиновыми месторождениями

пояса даек лампрофиров, порфиров и мелкие гранитоидные массивы омсукчанского типа (Макеев и др., 1972).

Секущие складки жилы, жильные зоны или брекчиево-прожилковые зоны содержат линзы сульфидов (пирротин, сфалерит, галенит и др.), составляющие 30—50% рудной массы. Они залегают в хлоритизированных и кварцованных песчано-сланцевых породах, зараженных РОВ. Минерализация проходила стадийно, главным образом путем выполнения полостей. Рудные тела обычно выполняли те же трещинные полости, что и дорудные дайки порфиров и лампрофиров. Как и в приморских месторождениях рудные тела заполняют секущие трещины, не образуя согласных залежей. Вероятно, вмещающие породы (песчано-глинистые) не проявляли пластичных, анизотропных свойств, а вели себя как однородные хрупкие породы.

В состав кольцевого Якутского пояса входят несколько групп оловопирротиновых месторождений. По отношению к Колымо-Омолонскому срединному массиву можно выделить южную, западную, северо-западную и северо-восточную группы оловорудных пирротиновых месторождений. Каждая группа месторождений контролируется одной или двумя параллельными разрывными зонами, трассирующими глубинные краевые разломы, либо находится на пересечении краевого разлома с региональными дизъюнктивами иного направления.

Северо-западная группа включает Депутатское, Укачилканское и Курбанское месторождения, которые контролируются Депутатско-Чокурдакскими меридиональными разрывами (Макеев и др., 1972), ориентированными вкрест простирания господствующих здесь субширотных складок (см. рис. 3).

Западная, или Верхоянская группа объединяет месторождения Эге-Хая, Улахан-Эгелях, Имтанджинское, Бургавлинское, Красногорское, Бургочанское, Алысхайское и Илинтасское. Они контролируются Яно-Борулахской и Дербек-Нергехинской субпараллельными восток—северо-восточного простирания зонами, которые ориентированы поперек к развитым здесь северо-западным складчатым структурам Яно-Колымской геосинклинали (см. рис. 3).

Южная группа включает месторождения им. Лазо, им. Чапаева, им. III Пятилетки, Каньон, Кинжал и Хетинское. Эта группа месторождений локализована в Среднекано-Нерегинской (по В. К. Чайковскому) или Хетинско-Орутуканской (по Б. В. Макееву) меридиональных тектонических зонах, пересекающих широтные складчатые структуры Яно-Колымской геосинклинали (см. рис. 3).

Северо-восточная группа состоит из Чаунско-Чукотского узла, в состав которого входят Валькумейское и Первоначальное месторождения, а также из узла залива Креста с Пийнкуйским, Сердце-Каменным и Карским месторождениями. Чаунско-Чукотский узел контролируется Чаунской зоной разрывов или Валькумейско-Пыркакайской структурами меридиональной ориентировки, поперечными к субширотным складкам этого района. Пийнкуйское, Карское и месторождение Сердце-Каменное находятся в области влияния основного шва Эвенской вулканической дуги — региональной структуры, которую можно сравнить с Прибрежным швом южного Приморья.

## 2. КИММЕРИЙСКИЙ ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИНОВЫЙ ПОЯС БОЛЬШОГО КAVKAZA

Вдоль Главного Кавказского хребта на северном и южном его склонах в разное время установлены многочисленные медно-пирротиновые и полиметалльно-пирротиновые рудопроявления и отдельные месторождения, которые, согласно Л. А. Варданянцу (1940), Г. А. Твалчредзе (1961, 1972), Г. И. Харашвили (1964), В. Б. Черницыну (1973), Г. И. Иванову (1969 г.), В. А. Мельникову (1972 г.) и другим исследователям, образуют северный и южный медно-пирротиновые пояса Большого Кавказа. Эти пояса не представляют собой непрерывных полос медно-пирротинового оруденения, они образованы прерывистыми цепочками медно-пирротиновой или полиметалльно-пирротиновой минерализации (рис. 4). Все эти медно- и полиметалльно-пирротиновые проявления контролируются узкой зоной Главного Кавказского разлома. Поэтому имеет смысл выделить единый Кавказский пояс полиметалльно-пирротинового оруденения по аналогии с Прииртышским медно-пирротиновым поясом на Рудном Алтае, Аппалачским поясом медно-пирротиновых и колчеданных месторождений и медным поясом Сингххум в Индии.

Главный Кавказский разлом пересекает различные по возрасту породы всех структурных этажей мегантиклинория Большого Кавказа (Милановский, 1962; Ажгирей, 1962; В. И. Смирнов, 1963; Шихалибейли, 1964). Как отмечает Э. Ш. Шихалибейли (1964), описываемая зона разломов, заложившись в каледонском этапе, интенсивно проявилась в мезо-кайнозойе и не прекратила существования и поныне; в настоящее время она служит осевым глубинным разломом Кавказа... Э. Ш. Шихалибейли относит эту зону к граничным глубинным разломам сквозного длительного развития.

Медно-пирротиновые рудопроявления и месторождения, контролируемые Главным Кавказским разломом и оперяющими его ветвями, также локализованы в разных породах, главным образом в нижне-среднеюрских терригенных, но часто обнаруживаются в метаморфических сланцах и гранитах палеозоя, в юрских диабазовых дайках, гранитоидных и габброидных массивах. Эти прерывистые цепочки из рудопроявлений и отдельных месторождений, которые на всем протяжении зоны Главного Кавказского разлома и сопряженных с ним нарушений сопровождаются диабазовыми дайками поясов Варданянца, представляют собой перспективные районы для обнаружения новых рудных объектов. Перспективы обнаружения новых месторождений значительно увеличились после открытий месторождений в Дагестане и Азербайджане. Известны также десятки рудопроявлений еще не оцененных.

Медно-пирротиновые или полиметалльно-пирротиновые рудопроявления и месторождения Кавказа представляют собой жильные или линзообразные тела кварц-пирротинового, реже пирротинового или пирротин-пиритового состава, часто сопровождаемые штокверковыми зонами. Они несут разной степени интенсивности халькопиритовое, халькопирит-сфалерит-галенитовое, иногда с кобальтином и арсенопиритом и редко с касситеритом оруденение. Как правило, жилы и линзы вмещаются наложенными на среднеюрские складки общего смятия разрывами, зонами брекчирования, трещиноватости и рассланцевания, т. е. являются постскладчатыми образованиями. Как отмечает А. Л. Лунев (1970), полиметаллические и медно-пирротиновые рудопроявления

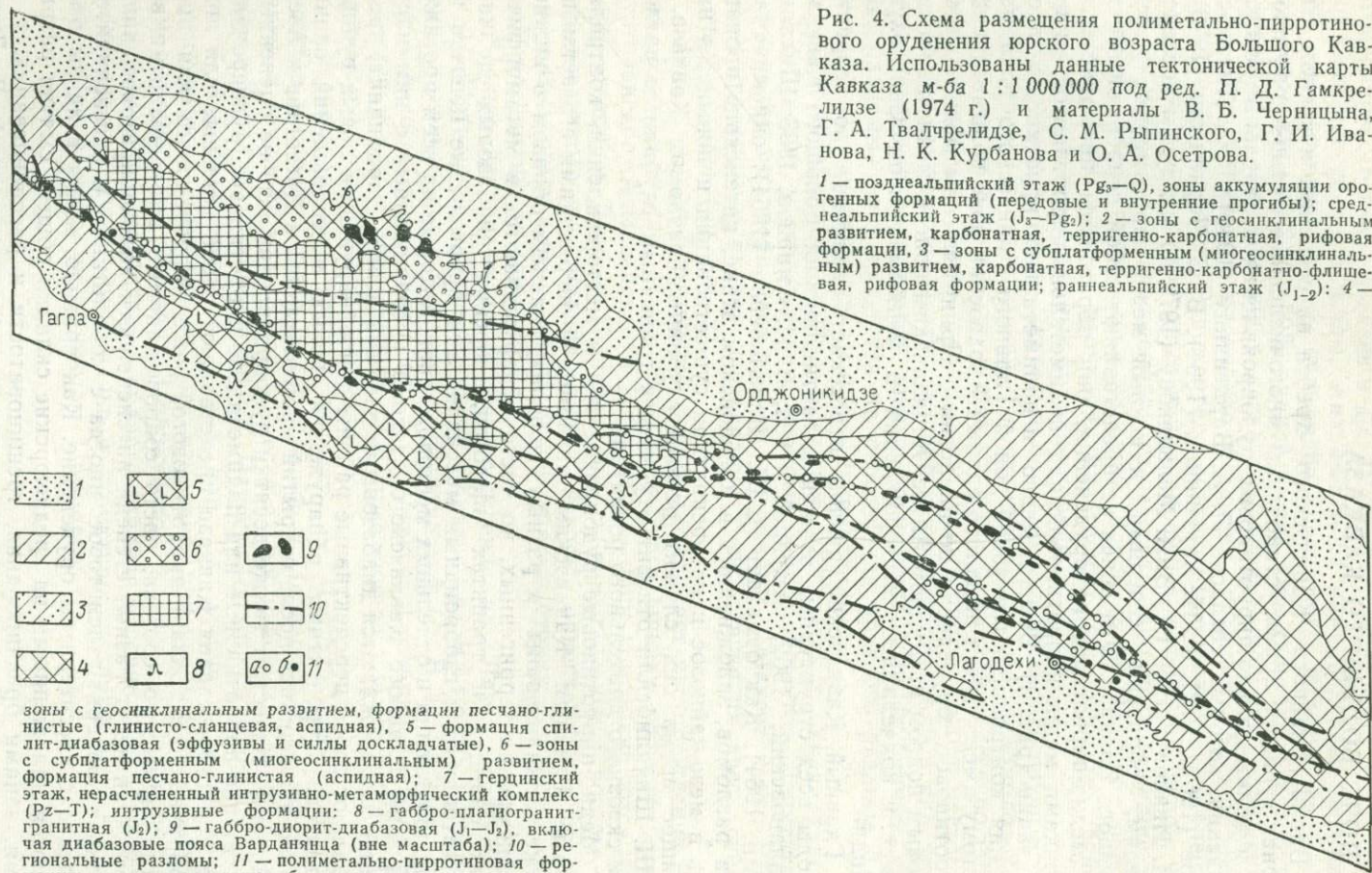


Рис. 4. Схема размещения полиметалльно-пирротинового оруденения юрского возраста Большого Кавказа. Используются данные тектонической карты Кавказа м-ба 1:1 000 000 под ред. П. Д. Гамкрелидзе (1974 г.) и материалы В. Б. Черницына, Г. А. Твалчрелидзе, С. М. Рыпинского, Г. И. Иванова, Н. К. Курбанова и О. А. Осетрова.

1 — позднеальпийский этаж ( $Pg_3-Q$ ), зоны аккумуляции орогенных формаций (передовые и внутренние прогибы); среднеальпийский этаж ( $J_3-Pg_2$ ); 2 — зоны с геосинклинальным развитием, карбонатная, терригенно-карбонатная, рифовая формации, 3 — зоны с субплатформенным (многогеосинклинальным) развитием, карбонатная, терригенно-карбонатно-флишевая, рифовая формации; раннеальпийский этаж ( $J_1-2$ ); 4 —

зоны с геосинклинальным развитием, формации песчано-глинистые (глинисто-сланцевая, аспидная), 5 — формация спилит-диабазовая (эффузивы и силлы доскладчатые), 6 — зоны с субплатформенным (многогеосинклинальным) развитием, формация песчано-глинистая (аспидная); 7 — герцинский этаж, нерасчлененный интрузивно-метаморфический комплекс ( $Pz-T$ ); интрузивные формации: 8 — габбро-плагногранитгранитная ( $J_2$ ); 9 — габбро-диорит-диабазовая ( $J_1-J_2$ ), включая диабазовые пояса Варданянца (вне масштаба); 10 — региональные разломы; 11 — полиметалльно-пирротиновая формация: а — рудопроявления, б — месторождения

располагаются в структурах раннеальпийской завершенной складчатости.

Анализируя схему размещения рудопроявлений и месторождений полиметалльно-пирротинового типа (см. рис. 4), можно заметить четкий контроль оруденения региональными разрывами, входящими в систему Главного Кавказского разлома.

На северо-западном Кавказе, от Чугушского антиклинория до меридиана Минераловодского разлома в верховьях р. Ингури, рудопроявления контролируются непосредственно зоной Главного Кавказского надвига, по которому палеозойское ядро мегантиклинория Кавказа контактирует с ниже-, среднеюрскими терригенными и эффузивно-терригенными породами. Это рудопроявления Чугушского массива, Лаурская и Псеашхинская группы, Санчарско-Абхазская, Кодорская и Сванетская группы рудопроявлений. Особое положение занимают некоторые рудопроявления Абхазии (группа Зиминских и Схапачских), которые локализованы в среднеюрских гранитоидах Горабского и Келасуртского массивов, прорывающих складчатый эффузивный байос и контролируемых разломом, параллельным Главному надвику.

Восточнее Минераловодского поперечного разлома, в верховьях р. Ингури, единый пояс рудопроявлений «расщепляется» на две полосы. Одна из них, горно-рачинская, следует южнее палеозойского ядра в горную Осетию вдоль Адайкомского разлома и заканчивается Мамиссонским и Каурбекхохским рудопроявлениями. Вторая, более северная полоса рудопроявлений еще раз «расщепляется» на две цепочки, которые прослеживаются по северной и южной границам Штуло-Харесской депрессии. В состав северной цепочки входят в основном полиметалльно-пирротиновые рудопроявления и месторождения, контролируемые Садоно-Унальским, Южным и другими разломами (Казатхох, Смадихох, Гаудор, Восточные жилы Садона, Битаровское, Бачита, Нижне-Бадское, Кайдонское, Кошандурское, Назиткомское, Цариитдонское, Фардонское и др.). Цепочка рудопроявлений и месторождений в основном медно-пирротинового типа, приуроченных к разломам южной границы Штуло-Харесской депрессии (Хуппоринский, Буронские и др.), включает Харесскую группу, Хуппоринское, Саухохское, Буронскую группу, Бадскую аномалию, Южно-Фиангонскую, Джимаринскую и Верхне-Геналдонскую группы. Обе эти осетинские цепочки рудопроявлений продолжают в Чечено-Ингушетию, сопровождая Казбекский пояс диабазовых даек вдоль Ларского, Казбекского и Сагадино-Урущского разломов (Алхой-Чоч, Джерахское, Ольгетское, Кечоч, Бисир, Хаснатское, Химгинское, Нелх, Ковригинские и др.) и постепенно затухают в районе Тюалоя. Южнее Чечено-Ингушской полосы рудопроявлений, в верховьях р. Алазани, в Грузинской Кахетии, появляется азербайджано-дагестанская ветвь Кавказского пояса с медными и полиметаллическими месторождениями (Кизил-Дере, Кацдаг, Филизчай и др.), контролируемая серией региональных нарушений, которые образуют восточное окончание Главного Кавказского разлома, фиксируемого Кахетинским диабазовым поясом.

В некоторых участках пояса рудопроявления группируются в узлы и поля. Нередко это происходит в местах пересечения зоны Главного разлома поперечными, антикавказскими, нарушениями или зонами повышенной трещиноватости, которые предположительно являются отражением в юрских породах разломов палеозойского фундамента. Довольно четко это наблюдается в Дагестане, Азербайджане, Чечено-

Ингушетии, иногда в Краснодарском крае, как считает И. Н. Еремин (1974), в районе Лаурского месторождения. В других случаях рудопроявления группируются вдоль серии субпараллельных разломов общекавказского направления, которые пересекают нижний, герцинский структурный этаж, как, например, в Чугушском кристаллическом массиве, в Горной Осетии и в Казбекском районе.

Таким образом, места концентрации рудопроявлений в пределах северного пояса известны в Краснодарском крае, в Осетии, в Казбекском районе, в Чечено-Ингушетии и в Дагестане (Аваро-Андийский и Хнов-Борчинский районы). На южном склоне Главного Кавказского хребта они распространены в северной Грузии (Абхазия, Сванетия, Горная Рача и Кахетия) и в северо-западном Азербайджане (Белокано-Закатальский район).

Рассмотрим, какую геологическую позицию занимает пояс в общей структуре Большого Кавказа.

В киммерийской геосинклинальной области вдоль Главного Кавказского хребта В. И. Смирновым (1962) выделены северная и южная структурно-формационные зоны. Южная зона в нижне-среднеюрское время представляла собой геосинклинальный ров, заполненный осадками огромной мощности. Эти осадки в основном относятся к терригенной (аспидной) формации, а в небольшом объеме присутствуют вулканогенные породы спилит-диабазовой формации. В пределах южной структурно-формационной зоны В. И. Смирнова В. Б. Черницыным (1971, 1973) выделена еще более узкая «Приводораздельная металлогеническая зона с нижне-среднеюрским медно-пирротинным и колчеданно-полиметаллическим оруденением». Ширина этой зоны не превышает 15—25 км, что подчеркивает ее контроль глубинным разломом (Черницын, 1973). Мощность терригенных существенно глинистых нижне-среднеюрских отложений в зоне, залегающих согласно без тектонического перерыва в пределах центральной, восточной частей и южного склона мегантиклинория Большого Кавказа, составляет 8—11 км. А. Л. Лунев (1970) отмечает: «во внутренней части раннеальпийской геосинклинали формировалась мощная (10—12 км) непрерывная толща преимущественно глинисто-алевролитовых пород». Например, в пределах дагестанской части зоны на северном склоне Главного хребта мощность отложений аспидной формации достигает 10—11 (Колчеданные месторождения..., 1973), а по данным К. О. Ростовцева (1970) — до 16 км. Мощность же вулканогенных пород тоарского и ааленского возрастов не превышает сотни метров (Колчеданные месторождения..., 1973; О двух этапах..., 1976).

В Осетии средняя мощность нижне-среднеюрских пород составляет 5000 м (Черницын, 1973), а эффузивных пород спилит-диабазовой формации — первые сотни метров (Леонов, 1967).

На северо-западе медно-пирротинового пояса, в Краснодарском крае и Грузии, породы нижне-среднеюрского вулканогенно-осадочного комплекса имеют мощность от 3200 до 4500 м, в том числе эффузивные породы преимущественно байосского возраста слагают толщи мощностью до 200—700 м. Таким образом, эффузивные породы составляют от 1 (Дагестан) до 5—10% (Северо-Западный Кавказ) мощности непрерывного разреза нижне-среднеюрских пород.

В течение нижней и средней юры вулканическая деятельность происходила в лейасе на северо-западном и центральном Кавказе, в тоаре в Дагестане, в аалене на северо-западном и юго-восточном

Кавказе. По Г. Д. Афанасьеву и А. М. Борсуку (Конкретные магматические формации..., 1971), ниже-среднеюрские эффузивы Главного хребта и южного склона объединены в диабаз-кератофировую формацию — типичную формацию доскладчатого, инициального магматизма. Большая часть эффузивных пород и сопровождавших их силлов может быть отнесена к спилит-диабазовой формации по Ю. А. Кузнецову (Черницын, 1973).

Основная раннеальпийская (киммерийская) складчатость на Кавказе произошла в средней юре, несколько варьируя во времени в разных регионах. Это была тоар-ааленская конседиментационная складчатость на Центральном Кавказе (Ажгирей, 1963) и байос-батская складчатость в Грузии (Твалчрелидзе, 1961; Металлогения Кавказа, 1964). По мнению большинства исследователей, предкелловейские движения сыграли решающую роль в формировании антиклинорий Главного и Передового хребтов (Милановский, Хаин, 1963; Ростовцев, 1970; Гамкрелидзе, 1966; Смирнов, 1967).

Интрузивный постскладчатый магматизм юрского (домелового) возраста, с которым пространственно и парагенетически связано медно-полиметалльно-пирротинное оруденение пояса, представлен дайковыми диабазовыми поясами Варданянца и отдельными гранитоидными массивами эцарского комплекса на северо-западном Кавказе, а по мнению ряда исследователей (Конкретные магматические формации..., 1971; Черницын и др., 1971), также и на центральном Кавказе (Теплинский, Сангутидонский, Цейский и др. массивы).

Дайки диабазов и габбро-диабазов, дайкообразные тела и штоки, известные под названием Кахетинского и Казбекского поясов Варданянца, чрезвычайно широко распространены в Приводораздельной зоне В. Б. Черницына и др. (1971), вытягиваясь на сотни километров вдоль зоны глубинного разлома. Выдержанность состава этих магматических пород по простиранию и в разрезе (в трех нижних структурных этажах) доказывает однородность и глубинность магматического очага (Черницын, 1973; Черницын и др., 1971). Соотношение диабазовых даек с вмещающими их терригенными ниже-среднеюрскими породами, собранными в сложные изоклиналильные складки, показывает, что дайки являются постскладчатыми образованиями предверхнеюрского возраста, так как они отсутствуют в верхнеюрских породах (Варданянц, 1940; Ренгартен, 1940; Твалчрелидзе, 1961; Черницын и др., 1971; Осетров, 1974; Осетров и др., 1975; Магматизм..., 1975; Газданов, 1975; Маркус, 1974).

Состав, петрохимические и геохимические особенности диабазовых даек чрезвычайно близки покровам и силлам спилит-диабазовой формации (Долгих, Черницын, 1971; Геология и условия..., 1976), которые участвуют в среднеюрской (батской) складчатости. Отличие заключается в секущем положении даек по отношению к складкам вулканогенно-осадочных горизонтов. Поэтому дайковый магматизм следует считать вторым этапом деятельности одного и того же базальтоидного глубинного, возможно, мантийного очага.

Гранитоидные массивы, прорывающие и метаморфизирующие складчатые сооружения терригенного лейаса, тоара—аалена, а местами и вулканогены байоса, встречаются в зоне Главного хребта на северо-западном Кавказе (бассейны Ингури, Кодори, Келасури, Большой Лабы и др.). По составу среди постскладчатой гранитоидной формации послебайосского — донижнемелового возраста (Конкретные магматические формации..., 1971) выделяются диориты, сиенито-диориты,

габбро-диориты, плагиограниты и другие разновидности. По мнению В. Б. Черницына и др. (1971), эти породы могут быть отнесены к габбро-плагиогранитной формации и имеют родство с магмой, давшей диабазовые пояса. Г. А. Твалчрелидзе (1972) также считает эти гранитоидные породы производными основной магмы, внедрившейся в доскладчатый этап (?) развития киммерийской геосинклинали. На основании активного контакта гранитоидных массивов (Санчарского, Кардывачского, Горабского, Келасурского, Кайдонского и других) с собранными в складки породами ниже-среднеюрского возраста следует считать их посторогенными образованиями, как это делают Г. Д. Афанасьев и др. (Конкретные магматические формации..., 1971). Учитывая их состав (настоящие граниты среди них отсутствуют), вполне возможно, что генетически они также являются производными базальтового расплава, как считают В. Б. Черницын и др. (1971), Г. Л. Асатиани (1971) и Г. А. Твалчрелидзе (1972).

Таким образом, в киммерийской геосинклинали Большого Кавказа, которую, согласно Г. А. Твалчрелидзе (1972), можно рассматривать как сланцевую эвгеосинклираль, проявилось два этапа магматической деятельности одного и того же глубинного очага: а) доскладчатый — эффузивы и силлы спилит-диабазовой формации и б) постскладчатый — диабазовые дайки и малые интрузии, а также отдельные гранитоидные массивы — дифференциаты базальтовой магмы.

### 3. ГЕРЦИНСКИЕ ПОЯСА

#### ИРТЫШСКИЙ МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫЙ ПОЯС

Иртышский медно-пирротиновый пояс был намечен В. П. Нехоршевым (1938) и описан Б. Ф. Зленко (1963), П. Ф. Иванкиным, В. С. Кузбным, Н. И. Стучевским, В. Н. Любецким, Н. Л. Бубличенко (Принципы и методы прогнозирования..., 1972), по данным которых и приводится его характеристика.

Пояс протягивается на 500 км от Вавилонского медно-пирротинового месторождения на северо-западе до Карчагинского медно-пирит-пирротинового месторождения на юго-востоке. Медно-пирротиновый пояс, как и сопровождающие его малые интрузии и дайки габбро-диабазового состава, контролируется Иртышским глубинным разломом (рис. 5).

Иртышский глубинный разлом, или Иртышская зона смятия, шириной в 15—30 км ограничен краевыми региональными разрывами: Иртышским с северо-востока и Калба-Нарымским — с юго-запада. По данным сейсмических исследований П. Ф. Иванкина и В. Н. Любецкого, Иртышский глубинный разлом прослежен на глубину более 100 км. Поверхность Мохоровичича в зоне Иртышского разлома образует линейный прогиб глубиной до 4 км, а поверхность базальтового слоя осложнена 2-километровым уступом (Принципы и методы прогнозирования..., 1972).

Зона Иртышского глубинного разлома, согласно В. С. Кузбному, Н. И. Стучевскому и Н. Л. Бубличенко, соответствует Иртышской структурно-формационной зоне Юго-Западного Алтая, сложенной в основном осадками среднего палеозоя.

Иртышский приразломный прогиб выполнен в основном мелководными морскими карбонатно-терригенными отложениями девонского времени, которые в северо-восточной половине сопровождалась эффу-

зивами, кварц-кератофировой и андезит-дацитовой формаций, а в юго-западной — черносланцевой, аспидной формацией. В юго-восточной части Иртышской структурно-формационной зоны в ее осевой подзоне эрозия вскрыла кристаллические сланцы и парагнейсы нижнего палеозоя или докембрия, которые отсутствуют в соседних структурно-формационных зонах. Это свидетельствует о том, что Иртышская зона была

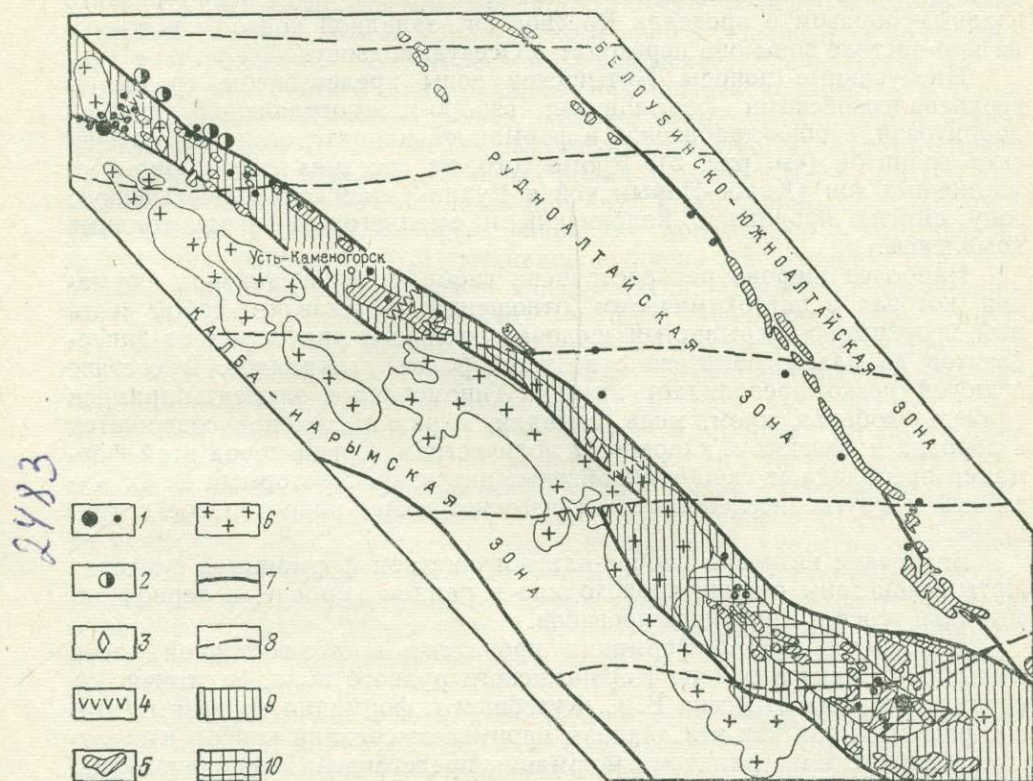


Рис. 5. Схема размещения медно-пирротинового оруденения в Иртышской зоне глубинного разлома и в северо-восточном глубинном разломе Юго-Западного Алтая. По П. Ф. Иванкину, В. Н. Любецкому, В. С. Кузечному и др. (Принципы и методы прогнозирования... 1972).

1 — медно-пирротинные месторождения и рудопроявления; 2 — медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, в которых проявлен медно-пирротиновый парагенезис; 3 — редкометалльные месторождения и рудопроявления; 4 — формация постбатолитовых малых интрузий диорит-гранодиорит-порфиров; 5 — габброидные малые интрузии; 6 — граниты Калба-Нарымской и Иртышской зон; 7 — глубинные разломы; 8 — скрытые глубинные разломы широтного простирания; 9 — зона глубинного Иртышского разлома; 10 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?).

заложена по крайней мере в нижнем палеозое и развивалась до перми, что фиксируется данными абсолютного возраста магматических пород и оруденения. В структурном отношении зона представляет собой шовный антиклинорий или линейный горст-антиклинорий. Палеозойские породы на всем протяжении зоны интенсивно дислоцированы, расланцованы и метаморфизованы. Особенно в Осевой подзоне линейная напряженная складчатость осложнена локальными зонами расланцевания, продольными и поперечными дизъюнктивами, которые придают Иртышской зоне смятия клиновидно-блоковое строение.

По особенностям внутреннего строения Иртышская структурно-формационная зона разделяется на три подзоны: Краевую юго-западную, Осевую и Краевую северо-восточную. Краевая юго-западная подзона сложена в основном терригенной формацией, аспидные сланцы которой собраны в изоклинальные складки и нарушены локальными зонами рассланцевания, контролирующими габбро-диабазовые интрузии и медно-пирротиновое оруденение. Медно-пирротиновое оруденение развито главным образом в пределах Краевой юго-западной подзоны и только на юго-востоке зоны оно переходит в Осевую подзону.

Интрузивные породы Иртышской зоны представлены средне- и верхнепалеозойскими формациями: габбро-плагиогранитной, диабаз-диоритовой, габбро-диабазовой и формацией мигматитов и анатектических гранитов (см. рис. 5). Кроме того, из соседних структурно-формационных зон (Калбо-Нарымской и Рудно-Алтайской) в Иртышскую зону смятия проникают калбинский и змеиногорский гранитоидные комплексы.

Наиболее широко распространена габбро-плагиогранитная формация, которая в петрохимическом отношении представляет собой «единый непрерывно-прерывистый щелочноземельный ряд пород от гипербазитов до плагиогранитов» с ведущей ролью габброидов. В составе щелочей резко преобладает натрий. Типоморфные элементы-примеси (никель, кобальт, хром, медь, ванадий, цирконий, олово) содержатся в породах в близких к кларковым количествам. Среди пород этой формации преобладают габбро-диабазовые интрузии, с которыми В. С. Кузевный и другие исследователи связывают медно-пирротиновое оруденение.

Внедрение интрузий габбро-плагиогранитной формации в пределах Иртышской зоны смятия происходило в раннем карбоне, в период замыкания геосинклинальных прогибов.

Диабаз-диоритовая формация проявлена в юго-восточной части Иртышской зоны в районе Карчигинского рудного поля. В отличие от предыдущей, она отнесена В. С. Кузевным к формации орогенных этапов развития, так как эти диабазы прорывают средний карбон и срезаются калбинскими гранитами. Формация представлена микродиоритами, диоритовыми, диабазовыми и дацитовыми порфиритами, которые от более древних габброидов отличаются «свежим» обликом. Порфириты содержат в качестве типоморфных примесей те же элементы, что и габброиды габбро-плагиогранитной формации и также сопровождаются медно-пирротиновыми проявлениями.

В габброидных массивах и парагенетически связанных с ними рудных телах медно-пирротинового типа проявлены характерные контактные автометаморфические гидротермальные изменения: в узких околоинтрузивных ореолах образуются адинолы (кварц, альбит, эпидот с пирротинном, магнетитом и халькопиритом); габброиды амфиболитизируются, а аспидные и кристаллические сланцы замещаются биотитом, хлоритом, антофиллитом и кордиеритом (Иванкин, Иншин, Кузевный, 1972).

Важно отметить, что на Вавилонском халькопирит-пирротиновом месторождении Б. Ф. Зленко (1963) установлены нерассланцованные дорудные дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров пермского времени. Эти дайки на основании их состава и положения в структуре участка и рудного поля можно отнести к формации малых интрузий альбитофиров—порфиритов постзмеиногорского возраста, которые широко

развиты на скарново-рудных и колчеданно-полиметаллических рудных полях. Следовательно, медно-пирротиновое оруденение Иртышской зоны смятия, которое представляет Вавилонское месторождение, является постскладчатой орогенной формацией. Это подтверждается абсолютным возрастом второй стадии оруденения Вавилонского месторождения (220 млн. лет).

В состав Иртышского медно-пирротинового пояса входят кроме упомянутых Вавилонского и Карчигинского месторождений ряд более мелких месторождений (Десятковское, Ушаковское, Усольцевское, Заиртышское) и десятки рудопроявлений, наибольшее количество которых группируется около субширотных скрытых тектонических зон в местах пересечения ими Иртышской зоны смятия (см. рис. 5). Плотность рудопроявлений на отдельных рудных полях достигает 15—17 на 100 км<sup>2</sup>. Рудные тела имеют форму плитообразных и жиловидных согласных и кососекущих залежей, которые фиксируют продольные зоны надвигов и секущих разрывов в изоклинально-складчатых сланцах. На всех месторождениях, залегающих в зонах смятия, выявляется одноплановость рудоподводящих (в основном секущих) и рудовмещающих структур. Это убеждает в дорудном возрасте структурной комбинации и не позволяет согласиться с представлениями о доскладчатом возрасте руд (Принципы и методы прогнозирования..., 1972).

Медно-пирротиновый тип оруденения (парагенезис по М. С. Безсмертной) известен также на некоторых колчеданно-полиметаллических и скарновых месторождениях Рудного Алтая (Березовское, Ново-Березовское, Золотушинское, Сугатовское, Таловское и др.), причем не исключено, что степень его распространения можно связать с расстоянием от зоны глубинного разлома: в рудах Березовского и Ново-Березовского месторождений медно-пирротиновый тип занимает заметный объем, а в рудах Таловского и других перечисленных месторождений, удаленных от Иртышской зоны на 20—25 км, он развит в ничтожных количествах.

В состав Иртышского медно-пирротинового пояса кроме собственно халькопирит-пирротиновых тел можно включить многочисленные рудопроявления халькопирит-пирротин-кварцевого типа, которые постоянно сопровождают медно-пирротиновое оруденение и габбро-диабазовые интрузии (см. рис. 5) и «могут рассматриваться в качестве индикаторов слепого оруденения медно-пирротинового типа» (Иванкин и др., 1972, с. 146).

Ряд магматических формаций Иртышской зоны смятия (габбро-диабазовая, габбро-плагиогранитная, диабаз-диоритовая и мигматитов и анатектических гранитов) В. С. Кузевный совершенно справедливо считает производными базальтовой магмы, объединяет под названием «формаций зоны глубинных разломов» и связывает с ними медное и железное оруденение, в том числе и медно-пирротиновое типа Вавилонского месторождения.

Возможно, медно-пирротиновое оруденение в Иртышской зоне смятия, как и габбро-диабазовые интрузии, проявлялось неоднократно: в связи с габбро-плагиогранитной формацией, в период замыкания геосинклинальных прогибов, и в орогенный этап — с диабаз-диоритовой формацией. Однако медно-пирротиновые рудные тела Вавилонского месторождения локализованы в трещинных структурах, наложенных на складчатые породы такырской свиты ( $D_3-C_1$ ) и секут постзмейногорские дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров (Зленко, 1963).

Поэтому можно считать, что основное медно-пирротиновое оруденение Иртышского медно-пирротинового пояса относится к орогенному этапу герцинского тектоно-магматического цикла и связано с габброидной магмой, неоднократно генерировавшейся Иртышским глубинным разломом.

Так как Иртышский глубинный разлом отделяет Рудно-Алтайскую зону с колчеданно-полиметаллическим оруденением от Калбо-Нарымской зоны с редкометальным оруденением, то в Иртышском медно-пирротиновом поясе, контролируемом самим Иртышским глубинным разломом, обнаруживается как колчеданно-полиметаллическое оруденение (Березовско-Белоусовское рудное поле) в северо-восточной части пояса, так и редкометальное оруденение — в юго-западной части.

Аналогичный Иртышскому медно-пирротиновому поясу, но меньший по масштабу, выделяется Большеречинско-Никитский пояс медно-пирротинового и медно-кварцевого оруденения (Любецкий, 1967; Принципы и методы прогнозирования..., 1972). Этот медный пояс также связан с Белорецко-Маркакульским габбро-диабазовым поясом, который контролируется Северо-Восточным глубинным разломом, отделяющим Рудно-Алтайскую зону от Белоубинско-Южноалтайской (см. рис. 5).

## АППАЛАЧСКИЙ МЕДНЫЙ ПОЯС

Аппалачский пояс медно-пирротиновых и медноколчеданных месторождений в пределах США, согласно А. Р. Кинкелю (Kinkel, 1967), вытянут на 2000 км с юго-запада на северо-восток: от месторождений Карпентер и Националь в Алабаме до месторождений Моултон-Хилл, Юстис и Хантингдон в Квебеке (Канада) (рис. 6). В пределах пояса насчитывается около 35 месторождений, расстояния между которыми колеблются от 5—10 до 250 км. Максимальная ширина пояса в районе Дактаун не превышает 50—70 км, а обычно составляет 5—10 км. В состав Аппалачского пояса входят такие известные месторождения и рудные поля как Дактаун, Ор-Ноб, Элизабет и Хантингдон.

Аппалачский пояс медно-пирротиновых и медноколчеданных месторождений приурочен к узкой полосе докембрийских и нижнепалеозойских пород, слагающих так называемые Голубые, Гудзоны и Зеленые горы. Эта полоса рассматривается Г. А. Твалчрелидзе (1972) как сланцевая эвгеосинклиналь. Вместе с эвгеосинклиной Пьемонта они образуют осевую часть аппалачской геосинклинальной системы, развивавшейся от докембрия до девона, а возможно и до пермо-триаса (Роджерс, 1968; Кинг, 1969; Маги, 1972; Kinkel, 1967). Докембрийские и нижнепалеозойские параметаморфические породы антиклинория Голубых гор собраны в серию сильно сжатых складок, осевые плоскости которых наклонены на юго-восток. Несколько опрокинутый на северо-запад антиклинорий контактирует на западе со складчатыми осадочными породами среднего палеозоя — миогеосинклинальной областью Долин и Хребтов. На востоке антиклинорий Голубых гор граничит с эвгеосинклиной Пьемонта, которая сложена архейскими кристаллическими сланцами, метаморфизованными вулканитами и палеозойскими гранитами (см. рис. 6).

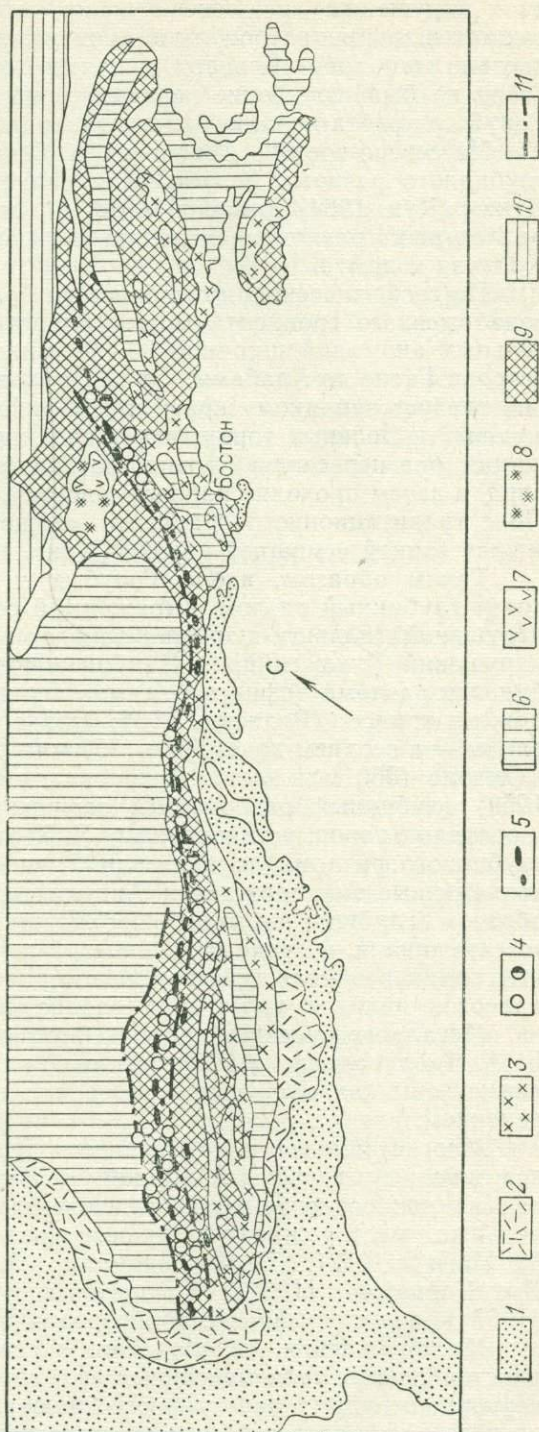
Оба контакта антиклинория Голубых гор на значительном протяжении представляются тектоническими. На востоке антиклинорий Голубых гор от зоны Пьемонта отделяет глубинный разлом (сбросо-сдвиг?) Бревард (Кинг, 1969; Роджерс, 1968). Структура Бревард дли-

ной 500 км, представляющая собой узкую, почти вертикальную зону (милонитов и бластомилонитов) из метаморфических докембрийских пород Голубого хребта и из кристаллических сланцев Пьемонта, содержит также более молодые (пермо-карбоновые?) доломиты, углистые сланцы и другие породы (Роджерс, 1968). Северо-западная граница антиклинория Голубых гор с провинцией Долин и Хребтов представляет собой зону огромных надвигов — Хилстон, Маунтин, Грейт Смоки, Картерсвилл и других (Кинг, 1969). Корень этих надвигов (глубинный разлом, из которого они развились), по мнению Дж. Роджерса (1968), следовало бы искать на западном краю антиклинория Голубых гор, а точнее, под этим антиклинорием или в зоне Бревард.

Повсеместно антиклинорий Голубых гор опрокинут или надвинут на миогеосинклинальную область Долин и Хребтов. Время проявления структуры Бревард и сдвига по ней, надвигов и шарьяжей западной границы

Рис. 6. Геологическая схема медно-пирротинового пояса Аппалачей. Составлена на основе геологической карты континентов мира под ред. Д. В. Наливкина с использованием данных Л. П. Колозовой, Ф. Кинга, Д. Роджерса, Л. Ирдли, А. Кинкеля.

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые отложения; 3 — граниты палеозоя; 4 — месторождения: а — медно-пирротинные, б — медноколчеданные; 5 — ультраосновные и основные массивы пояса Хесса; 6 — среднепалеозойские отложения; 7 — анортозиты архея; 8 — граниты архея; 9 — докембрийские и нижнепалеозойские кристаллические сланцы; 10 — протерозой канадского щита; 11 — глубинные разломы



Голубых гор, ретроградного метаморфизма и милонитизации вдоль этих нарушений «не совсем ясно», как отмечает Дж. Роджерс, но так как шарьяжи затронули каменноугольные и нижнепермские породы, а сдвиг по зоне Бревард, вероятно, относится к верхнему палеозою (если не был еще более поздним), то главное поднятие Пьемонта и Голубого хребта должно быть позднепалеозойским.

На северо-востоке Аппалачей, в Канадском Квебеке, продолжением глубинного разлома Голубых гор является мощный «пояс нарушений Кука» (Кук, 1964) шириной в 40 км, который выражен серией субпараллельных разломов и надвигов (линия Логана, надвиги Банкер, Колдуэл и др.).

По геофизическим данным вдоль Голубых и Зеленых гор проходит зона высокого градиента между областями положительных и отрицательных аномалий шириной 30—60 миль. Она протягивается от полуострова Гаспе до Алабамы. От центральной Виржинии к северо-востоку она следует западному краю докембрийских поднятий в Голубых, Гудзоновых и Зеленых горах; в юго-западном направлении, в штате Виржиния, она пересекает провинцию Голубых гор, следуя к разлому Бревард, а затем проходит параллельно ему, восточнее, как пишет Ф. Кинг. Пояс гравитационного градиента «может представлять собой границу между тонкой и мощной корой» (Кинг, 1969).

Таким образом, вдоль Голубых и Зеленых гор Аппалачей проходит глубинный разлом, выраженный серией региональных разрывных нарушений (надвиги-шарьяжи западной границы, зона Бревард, «пояс нарушений Кука» и др.). Наиболее поздние движения по швам глубинного разлома зафиксированы в верхнем палеозое (250 млн. лет) и даже в триасе (Роджерс, 1968; Тюрнор, 1959), а в более ранние периоды — в верхнем докембрии (580 млн. лет), в ордовике (450 млн. лет) и девоне (360 млн. лет). В ордовикское и девонское время (Тюрнор, 1959) глубинный разлом был зафиксирован поясом ультраосновных и основных пород, установленных Х. Хессом. На всем протяжении вдоль глубинного разлома локализованы медно-пирротиновые и реже медно-колчеданные месторождения Аппалачского пояса (см. рис. 6). Таким образом, глубинный разлом, проходящий в осевой части Аппалачской геосинклинали, в пределах сланцевой эвгеосинклинали Голубых и Зеленых гор, и развивавшийся от докембрия до, по крайней мере, среднего палеозоя, являлся магмо- и рудоприводящей структурой.

Металлогеническую характеристику Аппалачского пояса дал Г. А. Твалчрелидзе (1972), который классифицировал Голубые и Зеленые горы как сланцевую эвгеосинклиналь с медноколчеданным оруденением.

Многие медные и колчеданные месторождения Аппалачского пояса описаны и изучены А. Кинкелем (Kinkel, 1967), который рассматривал их как осадочно-метаморфизованные образования докембрия. Отдельные месторождения, рудные поля и рудные районы изучены М. Маги (1972), П. Ф. Говардом (1964), Х. С. Куком (1964) и Дж. Карьером (1964), которые считали их, как и Г. Шнейдерхен (1957), гидротермальными образованиями герцинского возраста.

Месторождения Аппалачского пояса представляют собой линзо- и пластообразные тела массивных руд, окруженных брекчиевыми и штокверковыми рудами аналогичного минерального состава. В большинстве случаев они залегают согласно рассланцеванию и полосчатости графитсодержащих параметаморфических пород. Однако на многих ме-

сторождениях доказана эпигенетичность руд по отношению к метаморфизму вмещающих пород: у основных субсогласных тел имеются секущие апофизы; часто наблюдаются брекчии гнейсов и кристаллических сланцев с рудным цементом; рудные тела приурочены к контактам разнородных пород и к складкам волочения; наблюдаются явления околорудной перекристаллизации и замещения сульфидами породообразующих минералов; около рудных тел появляются скарновые и скарноидные минералы, отсутствующие вне рудных зон.

По составу руды Аппалачского пояса в основном халькопирит-пирит-пирротиновые; реже встречаются халькопирит-сфалерит-пирит-пирротиновые и халькопирит-пиритовые. Последние отмечаются в собственно колчеданных месторождениях, залегающих в метаморфизованных эффузивах эвгеосинклинали Пьемонта (Арминиус, Сульфур Майн, Остин Ран, Юстис).

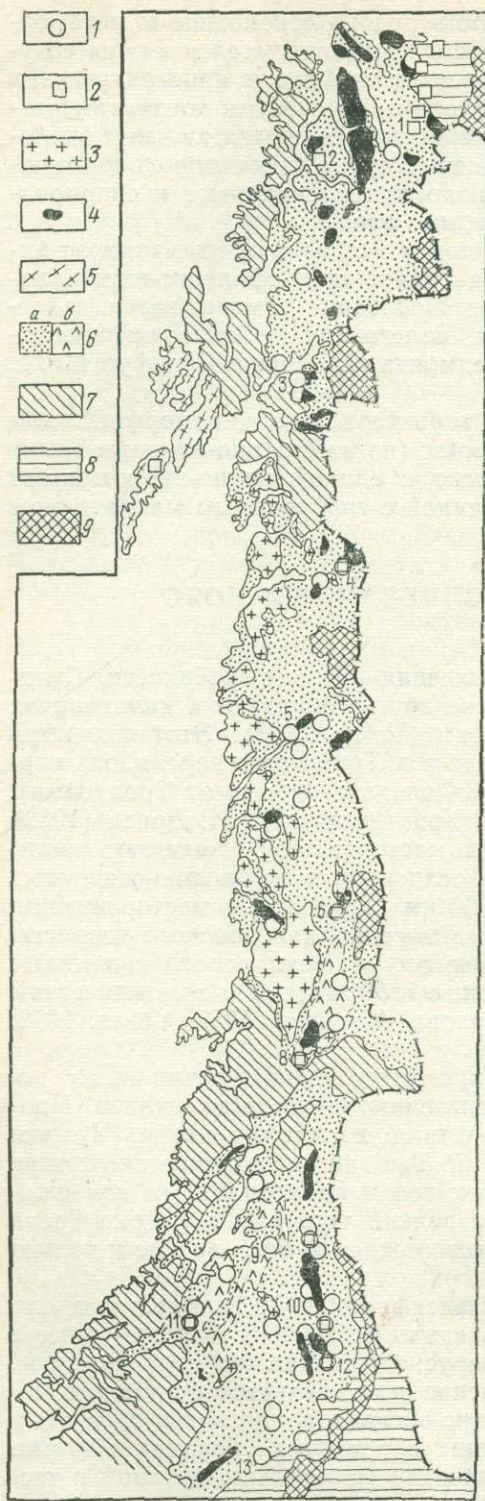
В главе II приведена краткая характеристика типоморфных для Аппалачского пояса медно-пирротиновых (полиметалльно-пирротиновых) месторождений, которые автор относит к единой медно-пирротиновой формации в сланцевых толщах, связанной с габброидным магматизмом и глубинным разломом.

#### 4. КАЛЕДОНСКИЙ МЕДНОКОЛЧЕДАНЫЙ ПОЯС НОРВЕГИИ

Известные колчеданные месторождения — Тромс, Бьёркасен, Сулительма, Гронг, Леккен, Рерус и многие другие образуют в каледонидах Норвегии пояс длиной более 1000 км (Vokes, 1968). Этот колчеданный пояс расположен от Люнгс-фиорда и г. Тромс на севере, вдоль норвежско-шведской границы до района Фольдаль (к югу от Тронхейма). Из геологической карты Норвегии У. Хольтедаля и А. И. Донса (1953) следует, что более 70 колчеданных месторождений залегают почти исключительно в кембро-силурийских осадочных и эффузивно-осадочных породах (рис. 7). На протяжении 1000 км колчеданные месторождения сопровождают орогенные габброидные массивы каледонского возраста, возле которых они группируются. Поэтому многие геологи связывают колчеданные месторождения Норвегии с габброидами и в генетическом отношении (Хольтедаль, 1957; Орлова, Маркова, 1957; Vokes, 1962; Wilson, 1973).

Среди норвежских колчеданных месторождений различными исследователями и на разной основе выделяются несколько типов. Наиболее общепринято деление на два типа: васкис и гангкис (Чухров, 1961). Оба типа связаны с эффузивами. Тип гангкис отличается от типа васкис более сложной формой рудных тел и промышленным содержанием меди и цинка. Гангкис — более редкий тип. Так, в районе Гронг насчитывается несколько десятков месторождений типа васкис и только три типа гангкис.

Есть другая, более детальная, классификация К. В. Карстенса для района Тронхеймской мульды (Хольтедаль, 1957). Он выделяет четыре типа колчеданов: 1) лаксдаль; 2) рерус; 3) редхаммер и 4) флеттум. Тип лаксдаль соответствует типу васкис, т. е. является согласным пиритовым телом в эффузивах осадочно-эксгальционного генезиса. Тип рерус залегает в песчаниках, сланцах и реже в габброидах в форме штоков и жил. Тип редхаммер характеризуется жильной формой и тесной связью с трондъемитами, в контакте с которыми залегают рудные



тела. Тип флеттум локализован в сланцах вне связи с интрузиями и иногда содержит на пирротин-пиритовой основе промышленную свинцово-цинковую минерализацию.

Ф. Вокс (Vokes, 1962, 1968) классифицирует колчеданные месторождения на собственно-колчеданные, уральского типа, которых большинство в Норвегии (Гронг, Леккен, Норд-Рана и др.), и медно-пирротиновые. Последние Ф. Вокс рассматривает как гидротермально-метаморфические образования — продукты метаморфизма собственно-колчеданных месторождений. В связи с этим следует отметить, что медно-пирротиновые месторождения и отдельные тела не всегда соседствуют с собственно-колчеданными. Они встречаются также отдельно, например в районах городов Тромса и Биртоварре.

Кроме того, медно-пирротиновые жильные месторождения локализируются не только в кемб्रो-силурских породах, но и в более древних (в эокембрийских породах к востоку от Биртоварре, в гнейсах фундамента к северу от Тронхейма), а также в гранитоидах о-ва Лофотен, условно относящихся к девону (Flood Boye, 1964). В тех месторождениях, где медно-пирротиновые тела локализованы совместно с типичными колчеданами (Блейквассли, Сулительма, Гронг и др.), медно-пирротиновые руды являются эпигенетическими к вмещающим породам и

Рис. 7. Пояс колчеданных и медно-пирротиновых месторождений в каледонидах Норвегии. По У. Хольтедалю (1957).

1 — медноколчеданные и колчеданные месторождения; 2 — медно-пирротиновые месторождения и рудные тела на колчеданных месторождениях; 3 — каледонские гранитоиды и трондлемиты; 4 — каледонские габброиды; 5 — лофотенские гранитоиды; 6 — кемб्रो-силурские осадочные (а) и эффузивные (б) породы; 7 — гнейсы фундамента; 8 — эокембрийские породы; 9 — древнейшие породы. Основные месторождения: 1 — Биртоварре; 2 — группа Тромса; 3 — Бьёркасен; 4 — Сулительма; 5 — Норд-Рана; 6 — Блейквассли; 7 — Скурувас; 8 — Гронг; 9 — Лаксдаль; 10 — Редхаммер; 11 — Леккен, 12 — Рерус; 13 — Фольдаль

колчеданным телам: пересекают их, цементируют брекчию колчеданов (Vokes, 1962, 1968). Поэтому медно-пирротиновые месторождения и рудные тела («нетипичные колчеданные месторождения», по Воксу) могут рассматриваться в генетическом плане как постскладчатые образования каледонской орогении, в то время как типичные колчеданы Норвегии теперь считаются раннеэвгеосинклинальными (Vokes, 1968).

Итак, разнообразные колчеданные месторождения Норвегии залегают среди сложно-складчатых кембро-силурийских отложений, будучи пространственно тесно связанными с габброидными, а иногда с трондьемитовыми орогенными массивами, особенно тип редхаммер. Трондьемиты («белые граниты») представляют собой лейкократовые натровые граниты, в которых содержание калия в несколько раз ниже содержания натрия ( $\text{SiO}_2$  70—72%;  $\text{CaO}$  3%,  $\text{Na}_2\text{O}$  5—6%;  $\text{K}_2\text{O}$  1%). Это кварц-плагиоклазовые породы, почти не имеющие калиевого полевого шпата и с небольшим количеством биотита. Трондьемиты — наиболее характерные кислые породы каледонид южной и центральной Норвегии. Особенно широко они распространены в Тронхеймской мульде. Трондьемиты образуют секущие и субсогласные массивы и дайки. Крупные массивы трондьемитов обычно окружены большим количеством даек порфиритов и аплитов. Во многих местах установлено, что трондьемиты пересекают орогенные габброидные массивы, с которыми они часто пространственно совмещены. Иногда они образуют с габброидами своеобразное переслаивание. Поэтому некоторые норвежские геологи предполагают их генетическую близость — один магматический источник.

Кроме того У. Хольтедаль (1957) и другие норвежские геологи считают, что габброиды и трондьемиты петрологически и в возрастном отношении близки к зеленокаменным эффузивам группы Бюмарк. Только эффузивы группы Бюмарк характеризуют раннеэвгеосинклинальный спилит-диабазовый магматизм каледонид Норвегии, а габбро и трондьемиты являются представителями орогенного этапа. Следует обратить внимание, что трондьемиты весьма напоминают натровые граниты тектонической зоны Сингхбхум, анатектические граниты Иртышской зоны смятия и гранитоиды западной части Кавказского глубинного разлома. В отмеченных случаях гранитоиды ассоциируют с габброидными массивами или дайками диабазов, считаются производными габброидной магмы и связаны с зонами глубинных разломов. Поэтому трондьемиты вместе с габброидами могут считаться индикаторами зоны глубинного разлома в каледонидах Норвегии.

Линейная ориентировка каледонских габброидных и трондьемитовых массивов и колчеданных месторождений и небольшая ширина рудно-магматического пояса в центральной части каледонид позволяют предположить, что этот пояс контролируется осевым глубинным разломом. К сожалению, на геологической карте Норвегии (Хольтедаль, 1957) отсутствуют региональные разломы, вероятно, из-за недостаточной изученности территории.

В состав каледонского колчеданного пояса Норвегии с севера на юг входят следующие месторождения: группа района Люннс-Фиорда, которая состоит из месторождений Ваддас-Гайсса в габброидах и в породах формации Райпас (древнее эокембрия); в 50 км южнее расположена группа медно-пирротиновых месторождений Биртоваре; в 30 км к юго-западу от нее — месторождение Шиботн; на западе, на побережье около г. Тромса имеются несколько медно-пирротиновых месторождений (Москогайса, Москодаль, Скаиде); к северу от г. Тромса, на о-ве Ринг-

вассей также есть два колчеданных месторождения; в 50 км к югу от г. Тромса, у южной оконечности крупного массива габброидов есть месторождение типа Флеттум; в 130 км южнее в районе г. Нарвика расположена группа из пяти месторождений Бьёркасен вокруг крупного массива габброидов; в 130—140 км южнее локализованы несколько месторождений знаменитого района Сулительма; в 110—120 км от него находится группа месторождений Норд-Рана (типа гангкис) и Гренфьельдаль (типа флеттум); в 120 км к югу расположено месторождение Блейквассли, где ассоциируют ранний медноколчеданный и поздний медно-пирротиновый типы; в 50 км южнее находятся типичные гангкис — Йёрсвик и Юма, а в 30 км от них Скурувас, к юго-востоку от которого в 40 км находится известный район Гронг; от района Гронг колчеданный пояс раздваивается: одна его ветвь следует в юго-западном направлении в сторону месторождения Лёккен, через месторождения районов Фосдален, Левангер и Лексдаль; все эти месторождения (включая группу Гронг) залегают в метаморфизованных основных эффузивах Бюмарк и относятся к типам васкис и гангкис; другая ветвь пояса прослеживается в южном направлении, где с промежутком в 50 км расположены месторождения Вердаль, Хьель и Редхаммер, а затем через 10—15 км — Киллингдаль, Стурварс и Рерус, от которого в 70 км находится самая южная группа Фольдаль (Гров и др.).

Все месторождения восточной или меридиональной ветви пояса залегают в метаосадочных тронхеймских сланцах, прорванных многочисленными массивами габброидов и трондьемитов, и относятся к типу рерус или редхаммер. Между двумя ветвями колчеданного пояса в Тронхеймской мульде (синклинии) известны еще 10 колчеданных месторождений, которые в большинстве своем локализованы не далее 5—10 км от массивов габбро или трондьемитов (см. рис. 7). Следовательно, колчеданные месторождения Норвегии тесно пространственно связаны с интрузивными и эффузивными породами.

Большинство типов колчеданных месторождений, кроме типа васкис, контролируется и вмещается тектоническими нарушениями: межпластовыми зонами дробления и брекчирования, кливажем, структурами контакта (осадочная порода — интрузивный массив), надвигами или взбросами (Хольтедаль, 1957; Шнейдерхен, 1958; Vokes, 1962, 1968; Flood Boye, 1964; Page, Norman, 1964; Коржинский, 1963; Чухров, 1961; Wilson, 1973). Вероятно, типы васкис и гангкис, залегающие в эффузивах Бюмарк, являются эксгаляционно-осадочными образованиями, а типы рерус, редхаммер и медно-пирротиновый служат представителями постскладчатых колчеданов.

Однако тела колчеданов Норвегии залегают в метаморфических и метаморфизованных породах кембро-силура. Вопрос о соотношении сульфидных тел и регионального каледонского метаморфизма спорен. Ф. Вокс считает, что типичные колчеданы Норвегии (Гронг, Лёккен, Норд-Рана, Лексдаль и др.) претерпели метаморфизм вместе с вмещающими их эффузивными породами (Vokes, 1962, 1968). Н. Пейдж (Page, Norman, 1964) тоже отмечает, что рудные тела месторождения Гров из группы Фольдаля метаморфизованы и нельзя установить их первичной природы. Как установили Г. Каутский и М. Р. Вильсон (Wilson, 1973), рудные тела Сулительмы образовались после основной каледонской складчатости, метаморфизма и надвигов (шарьяжей), но испытали вторичную мелкую складчатость и дислокационный метаморфизм.

Согласно карте фаций метаморфизма В. М. Гольдшмидта для пород Тронхеймской мульды (Хольтедаль, 1957), обе ветви колчеданного пояса находятся в хлорит-биотитовой зоне регионального метаморфизма, что соответствует рудным ассоциациям Лёккена и Реруса. Медно-пирротиновые тела на месторождениях Блейквассли, Сулигельма, Юма, Биртоварре и др. Ф. Вокс (Vokes, 1962, 1968) считает результатом метаморфизма нормальных колчеданов. Таким образом, не подлежит сомнению, что сульфидные тела в каледонидах испытали пострудный метаморфизм, по крайней мере девонского и более молодых циклов. Поэтому многие аспекты формирования колчеданов Норвегии остаются неясными.

## 5. ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОЯСА

### ЛАДОЖСКО-БОТНИЧЕСКИЙ ПОЯС ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИН-ПИРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ладожско-Ботнический пояс выделен автором. Длина пояса 600 км при ширине 25—70 км. В его состава входят 27 медных, медно-цинковых и полиметаллических месторождений Северной Швеции (группа Шеллефтео), Центральной (район Виханти) и Юго-Восточной Финляндии (группа Оутокумпу), а также пирротин-пиритовые (Хаутоваара, Нялмозеро) и оловянно-медно-железородные месторождения района Питкяранта Южной Карелии.

Ладожско-Ботнический пояс приурочен к «протерозойскому подвижному поясу Балтийского щита» В. А. Глебовицкого и С. И. Турченко (1970), который автор классифицирует как краевой глубинный разлом. В качестве такового он разделяет нижний и верхний структурные этажи карелид Балтийского щита: Карельский срединный массив, сложенный доятулийскими нижнепротерозойскими сериями, от Южно-Финляндской геосинклинальной области, которая сложена среднепротерозойскими сериями пород (Глебовицкий, Турченко, 1970).

Ладожско-Ботническая зона глубинного или краевого разлома протягивается на 600 км от северо-восточного побережья Ладожского озера, где она перекрыта последокембрийскими отложениями Русской платформы, до по крайней мере западной границы колчеданно-полиметаллического пояса Шеллефтео в Северной Швеции. На всем протяжении она фиксируется серией кулисообразно расположенных протяженных (80—150 км) зон рассланцевания, смятия и разрывов (взбросо-надвигов), а также комплексом раннеорогенных основных пород и не-закономерной сменой фаций метаморфизма (рис. 8). В юго-восточной части зона разлома контролирует массив гранитов рапакиви, а в северо-западной части она ограничивает комплекс позднеорогенных калиевых гранитов.

О ширине зоны краевого разлома по схематической тектонической карте В. А. Глебовицкого и С. И. Турченко (1970) судить трудно. Однако за ее северо-восточную границу можно принять западный контакт Карельского срединного массива почти до широты месторождения Виханти. Далее к северо-западу зона фиксируется серией нарушений и простирается почти в субширотном направлении от месторождения Виханти до Ботнического залива. За заливом она проявляется в виде серии тектонических швов, ограничивающих с севера массив позднеоро-

генных калиевых гранитов, и контролирует колчеданно-полиметаллический пояс Шеллефтео. За юго-западную границу зоны глубинного разлома условно принят протяженный тектонический шов северо-западного простирания, проходящий восточнее месторождения Виртасалми в направлении Виханти, вдоль которого локализованы массивы габброидов. Таким образом, ширина зоны краевого разлома, разделяющего

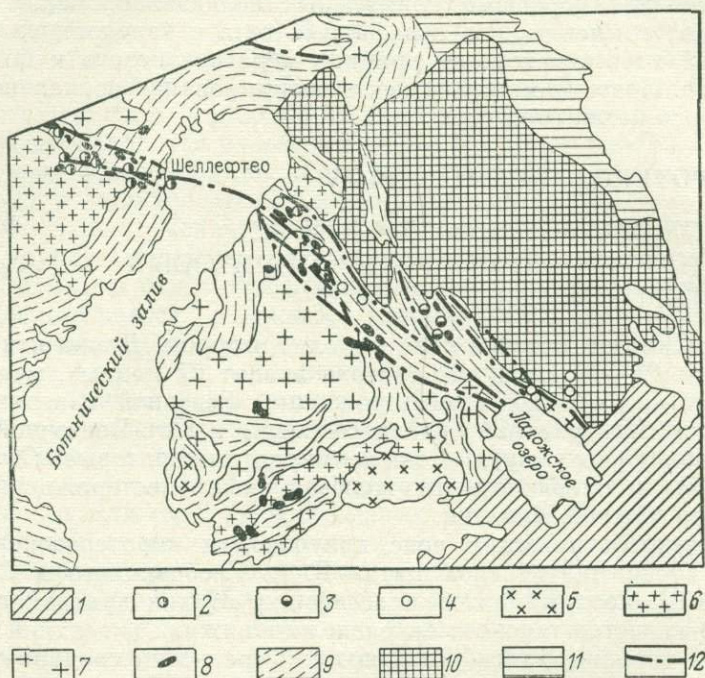


Рис. 8. Схема расположения Ладожско-Ботнического колчеданного пояса в центральной части Балтийского щита. По В. А. Глебовицкому и С. И. Турченко (1970).

1 — последокембрийские отложения; 2 — полиметалльно-пирротин-пиритовые месторождения; 3 — медно-пирротин-пиритовые месторождения; 4 — пирротин-пиритовые месторождения; 5 — граниты рапакиви; 6 — позднеорогенные калиевые граниты; 7 — синорогенные гранитоиды; 8 — раннеорогенные габброиды; 9 — средний протерозой Южной-Финляндской складчатой области; 10 — нижний протерозой Карельского среднего массива; 11 — породы беломорского комплекса; 12 — взбросы и надвиги зоны Ладожско-Ботнического краевого разлома

области ниже- и среднепротерозойской складчатости, колеблется от 25 до 75 км.

Вероятно, именно в зоне глубинного разлома так закономерно перемежаются области фаций регионального метаморфизма: зеленосланцевая, кристаллических сланцев и гранулитовая, которые показаны на карте В. А. Глебовицкого и С. И. Турченко. К зоне глубинного разлома, к его отдельным чешуям приурочены, по нашему мнению, протерозойские месторождения Карелии, Финляндии и Северной Швеции, входящие в состав Ладожско-Ботнического пояса.

Все исследователи месторождений пояса Шеллефтео, рудных районов Виханти и Оутокумпу, а также южнокарельских колчеданов (Хаутоваара, Ялонвара и др.) отмечают, что рудные тела локализованы в метаморфических породах, которые несут явные признаки ретроград-

ного метаморфизма (диафтореза) зеленосланцевой фации, а это характерно для месторождений (рудных тел), контролируемых и вмещаемых долгоживущими разломами.

Согласные и секущие линзы массивных руд, реже брекчиевые и штокверковые рудные зоны залегают в метаморфических протерозойских породах: в графитовых и слюдяных сланцах, филлитах, кварцитах, реже в метаморфизованных вулканитах. Линзы, пластообразные тела и рудные зоны контролируются разрывами, вдоль которых вмещающие метаморфические породы претерпели диафторез зеленосланцевой фации. Почти повсеместно они сопровождаются дорудными габброидными массивами и дайками, а иногда также трещинные тела ультраосновного и кислого составов.

В минеральном плане выделяются следующие типы руд: халькопирит-галенит-сфалерит-пирротин-пиритовый (группа Шеллефтео); золото-халькопирит-арсенопирит-пирротин-пиритовый (Болиден); халькопирит-пирротин-пиритовый (Оутокумпу); халькопирит-сфалерит-пирротин-пиритовый (Виханти); пирротин-пиритовый (Хаутоваара, Нялмозеро). С появлением гранитоидных пород связан дополнительный касситерит-халькопирит-сфалерит-пирротинный тип (Питкяранта), а ультраосновных пород — пентландит-халькопирит-пирротинный тип (Оутокумпу, Хаутоваара). Существенно пиритовый состав рудных тел Ладожско-Ботнического пояса, а не пирротинный, как в Аппалачском, Иртышском или Кавказском поясах, можно объяснить следующим: эти рудные тела залегают в сильно пиритизированных графитовых или филлитовых сланцах. Пиритизированные сланцы могли служить дополнительным источником серы для гидротермальных тел.

На ряде месторождений пояса (Оутокумпу, Виханти, некоторые месторождения пояса Шеллефтео), где вмещающие осадочно-метаморфические породы содержат прослои карбонатных пород, дорудная минерализация представлена слабым скарнированием. Собственно-полиметалльно-пирротин-пиритовое оруденение сформировано, как обычно в гидротермальных рудах, в несколько стадий. Протерозойский возраст руд и длительная геологическая история региона и тектонических швов обусловили влияние тектонических сил на рудные тела, что привело в большинстве случаев к дислокационному динамометаморфизму руд, а иногда к метаморфическому переотложению вещества (Болиден и др.). Генезис месторождений Швеции, Финляндии и Карелии неоднократно вызывал споры, и существуют различные мнения (Линдгрэн, 1935; Магнуссон, 1951; Шнейдерхен, 1958; Гевелин, 1957; Geijer, 1964, 1965; Henrigues, 1966, Глебовицкий, Турченко, 1970; Mikkola, 1963; Rouhunkoski, 1968; Рыбаков, 1969; Руденко, 1970; Ручкин и др., 1971, 1972). Вероятно, в генетическом отношении месторождения Ладожско-Ботнического пояса полигенны. Большинство из них соединяет черты гидротермально-метасоматических месторождений с осадочно-вулканогенными или гидротермально-метаморфическими, что рассмотрено в главе II при описании типоморфных для Ладожско-Ботнического пояса месторождений.

## ПИРРОТИНОВЫЕ ПОЯСА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На Кольском полуострове известны два пирротиновых пояса:

- 1) медно-никелевый пояс Печенги в среднепротерозойских породах и
- 2) Аллареченский медно-никелевый и графит-пирротинный пояс

в архейских породах. Оба пояса пространственно связаны с поясами протерозойских дифференцированных основных — ультраосновных и ультраосновных массивов.

Ультрабазитовые пояса (рис. 9) Карело-Кольского региона, контролируемые глубинными разломами, установлены С. И. Заком, В. Д. Слюсаревым, А. И. Богачевым (Гипербазитовые пояса..., 1975).

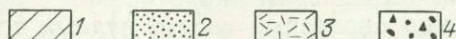
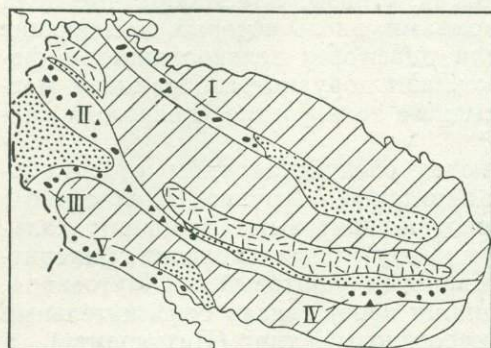


Рис. 9. Гипербазитовые пояса Кольского полуострова. По С. И. Зак и др. (1975 г.).

1 — архей беломорид из зоны карелид; 2 — осадочно-вулканогенная толща нижнего протерозоя; 3 — осадочно-вулканогенная толща среднего протерозоя; 4 — гипербазитовые пояса (ультраосновные массивы вне масштаба): I — Кейвский, II — Аллареченский, III — Нотозерский, IV — Южно-имандро-Варзугский, V — Ковдор-Кандалакский

ческое (Козлов, 1961, 1972; Богачев и др., 1972; Яковлев и др., 1974).

Среди источников рудоносных растворов допускается глубинный, связанный с активизацией глубинного разлома (Яковлев и др., 1974). Относительно генетической принадлежности безникелевого пирротинового или графит-пирротинового оруденения Аллареченского пояса мнения исследователей расходятся более радикально: Н. Л. Балабонин (1974) считает его осадочно-метаморфическим, а А. И. Богачев, В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов (1964; О генезисе..., 1966) связывают его с гидротермальной деятельностью протерозойских гранитов. Вероятно, столь противоречивые мнения объясняются малой изученностью геологической позиции пирротинового оруденения. Однако многие исследователи (Богачев и др., 1964; О генезисе..., 1966; Зак и др., 1972; Яковлев и др., 1974) отмечают приуроченность прожилкового и сплошного пирротинового оруденения к тектоническим разрывам, что сближает его с эпигенетическим медно-никелевым оруденением.

#### МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЙ ПОЯС ПЕЧЕНГИ

Халькопирит-пентландит-пирротинное оруденение Печенгского пояса изучалось Н. А. Елисеевым, Г. И. Горбуновым, Э. Н. Елисеевым, В. А. Масленниковым и К. Н. Уткиным (Ультраосновные и основные..., 1961), Г. И. Горбуновым (1965, 1968), Е. А. Козловым (1972), Л. И. Увадьевым и А. М. Дудкиным (1972). Пояс месторождений и ру-

допроявлений находится в центральной части Печенгского района. Протерозойская печенгская свита мощностью 10—15 км на севере неогласно налегает на архейские гнейсы и граниты, а на юге она имеет тектонический контакт с кристаллическими сланцами нижнего протерозоя. Печенгская свита образует крупную синклиналиную структуру, ось которой наклонена к юго—юго-западу под углом около  $40^\circ$  (Загородный и др., 1963). В составе осадочно-вулканогенной печенгской свиты имеется сильно дислоцированная туфогенно-осадочная толща мощностью около 1000 м. Туфы занимают в этой толще незначительную часть, в основном она сложена черными графитосодержащими филлитами. Филлиты часто содержат послойную вкрапленность и прожилки пирротина, пирита и марказита, концентрация которых увеличивается в плйчатых филлитах.

После складчатости туфогенно-филлитовая толща сначала была интродуцирована габбро-диабазами, а затем пластовыми никеленосными дифференцированными интрузиями ультраосновных и основных пород. Большинство массивов сконцентрировано в центральной части пояса, где они занимают 35% его площади. Только в центральной и восточной частях пояса зафиксировано 163 межпластовых интрузии. В приконтактных к интрузиям участкам филлиты метаморфизованы до адиол и узловатых сланцев, которые заметно сульфидизированы. Кроме габброидов и дифференцированных ультраосновных — основных массивов линзообразной формы, в районе известны дайковые породы преимущественно диабазового состава. Дайки обычно локализованы в поперечных меридионального направления сбросах, секущих серпентинизированные массивы.

В пределах пояса интрузий длиной около 70 км расположены все пирротиновые медно-никелевые месторождения и рудопроявления. В структурном отношении они связаны с постскладчатыми межпластовыми зонами скольжения и брекчирования, по которым происходили сдвиговые перемещения. По Г. И. Горбунову, в центральной части пояса к единой субширотной тектонической зоне длиной в 16 км приурочены с запада на восток следующие участки: Западный Ортоайви, Каммикиви, Котсельваара, Каула, Северный Соукерийоки, Райсоайви, Мирона, Клерджибор, Пильгуярви и Онки. Движения по тектоническим зонам произошли после внедрения магматических тел и даек по контактам серпентинизированных массивов и филлитов. С этими движениями во времени тесно связано халькопирит-пентландит-пирротиновое оруденение.

Таким образом, в Печенгском поясе имеются явно эпигенетические медно-никелевые пирротиновые месторождения, которые контролируются постскладчатыми и постинтрузивными нарушениями.

В. А. Масленниковым и Г. И. Горбуновым выделяются несколько типов руд: вкрапленные в серпентинитах, прожилково-вкрапленные в филлитах, брекчиевидные, брекчиевые и сплошные массивные вдоль плоскости сдвига (рис. 10). На месторождении Каула прожилково-вкрапленные руды в филлитах составляют 37% общего объема руд. По минеральному составу эти типы руд существенно не отличаются: в них варьирует только соотношение сульфидов, жильных и породообразующих силикатов. В массивных рудах жильных минералов меньше 5%, а в прожилково-вкрапленных сумма сульфидов составляет около 20%. Кроме этого меняется соотношение никеля к меди: руды в серпентинитах обогащены никелем, а руды в филлитах — медью. Главными

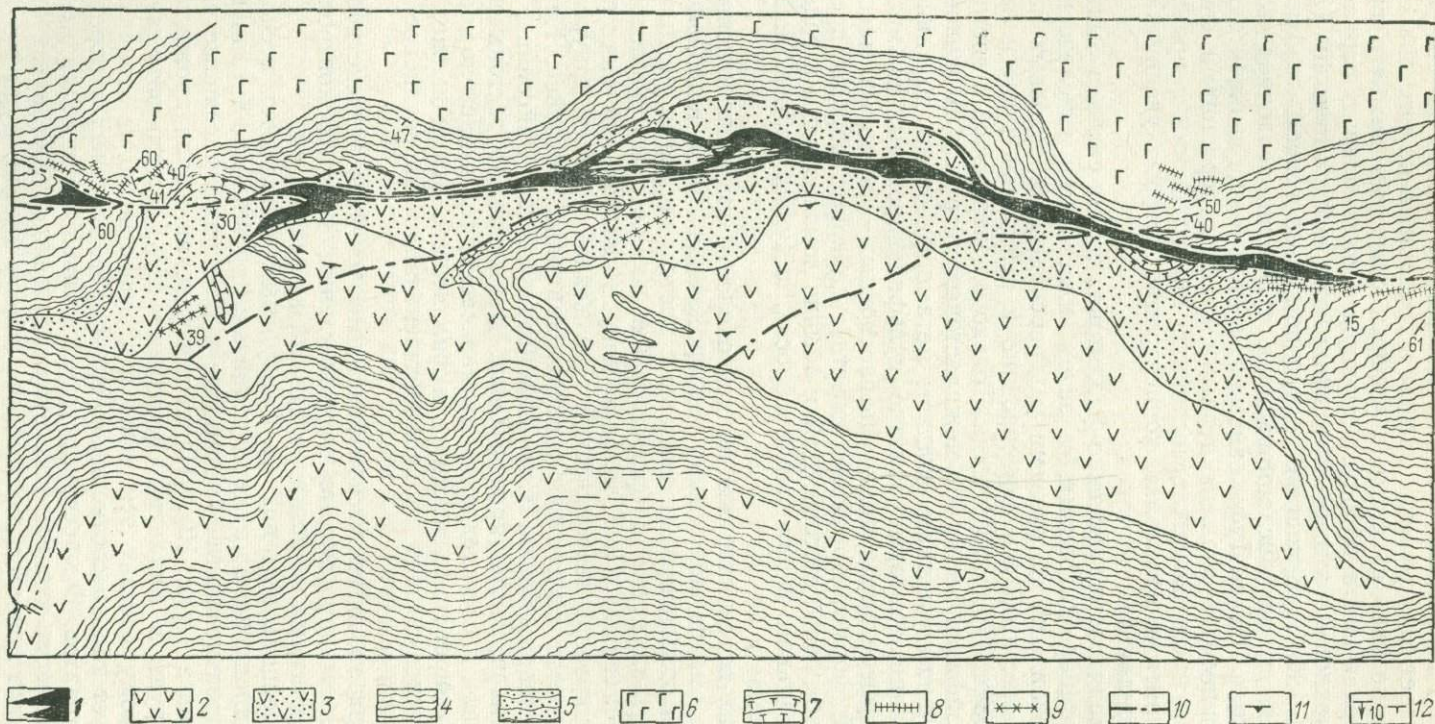


Рис. 10. Схематический план рудной зоны Печенги. По Г. И. Горбунову (Ультраосновные и основные..., 1961).

1 — оруденелая тектоническая брекчия и массивные халькопирит-пентландит-пирротиновые руды; 2 — серпентиниты; 3 — оруденелые серпентиниты; 4 — филлиты; 5 — оруденелые филлиты; 6 — габбро; 7 — туффиты; 8 — кварцевые и аксенитовые жилы; 9 — кальцитовые и кальцит-тремолитовые жилы; 10 — тектонические нарушения; 11 — ориентировка полосчатых текстур; 12 — элементы залегания

рудными минералами являются пирротин (60—90% объема руд), пентландит, халькопирит и магнетит. Эти минералы в филлитах сопровождаются кварцем, сидеритом, кальцитом, хлоритом и альбитом. Кроме того, встречаются пирит, марказит, тремолит, виоларит, сфалерит, галенит и некоторые другие минералы. Например, в оруденелых филлитах обнаружены кобальтин, никелин, арсенопирит и др. (Горбунов, 1965). Сульфидное оруденение сопровождается зонами интенсивного гидротермального изменения: хлоритизацией, серпентинизацией, окварцеванием и карбонатизацией.

В генетическом отношении Н. А. Елисеев и Э. Н. Елисеев все медно-никелевое оруденение Печенгского пояса относят к гидротермальному типу, выделяя ранние вкрапленные руды с сидеронитовой структурой в перидотитах и поздние брекчиевые, массивные и прожилково-вкрапленные — переотложенные в оперяющих трещинах главного рудоконтролирующего сдвига. Г. И. Горбунов (1965) вкрапленные руды в перидотитах относит к магматическим ликвационным образованиям.

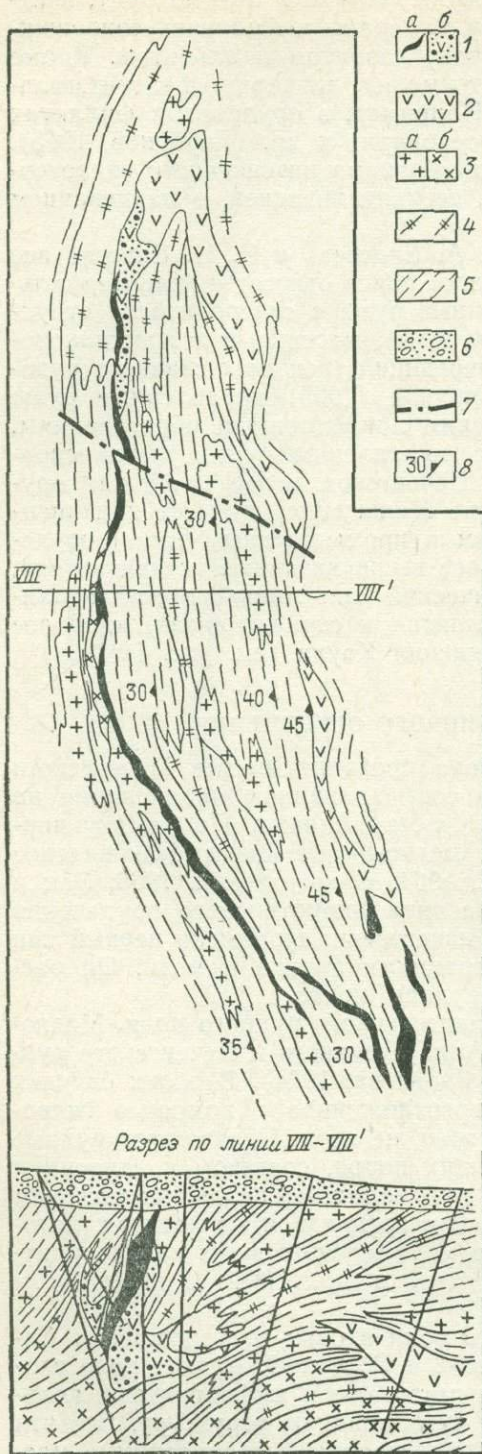
Таким образом, вопрос о генезисе вкрапленных руд в ультраосновных породах остается открытым. В Печенгском поясе такой тип оруденения представлен лишь на участке Пильгуйрви и имеет подчиненное значение. Основным генетическим и промышленным типом оруденения пояса Печенги, что признают все вышеуказанные исследователи, является гидротермально-метаморфический тип хилькопирит-пентландит-пирротинового оруденения в филлитах и серпентинитах, наиболее широко представленный на месторождении Каула (см. рис. 10).

#### АЛЛАРЕЧЕНСКИЙ ПОЯС ПИРРОТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Аллареченский пирротиновый пояс проходит южнее Печенгского в архейских породах. Он вытянут в северо-западном направлении на 75—80 км от участка Руниййоки до участка Аннама. По составу пирротиновое оруденение различается медно-никелевое и безникелевое графит-пирротиновое (Богачев и др., 1964; О генезисе..., 1966; Зак и др., 1972; Яковлев и др., 1974). Оба типа пирротинового оруденения пространственно часто совмещены и качественно сходны, но первый тип отличается промышленными концентрациями никеля и меди. Он рассмотрен на примере Аллареченского рудного поля.

**Медно-никелевое оруденение Аллареченского рудного поля.** Медно-никелевое пирротиновое оруденение Аллареченского и Печенгского рудных полей весьма сходно (Яковлев, Яковлева, 1974). В обоих случаях оно в основном эпигенетическое, переотложенное с помощью гидротермальных растворов, источник которых не ясен. Отличаются рудные поля составом и возрастом вмещающих пород, составом и строением никеленосных интрузивных тел и их размерами, а также присутствием в Аллареченском районе протерозойских гранитов и пегматитов, которые могли быть источниками гидротерм, переотложивших халькопирит-пентландит-пирротиновые руды (Богачев, и др., 1964; О генезисе..., 1966).

В состав Аллареченского рудного поля входят месторождения Аллареченское, Восток и участки Восток-2 и Северный. Рудное поле сложено гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами и амфиболитами кольской серии архея, которые образуют куполовидную структуру. Все эти породы вмещают протерозойские ультраосновные и гранитоидные массивы. Среди ультраосновных выделяют безникелевые (большинство



массивов) и никеленосные, которые являются посторогенными и тяготеют к зонам региональных разломов (Горбунов, 1968; Яковлев и др., 1974; Зак и др., 1972). Это мелкие бескорневые массивы перидотитов пласто-, линзо-, лентообразной формы длиной 100—1000 м при мощности от 2 до 25 м. Они обычно многократно метаморфизованы: серпентинизированы, почти целиком амфиболлизированы, а локально флогопитизированы и замещены тальк-хлорит-карбонатным агрегатом. Рудные тела медно-никелевых месторождений имеют разнообразную форму, которая меняется в пределах одного рудного тела, они представляют собой сочетание вкрапленных, сплошных и брекчиевидных руд (рис. 11). Рудные тела контролируются сочленением ультраосновных тел с крутопадающими или межпластовыми тектоническими нарушениями.

Минеральный состав эпигенетических вкрапленных, массивных и брекчиевидных руд одинаков, но количественные соотношения меняются очень резко. Преобладают густовкрапленные руды, которые состоят из пирротина (25—50%), пентландита (5—25%), халькопирита (5—35%), троилита (3—5%), магнетита (1—3%) и титаномagnetита. Количество сульфидов колеблется от 30 до 75%, а нерудных минералов от 20 до 60%. Среди

Рис. 11. Геолого-структурный план горизонта +130 м и разрез Аллареченского месторождения (масштаб на разрезе увеличен вдвое по сравнению с планом). По Ю. В. Гончарову (Яковлев и др., 1974).

1 — халькопирит-пентландит-пирротинные руды (а — сплошные, б — густовкрапленные); 2 — серпентинизированные и амфиболлизированные перидотиты; 3 — гнейсо-граниты (а — плагиоклазовые, б — плагиоклаз-микроклиновые); 4 — амфиболиты; 5 — гнейсы; 6 — четвертичные отложения; 7 — тектонические нарушения; 8 — элементы залегания

последних распространены актинолит, куммингтонит, серпентин, флогопит, хлорит, реликты оливина, а также породообразующие минералы гнейсов (роговая обманка, биотит, гранат, кварц, полевой шпат, графит). В серпентинизированных перидотитах имеются вкрапленные сингенетические халькопирит-пентландитовые руды с сидеронитовой структурой, которые наряду с главными рудными минералами содержат примесь троилита, макинавита и титаномагнетита. В массивных и брекчиевых рудах, которые развиты в тектонических зонах, встречаются линзовидные участки «матовых» или пиритизированных сульфидных руд, аналогичных «матовым» рудам Печенги. Кроме перечисленных главных и второстепенных, в аллареченских рудах встречаются следующие минералы-примеси: шпинель, хромит, рутил, ортит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, алтант и гессит и нерудные — турмалин, апатит, эпидот, сфен и грюнерит.

В генетическом отношении медно-никелевые пирротиновые руды Аллареченского поля довольно своеобразны, отметим следующие их важные особенности.

1. А. И. Богачев, В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов (1964; О генезисе..., 1966), С. И. Зак и др. (1972) установили, что между образованием сингенетических руд в оливинитах-перидотитах и эпигенетических руд в серпентинизированных и актинолитизированных массивах и в гнейсах произошло внедрение протерозойских гранитов и пегматитов с образованием контактовых метасоматитов (1800—1950 млн. лет). Ю. Н. Яковлев и А. К. Яковлева (1974) подтверждают, что пегматиты протерозойских гранитов секут ультраосновные породы с сидеронитовой вкрапленностью сульфидов и сами содержат прожилки и вкрапленность медно-никелевых сульфидов. Аналогичное оруденение наблюдается в контактовых метасоматитах (в кварц-гранатовых и биотит-амфиболитовых), которые образуются вокруг массивов гранитов и жил пегматитов.

2. Объем эпигенетических медно-никелевых руд не мог быть получен только за счет метаморфизма сингенетических руд, поэтому Ю. Н. Яковлев и А. К. Яковлева (1974) предполагают дополнительный источник этого оруденения в форме растворов (расплавов), поступавших по тектоническим зонам, по-видимому, с больших глубин. С. И. Зак, В. И. Кочнев-Первухов и др. (1972) также считают, что сера выносилась из глубины в надкритических водных растворах. Таким образом, источником эпигенетических медно-никелево-пирротиновых руд могли быть глубинные растворы, проникшие по разломам после внедрения протерозойских плагин-микроклиновых гранитов с пегматитами и постгранитных даек диабазов (Зак и др., 1972; Яковлев и др., 1974).

3. Среди других минеральных типов полиметалльно-пирротиновой формации медно-никелевый тип Печенгского и Аллареченского поясов занимает позицию, диаметрально противоположную касситерит-пирротиновому типу по связи с магматическими породами и генезису. Кроме того, пояс никеленосных дифференцированных ультраосновных—основных массивов Печенги приурочен к мощной осадочно-вулканогенной свите, что резко отличает Печенгский пояс от поясов диабазовых даек и пирротинового гидротермального оруденения Кавказа, Дальнего Востока, Иртышской зоны, но сближает его с Ладожско-Ботническим поясом.

## МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫЙ ПОЯС СИНГХБУМ В ИНДИИ

Тектоническая зона Сингхбум (зона надвига, по Дану и Дею) представляет собой полосу сильно рассланцованных пород шириной 2—5 км, протягивающуюся на 160 км в субширотном направлении в виде дуги

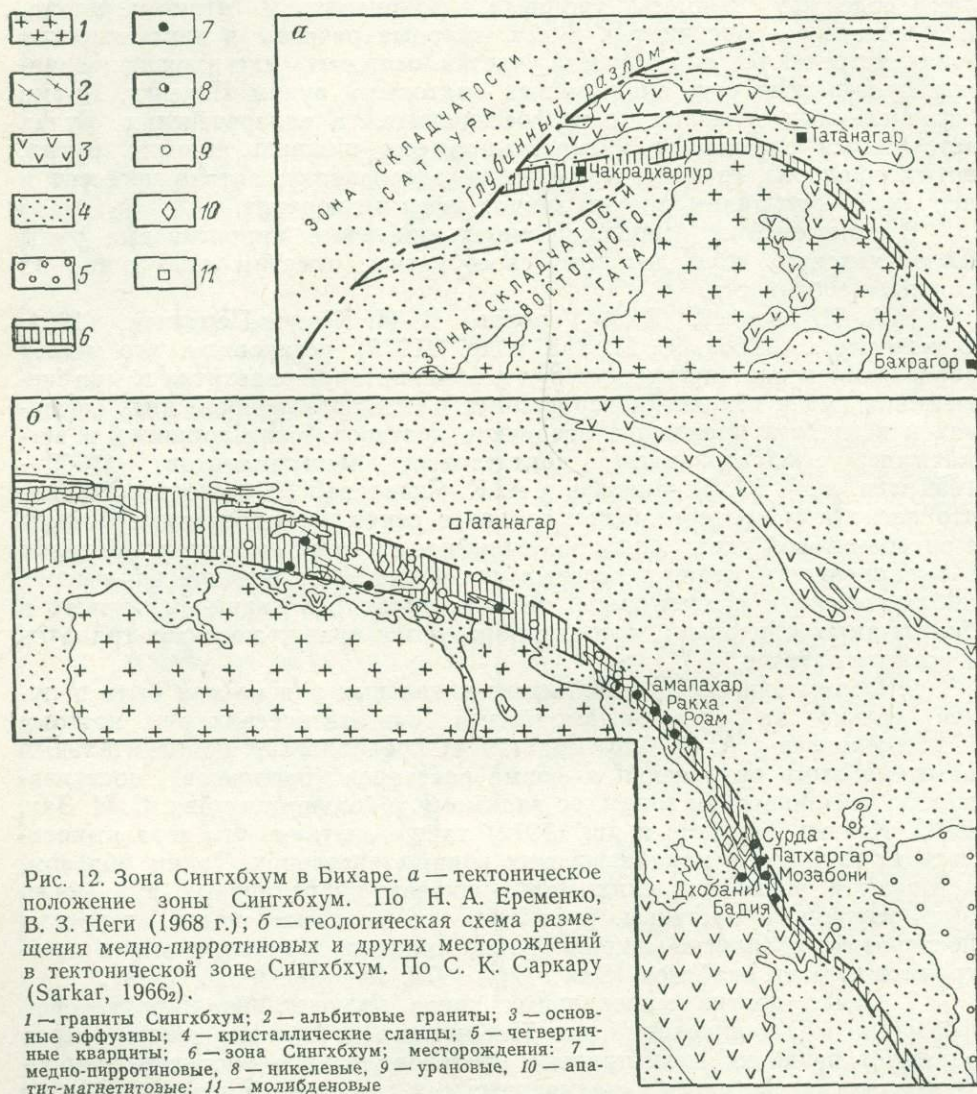


Рис. 12. Зона Сингхбум в Бихаре. а — тектоническое положение зоны Сингхбум. По Н. А. Еременко, В. З. Неги (1968 г.); б — геологическая схема размещения медно-пирротиновых и других месторождений в тектонической зоне Сингхбум. По С. К. Саркару (Sarkar, 1966<sub>2</sub>).

1 — граниты Сингхбум; 2 — альбитовые граниты; 3 — основные эффузивы; 4 — кристаллические сланцы; 5 — четвертичные кварциты; 6 — зона Сингхбум; месторождения: 7 — медно-пирротиновые, 8 — никелевые, 9 — урановые, 10 — апатит-магнетитовые; 11 — молибденовые

большого радиуса от Бахрагора на востоке до района западнее г. Чакрадхапура (Бенарджи, 1964). Согласно С. Саркару (1964), длина зоны Сингхбум составляет 200 км. Западнее г. Чакрадхапура тектоническая зона Сингхбум сочленяется с глубинным разломом, отделяющим складчатость Сатпура от складчатости восточного Гата (Н. А. Еременко, 1968 г.), и может рассматриваться в качестве регионального разрыва, оперяющего этот глубинный разлом (рис. 12).

Геология, оруденение и генезис зоны Сингхбхум давно вызывают споры. По этим вопросам имеются многочисленные и разноречивые мнения, которые отражены в одной из сводок (*Contributions...*, 1966).

Зона проходит в протерозойских породах и, по С. Саркару (1964), отделяет породы более древней серии Чайбаша от более молодой серии Джанджори, между которыми Данном и Деем установлено угловое несогласие.

Кристаллические породы Чайбаша слагают ядро субширотного антиклинория. В составе кристаллических пород различают слюдяные, биотит-хлорит-кварцевые сланцы и амфиболиты. Они собраны в серию сложных складок, опрокинутых к юго—юго-западу. Антиклинорий серии Чайбаша надвинут на породы серии Джанджори, в составе которой имеются песчаники, кварциты и основные эффузивы. Породы обеих серий прорваны сини- и позднеорогенными гранитами Сингхбхума (905—935 млн. лет), а позднее альбитовыми гранитами и долеритами. Внедрение альбитовых гранитов происходило в период надвигания (Данн, Саркар, Бенарджи). Граниты сильно рассланцованы и кливажированы вдоль зоны надвига. Зона надвига шириной в 2—5 км ограничена с севера и юга основными надвиговыми швами (Бенарджи, 1964). Породы, зажатые между этими швами, интенсивно рассланцованы и составляют зону Сингхбхум. Они отличаются от пород северного и южного блоков степенью метаморфизма.

Породы зоны Сингхбхум относятся к фации зеленых сланцев, а породы, окружающие (вмещающие) зону — к альмандин-амфиболитовой фации с дистеном. Такое проявление диафтореза объясняется локальным приспособлением пород высокой степени метаморфизма к низкой степени при сильной тектонической деформации и последующем гидротермальном воздействии (С. Саркар, 1964). А. Бенарджи (1964), также отмечающий широкое распространение хлоритовых сланцев в зоне Сингхбхум, объясняет их появление здесь неравномерной мигматизацией зоны. С мигматизацией А. Бенарджи связывает все оруденение зоны Сингхбхум, допуская также возможность выноса части «рудных компонентов из более глубоких участков».

Длительная дискуссия ведется вокруг генезиса «распрессованных» альбитовых или натриевых гранитов, залегающих в пределах зоны Сингхбхум в виде удлиненных тел, параллельных региональному простиранию и главным швам надвиговой зоны (см. рис. 126; *Contributions...*, 1966; Бенарджи, 1964; Саркар, 1964). С. Саркар, изучавший один из последних этот вопрос, пришел к выводу о магматическом происхождении натриевых гранитов и «о возможности их образования из габброидной или базальтовой магм». В связи с этим им объясняются повышенные содержания в гранитах меди, никеля, хрома, кобальта и ванадия (в несколько раз выше кларка для подобных пород). С натриевыми гранитами С. Саркар (Sarkar, 1966<sub>1</sub>) связывает все сульфидное, урановое и апатит-магнетитовое оруденение зоны Сингхбхум.

На всем протяжении тектоническая зона Сингхбхум содержит медную, а местами апатит-магнетитовую, урановую и молибденовую минерализацию (Sarkar, 1966<sub>1</sub>). Промышленные медные месторождения сосредоточены в ее юго-восточной части от Тамапахара до Бадии. Месторождения Бадия и Мозабони разрабатываются и прослежены до глубины 1 км. Запасы руды месторождения Мозабони составляют 33,5 млн. т при 2% меди. Началось успешное освоение месторождений Сурда и Патхаргар. На месторождениях Роам, Ракха и Тамапахар

установлены запасы медных руд в 98 млн. т при 1,25% меди (Radhakrishna, 1967).

Месторождения Бадиа и Мозабони залегают в рассланцованных альбитовых гранитах; Сурда, Роам, Ракха и Тамапахар — в биотит-хлорит-кварцевых сланцах, а оруденение южнее Татанагара — в хлоритовых и турмалин-кварц-хлоритовых сланцах. В районе Патхаргара медная минерализация локализована на контакте основных вулканитов формации Джанджори и альбитовых гранитов. В районе Дхобани найдены мелкие сульфидные тела в основных вулканитах формации Джанджори, а прожилковые зоны — в слюдяных сланцах формации Чайбаша. Однако в тех и других породах (вулканитах и слюдяных сланцах) «оруденение не кажется перспективным» (Sarkar, 1966<sub>1</sub>). Таким образом, ни одно из упомянутых выше месторождений не связано с определенным стратиграфическим горизонтом или литологической разновидностью породы. Это заключение сделал С. Саркар в связи со спорным генезисом медного оруденения зоны Сингхбхум.

Сульфидные рудные тела в форме лентообразных линз и жил локализованы в основном шве надвиговой зоны в 3—4 км друг от друга. Лентовидные залежи характеризуются раздувами типа рудных столбов, которые контролируются изгибами плоскости надвига или связаны с мелкими поперечными синклиналильными складками (Sarkar, 1966<sub>1</sub>). Рудные тела образовались путем выполнения приоткрытых полостей и замещения рассланцованных натриевых гранитов и графитсодержащих биотит-хлорит-кварцевых сланцев. Основной минеральный тип руд — халькопирит-пирротиновый. Сульфиды сопровождаются кварцем, хлоритом, серицитом и пиритом. Наряду с массивными рудами широко развиты полосчатые, прожилковые и пятнисто-гнездовые. Сульфидному оруденению предшествуют биотитизация и турмалинизация.

Автор разделяет представление С. Саркара о том, что халькопирит-пирротиновые руды являются гидротермальными и связаны с базальтоидным магматизмом тектонической зоны Сингхбхум.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

---

Месторождения меди, цинка, свинца, олова и никеля, образующие описанные выше пояса, в генетическом отношении подразделяются на гидротермально-метасоматические постскладчатые и гидротермально-осадочные доскладчатые или стратиформные.

### 1. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Постскладчатые гидротермально-метасоматические месторождения цветных металлов в сланцевых толщах классифицированы по возрасту, в соответствии с возрастом вышеописанных поясов. Месторождения характеризуются в качестве типовых как для полиметалльно-пирротиновой формации, так и для разновозрастных поясов (альпийского, киммерийского, герцинского, каледонского и протерозойского).

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛЬПИЙСКОГО ВОЗРАСТА

Альпийскими (юнокиммерийскими) являются сульфидно-касситеритовые месторождения Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, которые входят в состав Приморского и Якутского поясов. По нашей терминологии они называются полиметалльно-пирротиновыми, или колчеданными по Ю. Г. Иванову (1971), так как от 30 до 50% рудной массы их сложено пирротином и сопутствующими ему сульфидами железа, цинка, свинца, меди и мышьяка, касситеритом и сульфосолями олова. Многие из типичных месторождений и рудных полей Приморья контролируются сочетанием разноориентированных региональных зон повышенной трещиноватости (северо-восточных и субширотных), которые отражают в мезозойском (среднем) структурном этаже зоны глубинных разломов. Последние фиксируются также поясами даек и малых интрузий — производных глубоко залегающих очагов базальтоидной магмы (Шипулин, 1957, 1971; Онихимовский, 1973; Радкевич, 1973).

**Краснореченское месторождение.** Месторождение находится в южной части одноименного рудного поля на пересечении трех региональных зон повышенной трещиноватости, которые являются отражением расколов фундамента (Радкевич, Томсон и др., 1962). Северо-восточная зона проявлена на месторождении в виде приосевого кливажа и будинажа пород Краснореченской антиклинали, а также в ориентировке даек. Меридиональная зона выражается в подвороте складчатых структур и в наличии меридиональных трещин, вмещающих зоны 1, Облачную, Арсенопиритовую, жилы Крутую и Магнитную. Меридиональная зона прослеживается также к северу и контролирует Октябрьское рудное поле. Северо-западная зона повышенной трещиноватости выражена серией поперечных сбросов.

По данным А. И. Александрова (1960), Л. М. Нарышкина, Д. Н. Кузнецова и Н. Ф. Костерева, месторождение локализовано в опрокинутом висячем крыле почти изоклиальной краснореченской антиклинали северо-восточного простирания (рис. 13). Антиклинальная складка сложена песчано-алевролитовыми породами триас-юрского возраста, содержащими углефицированное органическое вещество. На северо-западном крыле антиклинали залегают нижнемеловые также терригенные породы.

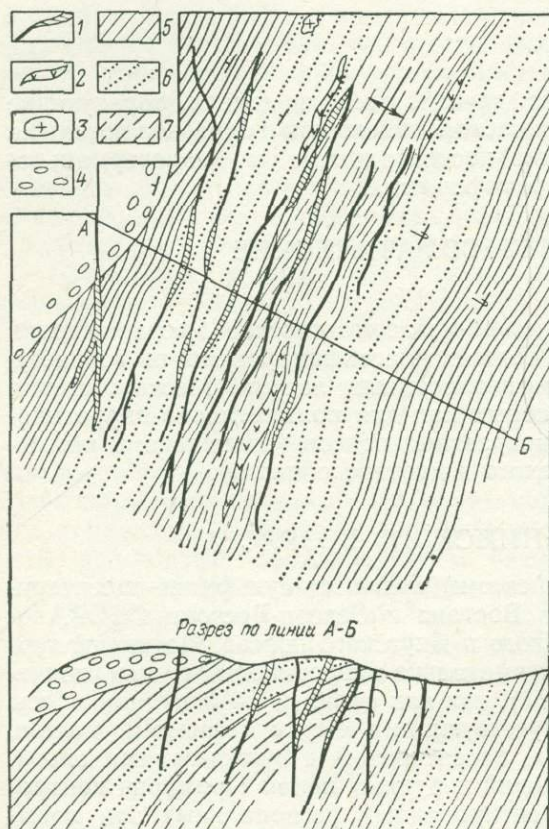


Рис. 13. Схема геологического строения Краснореченского месторождения.

1 — рудные жилы; 2 — диабазовые порфиры; 3 — кварцевые диориты; 4 — нижнемеловые алевролиты и песчаники; 5—6—7 — песчано-глинисто-алевролитовые породы

дами, содержащими вкрапленность арсенопирита и касситерита. В некоторых участках развиты шаровидные и скорлуповато-почковидные, натечные образования мanganанкерита с вкрапленностью сфалерита и касситерита. Околорудные изменения проявлены в виде относительно слабой хлоритизации и осветлении пород.

К западу от основных жил, на горе Медвежьей, имеется ореол ороговикования и слабой грейзенизации, что дает основание исследователям предполагать на глубине интрузивный массив. По отношению к горе Медвежьей в рудных телах отмечается горизонтальная зональность в распределении минеральных ассоциаций. В контактовом ореоле

Из интрузивных проявлений отмечены мелкие штоки кварцевых диоритов и немногочисленные дайки диоритовых и диабазовых порфиритов.

Основные рудные тела месторождения контролируются крупными сколовыми, вероятно сдвиго-взбросовыми нарушениями, которые грубо параллельны контактам алевролитов и песчаников, но секут их по падению. Предполагается, что рудовмещающие сколы являются трещинами оперения крупного надвига. Многие рудные жилы имеют сложную морфологию: они ветвятся, соединяются пологими перемычками, по простиранию иногда переходят в сетчатые зоны. Жилы имеют значительное протяжение, мощность до 3 м, на глубину прослежены до нескольких сотен метров.

Сложены они в основном полосчатыми агрегатами пирротина с марматитом и галенитом, которые окружены кварцевыми зальбандами,

горы Медвежьей развиты ранние высокотемпературные ассоциации: флюорит-слюдисто-кварцевая и турмалин-кварцевая; с удалением они сменяются касситерит-пирротиновой и пирротин-полиметаллической. Замечена также и вертикальная зональность; сверху вниз карбонатная зона сменяется на полиметаллическую, а затем на сфалерит-пирротиную и кварц-пирротиную. Стадийность довольно четкая, но без особых тектонических перерывов: поздние минеральные ассоциации нарастают на более ранние, выполняя пустоты с некоторым перекрытием во времени кристаллизации. Так, на полевошпат-кварцевую или турмалин-кварцевую ассоциации накладываются минералы кварц-касситерит-сульфидной ассоциации (пирротин, галенит и сфалерит со спутниками). На сульфиды нарастает анкерит, а затем кальцит с пиритом.

Краснореченское олово-полиметаллическое месторождение является типичным примером касситерит-пирротиновых месторождений Приморья. Наиболее близкими аналогами его служат Ново-Монастырское, Хантахезское, Щербаковское, Дальнее и Дальнетаежное месторождения.

**Ново-Монастырское месторождение.** Это олово-полиметаллическое месторождение (Соляников, Хетчиков, 1960) входит в состав Монастырского рудного поля, которое расположено в «окне» мезозойских пород среди верхнемеловых кислых эффузивов на восточном склоне Прибрежного поднятия. Оно находится на пересечении двух региональных тектонических зон: меридиональной и широтной, которые пересекают антиклиналь северо-восточного простирания, сложенную черными алевропелитовыми сланцами верхнего триаса и нижней юры.

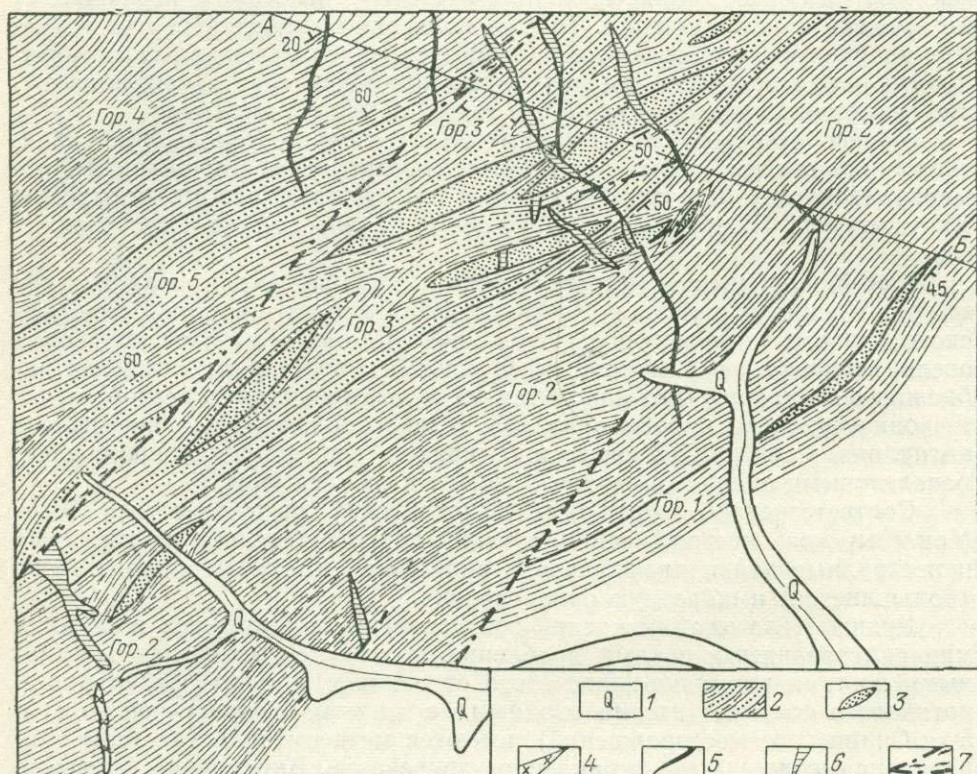
Соответственно ориентировке тектонических зон рудные тела Ново-Монастырского месторождения, а также сопровождающие их дорудные и пострудные дайки порфиритов и андезитов имеют меридиональную (большинство) и широтную ориентировку.

Рудные тела месторождения представлены ветвящимися жилами и минерализованными зонами дробления. Наряду с типичными трещинными жилами ритмично-полосчатого строения и галенит-сфалерит-пирротинового состава (весьма сходными с жилами Краснореченского и 5-го Силинского месторождений), имеются метасоматические зоны хлоритизации, содержащие вкрапленное оруденение. Вкрапленные руды не имеют четких контактов с вмещающими их черными алевропелитовыми сланцами.

Жилы полосчатого и массивного строения, сложенные в основном сульфидами (преимущественно пирротином), также сопровождаются метасоматическими хлоритовыми породами с вкрапленным оруденением. Главные минералы руд: пирротин (местами 80—90% объема), галенит, сфалерит, хлорит, карбонаты и кварц. Местами в рудах встречаются чешуйки графита. Как на других месторождениях описываемого типа, руды сложены четырьмя последовательно кристаллизовавшимися минеральными ассоциациями: 1) кварц-хлоритовой с арсенопиритом, пиритом и касситеритом, 2) галенит-сфалерит-пирротиновой с халькопиритом, станнином, кубанитом и хлоритом II, 3) халькопирит-анкеритовой со станнином II, блеклой рудой и др., 4) флюорит-кальцит-кварцевой с пиритом.

В некоторых рудных зонах месторождения развиты мелкозернистые полосчатые пирротин-халькопиритовые руды с примесью других сульфидов. Во всех типах руд пирротин часто замещается пиритом, иногда с магнетитом, марказитом и карбонатом. Галенит, так же как в рудах

5-го Силинского месторождения, содержит примеси олова и сурьмы. По сравнению с рудами Краснояреченского и 5-го Силинского месторождений руды Ново-Монастырского месторождения отличаются преобладанием пирротина над другими сульфидами, обилием хлоритов и более широким развитием метасоматоза сравнительно с выполнением пустот.



Разрез по линии АБ

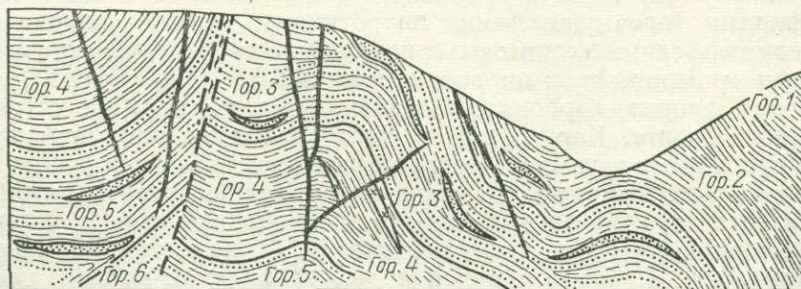


Рис. 14. Схема геологического строения юго-восточной части Тернежского месторождения. По Н. И. Лаврику и др. (1971).

1 — четвертичные отложения; 2 — среднеюрские песчано-алевролитоглинистые породы; 3 — линзы песчаников; 4 — кварцевые порфиры; 5 — рудные жилы; 6 — минерализованные зоны; 7 — тектонические нарушения

### **Месторождение Тернистое.**

Расположено вместе с месторождениями Звездным, Арминским и Зимним в Арму-Нанцинском рудном районе (Радкевич, Томсон и др., 1962; Лаврик и др., 1971). Оно локализовано в области влияния Колумбинского глубинного разлома и поперечной Великокемской зоной трещиноватости. Терригенные мезозойские породы, содержащие органический детрит, собраны в складки северо-восточного простирания и прорваны дайками кварцевых порфиров и диоритовых порфиритов. Породы рассечены северо-западными, субмеридиональными и широтными разрывами, но оруденению подверглись только субмеридиональные и северо-западные зоны (рис. 14). Эти тектонические зоны вмещают типичные касситерит-сульфидные зоны и жилы существенно кварц-пирротин-халькопиритового состава, которые сопровождаются хлоритизацией и осветлением вмещающих пород.

Для руд месторождения характерно обилие в них халькопирита, который на других касситерит-сульфидных месторождениях является второстепенным минералом. Следует отметить также, что руды месторождения сильно железистые: кроме пирротина и халькопирита, в них много пирита, сидерита, арсенопирита и железистого хлорита. Обогащение халькопиритом характерно для некоторых северо-восточных месторождений СССР (им. Чапаева, Сердце-Камень), особенно для месторождений Комсомольского рудного района Приамурья (Лугов, 1973; Минерализованные зоны... , 1967; Усенко, Чеботарев, 1973). Таким образом, медно-оловянные руды месторождений Тернистого, им. Чапаева, Сердце-Камень и Комсомольского района образуют «медно-пирротинный мост» между олово-свинцово-цинковыми рудами Востока СССР и медно-полиметаллическими рудами Дагестана и Азербайджана.

### **МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯКУТСКОГО ПОЯСА**

Месторождения Кольцевого (по Е. А. Радкевич, 1973) или Якутского пояса локализованы вокруг Колымо-Омолонского срединного массива (см. рис. 3) во внутренних частях Яно-Колымо-Чукотской геосинклинальной области киммерийского возраста, выполненной мощными терригенными осадками. Олово-пирротиновые месторождения контролируются краевыми разломами фундамента, подновленными после киммерийской складчатости в виде тектонических зон повышенной трещиноватости, которые определяют размещение дайковых поясов и малых интрузий омсукчанского юнокиммерийского комплекса (Макеев, 1972). Эти тектонические зоны длиной от 50 до 200 км, как правило, секут вкрест простирания складчатые сооружения Яно-Колымо-Чукотской геосинклинали (см. рис. 3). Они вмещают ряд касситерит-сульфидных (полиметалльно-пирротиновых) месторождений, которые группируются у западного, северо-западного, северо-восточного и южного контактов Колымо-Омолонского срединного массива.

В качестве типоморфных рассмотрены Укачилканское месторождение из северо-западной группы, Первоначальное месторождение из северо-восточной группы и месторождение им. Лазо из южной группы.

**Укачилканское месторождение.** Находится в Нижне-Ингодинском рудном узле, который расположен в западной части синклинория хр. Полусного. В состав рудного узла входят также Депутатское и Курбанское месторождения. Оловорудный узел контролируется Депутатской и Чокурдакской субмеридиональными тектоническими зонами,

ориентированными поперек господствующих здесь субширотных складок (Макеев, 1972).

Месторождение локализовано в ядре антиклинали субширотного простираения, сложенной триасовыми и юрскими песчано-алевролитовыми породами общей мощностью 5 км. В 2,5 км к востоку от месторождения обнажается Укачилканский массив гранодиоритов и шток кварцевых диоритов. На самом месторождении имеются субширотные дайки диоритовых порфиритов и спессартитов, а также субширотные и северо-западные дайки липаритов и липарито-дацитов (рис. 15). В ядре субширотной антиклинали, которая погружается на запад, обнажаются песчаники и алевролиты верхнего триаса, а также аналогичные породы средней и верхней юры (келловейские песчаники и алевролиты). Крылья антиклинали сложены алевролитопесчаными отложениями оксфордского, волжского и киммерийского ярусов. Углы падения пластов колеблются от 40 до 90°. Эти породы нарушены субширотными, северо-восточными, северо-западными и меридиональными разрывами. Субширотные и меридиональные являются отражением глубинных разломов фундамента, на их пересечении к востоку от месторождения локализован Укачилканский массив биотитовых гранодиоритов, имеющий крестообразную форму (Яковлев, 1975). Породы вокруг массива биотитизированы. Сходный ореол биотитизации проявлен на Центральном

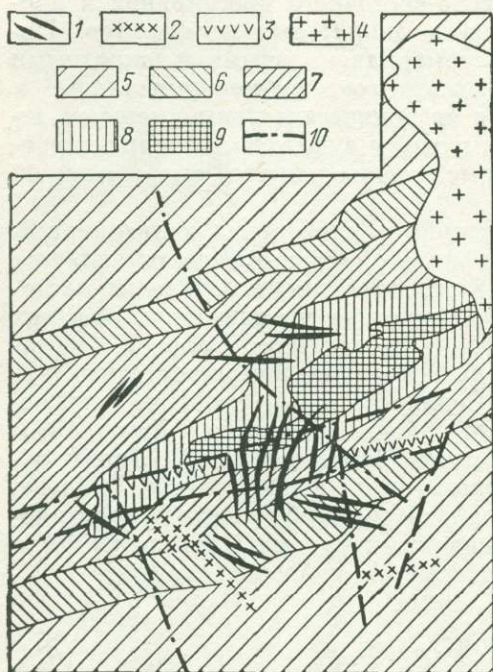


Рис. 15. Схема геологического строения Укачилканского месторождения. По А. А. Замаераеву, Л. А. Булатову и др. (Яковлев, 1975).

1 — касситерит-сульфидно-кварцевые и касситерит-сульфидно-карбонатные жилы; 2 — дайки липаритов и липарито-дацитов; 3 — дайки диоритовых порфиритов; 4 — биотитовые гранодиориты; 5—9 — песчано-алевролитовые породы верхней юры (5—7), средней юры (8) и верхнего триаса (9); 10 — тектонические нарушения

участке месторождения, что позволяет предполагать наличие не вскрытого интрузивного массива.

Секущие кварц-сульфидные и кварц-карбонатно-сульфидные жилы и прожилковые зоны собраны в свиты северо-восточного и реже северо-западного простираения. Они сопровождаются зонами осветленных пород. Жилы касситерит-сульфидного состава располагаются в центре месторождения и имеют субмеридиональную и северо-восточную ориентировку. Жилы сульфидно-карбонатного состава с касситеритом занимают периферийное положение и локализованы в северо-западных трещинах. В объеме сульфидно-кварцевых жил сульфиды составляют от 40 до 50%. В порядке убывания они представлены пирротинном, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. В кварце вкраплены касситерит и арсенопирит, а изредка вольфрамит. Очень слабо развиты турмалин и железистый хлорит. В северо-западных

жилах наряду с кварцем обильно представлены кальцит и мангансидерит.

Рудоотложение на месторождении происходило в три последовательные стадии минерализации (Яковлев, 1975): касситерит-арсенопирит-кварцевую; сфалерит-пирротиную и сульфидно-карбонатную. В составе ассоциации первой стадии отмечаются мусковит, турмалин и редкий вольфрамит. Эта ассоциация слагает зальбанды сложных жил, около которых песчаники подвергаются окварцеванию и серицитизации. Сфалерит-пирротиновая ассоциация содержит также серицит, халькопирит и галенит; станий содержится в сфалерите, валлериит — в халькопирите, а самородный висмут — в галените. Она образует осевую часть рудных жил. Сульфиды энергично замещают ранний кварц, а вмещающие песчаники серицитизируются. Сульфидно-карбонатная ассоциация формирует прожилки, гнезда и полосы в составе рудных жил и сопровождается кальцитизацией вмещающих пород. В составе ассоциации преобладает кальцит с мангансидеритом и пиритом, которые содержат вкрапленность галенита, сфалерита и пирротина, сопровождаемую сульфосолями меди, сурьмы и серебра. В эту стадию пирротин дисульфидизируется, а кварц — замещается карбонатом.

Для месторождения предполагается парагенетическая связь оловянного оруденения с комплексом гранитоидных пород, содержащих повышенные против кларка содержания олова. Однако кварц-сульфидные тела, сформировавшиеся позже всех даек, связываются с более глубинным источником (Яковлев, 1975).

На Курбанском месторождении, очень сходном с Укачилканским, по И. Я. Некрасову (1964), отсутствуют минеральные ассоциации, соответствующие касситерит-кварцевой стадии. Жилы Курбанского месторождения сложены одними сульфидами.

**Первоначальное месторождение.** Месторождение расположено в Чаунском районе. Песчано-сланцевые отложения верхнего триаса смяты в изоклинальные складки северо-западного направления и местами ороговикованы. В 10—15 км к северу обнажается массив гранитоидов, который, по геофизическим данным, находится на глубине 1—2 км от месторождения. В пределах месторождения имеются дайки гранит-порфиров и весьма многочисленны лампрофиры, которые здесь представляют фрагмент протяженного дайкового пояса. Последний выполняет субмеридиональную Пыркакайскую зону повышенной трещиноватости, трассирующую глубинный разлом.

Согласно Б. Н. Ерофееву и Ф. Э. Стружкову, Первоначальное месторождение, как и все Пыркакайское рудное поле, находится на пересечении субмеридиональной Пыркакайской зоны повышенной трещиноватости и северо-западного глубинного разлома (см. рис. 3). Этот субсогласный с направлением складок разлом вмещает дайки гранит-порфиров и сульфидно-кварцевые брекчии. В местах пересечения отдельных швов этого разлома с меридиональными зонами повышенной трещиноватости развились штокверки, которые вмещают основные рудные тела месторождения (Первоначальный, Крутой и др.). Таким образом, швы северо-западного разлома играли рудоконтролирующую роль, а меридиональные штокверковые зоны, поперечные к складкам, — рудо-вмещающую (рис. 16).

Рудный штокверк сформировался при последовательном заполнении полостей сначала кварцем с касситеритом и топазом; затем кварцем с вольфрамитом, турмалином, висмутином, арсенопиритом и пиритом;

позднее кристаллизовались обильные сульфиды: пирротин с халькопиритом, сфалеритом, тетраэдритом, галенитом и касситерит, хлорит и флюорит. Таким образом, как и на других месторождениях, проявился стадийный процесс минералообразования, в котором окислы и силикаты сменялись сульфидами, карбонатами и флюоритом. В связи с обилием

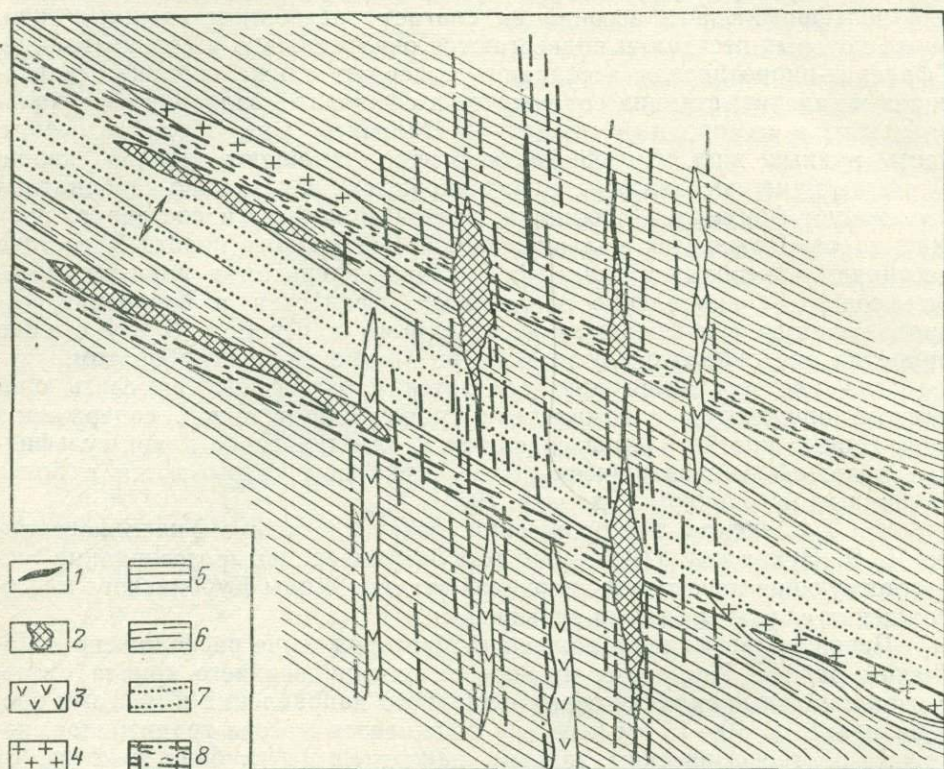


Рис. 16. Схематический план Первоначального месторождения. По материалам Б. Н. Ерофеева и Ф. Э. Стружкова (1969 г.).

1 — сульфидно-кварцевые жилы; 2 — кварц-сульфидные штокверковые зоны; 3 — лампрофиров; 4 — гранит-порфиры; 5 — глинистые сланцы; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8 — тектонические нарушения и зоны

сульфидов на месторождении развилась глубокая (30—70 м) зона окисления.

Интересной особенностью рудного поля являются метасоматические дайки лампрофиров, возникшие за счет калиевого метасоматоза догранитных даек габбро-порфиров в надинтрузивной зоне (Макеев, 1972). Как отмечает Б. В. Макеев, тесная пространственная связь оловянных месторождений с лампрофирами свойственна рудным узлам, контролируемым поперечными структурами (Укачилканский, Эге-Хайский, Лазовский, Кавалеровский и др.).

**Месторождение им. Лазо.** Касситерит-сульфидное месторождение им. Лазо находится в экзоконтактной зоне меридионального Дерас-Юрегинского штока порфировидных биотитовых гранитов. Вмещающие породы песчано-сланцевого состава юрского возраста собраны в складки

северо-западного простирания, слабо ороговикованы и графитизированы. Многочисленные рудные тела месторождения частично представляют собой турмалинизированные и сульфидизированные зоны осветленных и брекчированных песчано-сланцевых пород, а частично линзующиеся жилы выполнения северо-восточного простирания. Кроме северо-восточных рудных тел имеются более слабо оруденелые пологие северо-западные так называемые косые зоны.

Схему развития структуры месторождения можно представить, согласно И. Г. Ченцову и В. К. Чайковскому (1960), следующим образом. Рудовмещающие трещины обоих направлений, вероятно, были заложены в период складчатости: северо-восточные как крутые сдвиги, а северо-западные — как пологие надвиги. После внедрения гранитного штока обе системы трещин были приоткрыты и минерализованы, причем северо-западные, «косые», служили, по-видимому, рудоподводящими каналами, так как интенсивное оруденение северо-восточных жил начинается от места пересечения их северо-западными «косыми зонами», где образовались рудные столбы.

Минеральный состав руд, по И. П. Васецкому, показывает, что месторождение является стандартным железистым подтипом олово-силикатно-сульфидной формации. Минерализация, согласно И. Г. Ченцову, развивалась в четыре стадии: а) кварц-турмалиновую, б) касситерит-кварцевую с турмалином и акцессорными вольфрамитом, пиритом и арсенопиритом; в) сульфидную, состоящую в основном из пирротина и его постоянных спутников — сульфидов цинка, меди, свинца и олова, железистых карбонатов и хлорита; г) кальцитовую с малыми примесями сульфидов и кварца.

В западном экзоконтакте Дерас-Юрегинского штока находятся также касситерит-сульфидные жилы месторождений им. III Пятилетки и им. Чапаева. Руды этих месторождений, однотипных с месторождением им. Лазо, отличаются лишь отсутствием высокотемпературной турмалинизации и обилием железистых сульфидов (пирротина, марматита, арсенопирита, халькопирита).

**Выводы.** 1. Месторождения альпийского (юнокиммерийского) возраста залегают в мезозойских терригенных песчано-глинистых породах. Из учтенных автором 50 оловорудно-пирротиновых месторождений 45 (или 90%) залегают в терригенных породах. Таким образом, подтверждается положение о благоприятности терригенных, песчано-сланцевых пород для локализации олово-сульфидных месторождений.

2. Вмещающие породы содержат диагенетическую вкрапленность пирита и рассеянное органическое вещество, что создавало восстановительную среду, способствовавшую сульфидоотложению, в частности образованию обильного пирротина в рудах. Ю. Н. Размахнин (1963) особо подчеркивает углеродистость вмещающих пород, которая в условиях Приморья представляет собой благоприятный рудоконтролирующий признак для проявлений оловянного и олово-полиметаллического оруденения.

3. Характерна четкая роль разрывных нарушений в локализации оруденения как в региональном, так и в локальном планах. В региональном плане контроль рудных узлов, рудных полей и месторождений осуществляется путем пересечения продольных глубинных разломов поперечными зонами повышенной трещиноватости, которые являются отражением расколов фундамента в мезозойском складчатом этаже.

В локальном плане месторождения и рудные тела локализуются в постскладчатых сколах и других секущих разрывах, но нигде не вмещаются складчатыми структурами. Среди рассмотренных объектов отсутствуют согласные, межпластовые, седловидные тела. Это свидетельствует об однородности и хрупкости вмещающих песчано-сланцевых пород, а не об их пластичности и анизотропности, как в момент образования рудовмещающих деформаций, так и в момент рудоотложения.

4. Руды откладывались главным образом в открытых полостях, о чем свидетельствуют полосчатые, крустификационные, брекчиевые, штокверковые и метаколлоидные текстуры руд. Наряду с этим большую роль, особенно в штокверковых зонах, для отложения сульфидов играло взаимодействие рудоносных растворов с вмещающими породами, содержащими рассеянное органическое вещество. Метасоматоз вмещающих алюмосиликатных пород, выраженный в их осветлении (обезуглероживании), сульфидизации, хлоритизации, окварцевании, серицитизации, турмалинизации и других изменениях, свидетельствует о неравновесности системы гидротермальный раствор — вмещающая порода. Рудовмещающие породы, несмотря на их алюмосиликатный состав, не оставались инертными, активно влияли на состав рудоносных растворов и поставляли материал для образования жильных минералов и графита, что поддерживало восстановительную обстановку рудоотложения.

5. Альпийские касситерит-пирротинные месторождения обычно удалены на несколько километров даже от мелких постскладчатых градиоритовых штоков омусканского комплекса на Северо-Востоке СССР или приморского комплекса в Приморье, но постоянно сопровождаются дорудными, реже внутри- и пострудными дайками основного и среднего составов. Дайки и рудные тела часто выполняют одни и те же разрывы. Очевидно, жильные магматические породы и гидротермальные месторождения близки по времени и имеют один и тот же глубинный источник.

6. В истории развития юнокиммерийской многогеосинклинали (Верхояно-Кольмско-Чукотский на Северо-Востоке СССР и Сихотэ-Алинской в Приморье) касситерит-пирротинное оруденение занимает определенное место. Оно проявилось после верхнеюрско-нижнемеловой складчатости, после малых интрузий и даек. Касситерит-сульфидное (полиметалльно-пирротинное) оруденение (98—40 млн. лет) лишь в незначительной мере перекрывается во времени с дайковым магматизмом (120—88 млн. лет).

7. В вопросе об источнике оруденения для касситерит-сульфидных плутонических месторождений автор разделяет представления Ф. К. Шипулина, В. В. Онихимовского, В. Н. Никитина и других исследователей о мантийном источнике — о базальтовой магме. На это указывают тесная пространственная связь оруденения с дайками основного и среднего состава, контроль месторождений и рудных полей глубинными разломами и ярко выраженная железистость сульфидной, силикатной и карбонатной минерализации с тиофильным и сидерофильным набором элементов руд.

8. Отмеченные типоморфные черты касситерит-сульфидного, существенно пирротинного оруденения Востока СССР имеют большое сходство с характерными чертами киммерийского медно- и полиметалльно-пирротинного оруденения в черных сланцевых толщах юры Восточного Кавказа.

## КИММЕРИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В составе киммерийского пояса Большого Кавказа насчитывается около 20 месторождений и многие сотни рудопроявлений. Абсолютное большинство их относится к полиметально-пирротиновой формации (тип Кизил-Дере), которая сформировалась после основной предверхнеюрской складчатости и орогенных массивов и даек гранитоидного и габброидного составов. В пределах киммерийского пояса находятся также несколько месторождений колчеданно-полиметаллической формации (тип Филизчая), которые являются, вероятно, стратиформными осадочно-гидротермальными образованиями. Следовательно, намечается два этапа сульфидного оруденения, которые формировались в течение развития киммерийской сланцевой эвгеосинклинали Восточного Кавказа.

Месторождения и рудопроявления полиметально-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций в основном залегают в нижне-среднеюрских песчано-сланцевых толщах и не встречаются в породах моложе средней юры. Некоторые месторождения залегают в более древних палеозойских породах, а небольшая часть полиметально-пирротиновых тел локализована в приразломных гранитоидных массивах, возраст которых определен разными способами как предверхнеюрский.

Основные эффузивы, гранитоидные и габбро-диоритовые массивы, диабазовые дайковые пояса и сульфидное оруденение обоих типов контролируются Главным Кавказским разломом и в некотором смысле являются его производными, так как в различные периоды жизни киммерийской геосинклинали разлом генерировал как магматические расплавы, так и гидротермальные растворы (флюиды).

Некоторые изученные автором рудные поля, месторождения и рудопроявления полиметально-пирротиновой формации Дагестана, Азербайджана и Осетии рассмотрены более подробно, так как они подтверждают высказанные идеи.

**Рудопроявления Чугушского кристаллического массива.** Рудопроявления медьсодержащих пирротинов, сопровождаемые свинцом, цинком, иногда кобальтом, оловом и мышьяком, в Краснодарском крае расположены в междуречье верхних течений Белой и Малой Лабы на северном склоне Кавказа, вокруг и в пределах крайнего северо-западного выхода палеозоя—докембрия—Чугушского кристаллического массива.

В. Б. Черницын с соавторами (1971), а также В. С. Балицкий (1963), А. В. Нетреба и др. (Колчеданные месторождения..., 1973) выделяют Шахе-Головинскую, Чугуш-Атамажинскую, Псеашхинскую рудные зоны и Лаурское рудное поле. В этих районах концентрации медно-пирротиновой минерализации развиты среднеюрские штоки диоритов и дайки диабазов. Последние представляют собой западное окончание диабазовых поясов Варданянца.

Шахе-Головинская рудная зона объединяет более 20 рудопроявлений медно-пирротинового типа, наиболее крупные среди них — Кудовское, Монашка, Водораздельное, Бущий, Конгломератовое, группа горы Хуко и др.

Полоса рудопроявлений следует вдоль надвига Главного хребта, по которому пермские карбонатно-терригенные породы и нижнепалеозойские метаморфические и кристаллические сланцы Чугушского

массива надвинуты на нижнеюрские песчано-глинистые отложения. Все породы пронизаны многочисленными дайками диабазов, габбро-диоритов и диоритовых порфиритов, внедрившихся в разрывы, параллельные надвигу, или непосредственно в его основной шов. Большинство крупных рудопроявлений приурочено к слабым зонам скарирования, мощность которых не превышает 1,5—2 м (Монашка, Буций, Кудовское, Конгломератовое, Водораздельное и др.). Зоны скарирования развиваются на контакте палеозойских карбонатных пород с дайками диабазов, габбро-диоритов (Монашка, Кудовское), либо со сланцами юры (Монашка, Конгломератовое и др.).

Как установлено В. С. Балицким, медно-пирротиновое оруденение наложено на скарированные породы, нередко служит цементом обломков скарна, а само цементируется пирит-галенит-сфалерит-кварцевым агрегатом (Виктория, Буций, Конгломератовое).

Чугуш-Атамажинская рудная зона локализована в северо-восточном и юго-восточном тектонических контактах Чугушского кристаллического массива с нижнеюрскими породами. Для этой рудной зоны также характерны многочисленные дайки диабазов. Атамажинская группа медно-цинково-пирротиновых рудопроявлений расположена в бассейне р. Белой. Здесь известно около десяти рудопроявлений (Белореченские I и II, Балка Федотова, Балка Узкая, Атамажинское и др.). Рудопроявления контролируются как мелкими зонами дробления и сколами, так и крупными разломами, отделяющими палеозойские породы от юрских (Белореченское II, Балка Федотова). По рудовмещающим зонам отмечены дорудные сбросы с амплитудой 10—50 м. Пирротиновые жилы нередко имеют четковидное строение и резкие контакты с вмещающими породами. Иногда это зоны брекчий, кососекущие вмещающие породы. Обломками служат песчано-глинистые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы. В массивных пирротиновых телах часто наблюдаются реликты кварц-хлоритовых сланцев (Атамажинское, Балка Узкая, Белореченское I и др.).

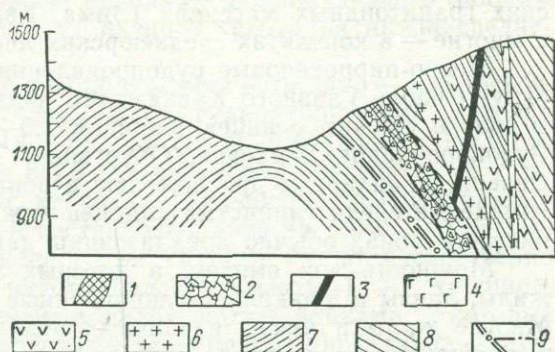
Лаурское рудное поле сложено нижнеюрскими глинистыми сланцами и алевролитами, собранными в Бзерпийскую антиклиналь. Северное крыло антиклинали насыщено пластовыми альбитофирами, дайками диабазов и осложнено межпластовым срывом, который протягивается на 8 км и контролирует рудопроявления Лаура, Бзерпия, Медвежьих ворот, Коготь и др. Рудопроявления представляют собой отдельные брекчированные и минерализованные участки зоны срыва. Исследованиями И. Н. Еремина установлено, что кроме межпластового срыва рудные жилы контролируются также антикавказскими (аз. прост. 45—50°) нарушениями (Еремин, 1974). По И. Н. Еремину, рудные тела имеют различные формы, контур которых устанавливается опробованием, локализованы в полостях отслаивания брекчированных алевролитоглинистых пород (южная и центральная Лаура, рис. 17) или в контактах с альбитофирами (Бзерпия, Медвежьих ворота и др.). Рудный агрегат представляет собой брекчию сланцев с кварц-халькопирит-пиритовым цементом. В рудах присутствуют также сфалерит, пирротин, галенит, диарсениды кобальта.

В. С. Балицкий (1963) рассматривает Лаурское халькопирит-пиритовое проявление как менее глубинную и низкотемпературную фацию широко развитой медно-пирротиновой минерализации. Этот исследователь изучил минеральный состав медно-пирротиновых и полиметаллических рудопроявлений Чугушского кристаллического массива. В возраст-

ном отношении им выделены пять ассоциаций: 1) скарновая; 2) кварц-хлоритовая; 3) сфалерит-халькопирит-пирротиновая; 4) галенит-сфалерит-пирит-кварцевая и 5) хлорит-карбонатная. Наиболее распространены вторая и третья ассоциации. Пирротин постоянно содержит примесь кобальта (0,02—0,03%), иногда никеля (до 0,1%), что связано

Рис. 17. Схематический разрез рудной зоны Бзерпия—Лаура. По И. Н. Еремину (1974).

1 — массивные халькопирит-пирротиновые руды; 2 — брекчиево-прожилковые халькопирит-пирит-кварцевые руды; 3 — халькопирит-пирит-кварцевые жилы; 4 — габбро-диоритовые дайки; 5 — эффузивные и субинтрузивные диабазы среднего лейаса; 6 — эффузивные и субинтрузивные кератофиры среднего лейаса; 7 — алевролитоглинистые породы тоар-ааленского возраста; 8 — глинистые сланцы среднего лейаса; 9 — надвиг и оперяющие его разрывы



с присутствием в нем пентландита. Халькопирит также заражен серебром, кобальтом, никелем, а иногда оловом, индием и мышьяком (Лаура). Сфалерит содержит те же примеси, что халькопирит, а также кадмий (0,1—0,3%) и галлий.

В размещении выделенных ассоциаций В. С. Балицким установлены следующие особенности: 1) медно-пирротиновая ассоциация более ранняя и высокотемпературная (350—280°C) локализована вблизи крупных долгоживущих разломов (Главный надвиг, Северный взброс, Атамажинский разлом); она постоянно сопровождается дайки диабазов; 2) полиметаллическая ассоциация более низкотемпературная (280—250°C), несколько обособлена в пространстве и размещается в мелких нарушениях северо-восточного простираения, особенно на северо-западе Чугушского массива.

По данным В. В. Григоренко и М. В. Григоренко (1974), медно-пирротиновое и полиметаллическое оруденения зоны Главного хребта имеют близкий возраст: медно-пирротиновое — посленижнеааленский, а полиметаллическое — предверхнеааленский, причем полиметаллическое сформировано позже медно-пирротинового.

Таким образом, в Чугушском кристаллическом массиве халькопирит-пирротиновое оруденение и кварц-полиметаллическое совмещаются в пространстве, так как контролируются одними и теми же глубинными разрывами и вмещаются наложенными на складки трещинными зонами и надвигами киммерийского возраста.

**Рудопроявления Абхазии.** Согласно О. Г. Барач, А. М. Виблиани и др., в Абхазии выделяются две полосы (два узла) медно-пирротиновых рудопроявлений, сопровождающие диабазовые дайки, — западная и восточная.

Западная полоса медно- и полиметалльно-пирротиновых рудопроявлений (Санчарский узел) локализована в зоне антиклинория Главного Хребта от верховьев р. Мзимта до перевала Анданге (Лешипсинское, Бавю, Бешта, Санчарское, Грибзинское, Лабинское, Ашимхурское и др.). Все рудопроявления расположены в контактовой зоне Санчарского массива гранитоидов.

Восточная полоса рудопроявлений протягивается между реками Зима и Сакени. Она известна как рудопроявления Кодорского рудного узла (Твалчрелидзе, 1961), в состав которого входят Хецквара, Твибрашери, Генцвиши, Клыч, Гвандра, Зима и др.

Большинство рудопроявлений залегает в нижнеюрских песчано-сланцевых породах, но некоторые локализованы в юрских послебайосских гранитоидных массивах (Зима, Квараши, Грибза, Бешта и др.), а многие — в контактах среднеюрских диабазовых даек.

Медно-пирротиновые рудопроявления Кодорского рудного узла вытянуты вдоль Главного Кавказского надвига на 26 км и локализованы в полосе юрских сланцев шириной 1,5—2,0 км (Твалчрелидзе, 1961). Рудопроявления Хецквара, Обургвани, Твибрашери, Генцвиши, Клыч, Сакени, Гвандара и др. залегают в зонах смятия и гидротермального изменения среди глинистых сланцев нижнего лейаса. В этих же тектонических зонах обычно локализованы дайки диабазов и диоритов.

Мощность зон смятия, в которых залегают небольшие рудные жилы, линзы и прожилково-вкрапленные руды, варьирует от 1 до 20 м. Многие жилы и линзы различных рудопроявлений залегают согласно с вмещающими их песчано-сланцевыми породами, выполняя полости межпластового скольжения или трещины межслоевого кливажа. Однако на тех же рудопроявлениях (Хецквара, Твибрашери) зафиксированы секущие кварц-пирротиновые жилы, что указывает на постскладчатый возраст рудных тел. На участках Генцвиши, Твибрашери, Шхазпия вскрыты секущие диабазовые дайки, в которых содержатся пирротиновые линзы.

Рудопроявления Зима, Нижняя Зима и Квараши, по Д. И. Купрадзе, Г. С. Коринтели и др. (1954 г., 1955 г.), локализованы в экзо- и эндоконтактах Зимского массива сиенито-диоритов (Зимский массив — часть более крупного Горабского массива) и состоят из двух-трех десятков мелких кварц-халькопирит-пирротиновых жил и линз. Горабский массив прорывает крыло изоклиальной синклинали складки, сложенной песчано-углисто-сланцевым верхним лейасом и туфо-пирротиновым байосом. Галька пород Горабского массива обнаружена в базальных слоях нижнего мела, а южная часть Зимского массива трансгрессивно перекрыта осадками неокома. Кроме пирротина, пирита, кварца и халькопирита постоянно встречаются сфалерит, галенит, хлорит, карбонаты, арсенопирит, а изредка кобальтин, линнеит или смальтин и барит.

Отметим, что в 20 км на запад от рудопроявления Зима расположено Нижне-Схачачское рудопроявление, жилы которого залегают в западном экзо- и эндоконтакте Келасурского массива гранитоидов батского возраста (Твалчрелидзе, 1961, 1972). По Г. Д. Афанасьеву (1971 г.), он датируется как средне-верхнеюрский. Келасурский массив трансгрессивно перекрыт базальными конгломератами неокома и метаморфизует осадки лейаса и вулканогены байоса. На площади рудопроявления вскрыты касситеритсодержащие кварц-хлоритовые зоны в гранитах и пирротиновые жилы с пиритом, халькопиритом и касситеритом в роговиках. Кроме того, встречаются кварц-сульфидные (арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит) жилы и зоны в измененных гранитах.

Таким образом, медно-пирротиновое оруденение Абхазии по времени образования является наложенным на юрские диабазы и гранитоиды послебайосского-донижнемелового возраста, прорывающие складки батского времени.

**Рудопроявления Сванетии и Горной Рачи.** В Сванетском рудном районе (Твалчрелидзе, 1961) известны пять медно-пирротиновых рудопроявлений в десковой свите триаса вокруг штока гранодиоритов средней юры, четыре рудопроявления в глинистых сланцах ниже-среднеюрского возраста и два в кристаллических сланцах нижнего палеозоя — докембрия. Все эти рудопроявления находятся в зоне главного надвига кристаллических пород и гранитов Главного хребта на ниже-среднеюрские сланцы.

Среди медно-пирротиновых рудопроявлений есть одно — Кирарское, находящееся в экзокарнах одноименного гранодиоритового массива среднеюрского возраста  $135 \pm 14$  млн. лет (Г. Д. Афанасьев, 1971 г.). Пирротиновые тела мощностью в 1,5 м с халькопиритом, пиритом, линнеитом, сфалеритом, галенитом, кварцем и кальцитом прослеживаются с перерывами в лежащем боку известняковых линз на 1 км. Кроме пирротинового оруденения, наложенного на скарны, имеются собственно жильные медно-пирротиновые рудопроявления Казахи, Гули, Кавшири, Баки и Гвашхари, контролируемые диабазовыми дайками, которые представлены небогатыми скоплениями халькопирит-пирротиновых руд, иногда с галенитом и сфалеритом, приуроченными к трещинным зонам в сланцах (Твалчрелидзе, 1961).

В Горной Раче, по данным И. Г. Кузнецова, И. А. Маркозия и Г. И. Тогонидзе (Твалчрелидзе, 1961), в сланцевых толщах лейаса, часто в контактах диабазовых даек, локализованы несколько медно-пирротиновых рудопроявлений (Цвали, Чхорнали, Мзиури, Чвешо, Дидвели и др.).

**Месторождения Осетии.** В пределах Северной Осетии выделены медно-пирротиновый и полиметаллический пояса (Ефремов, 1954; Твалчрелидзе, 1961, 1972; Черницын и др., 1971). В полосе соприкосновения их происходит совмещение медного и полиметаллического оруденений, граница между которыми проводится условно (Черницын, Андрущук, Рубцов, 1971). Осетинские месторождения и рудопроявления с комплексным медно-свинцово-цинковым оруденением, иногда с оловянной и кобальтовой минерализацией, в которых наряду с пирритом и кварцем роль основного «телообразующего» минерала играет пирротин, вытянуты с запада на восток в виде двух полос — северной и южной. Эти полосы примерно совпадают соответственно с северной и южной тектоническими границами Штуло-Харесской депрессии. Кроме медно-пирротиновых проявлений, близко соприкасающихся с полиметаллическими месторождениями Бурон-Садонского рудного района и района Фиагонского глубинного разлома имеется несколько медно-пирротиновых проявлений (Мамисонское, Чачское, Каурбекхохское и др.), которые продолжают на юго-восток грузинский пояс медно-пирротиновых рудопроявлений Горной Рачи.

В отличие от других частей Кавказа, где проявлена медно-пирротиновая формация, в Северной Осетии ее рудопроявления и месторождения локализованы в основном не в песчано-глинистых юрских породах, а в нижнем структурном этаже, среди кристаллических пород палеозоя — докембрия.

В состав северной полосы месторождений, контролируемых глубинными Фаснальским и Садоно-Унальским разломами и сопряженными с ними разрывами, входят несколько полиметалльно-пирротиновых

месторождений Садонского рудного поля (Битаровское, Бачита, Цусс и др.).

В составе южной полосы месторождений, контролируемых глубинным Хупаринско-Бурон-Бадским разломом (южная граница Штуло-Харесской депрессии), находятся в числе прочих месторождения и рудопроявления Буронского рудного поля. В качестве примера напомним известное Буронское месторождение.

В каждой полосе полиметалльно-пирротинового пояса Осетии пирротиновые жилы сопровождают дорудные диабазовые и порфиритовые дайки после-нижне-среднеюрского возраста.

На Садонском месторождении известно более двух десятков кварц-пирротиновых жил, часть которых служила объектом добычи полиметаллических руд. Содержание пирротина в некоторых жилах превышает 40% рудной массы.

По условиям локализации В. П. Круглов выделяет здесь две группы пирротиновых жил. Первая группа, или «собственно садонские жилы», располагается в висячем боку месторождения, параллельно Восточному сбросу. Эти жилы залегают в гранитах вблизи тектонического контакта с альбитофирами и сопровождаются дайками последних. Они имеют северо-восточное простирание ( $40-60^\circ$ ), как и большинство кварц-полиметаллических жил месторождения, в которых пирротина обычно меньше 5—7%. Вторая группа жил локализована в трещинах субширотного простирания (аз. от  $60-70^\circ$  до  $110-120^\circ$ ). Среди них известны жилы Битаровские, Майская, Бачита I, Бачита II-бис, Многожильная, Вертикальная и др. Субширотные жилы кварц-полиметаллической формации на Садоне крайне редки. Интересно, что пирротиновые жилы не обнаружены к западу от Восточного разлома Садонского месторождения, который, таким образом, играет роль ограничителя — экрана. Это положение было установлено еще А. П. Шмидтом (1948 г.) и подтверждено В. А. Кругловым. А. П. Шмидт отметил относительно второй группы жил: пирротиновые жилы Садоно-Мизурского массива имеют самостоятельный характер, однако было бы ошибкой оценивать их без связи с пирротиновыми жилами Садонской рудной зоны (первая группа жил); следует представлять их как единый комплекс своеобразных бедных однотипных полиметаллических руд, тесно связанных генетически.

Таким образом, пирротин-полиметаллические жилы локализовались как в северо-восточных — «кварц-полиметаллических структурах», так и в собственных — субширотных. Напомним, что на Архонском месторождении имеются слепые кварц-пирротиновые жилы (Пионерская и др.) субширотного направления. Они известны и на рудопроявлениях Кора, Желтая, Цусс и др. Г. В. Хетагуров и Л. М. Катова (1972), которые специально занимались изучением пирротиновой минерализации в Садонском рудном районе, показали: преобладающая масса пирротиновых руд пространственно тяготеет к Садоно-Унальскому разлому и месту приращения к нему Северного взброса; пирротиновая минерализация локализуется в субширотных разрывах; в пирротинах существенно пирротиновых жил возрастает относительное количество индия, кобальта, олова и убывает количество таллия, ртути, бария и др.; в пирротиновых жилах чаще развит самородный висмут, а в полиметаллических — сульфиды висмута; пирротины жил, расположенных у Садоно-Унальского разлома, представлены преимущественно гексагональной фазой и характеризуются повышенным содержанием тяжелой

серы ( $\delta S^{34} = 5,2 - 4,3\%$ ) в отличие от пирротинов кварц-полиметаллической формации ( $\delta S^{34} = 3,24 - 1,4\%$ ). Все эти геохимические особенности характерны для руд медно-пирротиновой формации. Поэтому можно сделать вывод о присутствии в Садонском районе, в структурах, оперяющих Садоно-Унальский глубинный разлом, медно-полиметалло-пирротиновой формации, аналогичной месторождениям Буронского рудного поля.

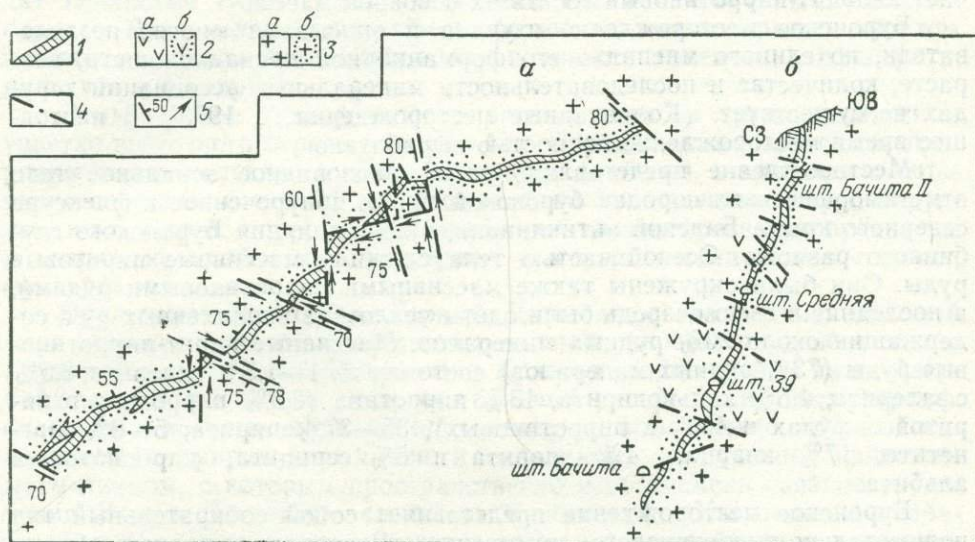


Рис. 18. План (а) и разрез (б) месторождения Бачита. По Е. М. Некрасову и Кришна Рао (1969).

1 — полиметаллически-пирротинные руды; 2 — юрские жильные альбитофиры (а — неизменные, б — гидротермально измененные); 3 — палеозойские граниты (а — неизменные, б — гидротермально измененные); 4 — тектонические нарушения; 5 — элементы залегания и направление смещения

Месторождение Бачита входит в состав Садонского рудного поля, образуя юго-западную часть рудной зоны Битарово—Ногкау. Месторождение детально исследовалось Е. М. Некрасовым и Кришна Рао (1969). Рудные тела здесь локализованы в садонских гранитах палеозойского возраста, а также в жильных альбитофирах юры, прорывающих граниты. Граниты и альбитофиры вдоль рудной зоны интенсивно гидротермально изменены на мощность 2—4 м (окварцованы, хлоритизированы и карбонатизированы). Рудные тела нарушены сдвиго-взбросами восток—северо-восточного простирания и контролируются поперечными дорудными северо-западными нарушениями. В результате рудные тела имеют сложное ступенчато-плитообразное строение (рис. 18). Длина рудной зоны Бачита составляет 400 м.

Рудные тела в основном сложены пирротинном и кальцитом, в которых в изменяющихся соотношениях находятся галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, хлорит и кварц нескольких генераций. Преобладают массивные и полосчатые текстуры руд, реже встречаются брекчиевые и прожилково-вкрапленные. Е. М. Некрасовым и Кришна Рао установлена такая последовательность образования минеральных ассоциаций: 1) пирит-кварцевая (слабо проявлена); 2) кальцитовая; 3) халькопирит-пирротинная; 4) галенит-сфалеритовая с пирритом и кальцитом; 5) хлорит-кальцитовая (слабо проявлена). По мнению

Г. В. Хетагурова, В. А. Круглова, В. Б. Черницына и других исследователей, пирротин отлагался одновременно с сульфидами свинца и цинка. Температура образования основных рудных и жильных минералов, по данным Кришна Рао (Некрасов и др., 1969), находилась в пределах 260—200°C. Кристаллизация кальцита в течение трех стадий рудообразования свидетельствует о насыщенности углекислотой гидротермальных растворов. Руды Бачиты от типичных садонских руд отличается кальцит-пирротиновый состав их основной массы.

Буронское месторождение изучали и описывали многие исследователи, но единого мнения о его формационной принадлежности, возрасте, количестве и последовательности минеральных ассоциаций в рудах не существует. (Колчеданные месторождения. . ., 1973). В настоящее время месторождение полностью выработано.

Месторождение представляло собой линзовидное зональное тело в метаморфических породах буронской свиты, приуроченное к флекуре северного крыла Бадской антиклинали, в зоне влияния Буронского глубинного разлома. Осевой частью тела служили массивные пиритовые руды. Они были окружены также массивными пирротиновыми рудами, а последние в свою очередь были одеты чехлом из вкрапленных руд, содержащих около 20% рудных минералов. Массивные пирит-пирротиновые руды (73% рудных минералов) состояли из 1—1,5% галенита, 8,5% сфалерита, 4,5% халькопирита, 15% пирротина (8,5% пирротина в пиритовых рудах и 45% в пирротиновых), 35—37% пирита; 5—8% магнетита, 17% кварца, 4% хлорита и 6% серицита, карбонатов и альбита.

Буронское месторождение представляет собой собирательный тип полиметалльно-пирротинового оруденения, в котором в полном объеме проявились все рудообразующие ассоциации: кварцевая с хлоритом, турмалином и касситеритом; кварц-пирит-пирротиновая с халькопиритом, медными сульфосолями и кобальтином и полиметаллическая с сульфосолями серебра и висмута. Руды месторождения не имеют близких аналогов на Кавказе, но кизил-деринские, кацдагские и филизчайские руды сходны с ними полиметалльностью.

Автор согласен с М. С. Баклановым (1957), что по минеральному составу и примесям буронские руды можно сопоставлять с рудами касситерит-сульфидных месторождений, а по возрасту следует относить их к киммерийской эпохе, как это делает большинство исследователей (Черницын и др., 1971).

**Рудопроявления Казбекского рудного узла.** Казбекский (Твалчрелидзе, 1961), или Дарьяльский (Варданянц, 1940; Магматизм. . ., 1975) рудный узел находится на стыке Северной Осетии, Грузии и Чечено-Ингушетии. В центре узла обнажаются дарьяльские граниты, к северу от которых проходит Ларский разлом, а к югу Адайком-Казбекский. Каждый из этих региональных разломов является соответственно северной и южной границами зоны центрального поднятия горст-антиклинория Бокowego хребта, по В. Б. Черницыну. Оба разлома контролируют диабазовые пояса и медно-пирротиновую минерализацию в Грузии, Чечено-Ингушетии и служат продолжением Буронского разлома Северной Осетии. Л. А. Варданянц (1940) среди основных магматических пород Дарьяльского узла, которые составляют 18% объема всех пород, выделял диорито-диабазы и альбитизированные диабазы.

Казбекский рудный узел включает рудопроявления Ларское, Алхойчочское, Девдоракское, Кубское, Правобережное и ряд более мел-

ких. Первые два приурочены к оперяющим нарушениям Ларского разлома, а Девдоракское — к Адайком-Казбекскому разлому.

Ларское рудопоявление состоит из двух мелких тел в форме линз, приуроченных к поперечным, меридиональным нарушениям, которые, вероятно, связаны с субширотным надвигом, отделяющим кистинскую свиту от надвинутой на нее циклаурской свиты лейасового возраста. В состав рудовмещающей кистинской свиты наряду с кварцитами входят глинистые сланцы с пропластками графитизированных углистых сланцев. Рудные линзы сложены пирротином с халькопиритом, пиритом и кварцем. Реже наблюдается вкрапленность галенита, сфалерита, кальцита и флюорита.

Девдоракское рудопоявление расположено на трудно доступном участке восточного отрога горы Казбек. Породы кистинской свиты прорваны многочисленными дайками юрских диабазов, в контакте с которыми залегают более 20 маломощных, но протяженных кварцеворудных жил. Пирит, пирротин и халькопирит гнездообразно распределены в кварце, который также содержит в меньших количествах галенит, сфалерит и кальцит.

**Оруденение Дагестана.** Горный Дагестан в значительно большей мере заражен медным и полиметалльно-пирротинным оруденением, чем Грузия, Осетия, Чечено-Ингушетия, Краснодарский край и даже Азербайджан. Это не только вследствие большей распространенности юрских отложений, которые вмещают оруденение, но и, возможно, большей насыщенности приразломных зон и складчатых сооружений дайковым магматизмом, с которым пространственно и во времени связано оруденение. Ведь в Дагестане «сходятся» Казбекский и Кахетинский диабазовые пояса Варданянца. Важное значение имеет большая, чем на Центральном и Западном Кавказе, насыщенность сингенетически-диагенетическим пиритом рудовмещающих алевролитово-углисто-глинистых пород. Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере залегает в глинистых породах, интенсивно насыщенным вкрапленным и конкреционным пиритом, игравшим, вероятно, роль осадителя вещества из гидротермальных металллоносных растворов. Явные признаки осаждения гидротермальных сульфидов на осадочно-диагенетических пиритовых линзах показывают также рудопоявления Огалматхет, Серное-Полиметаллическое и Курдул II.

Особую роль играет рассеянное органическое вещество (РОВ) вмещающих пород юры, главным образом глинистых сланцев и аргиллитов, которое создает резко восстановительную (метановую) обстановку среды, благоприятную для сульфидоотложения (см. главу III).

Горный Дагестан, согласно Г. И. Иванову (Колчеданные месторождения..., 1973), глубинными разломами делится на три продольные части:

а) северное крыло мегантиклинория, или Агвали-Хивская структурно-фациальная зона, характеризуется существенно песчаными прибрежно-морскими отложениями; она отделена от ядра мегантиклинория серией региональных разломов (Предкейдинским, Сагадинско-Уруджским и Ялакским);

б) центральная часть, или ядро мегантиклинория Большого Кавказа, соответствует Метлюта-Ахтычайской структурно-фациальной зоне с алевролитово-глинистыми мелководно-морскими отложениями; ядро отделено от южного крыла мегантиклинория Главным Кавказским разломом;

в) южная часть, или южное крыло, мегантиклинория сложена относительно глубоководными глинистыми и терригенно-флишеподобными отложениями.

Среди 8—10-километровой толщи терригенных осадков в двух—трех районах встречаются вулканогенные породы основного состава (пилоулавы и др.), распространяющиеся по простиранию на несколько километров и имеющие мощность 100—200 м. Они обычно сопровождаются силлами также основного состава. Эффузивы и силлы ниже-, среднеюрского возраста смяты в складки, регионально рассланцованы вместе с вмещающими их терригенными породами и являются типичными представителями спилит-диабазовой формации (Долгих, Черницын, 1971; О двух этапах. . ., 1976).

Ниже-среднеюрские осадочные породы собраны в складки общекавказского простирания, они образуют главный для Горного Дагестана нижний структурный этаж, в пределах которого развито все полиметалльно-пирротинное оруденение. Наиболее распространены линейные асимметричные складки, опрокинутые к периферии мегантиклинория. К юго-востоку, в сторону погружения мегантиклинория Большого Кавказа складки становятся более пологими, дугообразными, а иногда коробчатыми. Ядро мегантиклинория и прилегающие к нему части южного крыла, сложенные глинистыми толщами, интенсивно кливажированы.

По геофизическим данным предполагается наличие разломов доюрского фундамента антикавказского направления, которые обусловили поперечно-блоковое строение фундамента и повлияли на мощность и состав ниже-среднеюрских отложений.

Считается, что в юрском структурном этаже эти поперечные глубинные разломы фундамента выразились в более резкой ундуляции и виргации шарниров линейных складок, наличии зон повышенной трещиноватости, ориентировке речной сети, различных флексурах, появлении серий даек антикавказского направления и распределении гипотетических интрузивных масс.

Интрузивные породы главным образом основного состава занимают ничтожную часть территории Горного Дагестана. Они представлены поясами даек, силлами и дайкообразными малыми интрузиями. Пояса даек в западной половине территории вытянуты в общекавказском направлении двумя субпараллельными цепочками и являются восточным окончанием диабазовых поясов Варданянца, Северный, или Казбекский, дайковый пояс контролируется Сагодино-Уруджским и Тляротинским глубинными разломами. Этот пояс диабазовых даек «приходит» из Чечено-Ингушетии и в районе горы Гутон сливается с Южным, или Кахетинским, поясом. Последний контролируется Главным Кавказским разломом и его апофизами. Он «приходит» из Грузии вдоль Главного Кавказского хребта и заканчивается в районе горы Базар-Дюзи на границе с Азербайджаном. Дайки диабазовых поясов прорывают собранные в складки отложения юры, плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов, а сами пересекаются сульфидно-кварцевыми и сульфидными жилами и линзами. Следовательно, в Горном Дагестане намечается два этапа магматической деятельности единого базальтоидного очага по отношению к среднеюрской (байос-батской) складчатости (О двух этапах. . ., 1976): а) этап синхронный с осадконакоплением (эффузивы и силлы ниже- среднеюрского возраста) и б) этап постскладчатый, дайковый предверхнеюрского возраста.

По геофизическим данным в Горном Дагестане предполагается наличие трех крупных интрузивных масс в нижнеюрском структурном этаже на глубинах более 3 км. Один массив проектируется в междуречье Хзанор—Джурмут, второй — между горой Гутон и сел. Курдул, а третий — к югу и востоку от сел. Ахты и р. Ахтычая.

В Горном Дагестане зафиксировано более 600 рудопроявлений, из них более 300 сульфидсодержащих. Г. И. Ивановым выделено 23 «рудных поля» площадью от 10 до 120 км<sup>2</sup>, на которых сконцентрировано кобальт-медно-пирротинное и полиметаллическое оруденение. Количество рудопроявлений в каждом «рудном поле» различно (от 4 до 53). Большинство «рудных полей» контролируется продольными региональными разломами. Так, вдоль Пирского разлома локализованы четыре «рудных поля», вдоль Тляратинского — пять; вдоль Кичитлинского — пять и вдоль Главного Кавказского — девять «рудных полей».

Медно-пирротинное и полиметаллическое оруденение Дагестана является в основном продолжением медно-пирротинной минерализации Кахетии (Минералогия... , 1975). Оно начинается непосредственно от границы с Грузией серией рудоносных площадей, которые следуют вдоль Главного Кавказского (Тихатанская и Урус-Нухская) или Кичитлинского разломов (Сабакунис-Хевская и Ори-Цкальская). Затем через 30 км между Главным Кавказским и Кичитлинским разломами располагаются Мушлакская, Химрикская, Бакадухорская, Мачхалор-Джоахорская и Калакорская рудоносные площади. На южном склоне Главного Кавказского хребта, возможно, в связи с поперечным Мачхалорским разломом расположен Кацдагско-Филизчайский рудный узел Азербайджана.

К северу и востоку от Химрикского рудного поля, где замыкается Бежетинская депрессия и сходятся Тляратинский и Кичитлинский разломы, локализованы Тляратинское, Цумилухское, Тлянадинское, Генеклобское и Кокзоборское «рудные поля». Далее к югу от горы Гутон, где Тляратинский и Кичитлинский разломы сближаются и сочленяются с Главным Кавказским разломом, вдоль последнего следует ряд «рудных полей»: Тухочайское, Кальял-Гельметское, Оттал-Курдульское, Цимирцинское, Хнов-Борчинское и Куруш-Мазинское. Все эти поля образуют сплошную полосу минерализации Главного Кавказского разлома и оперяющих его ветвей, которая сопровождается многочисленными диабазовыми дайками Кахетинского пояса.

Конечно, большинство рудопроявлений не являются типичными представителями медно-пирротинного или полиметалльно-пирротинного типов, т. е. не представляют собой массивные пирротинные тела с халькопиритом, кобальтином или галенитом и сфалеритом. Например, в Хнов-Борчинском рудном поле, где насчитывают 53 рудопроявления, только 5 из них (включая месторождение Кизил-Дере) можно отнести к наиболее перспективному типу массивных пирротинов — типу Кизил-Дере. Остальные представляют собой кварцевые или карбонатно-кварцевые жилы, линзы и штокверковые зоны, несущие вкрапленность, гнезда, иногда линзы пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита и других сульфидов. Поэтому общее количество рудопроявлений собственно медно-пирротинной или полиметалльно-пирротинной формации можно сократить в 5—8 раз.

Однако в сокращенному числу перспективных рудопроявлений можно прибавить рудопроявления существенно полиметаллические (колчеданно-полиметаллические с пирротинном), такие, как Огалматхет,

Серное, Курушские и другие. Кроме того, как показала разведка некоторых рудопроявлений, линзы массивных руд окружены сульфидно-кварцевыми штокверками, а штокверковых зон среди 300 рудопроявлений очень много. К сожалению, до их разведки нельзя сказать: будут ли в том или ином штокверке массивные тела. Таким образом, в Горном Дагестане наберется много десятков полиметалльно-пирротиновых рудопроявлений, которые ожидают разведки.

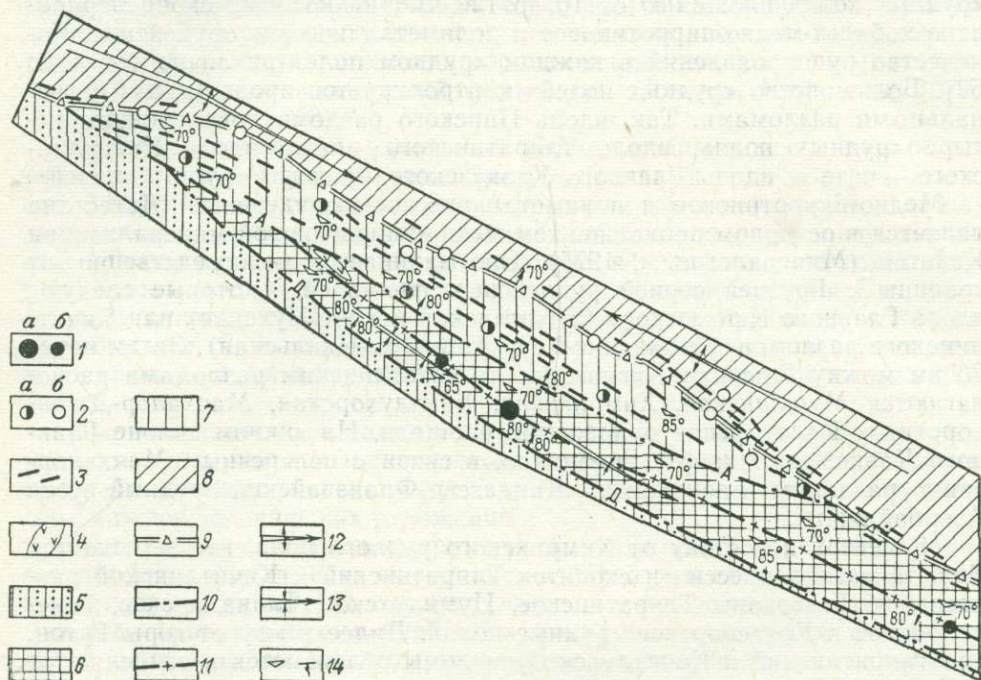


Рис. 19. Схема геологического строения Хнов-Борчинского рудного поля.

1 — месторождение Кизил-Дере (*a*) и рудопроявления сплошных медно-пирротиновых руд (*b*); 2 — сульфидно-кварцевые рудопроявления; 6 — жильно-штокверкового типа, *a* — с мелкими пирит-пирротиновыми линзами; 3 — дайки диабазов, реже плагиогранит-порфиров; 4 — Галагатхетская основная — ультраосновная интрузия; 5 — гешчайская свита аалена; 6 — верхнеахлакская подсвита аалена; 7 — нижнеахлакская подсвита аалена; 8 — цейлаханская свита тоара; 9 — основной шов Главного Кавказского разлома (Хновский разлом); 10 — Ахтычайский (А) и Доличайский (Д) разломы; 11 — Кизил-Деринская тектоническая зона; 12 — оси антиклинальных складок II порядка; 13 — оси синклиналиных складок II порядка; 14 — элементы залегания сланцеватости и разломов

Из сотен зафиксированных рудопроявлений Дагестана разведаны около двух десятков. Разведку их вела Дагестанская комплексная геологическая экспедиция (ДКГЭ), с которой, начиная с 1967 г., сотрудничает группа геологов Университета Дружбы Народов им П. Лумумбы под руководством автора. Наши исследования были направлены на выяснение условий локализации гидротермального оруденения и его вещественного состава, с целью выработки поисковых и оценочных критериев оруденения в глинистых толщах. Работы были сосредоточены в основном в двух районах — Ахтынском (Хнов-Борчинское рудное поле) и Аваро-Андийском (Калакор-Мачхалорское рудное поле). Для этих районов составлены детальные геолого-структурные карты, карты опоскованных рудопроявлений, литолого-структурные разрезы и раз-

личные схемы по условиям локализации оруденения и вещественному составу руд (Геология и генезис. . . , 1971; Осетров, 1974; Осетров и др., 1975; Геология и условия. . . , 1976). В качестве примера полиметалльно-пирротинового оруденения Горного Дагестана рассмотрим геологическое строение ряда разведанных рудопроявлений и детально изученного месторождения Кизил-Дере (Структура и морфология. . . , 1970; Геология и условия локализации. . . , 1973; Осетров и Слюняев, 1977).

Хнов-Борчинское рудное поле. Геологические исследования в Хнов-Борчинском рудном поле проводились многими исследователями (Н. Т. Романов, В. П. Павлов, Л. А. Мурдалов, Г. Г. Бунин, Г. И. Иванов, И. Б. Полищук, В. Б. Черницын, Ю. П. Андреев, К. С. Диваков, А. Г. Долгих и др.; Колчеданные месторождения Б. Кавказа, 1973).

Под Хнов-Борчинским рудным полем понимается полоса нижне-среднеюрских осадочных и магматических пород и локализованного в них гидротермального оруденения шириной до 5 км, вытянутая на 25 км вдоль Главного Кавказского разлома от рудопроявления Борч II на северо-западе до рудопроявления Фий II на юго-востоке (рис. 19). Особенности геологического строения и рудоносности Хнов-Борчинского рудного поля определяются его расположением в зоне основной шовной структуры — Главного Кавказского разлома, осложняющей центральную часть мегантиклинория Большого Кавказа.

Приведем статистические данные о распределении рудопроявлений и точек минерализации Хнов-Борчинского рудного поля в зависимости от литологии вмещающих пород (свит), положения относительно важнейших тектонических швов, количества даек.

#### *Распределение рудопроявлений в рудном поле*

Севернее Хновского разлома в цейлаханской свите (43% площади рудного поля и 19% даек) — 12 (21%)

В зоне Хновского разлома — 11 (20%)

Между Хновским и Ахтычайским разломами, в породах нижнеялахкамской под-свиты (17% площади рудного поля и 80% даек) — 25 (44%)

В зоне Ахтычайского разлома — 6 (10%)

Южнее Ахтычайского разлома, в породах верхнеялахкамской подсвиты (40% площади рудного поля и 1% даек) — 3 (5%)

В Кизил-Деринской тектонической зоне — 3+месторождение Кизил-Дере (5%)

Всего в рудном поле — 57 (100%)

#### *Распределение оцененных рудопроявлений*

Севернее Хновского разлома — 0 (0%)

В зоне Хновского разлома; все рудопроявления сопровождаются дайками — 5 (33%)

Между Хновским и Ахтычайским разломами; 6 из 7 рудопроявлений сопровождаются дайками — 7 (47%)

В зоне Ахтычайского разлома; рудопроявление не сопровождается дайками — 1 (7%)

Южнее Ахтычайского разлома; рудопроявления и месторождение Кизил-Дере не сопровождаются дайками — 2 (13%)

Всего рудопроявлений — 15 (100%)

Таким образом:

а) при одинаковой площади песчаных пород цейлаханской свиты и глинистых пород верхнеялахкамской подсвиты большая часть рудопроявлений и даек располагается в более хрупких породах цейлаханской свиты (21% рудопроявлений и 19% даек против 5% рудопроявлений и 1% даек в верхнеялахкамской); однако, месторождение Кизил-Дере локализовано в глинистой верхнеялахкамской подсвите;

б) на площади менее  $\frac{1}{5}$  части рудного поля, сложенной породами нижнеялахкамской подсвиты, располагается большинство рудопроявлений и даек (соответственно 44% и 80%); вероятно, это объясняется большей нарушенностью нижнеялахкамских пород, которые слагают тектонический клин, зажаты между Хновским и Ахтычайским разломами, так как в литологическом отношении породы нижнеялахкамской подсвиты являются промежуточными (существенно алевролитовыми) между породами цейлаханской и верхнеялахкамской свит;

в) роль разрывных нарушений в локализации рудопроявлений и точек минерализации является ведущей, так как в зонах Хновского и Ахтычайского разломов и Кизил-Деринской зоне локализованы соответственно 20, 10 и 5% рудопроявлений, а прочие рудопроявления в северной и южной половинах рудного поля также вмещаются разрывными нарушениями, проходящими в ядерных частях складок II и III порядков.

В Хнов-Борчинском рудном поле намечается увеличение «сульфидности» рудопроявлений с северо-востока на юго-запад (см. рис. 19). В зоне Хновского разлома и оперяющих его северных ветвей располагаются карбонатно-кварцевые жилы, зоны брекчий и штокверки с вкрапленностью и мелкими гнездами пирита, халькопирита, сфалерита и реже других сульфидов (рудопроявления Борч II, Мицератхет, медный Огалматхет, медное Серное, Тоннельное, Сурачайское, Нижне-Гдымское и многие другие точки минерализации). В тектоническом клине нижнеялахкамских пород и в зоне Ахтычайского разлома в кварцевых жилах появляются небольшие пирротиновые или пирит-пирротиновые линзы (рудопроявления Борч I, Галагатхет, Огалматхет-Полиметаллический, Северо-Западное-Хновское и Юго-Восточное-Хновское, Серное-Полиметаллическое, Фий I). Южнее Ахтычайского разлома, в Кизил-Деринской зоне, при сокращении числа рудопроявлений, еще больше увеличивается доля сульфидов железа, особенно пирротина, в рудах (Кизил-Дере, Фий II, Хновская балка).

Эта зональность, возможно, связана с изменением характера вмещающих пород и нарушений. Ялахкамская свита, вмещающая существенно сульфидные тела, более глинистая по сравнению с песчанистой цейлаханской, поэтому в ней нарушения быстрее затухают и не являются сквозными и, таким образом, благоприятны для отложения сульфидов. Не менее важно, что ялахкамская свита содержит более значительные количества углефицированного вещества (1—3%) и частые линзовидные прослойки сланцев с обильным конкреционным и вкрапленным диагенетическим пиритом (3—5%), что создает резко восстановительную обстановку, благоприятную для гидротермального сульфидоотложения, следствием чего является высокая «пирротинность» руд. Иллюстрацией своеобразной зональности кварц-сульфидного оруденения Хнов-Борчинского рудного поля служат рудопроявления Фий II, Серное-Полиметаллическое, Хновское и другие, а также месторождение Кизил-Дере.

Рудопроявление Фий II локализовано в Кизил-Деринской тектонической зоне на самом юго-восточном краю Хнов-Борчинского рудного поля в породах верхнеялахкамской подсвиты, обогащенных растительным детритом и вкрапленностью пирита. Алевролиты и глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников на площади собраны в асимметричную синклиналию складку, опрокинутую к северу. Рудопроявление по условиям локализации и составу руд аналогично

месторождению Кизил-Дере, от которого отличается только малыми размерами халькопирит-пирротиновых линз, также секущих вмещающие породы (рис. 20). Прослеженные на поверхности канавами и штольной со скважинами на 400 м ниже поверхности рудные тела оказались маломощными и небольшими по простиранию и падению. Они связаны со сколовыми нарушениями, падающими на юг круче кливажа

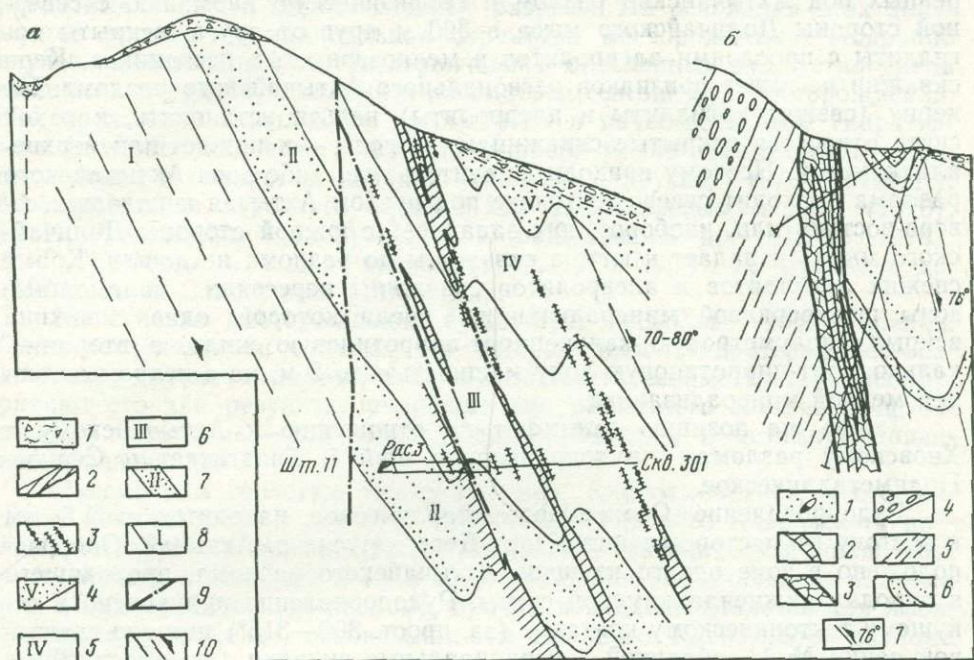


Рис. 20. Геологические разрезы рудопоявлений Фий (II) (а) и Серно-Полиметаллического (б).

Разрез а: 1 — делювий; 2 — халькопирит-пирротиновая руда; 3 — сульфидно-кварцевые штокервовые зоны; 4—8 — пакки сланцев с прослоями алевролитов (V, IV, III, II, I); 9 — тектонические нарушения; 10 — сланцеватость осевой плоскости.

Разрез б: 1 — делювий; 2 — колчеданно-полиметаллическая руда; 3 — сульфидно-кварцевый штокерв; 4 — пакка с конкрециями сидерита; 5 — пакка углисто-глинистых сланцев; 6 — пакка черных сланцев с прослоями песчаников и алевролитов; 7 — сланцеватость осевой плоскости

осевой плоскости. Нахождение халькопирит-пирротиновых линз в Кизил-Деринской тектонической зоне на расстоянии 11 км к юго-востоку от месторождения повышает перспективы самой зоны, которая заслуживает тщательного опонскования на всем ее протяжении между обоими объектами.

Минерализация на рудопоявлении Фий II проходила в три стадии: сидерит-кварцевую с хлоритом и пиритом; халькопирит-пирротиновую с пиритом II и сфалеритом, который находится в халькопирите в форме звездчатой эмульсионной вкрапленности; и галенит-сфалеритовую (прожилковую). Пирротин — главный рудообразующий сульфид — представлен в основном гексагональной модификацией и в подчиненном количестве моноклинной. Элементы-примеси в рудах типоморфны для сульфидного оруденения всего Хнов-Борчинского поля. Это кобальт, следы олова и висмута, мышьяк, сидерофильные элементы (Ti, V, Cr, Mn и Ni).

Рудопроявление Хновское, вернее его северо-западная часть, локализовано в зоне Ахтычайского разлома на Доличайском мысу. Рудопроявление представлено 300-метровой карбонатно-кварцевой штокверковой зоной с вкрапленностью пирита и халькопирита, заключающей кварцевую жилу длиной 70—80 м и мелкие пирротиновые линзы.

В двух горизонтальных скважинах глубиной 129 и 141 м, пробуренных под Ахтычайский разлом и геофизическую аномалию с северной стороны Доличайского мыса в 300 м друг от друга, вскрыты аргиллиты с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Керн скважин не имеет признаков регионального Ахтычайского разлома. По керну (свежие аргиллиты и алевролиты) нельзя установить, к какой свите относятся вскрытые скважинами породы — к ниже- или верхне-ялахкамской. Поэтому приходится считать, что либо зона Ахтычайского разлома проходит северо-восточнее под руслом Ахтычая и падает к северо-востоку или, наоборот, юго-западнее (с южной стороны Доличайского мыса) и падает к югу, а скважины до разлома не дошли. Кроме свежих аргиллитов и алевролитов скважины пересекли маломощные зоны штокверковой минерализации, среди которой одна скважина вскрыла полуметровую халькопирит-пирротиновую жилу, а вторая — халькопирит-пирротиновую зону мощностью до 2 м, но с непромышленной медной минерализацией.

Такую же позицию занимают по отношению к Ахтычайскому и Хновскому разломам рудопроявления Фий I, Галагатхет и Серное-Полиметаллическое.

Рудопроявление Серное-Полиметаллическое находится в 1,5 км к востоку от месторождения Кизил-Дере в русле р. Ахтычай. Оно расположено в зоне одного из швов Ахтычайского разлома, проходящего в породах нижнеялахкамской свиты. Рудопроявление приурочено к секущему тектоническому контакту (аз. прост. 300—315°) песчано-сланцевой пачки № 1, собранной в изоклинальные складки (аз. прост. 285—295°), которая кливажирована по аз. пад. 195—205∠65—75°, и глинистых пачек № 2 и 3, которые падают и кливажированы под ∠45—50° к северо-востоку. По тектоническому контакту пачек № 1 и 2—3 залегают серия кулисообразно расположенных кварцевых жил, линз с брекчиевой текстурой и пирротин-пиритовых линз, окруженных сульфидно-кварцевым штокверком (см. рис. 20, б). Общая длина крутопадающей к югу, почти вертикальной минерализованной тектонической зоны более 700 м при мощности 15—20 м. Кварц-сульфидные линзы мощностью первые метры в пределах минерализованной зоны имеют восточное склонение, так как в профиле скв. 101 (западная часть рудопроявления) зона выходит на поверхность, а в профиле скв. 118—308 (восточная часть) она подсечена на глубине в интервале 263—308 м.

Минерализация рудопроявления относится к типу выполнения пустот и является результатом проявления одной сульфидно-кварцевой стадии минералообразования. Сульфидно-кварцевая минерализация образует цемент брекчий, в обломках которой находятся слабо измененные песчаники или глинистые сланцы и значительно реже крупные конкреции диагенетического пирита. В состав руд, кроме упомянутых кварца, пирита и пирротина, входят сфалерит, галенит, халькопирит, сидерит и хлорит. Сульфиды содержат примеси кобальта, никеля, титана, ванадия и хрома; есть мышьяк, стронций, серебро в галените и халькопирите. Последовательность кристаллизации минералов в пределах одной сульфидно-кварцевой стадии можно представить следующим

рядом: кварц с хлоритом, сидеритом и пиритом; пирротин со сфалеритом; галенит и халькопирит. В этом ряду четко зафиксировано влияние концентраций компонентов: меди и свинца в растворах было мало — их минералы кристаллизовались последними.

Месторождение Кизил-Дере. Автором вместе с сотрудниками впервые составлена геологическая карта месторождения, погоризонтные планы и многочисленные разрезы. На основании этих документов решена принципиальная структура месторождения. Подробно изучен вещественный состав первичных и окисленных руд, установлена стадийность рудообразования и рассмотрен генезис руд месторождения. Месторождение Кизил-Дере рассмотрено в качестве нового гидротермально-метасоматического, постскладчатого медно-пирротинового типа оруденения в глинистых породах (Осетров и другие, 1970—1977 гг.). Месторождение изучалось также Ю. П. Андреевым и др. (1970), В. И. Резниковым (1968), И. Б. Полищуком и др. (1972, 1974), А. Г. Жабиным и Т. В. Рябовой (1971, 1973 г.), В. И. Буадзе и др. (1973), А. А. Слюняевым (1971) и др.

На генезис месторождения существует несколько точек зрения. Одни исследователи считают его гетерогенным (гидротермально-осадочным); другие — гидротермально-метасоматическим; третьи рассматривают его как результат смешения вод различного состава и источника; а некоторые — как осадочно-диагенетическое и метаморфизованное образование.

Рассмотрим геологию месторождения. Как отмечалось, месторождение локализовано в одной из кулис зоны Главного Кавказского разлома, которую мы назвали Кизил-Деринской тектонической зоной. Она расположена в лежащем боку и в 0,8 км южнее Ахтычайского разлома и в 1,7 км от Хновского разлома, причем последний является для Хнов-Борчинского района основным швом Главного Кавказского разлома (см. рис. 19).

В отличие от типичных медноколчеданных месторождений Урала и Северо-Западного Кавказа, вмещающими породами месторождения Кизил-Дере являются глинистые сланцы аспидной формации ааленского возраста. Рудовмещающая толща мощностью более 525 м довольно однообразна. В ее составе резко преобладают пелитовые породы, обломочные породы (алевролиты и мелкозернистые песчаники) составляют менее 10%. Пелитовые породы (глинистые сланцы и аргиллиты) представлены существенно гидрослюдистыми и хлорит-гидрослюдистыми разновидностями (рис. 21, 22). Обычно в глинистых сланцах и аргиллитах присутствует примесь зерен обломочных минералов (главным образом кварца) алевролитовой размерности.

Алевролиты, наблюдаемые среди терригенных пород рудовмещающей толщи, по составу обломочной части относятся к олигомиктовым разновидностям с существенным преобладанием слабо окатанных и остроугольных зерен кварца. В составе цементирующей массы алевролитов главными являются три компонента: микро- и тонкозернистый аутигенный кварц (кремнистая масса), частицы гидрослюды, в ряде случаев образующие более или менее четко оптически ориентированные агрегаты, и минералы группы хлорита. Обычно цементирующая составляющая алевролитов имеет полиминеральный состав. Все три компонента образуют единую тонкодисперсную массу, с трудом поддающуюся диагностике в шлифах. Описываемые породы были исследованы методами термографии и особенно рентгеноструктурного анализа. При

преобладании одного из компонентов цемента выделяются разновидности олигомиктовых алевролитов: алевролиты с существенно гидрослюдистым, либо с гидрослюдисто-хлоритовым, либо с хлорит-кремнистым и другими цементами. В отдельных случаях в составе цемента алевролитов более или менее значительную роль играют выделения сидерита.

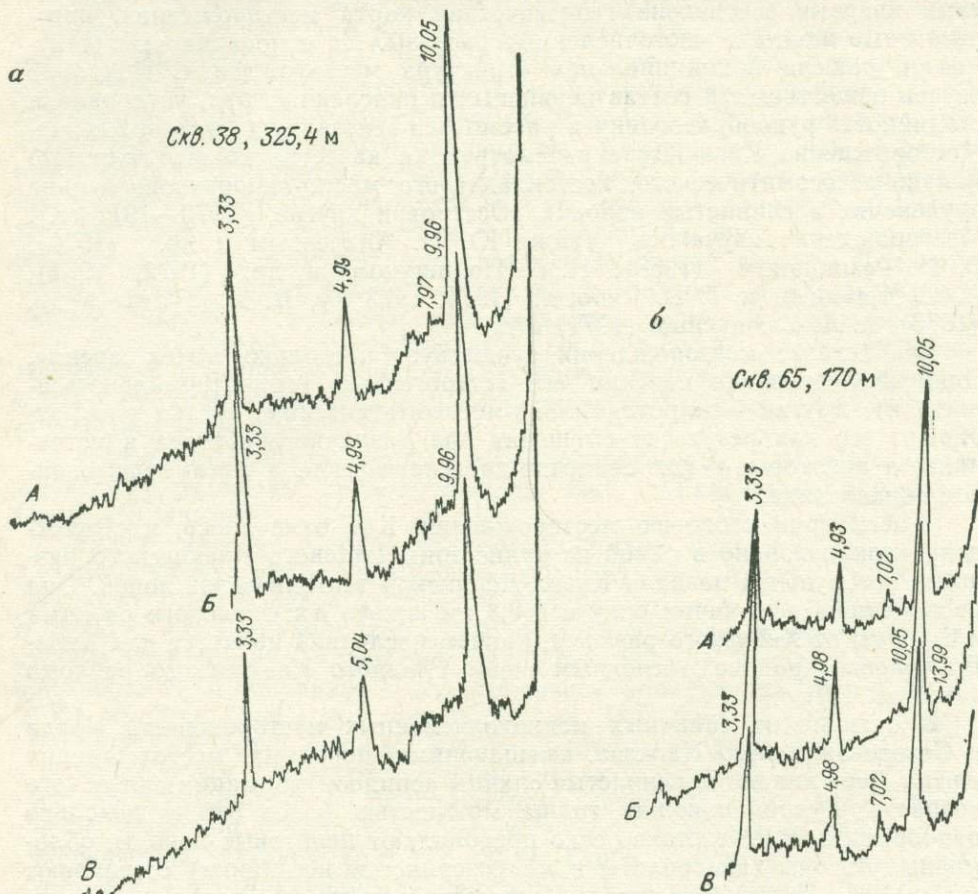


Рис. 21. Дифрактограммы образцов глинистой фации сланцев верхнеялахкамской под-  
свиты:

*а* — гидрослюдистый сланец; *б* — хлорито-гидрослюдистые сланцы; *А* — естественный образец, *Б* —  
образец, прокаленный при 600°С, *В* — образец, насыщенный глицерином

Песчаники рудовмещающей толщи мелкозернистые субграувакко-  
вые, граувакко-кварцевые и олигомиктовые. Отмечается увеличение  
роли кварца в обломочной части песчаников с уменьшением медианного  
диаметра частиц. Что касается цемента песчаных пород, то наблюда-  
ется его значительное сходство с цементами алевролитов. В большин-  
стве случаев цемент представлен агрегатом гидрослюдистых частиц и  
хлорита, тонко импрегнированных кремнистой массой. Несколько более  
существенную роль среди цементов песчаных пород играет сидерит.

В глинистых сланцах и аргиллитах широко развиты растительный  
детрит (3,5—3%), а также вкрапленность и конкреции пылевидного и  
крупнозернистого пирита (рис. 23, 24), глино-сидеритов (рис. 25) и по-

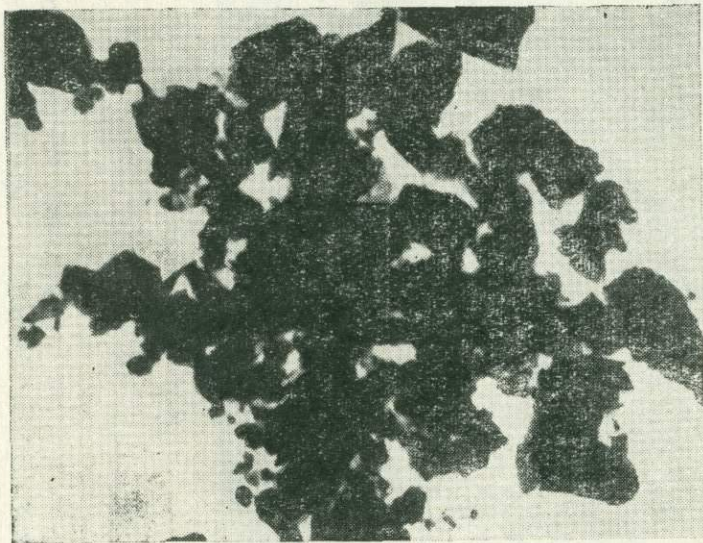


Рис. 22. Электронно-микроскопический снимок суспензии хлорит-гидрослюдистых глинистых сланцев верхнеялахкамской подсвиты

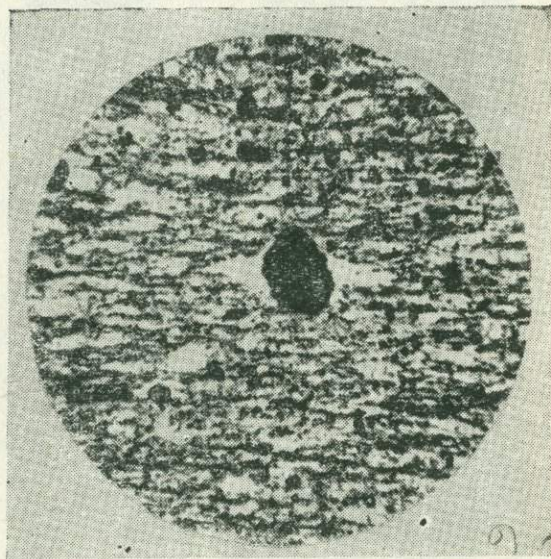


Рис. 23. Глинистый сланец с глобулитом пирита и рассеянным органическим веществом

лиминеральные конкреции глино-сидеритов с пиритом (до 5—10% объема сланцев). Присутствие углефицированного органического вещества и диагенетического пирита создало в глинистых породах резко восста-

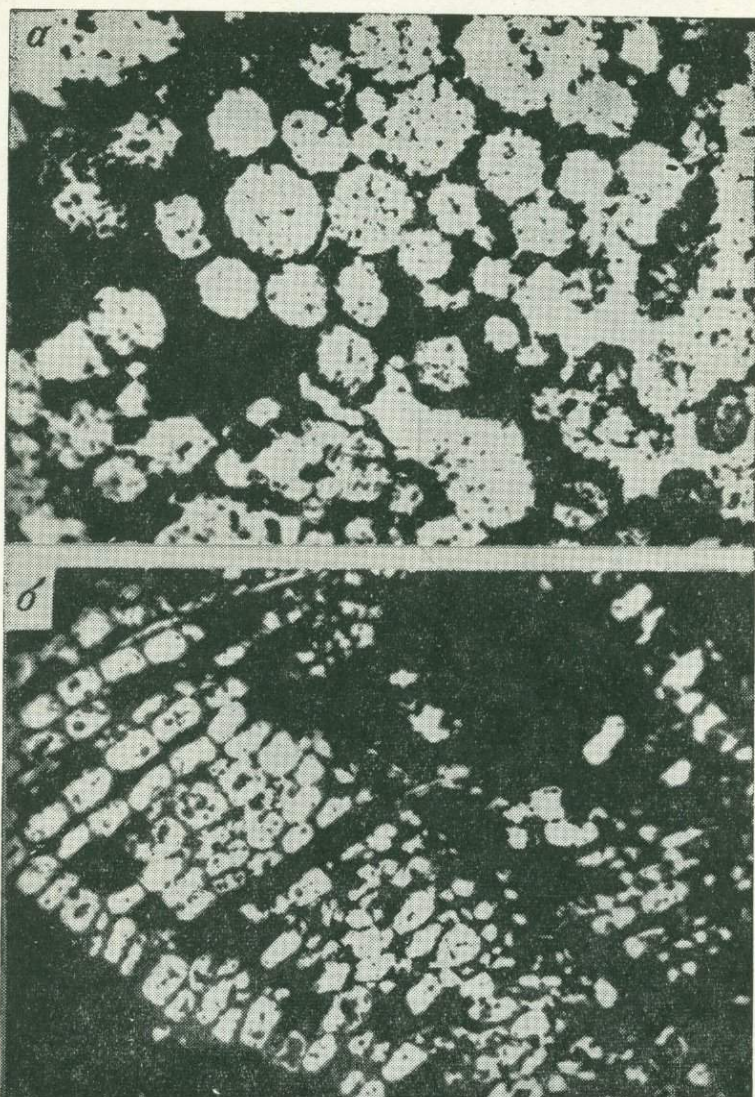


Рис. 24. Глобулярный (фрамбоидальный) пирит в конкреции:  
*a* — видна регулярная микротекстура глобуль; *b* — пирит, заместивший растительную ткань. Верхнеялахкамская подсвета. Ув. 100

новительную обстановку при рудообразовании и способствовало существенно пирротиновому составу сульфидных руд месторождения.

Все коренные породы в долине р. Кизил-Дере интенсивно рассланцованы, что привело некоторых исследователей месторождения (Андреев и др., 1970; Жабин и др., 1971; Буадзе и др., 1973) к неверному

заключению о моноклинальном залегании рудовмещающей толщи. Автором выяснено, что интенсивное рассланцевание пород (аз. пад. 190—200°,  $\angle 60-70^\circ$ ) является региональным и представляет собой сланцеватость осевой плоскости складок второго порядка. Эта сланцеватость успешно использовалась в качестве важного структурного элемента при картировании (рис. 26).

Детальное изучение разреза рудовмещающей толщи месторождения показало наличие в ее пределах чередующихся интервалов пород (пачек), которые различаются количественными соотношениями пелитовых и обломочных пород и конкреционных образований. На этом основании было выделено девять литологических пачек различной мощности:

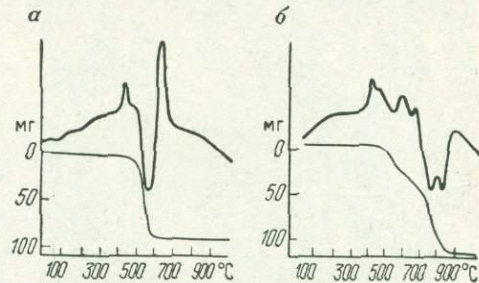


Рис. 25. Дифференциальные кривые нагрева и потери веса карбонатных конкреций:

а — сидеритовые (обр. КД-14); б — сидерит-доломитовые (обр. КД-17)

Литолого-стратиграфический разрез рудовмещающей толщи месторождения установлен в следующем виде (снизу вверх):

- Пачка I — чередование черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников . . . . . 25 м
- Пачка II — черные глинистые сланцы с единичными конкрециями пирита и глиносидерита . . . . . 25 м
- Пачка III — переслаивание черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Алевролиты и песчаники слагают от 15 до 25% разреза пачки. Мощность их прослоев до 0,5—1 м, но обычно 5—10 см. Изредка отмечаются мелкие конкреции пирита размером 1—2 см . . . . . 90 м
- Пачка IV — черные глинистые сланцы с редкими единичными прослоями алевролитов мощностью 1—3 см, с редкими мелкими 1—2 см конкрециями глинистого сидерита . . . . . 80 м
- Пачка V — чередование черных глинистых сланцев и прослоев (5—10 см, реже до 0,5—0,6 м) мелкозернистых песчаников и алевролитов. Алевролиты и песчаники слагают до 20—25% всего разреза пачки. Пачка резко выделяется в разрезе обогащенностью песчано-алевролитовыми прослоями . . . . . 90—100 м
- Пачка VI — черные глинистые сланцы с многочисленными конкрециями пирита и сидерита размером 1—3 см, реже до 5—10 см. Иногда содержание конкреций достигает нескольких десятков на 1 м<sup>2</sup> плоскости напластования пород . . . . . 80—90 м
- Пачка VII — чередование черных глинистых сланцев с прослоями алевролитов мощностью от 1—2 мм до 3—5 см, редко до 20—40 см. Отмечаются довольно многочисленные пиритовые и глино-сидеритовые конкреции . . . . . 70 м
- Пачка VIII — черные глинистые сланцы с отдельными редкими прослоями алевролитов с мелкими конкрециями пирита, а также с крупными конкрециями глинистого сидерита . . . . . 60 м
- Пачка IX — чередование черных глинистых сланцев, алевролитов и серых мелкозернистых песчаников. Песчано-алевролитовые породы слагают до 10—15% разреза, мощность прослоев их 5—10 см, реже до 0,5—0,8 м . . . . . 60 м

Таким образом, четные пачки (II, IV, VI, VIII) состоят из глинистых сланцев с редкими (1—2 шт. на 5—15 м мощности) слоями алевролитов мощностью в доли сантиметров. В глинистых сланцах нечетных пачек (I, III, V, VII и IX) в заметных количествах (до 10—20% мощности) присутствуют слои и прослои обломочных пород — алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность таких прослоев обычно составляет 2—5 см, но иногда возрастает до 50—80 см.

В стратиграфическом разрезе рудовмещающей толщи глинистые пачки переслаиваются с песчано-алевролитоглинистыми, образуя

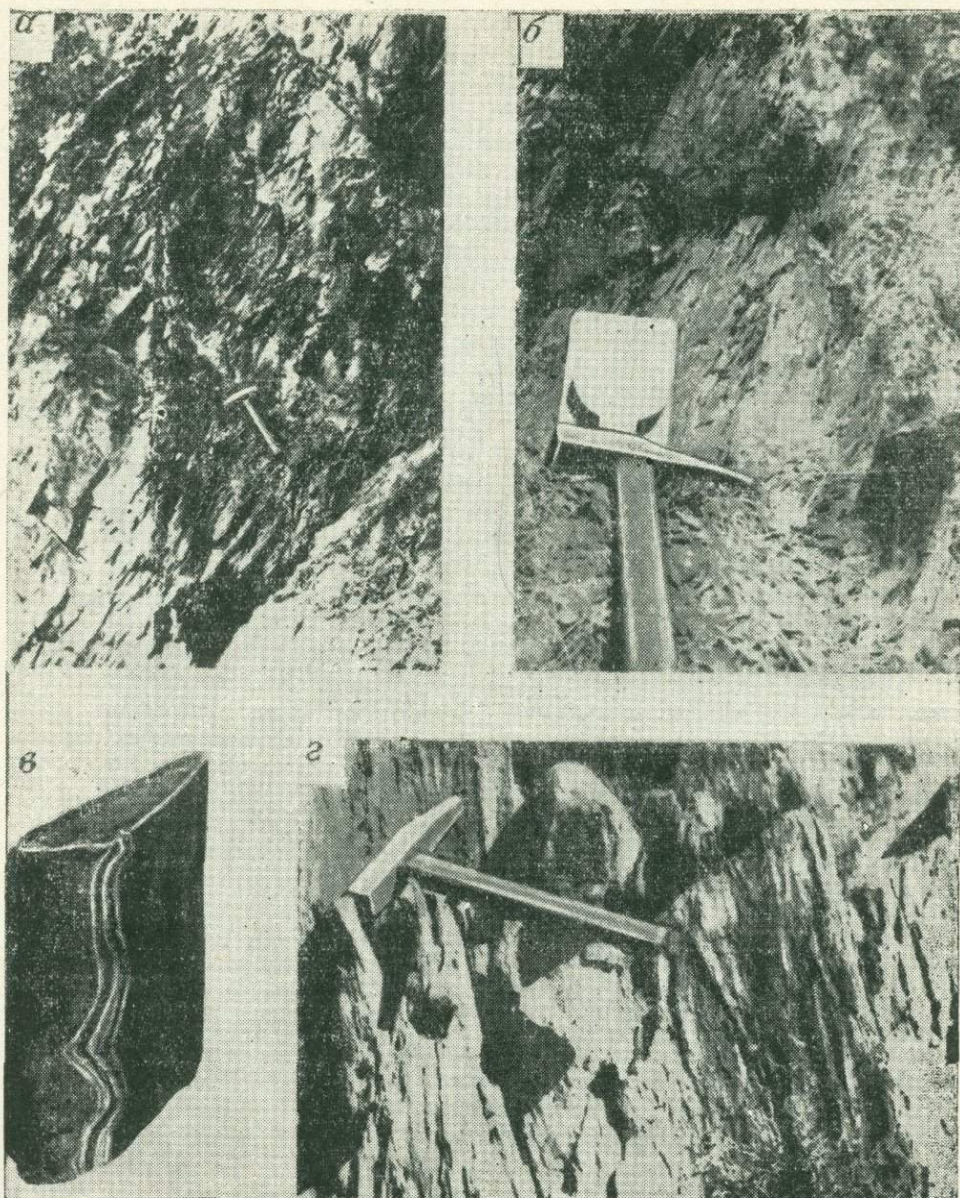


Рис. 26. Иллюстрации соотношения слоистость—сланцеватость осевой плоскости для определения крыльев рудовмещающей синклинали в обнажениях и керне.

*а* — вертикальные слои алевролитов в сланцах VII пачки, слоистость круче сланцеватости: обнажение в пределах южного крыла синклинали; *б* — прослой песчаника в сланцах III пачки, слоистость положе сланцеватости: обнажение в пределах северного крыла синклинали; *в* — керн скв. 170, глуб. 152 м; слоистость (светлый слой алевролита) круче сланцеватости: керн с южного крыла синклинали складки; *г* — крупная конкреция глиносидерита в сланцах VI пачки

своеобразную крупную ритмичность разреза. При картировании учитывалась также различная устойчивость к выветриванию глинистых и песчано-алевролитоглинистых пачек. Первые, особенно IV и VI пачки, образуют депрессионные формы рельефа (промоины), а вторые, особенно V и VII, напротив, создают четкие грядки, выступы и «хребтики» в бортах долины р. Кизил-Дере. Прослеживание чередующихся пачек в бере-

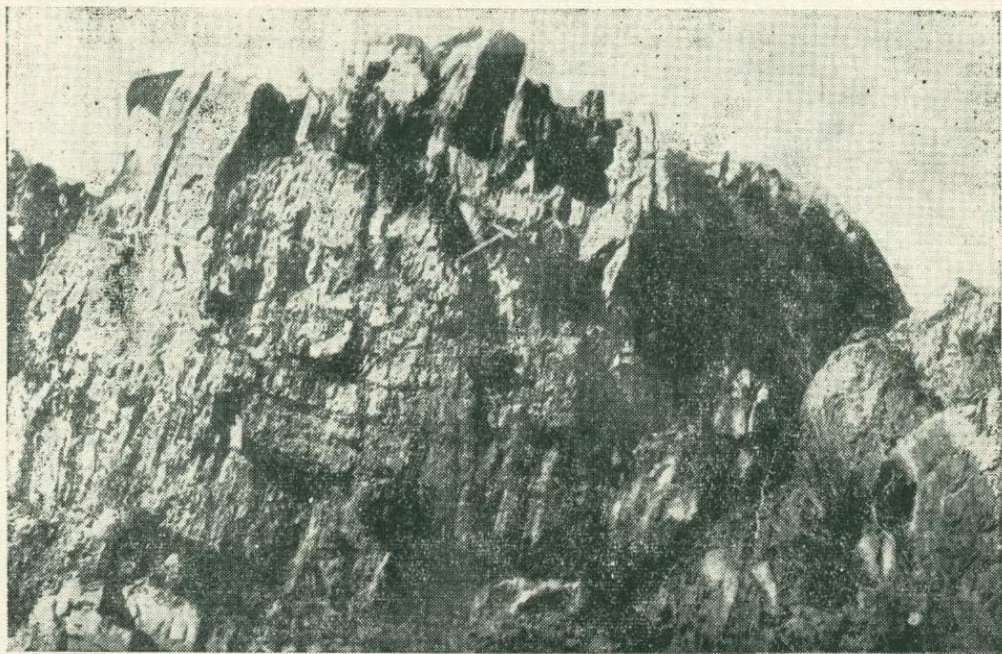


Рис. 27. Замок рудомещающей синклинали в породах VII пачки. Сланцеватость (крутая) почти перпендикулярна слоистости (горизонтальна)

говых обрывах р. Кизил-Дере, в горных выработках и керне многочисленных разведочных скважин, с учетом соотношения первичной слоистости со сланцеватостью осевой плоскости, позволило расшифровать складчатую структуру месторождения.

В результате поверхностного и подземного картирования и специального изучения примерно 30 км керна скважин на соотношение слоистость—сланцеватость на площади месторождения в пределах 1 км<sup>2</sup> было установлено две синклинали и две антиклинальные складки третьего порядка с размахом крыльев 150—300 м общекавказского простираения. В береговых обрывах р. Кизил-Дере были закартированы (рис. 27) замки этих и более мелких складок. Складки сжатые, асимметричные, с осевыми плоскостями, несколько запрокинутыми на север с незначительной ундуляцией осей. Южные крылья синклиналей близки к вертикальным, иногда с обратным падением к югу, а северные — менее крутые (50—60°). Складки третьего порядка осложнены более мелкими складками с размахом крыльев 20—5 м и менее, вплоть до плейчатости, особенно в замковых частях. В замках антиклинальных и синклиналиных складок наблюдается двух-трехкратное увеличение мощностей пачек, особенно четных (VI и др.), вследствие интенсивного

подтока глинистого пластичного материала при складкообразовании. Основной складчатой структурой месторождения является северная синклинали (см. рис. 27), в пределах которой в сложной системе тектонических швов локализованы рудные тела (рис. 28, 29 и 30).

Присводовые части складок осложнены сдвиго-взбросами преимущественно северо-западного простираения (система III) с небольшими

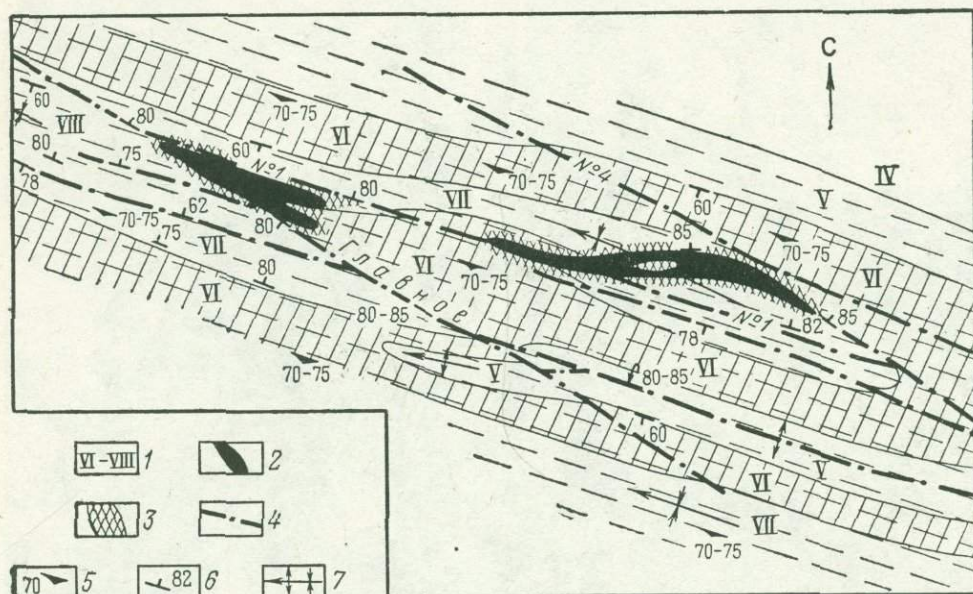


Рис. 28. Схема локализации рудных тел месторождения в ядерной части северной синклинали на горизонте шт. 3 и 4.

1 — литолого-стратиграфические пакеты рудовмещающей толщи; 2 — массивные халькопирит-пирит-пирротитовые рудные тела; 3 — сульфидно-кварцевые штокервовые зоны; 4 — тектонические нарушения, минерализованные кварцем I; 5 — кливаж осевой плоскости; 6 — элементы залегания слоев и нарушений; 7 — оси антиклинальных и синклиналиных складок

амплитудами перемещения по ним. Исключением является главный разлом, амплитуда перемещения по которому достигает 200 м. Взброшены, как правило, северо-восточные блоки.

Все наблюдавшиеся на месторождении тектонические швы по ориентировке объединены в четыре системы: систему I Кизил-Дере (антикавказскую, север-северо-восточную) составляют в основном трещины отрыва, сбросы; систему II образуют северо-восточные сдвиго-взбросы; система III, наиболее важная, соскладчатая (аз. прост. 280—310°) включает основные рудовмещающие швы: главный разлом, нарушения № 1—5, систему сланцеватости осевой плоскости, мелкие надвиговые швы и многие другие; система IV — это юго-восточные сдвиго-взбросы. По протяженности нарушения разбиты на три группы: крупные, перечисленные выше нарушения системы III, средние и мелкие (мелкая трещиноватость). Выделены также нарушения докварцевые, досульфидные и послерудные.

Контроль рудных тел осуществляется главным образом разрывами системы III, которые наиболее интенсивно развиты в ядерной части северной синклинали (см. рис. 28—30). Как установлено, основную роль

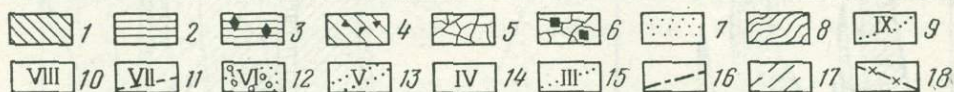
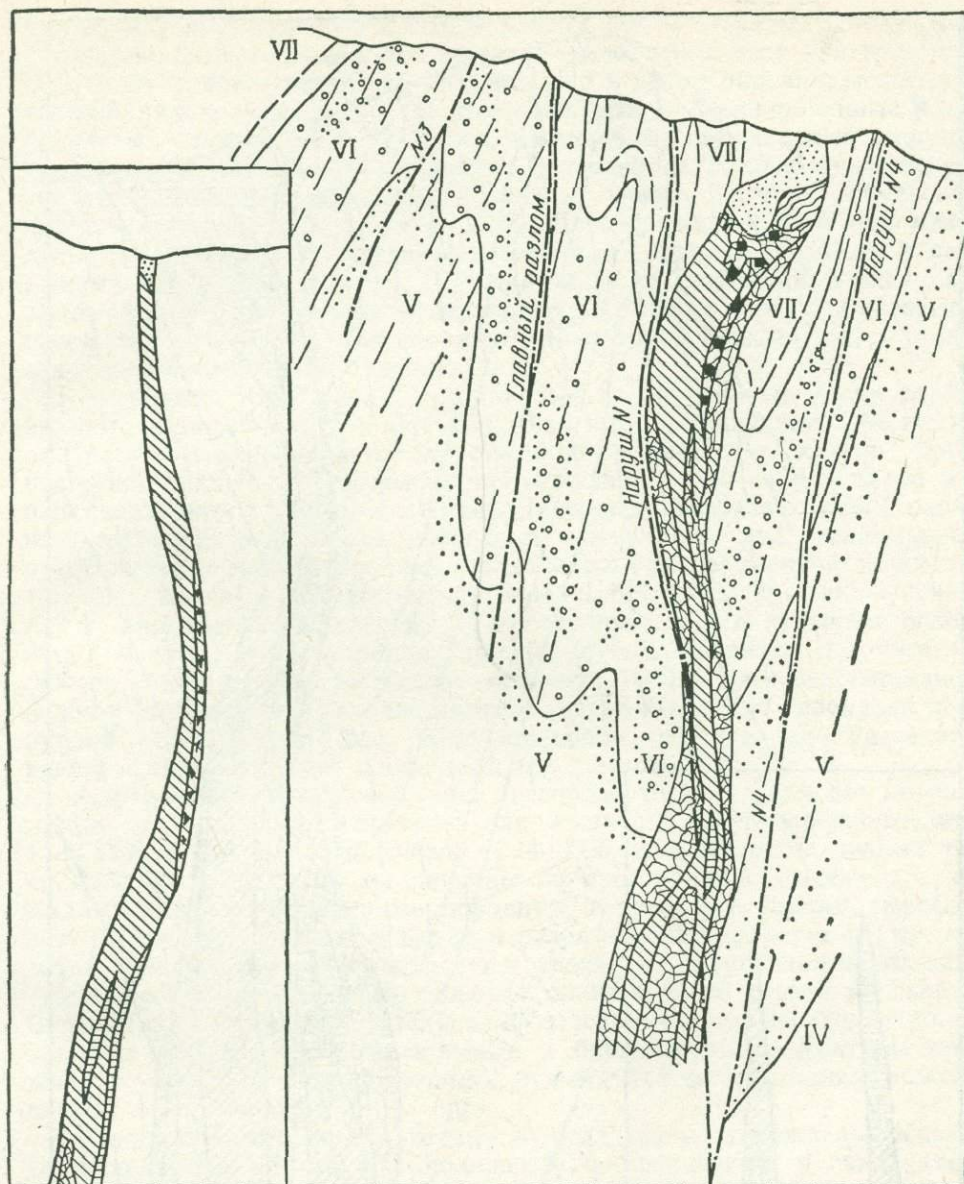


Рис. 29. Морфология Правобережной залежи и типы руд.

1 — массивная халькопирит-пирротиновая руда; 2 — массивная пиритовая руда; 3 — массивная сфалерит-пиритовая руда; 4 — брекчиевая и брекчиевидная халькопирит-пирротин-кварцевая руда; 5 — сульфидно-кварцевый штокверк; 6 — прожилково-сетчатая халькопирит-пирротин-кварцевая руда; 7 — кварцевая сыпучка; 8 — халькозиновые руды; 9 — IX песчано-алевролитоглинистая пачка (верхняя); 10 — VIII пачка черных глинистых сланцев (четная); 11 — VII алевролитоглинистая пачка (нечетная); 12 — VI пачка черных глинистых сланцев (четная) с обильными конкрециями и прослоями вкрапленного диагенетического пирита; 13 — V песчано-алевролитоглинистая пачка (нечетная); 14 — IV пачка черных глинистых сланцев (четная); 15 — III песчано-алевролитоглинистая пачка (нижняя); 16 — тектонические нарушения; 17 — сланцеватость осевой плоскости (аз. пад.  $190^\circ$ ,  $\angle 65-70^\circ$ ); 18 — нижняя граница блока-оползня

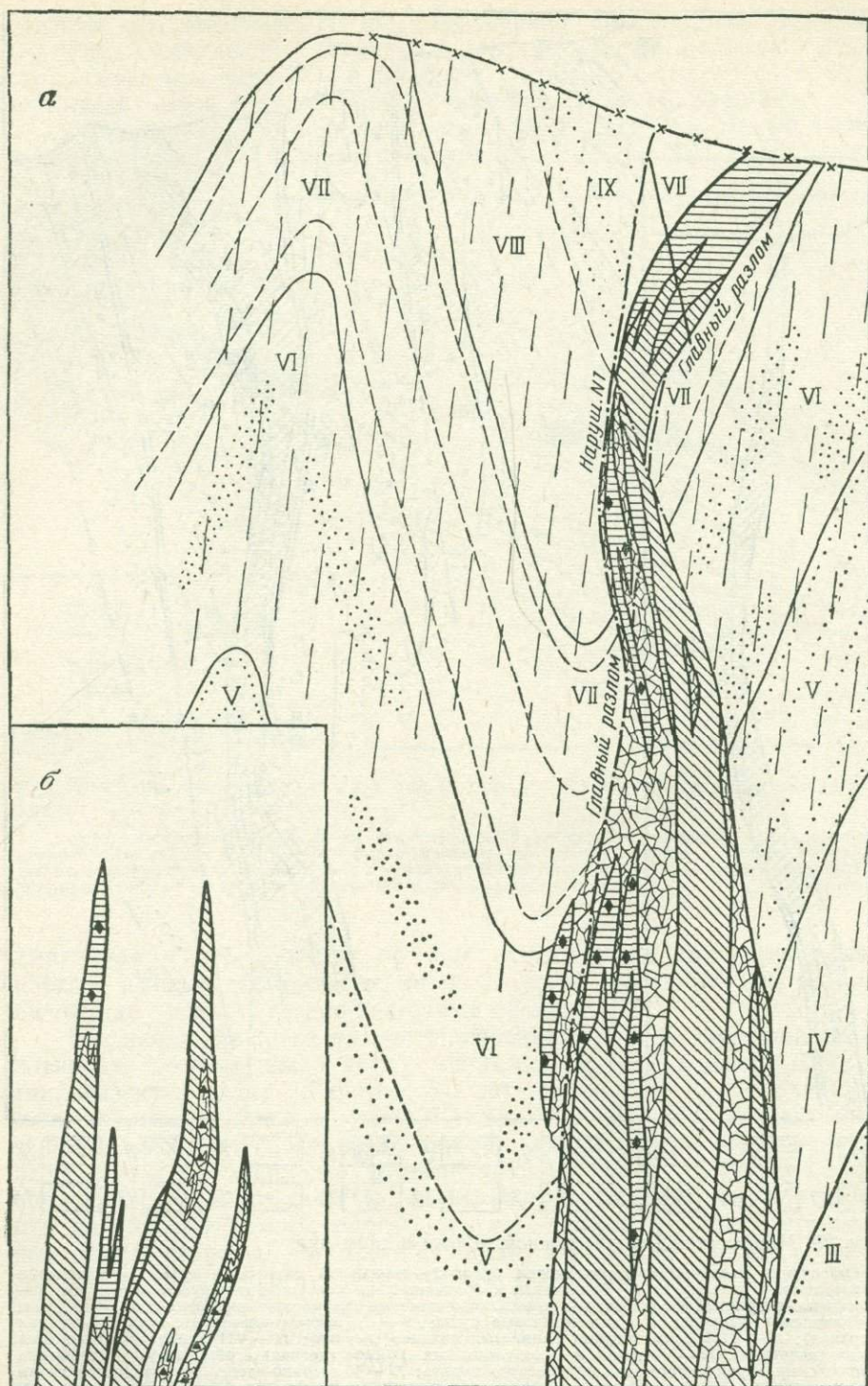


Рис. 30. Морфология, зональность и типы руд Левобережной (а) и Слепой (б) залежей. Условные знаки см. на рис. 29

в локализации массивных и штокверковых руд месторождения сыграли так называемые тектонические клинья — сочленения двух или трех тектонических швов, близких по простиранию и углам падения, между которыми находились наиболее трещиноватые и брекчированные зоны глинистых сланцев VI и VII пачек, насыщенных конкрециями диагенетического пирита и глино-сидеритов. В частности, Правобережное рудное тело локализовано в тектоническом клине, который образован нарушениями № 4 и № 1 (см. рис. 29). Левобережное рудное тело находится в тектоническом клине, образованном главным разломом и разрывами № 1 и № 5 (см. рис. 30). Как видно на приведенных рисунках, рудовмещающие и рудоконтролирующие нарушения являются косесекущими по отношению к простиранию оси северной синклинали, а также секут напластование по падению.

Разведкой установлены две главные изолированные почти вертикальные рудные залежи — Левобережная и Правобережная. Обе имеют одинаковое северо-западное простирание, в основном крутое (юго-восточное) падение и разделены промежутком в 300—400 м слабо минерализованных глинистых сланцев. Залежи представляют собой сложные трубообразные линзы массивных сульфидных руд, окаймленные прерывистыми зонами прожилково-сетчатых руд переменной мощности (см. рис. 28—30). Правобережная залежь состоит из двух линз — основной и параллельной (южной). Левобережная также включает основную (главную) и две параллельных (южную и северную), которые являются слепыми, залегают ниже горизонта 1500 м на северо-западном фланге, подтверждая наличие крутого северо-западного склонения всей рудной зоны Кизил-Дере. Крутопадающие рудные тела рассекают ядерную часть северной синклинали (см. рис. 29, 30).

Соотношение мощностей линз массивных руд, их размеров по простиранию и падению составляет для основного Правобережного тела 1:11:14, а для Левобережного — 1:4:11,5, т. е. размеры рудных тел по падению превышают их размеры по простиранию. Контакты сульфидных линз с вмещающими породами, вскрытые в горных выработках, резкие, часто имеют в плане и разрезе полигональную форму, которая является результатом участия в контроле оруденения нескольких тектонических поверхностей, включая сланцеватость осевой плоскости. Судя по керну разведочных скважин, массивные руды переходят в прожилково-сетчатые через брекчиевые и брекчиевидные. Контуры прожилково-сетчатых (штокверковых) рудных тел определяются опробованием.

Таким образом, особенностями рудных тел месторождения Кизил-Дере являются их секущее положение по отношению к складчатым структурам и трубо-линзовидная форма тел массивных сульфидных руд, окруженных прожилково-сетчатыми кварц-сульфидными зонами.

Шире всего распространены тонко- и мелкозернистые массивные руды. Они составляют 80—90% запасов и состоят на 90% из пирротина и пирита с преобладанием первого. Остальное образуют халькопирит, сфалерит, галенит, кварц, карбонаты и некоторые редкие минералы (табл. 1). Следовательно, характерной особенностью состава руд месторождения Кизил-Дере, отличающей его от классических медных колчеданов, является преобладание пирротина над пиритом, что свидетельствует о резко восстановительной обстановке рудоотложения.

Для массивных сульфидных руд месторождения и окружающих их

## Минеральный состав гипогенных руд месторождения Кизил-Дере

Рудные минералы			Жильные минералы
главные (более 10%)	второстепенные от 1 до 10%	редкие (менее 1%)	второстепенные (1—10%)
Пирротин Пирит	Халькопирит Сфалерит	Марказит Кобальтин Галенит Блеклая руда Станнин Касситерит * Магнетит Рутил Леллингит * Глаукоdot * Вольфрамит * Герсдорфит * Киноварь *	Кварц Сидерит Хлорит Доломит Кальцит Серицит

\* Минералы, обнаруженные Ю. П. Андреевым и др. (1970 г.); автором не встречены.

штокверковых зон характерна фаціальная и стадіальная мінералого-геохімічная зональнась, якая асабліва ярка праявілася в Левобережнай залежы (см. рис. 30). Верхнія часты асновой лінзы — трубы із паралельных лінз, разьмешчаных значыльна глыбжэ асновой лінзы, прымерна на 100 м па вертыкалі, складзены мелказерністым пірытам ілі пірытам і сфалерітам с прымеьжэ галеніта. Пад пірытавой ілі сфалеріт-пірытавой «шапкой» залігаюць халькопірыт-пірротынавыя руды, якія прадаўжаюць на глыбину 700 м ніжэ пірытавой «шапкі» асновнага руднага тэла. Крэме таго, пірытавыя ілі сфалеріт-пірытавыя руды частычна, асабліва в верхніх частях, акаймаюць халькопірыт-пірротынавыя руды с лежачэго ілі висячэго бока, абразуя прерывыстыя своеобразныя зальбанды. Подобнае палажэньне, но менэе заметнае, наблідаеця на асновной Правобережнай лінзы, пірытавая «шапка» каторой эродіравана. О яе існаваньні сведэцтваюць аадельныя глыбы лімонітызаваных масывных пірытавых руд, сахраніваьхся в кварцавой сыпучке.

Сходная зональнась імае мэсто в кварц-сульфіднаму штокверке: в сторуны і вверх от масывных руд пірротынавыя брекчы і прожылкі смяняюць пірытавымі, а затэмі кварцавымі. Самы прожылкі часта тажэ зональны: зальбанды іх пірытавыя, а цэнтральная часть — пірротынавая. Такая зональнась рудных тэла мэжет быць абьясьнена слэдуючым образом: в верхніх частях рудовмещаючэй структуры мэстаражэньня, разьмешчаных блыжэ к бывшэй паверхнасьці, вераьна, былі менэе востановітэльныя ўслова рудоотлажэньня, чэм в ніжніх, гдэ крystalлізаваься пірротын. Часть мелказерністаго пірыта (пірыт «шапок» і зальбандов) крystalлізаваься раньшэ пірротына I і, вядіма, частычна «закупорывала» сістэму трэцынныах полостей рудовмещаючэй структуры. Этэ создало болэе востановітэльную абстаноьку, спосабную крystalлізацыю пірротына. Крэме таго, первыя порцыі сульфідонасных раьстворуа колчаданной стадыі (рис. 31) воедэьствавалы на асадочно-дыагенэтычэскы пірыт вмещаючых пород і абагащавалы сэрэі і жалэзом, что таьжэ прывелэ к палаьжэньню

Минералы	Сидерит-кварцевая стадия	Колчеданная стадия		Галенит-сфалеритовая стадия	Кварцевая стадия
		Пирит-пирротиновая подстадия	Халькопирит-пирротиновая подстадия		
Кварц	█	█	█	█	█
Сидерит	█	█		█	
Хлорит	█		█		
Доломит	█				█
Пирит	█	Co,As,Se	█	█	
Пирротин		Co,As,Se,Bi	Co,As,Se,Bi	█	
Халькопирит		█	Jn,Ag,Se,Te	█	█
Серицит		█			
Кобальтин			█		
Сфалерит		█	█	Cd,As,Sn	Cd,Co
Блеклая руда				█	
Галенит				Ag,Bi,Sn,Se,Te	█
Парагенетические ассоциации	Хлорит-сидерит-кварцевая	1. Кварц-пиритовая 2. Сфалерит-халькопирит-пирротиновая 3. Сидерит-пиритовая	Кобальтин-халькопирит-пирротиновая	Галенит-пирит-сфалеритовая	Доломит-кварцевая
Околорудные изменения	Окварцевание, карбонатизация, хлоритизация	Пиритизация, серицитизация		Прожилковое окварцевание	
Температура, °C	330-250	300-250-220	340-220	230-180	180-150
Кислотность, щелочность растворов, pH	6-6,8	7-6,5		7-6,5	7-8
Изотопный состав серы сульфидов δS <sup>34</sup> ‰		от+12,5 до-2,0 от+4 до+0,5	от+4,1 до-2,0 от+3,1 до-5,03	от+1,5 до-0,2 от+0,2 до-2,5	

Рис. 31. Схема гидротермального минералообразования на месторождении Кизил-Дере

пиритовых «шляп» и зальбандов. Об этом свидетельствуют макро- и микронаблюдения о участии конкреционного пирита в пиритовых рудах «шапки» Левобережной залежи и изотопный состав серы мелкозернистого пирита.

Как показывают разведочные данные, содержания цинка и в меньшей мере свинца характерны для верхних частей рудных тел, особенно слепых. Содержания меди и кобальта в основных телах устойчиво увеличиваются с глубиной, так же, как температура кристаллизации

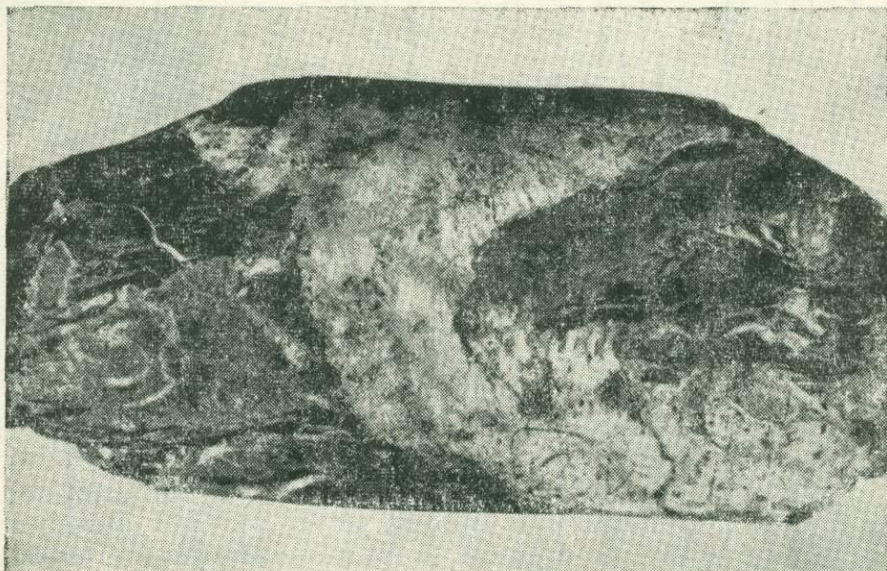


Рис. 32. Кварц I (белое) сечет сланцы (черное) с пиритовой конкрецией (серое)

кварцев и пирротинов (Полищук, Рылов, 1974). Следовательно, наличие нормальной геохимической зональности по вертикали, связанная с понижением температуры восходящего потока гидротермальных растворов.

Главным способом отложения вещества являлось выполнение трещинных полостей в изгибах крутопадающих рудовмещающих швов, которое сопровождалось метасоматозом вмещающих пород, их околорудным обезуглероживанием, окварцеванием, хлоритизацией и слабой серицитизацией. Особо подчеркнем, что вблизи контактов массивных рудных тел, в брекчиевых, брекчиевидных и густосетчатых рудах глинистые сланцы лишены углефицированного органического вещества, это свидетельствует об его участии в сульфидоотложении. Минерализация произошла в течение четырех стадий (см. рис. 31) с тектоническими перерывами между ними: 1) кварцевую с пиритом I, хлоритом I и карбонатом I,  $t$  330—250°C; 2) колчеданную с двумя подстадиями: а) пирит-пирротиновой со сфалеритом I (главная масса гексагонального пирротина),  $t$  300—220°C и б) пирротин-кварц-халькопиритовой с кобальтином (пирротин в основном моноклинный),  $t$  340—220°C; 3) галенит-сфалеритовую,  $t$  230—180°C с пиритом II, кварцем III, блеклой рудой, халькопиритом II, стanniном, касситеритом, арсенопиритом и др.; 4) карбонатно-кварцевую,  $t$  180—150°C.

Эта последовательность фиксируется соответствующими пересечениями и брекчиями (рис. 32, 33). Вначале большинство тектонических швов (главный разлом, нарушения № 1—5 и др.) и оперяющих трещин были минерализованы белым молочным друзовидным кварцем с карбонатом, пиритом и хлоритом, образовавшими жильно-штокверковую зону мощностью до 100—150 м. В результате проявления первой стадии в ядерной части северной синклинали сформировалась хрупкая



Рис. 33. Рудная брекчия: корродированные сульфидами обломки сланцев (черное слева) и кварца I (белое) в халькопирит-пирит-пирротиновом цементе (колчеданная стадия); справа сверху — прожилок арагонита

пластина прокварцованных сланцев, которую последующие тектонические движения нарушили, сформировав зоны брекчий и открытые полости в изгибах тектонических швов. Эти полости в брекчированных, окварцованных и хлоритизированных глинистых сланцах были заполнены сульфидным материалом. При этом сульфиды частично заместили как материал глинистых сланцев, так и кварц-карбонатный агрегат первой стадии. Так образовались массивные, полосчатые, брекчиевидные и штокверковые руды (рис. 34, 35).

На рис. 31 изображена наша схема последовательности минералообразования с температурной шкалой по В. Г. Рылову (1974) и Т. В. Рябовой (1973), а также с типоморфными элементами-примесями в основных рудообразующих минералах-носителях и минералах-концентраторах по нашим данным, по данным Т. В. Рябовой и Ахтынской ГРП. Из схемы минералообразования и графика содержаний элементов-примесей в основных рудообразующих минералах (рис. 36) следует, что концентрация типоморфных элементов (Co, Sn, Cd, Ag, Bi, Se и Te) закономерно увеличивается к концу процесса гидротермального минералообразования примерно на один (Co, Se, Te, As, Bi) или два порядка (Ag, Sn и Cd) и связана с традиционными минералами-концентраторами и носителями редких и рассеянных элементов. В отличие

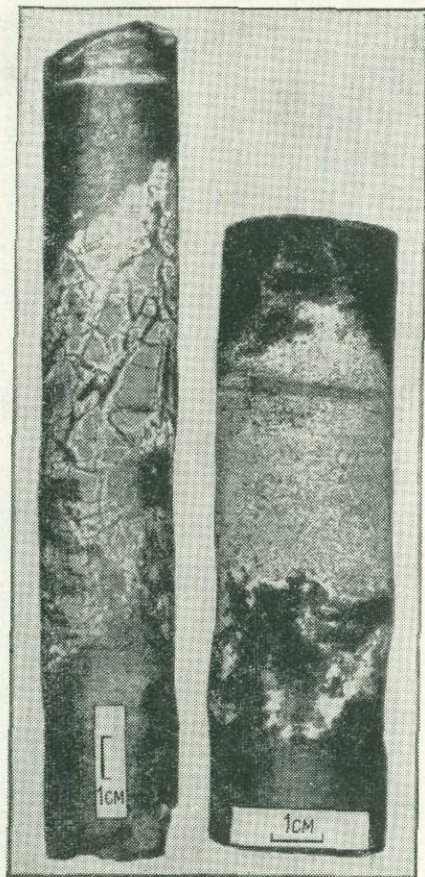


Рис. 34. Брекчиевидная руда: окварцованные и обезуглероженные обломки сланцев (светло-серое), замещаемые сульфидами в массивном халькопирит-пирротиновом агрегате

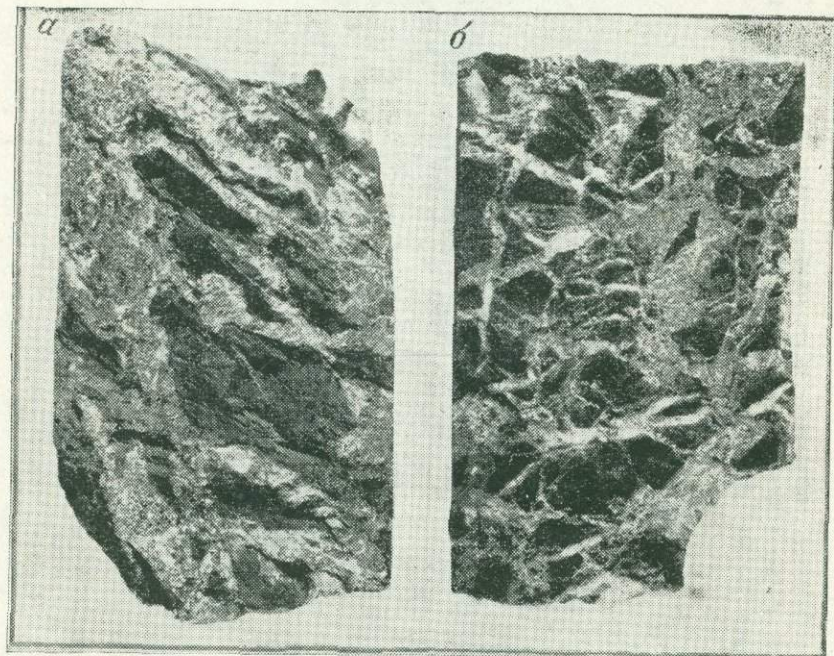


Рис. 35. Кварц-сульфидные штокверковые руды: *а* — прожилки сульфидов «использовали» сланцеватость осевой плоскости; *б* — прожилки без определенной ориентировки



растворы после опыта становились почти нейтральными. Следовательно, даже «инертные» глинистые сланцы способны активно влиять на горячие растворы, меняя величину их рН, что в природных условиях может привести к минералообразованию.

Рудоносные растворы в течение минералообразования в основном были истинными. Об этом можно заключить по зернистости руд, которые не испытали общей перекристаллизации, и по высокой проницаемости растворов. Надо учесть, что глинистые сланцы, обладающие ничтожной общей (1,5—3,0%) и эффективной (0,4—0,8%) пористостью, все-таки гидротермально изменены и содержат тончайшие прожилки кварца и сульфидов с зернистостью равной сотым и тысячным долям миллиметра. Однако в начале массовой кристаллизации пирита II растворы, по-видимому, местами приобретали коллоидный характер, так как имеется разновидность пирита II глобулярного, колломорфного строения.

Глубина рудообразования, судя по малому развитию брекчий, отсутствию друз, щеток, кокард, по пирротиновому составу руд, по большой выдержанности сульфидного оруденения на глубину (около 800—900 м), не была малой, несмотря на чрезвычайную тонкозернистость руд и признаки коллоидообразования. По расчетам В. Г. Рылова (1974), основанным на разнице температур гомогенизации и декрепитации кварца и пирротина, литостатическое давление над рудными телами составляло 520—540 кгс/см<sup>2</sup>, т. е. глубина рудоотложения превышала 2 км.

Подробный анализ изотопов серы сульфидов месторождения Кизил-Дере, проведенный Ю. П. Андреевым, В. Б. Черницыным и В. И. Буадзе, отчетливо показал, что сера рудообразующих сульфидов имеет магматогенный мантийный источник (см. рис. 31). Колебания величины  $\delta S^{34}$  в основном изменяются от  $-2\delta S^{34}$  до  $+2\delta S^{34}$  с максимумом  $+0,5 \delta S^{34}$ . В эти пределы не включена сера осадочно-диагенетических пиритов, которая закономерно обогащена тяжелым изотопом (от  $+2$  до  $+16\%$ ), т. е. имеет источником морские сульфаты, возможно, с участием биогенного фактора (Скрипченко, 1972; см. рис. 24). Осадочно-диагенетические пириты вмещающих глинистых сланцев не включены в общую схему процесса формирования руд месторождения, так как между временем образования этих пиритов и временем формирования массивных рудных тел находился период предверхнеюрской складчатости. При этом никоим образом не оспаривается очевидное влияние осадочно-диагенетических пиритов вмещающих пород на процесс гидротермального рудообразования. Это явление рассматривается в качестве благоприятного литологического фактора для локализации гидротермальных сульфидных руд. Обильная вкрапленность, конкреции и прослои пирита в глинистых сланцах VI и VII пачек Левобережья р. Кизил-Дере, наряду с рассеянным углефицированными органическим веществом сланцев, создали резко восстановительную (метановую) обстановку для гидротермального сульфидоотложения. Кроме того, осадочный пирит, по-видимому, служил дополнительным источником сульфидной серы для пиритовых руд Левобережной залежи, так как наблюдались реликты конкреций в ее мелкозернистых пиритовых рудах. Об этом определенно свидетельствует анализ изотопного состава тех же мелкозернистых пиритов Левобережной залежи, которые обогащены тяжелым изотопом серы (Буадзе и др., 1973). Месторождение Кизил-Дере относится к той группе колчеданных месторождений, в которых сульфиды поздних ста-

дий «облегчаются» (см. рис. 31), т. е. обогащены легким изотопом серы (Гриненко и др., 1967).

Таким образом, месторождение Кизил-Дере, как и серия рудопроявлений Хнов-Борчинского рудного поля (Фий II, Серное и др.), представляют собой новый медно-(полиметалльно)-пирротиновый тип среднетемпературного гидротермального оруденения путем выполнения полостей с ограниченным метасоматозом углисто-глинистых сланцев. Месторождения этого типа контролируются и вмещаются постскладчатыми разрывами — апофизами глубинного разлома и связаны с габброидной магмой, индикаторами которой служат многочисленные диабазовые дайки, фиксирующие зону глубинного разлома.

**Месторождения Азербайджана.** Полиметалльно-пирротиновое и колчеданно-полиметаллическое оруденение в северо-западном Азербайджане находится в пределах Белокано-Щекинской провинции, выделенной Н. К. Курбановым и др. (1971). Почти все известные месторождения (Филизчай, Кацдаг, Жихих, Катех) и рудопроявления этого типа сосредоточены в северной половине Белокано-Закатальского рудного района (Н. К. Курбанов, Г. И. Алиев, Г. А. Валиев, 1971 г.), часть его является Кацдагско-Филизчайским рудным узлом. Кехнамеданским взбросо-надвигом рудный узел в широтном направлении делится на два рудных поля — Жихих-Кацдагское на севере и Филизчайское на юге.

Жихих-Кацдагское рудное поле включает месторождения Кацдаг и Жихих (Кехнамеданское), а также несколько рудопроявлений (Теноросское, Биновросское, Чугакское, Гудурдагское, Батоорское и Кацмалинское). Все они относятся к медно-пирротиновой (полиметалльно-пирротиновой) формации. Рудное поле расположено на южном склоне Главного Кавказского хребта в пределах Тфанской структурно-формационной зоны. На западе рудное поле граничит с Грузией, на севере и востоке — с Дагестаном, а на юге оно ограничено Кехнамеданским надвигом, который отделяет его от Филизчайского рудного поля. Месторождения и рудопроявления рудного поля приурочены, согласно Н. К. Курбанову и др. (1971), к трем субпараллельным взбросо-надвиговым зонам общекавказского направления, падающим на север: Водораздельной (Тенорос и Биноврос), Жихих-Чугакской и Кехнамеданской (Кацдаг, Батоор, Кацмало и др.).

Рудное поле сложено тоарскими и ааленскими песчано-глинистыми породами, расчлененными на жихихскую и чугакскую серии (Курбанов и др., 1971). Песчано-сланцевые породы нижнего и среднего аалена собраны в серию асимметричных опрокинутых к югу складок общекавказского простирания, среди которых выделяются Северная (Водораздельная), Жихихская и Кацдагская антиклинали. Все они имеют более пологие северные крылья ( $35-50^\circ$ ) и более крутые южные ( $65-75^\circ$ ). Каждая из этих крупных антиклиналей осложнена складками второго и более высоких порядков, интенсивно кливажирована и нарушена в замковых частях сериями чешуйчатых взбросо-надвигов с неустановленными амплитудами. Кроме складок и нарушенных зон общекавказского направления, в Жихих-Кацдагском рудном поле Н. К. Курбановым, Г. И. Алиевым, В. И. Романовым и другими закартированы поперечные, антикавказские, складчатые и разрывные структуры. От месторождения Кацдаг на юге рудного поля до Теноросского рудопроявления на севере установлена поперечная синклиальная складка, к южному замыканию которой приурочено месторождение Кацдаг.

Восточнее поперечной синклинали, по меридиану Жихихского месторождения, откартирована поперечная флексура с горизонтальной амплитудой 1,5—2 км (Курбанов и др., 1971). Примерно вдоль осей этих поперечных складок отмечены север-северо-восточные и север-северо-западные нарушения. Образование этих поперечных складчатых форм и разрывов можно связывать с наличием субмеридиональной зоны разломов в фундаменте, установленной геофизическими методами. Предполагается, что эта глубинная зона протягивается в Дагестан, в район Мачхалора.

Вдоль общекавказских взбросо-надвиговых зон распространены дайки, силлы и штоки габбро-диабазов, андезитов-дацитов и липарито-дацитовых порфиров (Курбанов и др., 1971). Кроме дайкообразных магматических тел, которые наложены на складчатые структуры среднеюрского возраста, в пределах Водораздельной антиклинали отмечены потоки и покровы подушечных лав спилитового и диабазового состава, тесно ассоциированные с рассланцованными телами диабазов и переслаивающиеся с аргиллитово-сланцевым материалом. Вероятно, эта вулканогенно-осадочная толща протягивается на северный склон Главного Кавказского хребта в пределы Дагестана, где она откартирована И. Ф. Рудяновым, М. Н. Илийчуком и Л. В. Тихомировым в районе рудопроявления Мачхалор.

Месторождения и рудопроявления рудного поля, как отмечалось, контролируются взбросо-надвиговыми зонами, вдоль которых рассланцованные и дробленные песчано-сланцевые породы окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы и содержат вкрапленно-прожилковую сульфидную минерализацию. Интенсивность свинцово-цинково-медной минерализации возрастает в участках нарушений, насыщенных дайками основного и среднего составов, причем сульфидная штокверковая минерализация наложена на дайки. Полиметалльно-пирротинное оруденение в структурно-морфологическом отношении однотипно. Оно представлено мелкими жиллообразными телами массивных халькопирит-пирротинных руд, окруженных кварц-сульфидным штокверком. Таковы рудопроявления Тенорос, Чугак, Бинворс, Жихихское месторождение и др.

Месторождение Кацдаг изучалось М. Н. Алиевым, И. М. Ибрагимовым, В. Г. Сафиевым, Ф. Н. Саркаровым (1972 г.), В. И. Романовым, М. П. Елчиевым (1971 г.), Н. К. Курбановым, Г. И. Алиевым, Г. А. Валиевым (1971 г.) и другими геологами, по данным которых и с учетом личных наблюдений дается его описание.

Месторождение локализовано в висячем боку Кехнамеданского надвига, по которому песчано-сланцевые породы нижнего аалена, вмещающие рудные тела, надвинуты на породы верхнесидеритовой свиты верхнего аалена, в которых залегает месторождение Филизчай. Структура месторождения Кацдаг чрезвычайно сложная. Глинистые породы нижнего аалена собраны в изоклиналиную Кацдагскую антиклиналь общекавказского простирания, опрокинутую к югу. Южное ее крыло более крутое, чем северное, нарушено Кехнамеданским надвигом. Структура месторождения осложнена поперечной складчатостью, которая проявилась, вероятно, в связи с влиянием поперечного глубинного разлома субмеридионального простирания (Филизчайско-Мачхалорского).

Месторождение Кацдаг находится в южном центриклинальном замыкании поперечной складки, так называемой гемисинклинали (Рома-

нов, 1971). Гемисинклиналь является поперечным усложнением северного пологого крыла Кацдагской антиклинальной складки. Рудные зоны Кацдага контролируются серией взбросо-надвиговых субсогласных с вмещающими породами нарушений, которые проходят вблизи осевой плоскости Кацдагской антиклинали и соединяются с Кехнамеданским надвигом к востоку от месторождения.

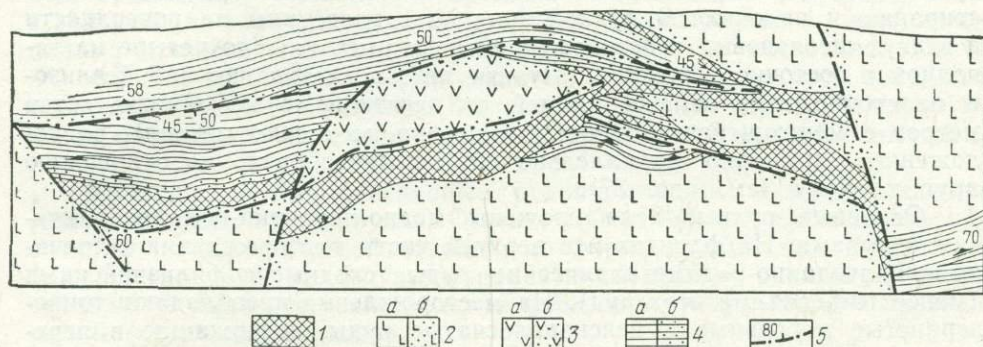


Рис. 37. Схематический погоризонтный план центральной части месторождения Кацдаг. По материалам Кацдагской ГРП.

1 — пирротин-полиметаллические массивные руды; 2 — дациты: а — неизменные, б — оруденелые; 3 — габбро-диабазы: а — неизменные, б — оруденелые; 4 — глинистые сланцы: а — неизменные, б — оруденелые; 5 — тектонические нарушения

Кроме субсогласных взбросо-надвигов, контролирующих рудные зоны Кацдага, на месторождении большую роль играют субмеридиональные северо-западные нарушения, проходящие примерно в ядерной части поперечной гемисинклинали. Эти нарушения оказали влияние на морфологию даек и рудных тел Кацдага: около северо-западных нарушений диабазовые и дацитовые дайки и силлы резко выклиниваются или уменьшаются в мощности. Примерно также ведут себя и рудные тела (рис. 37). Последние, кроме того, смещаются северо-западными нарушениями, они как бы разделяют месторождения на два блока: северо-западный, в котором вмещающие породы, силлы, дайки и рудные тела падают к северо-северо-востоку под углами 30—60°, и юго-восточный, в котором все элементы структуры падают к северо-западу под углами 40—60°.

На месторождении исключительно широко распространены своеобразные дайки андезито-дацитового состава с перлитовой текстурой, и в меньшей степени габбро-диабазы. Возможно, среди магматических пород имеются эффузивы, субвулканические образования и туфы. Дайки выполняют роль литологических экранов для рудных тел месторождения. Многие рудные тела залегают в контактах даек со сланцами. Чаще дайки находятся висячем боку рудных тел, иногда ограничивают рудные тела по простиранию и вмещают небольшие рудные залежи. Обычно мощные дайки имеют массивное сложение, косо секут слоистость и сланцеватость осевой плоскости, содержат ксенолиты рассланцованных вмещающих пород, а обломки измененных даек, по данным М. Н. Алиева, обнаружены на западном фланге месторождения (район шт. 8) среди сульфидных руд. В контакте с массивными и прожилковыми рудами дайки дацитов и диабазов гидротермально изменены (хлоритизированы, серицитизированы, окварцованы или превращены

во вторичные кварциты). Таким образом, на месторождении Кацдаг, как и на других месторождениях рудного поля (Жихих и Кацмало), твердо установлен дорудный возраст даек Кахетинского диабазового пояса Варданянца (см. рис. 37).

Рудные тела месторождения сложены рудами в основном двух текстурных рисунков — массивными и вкрапленно-прожилковыми и реже брекчиевидными. Между ними имеются постепенные переходы по простираанию и падению. В рудной зоне № 1 разведаны на поверхности и в двух штольневых горизонтах восемь рудных тел (по четыре на западном и восточном флангах). Рудные тела представляют собой линзо- и пластообразные залежи длиной от десятков до нескольких сотен метров с меняющейся мощностью (обычно несколько метров), расположенные примерно параллельно или кулисообразно по отношению друг к другу (см. рис. 37).

Основные рудные тела сложены медно-пирротин-полиметаллическими рудами. На флангах и в верхней части месторождения встречаются колчеданно-полиметаллические руды, сходные с филизчайскими (менее 10% объема всех руд). На месторождении преобладают тонкозернистые массивные и неяснополосчатые руды, содержащие в переменном количестве обломки и реликты вмещающих пород, а также белого раннего кварца. Полосчатость является следствием замещения рассланцованных вмещающих пород, результатом неравномерности распределения в пирротине галенита, сфалерита и халькопирита, а также следствием дислокационного метаморфизма. Массивные линзы полиметалльно-пирротиновых руд приурочены к изгибам тектонических плоскостей и к пологим флексурным подворотам.

Руды состоят из пирротина (30—55%); пирита (3—15%); сфалерита (2—12%); галенита (0,5—4%); халькопирита (1,5—3,5%), кварца (10—15%) и карбоната (1—3%). В незначительных количествах встречаются арсенопирит, блеклая руда, магнетит, марказит, кубанит, а также хлорит и серицит вместе с реликтами глинистых сланцев. Руды содержат примеси марганца, титана, кадмия, никеля, кобальта, олова и др.

Важным фактором, установленным сотрудниками ЦНИГРИ (Курбанов и др., 1971), является наличие корродированных «ксенолитов тонкополосчатых пирит-полиметаллических руд» в массивных пирротиновых рудах месторождений Кацдаг, Жихих и Кацмало. Кроме этого, пирит-полиметаллические руды типа филизчайских замещаются агрегатом биотита, магнетита и актинолита, связанным с контактовым воздействием даек габбро-диабазового состава, которые предшествуют медно-пирротиновому оруденению. Второй стадией медно-пирротиновых руд, по их же данным, является поздний пирит-галенит-сфалеритовый парагенезис с кварцем, хлоритом и карбонатами.

Таким образом, на примере азербайджанских месторождений устанавливается два этапа сульфидного оруденения: один ранний типа филизчайского, как будто предшествующий внедрению даек габбро-диабазов, а другой поздний, представляющий собой медно-пирротиновую (полиметалльно-пирротиновую) формацию. В Дагестане, где очень широко представлен медно-пирротиновый тип оруденения (Кизил-Дере, Фий, Мачхалор, Калакор, Гиргил, Бакадухор, Нуцурако и др.) с поздней галенит-сфалеритовой стадией, только на участке Мачхалор IV обнаружены признаки раннего колчеданно-полиметаллического типа оруденения.

Месторождение гидротермально-метасоматического типа Кацдаг отличается от обычных медно-пирротиновых месторождений Азербайджана и Дагестана повышенным содержанием свинца и цинка. Руды Кацдага по содержанию основных компонентов являются копией пирротиновых руд Садона.

Южнее Кехнамеданской взбросо-надвиговой зоны медно-пирротиновое оруденение отмечено в пределах Филизчайского рудного поля в значительно меньших количествах. Оно зафиксировано в колчеданно-полиметаллическом месторождении Филизчай, где составляет около 5% его объема руд, и в Буланлыгской взбросо-надвиговой зоне, что проходит в 300—350 м южнее Филизчайской зоны, где медно-пирротиновое оруденение наложено на дайки основного и среднего составов.

**Выводы.** 1. Многочисленные рудопроявления и месторождения Краснодарского края, Грузии, Осетии, Дагестана и Азербайджана однотипны по геологической позиции, по форме рудных тел, вещественному составу руд, околорудным изменениям, набору элементов-примесей и могут быть отнесены к единой формации (типу), которая названа полиметалльно-пирротиновой.

2. Полиметалльно-пирротиновая формация (тип) характеризуется линзо- и жилообразной формой рудных тел, окруженных штокверковыми зонами, которые контролируются и вмещаются разрывными нарушениями в ниже-среднеюрских сланцевых толщах, зараженных РОВ и диагенетическим пиритом. Преобладают массивные и полосчатые руды, реже развиты брекчиевые и прожилково-сетчатые. Рудные тела сопровождаются окварцеванием и хлоритизацией, реже серицитизацией, карбонатизацией и осветлением (обезуглероживанием). Главные минералы руд — пирротин, пирит и кварц; второстепенные — халькопирит, сфалерит, галенит и карбонаты; редкие — кобальтовые и железистые сульфоарсениды, касситерит и др.

Типоморфными элементами, часто имеющими промышленное значение, являются халькофильные и сидерофильные элементы (Cu, Zn, Pb, Cd, S, Se, Te, As, Fe, Co и др.). Таким образом, руды комплексные. Месторождения и рудопроявления формации залегают также в доюрских метаморфических и магматических породах и обычно сопровождаются диабазовыми дайками, близкими по возрасту к оруденению.

3. Будучи локализованными в зоне Главного Кавказского глубинного разлома и оперяющих его ветвей от Чугушского массива на северо-западе до Хнов-Борчинского рудного поля в Дагестане, эти рудопроявления и месторождения в целом образуют Кавказский полиметалльно-пирротиновый (существенно медный) пояс киммерийского возраста.

4. Месторождение Кизил-Дере в Дагестане является характерным примером среднетемпературного гидротермально-метасоматического типа оруденения в сланцевых толщах, контролируемого постскладчатыми разрывными нарушениями и связанного, вероятно, с габброидной магмой. Месторождение служит типичным представителем полиметалльно-пирротиновой формации орогенного этапа развития киммерийской сланцевой эвгеосинклины Восточного Кавказа.

5. Полиметалльно-пирротиновые рудопроявления и месторождения как в региональном, так и в локальном планах контролируются и вмещаются трещинными структурами. Рудные тела либо непосредственно пересекают складчатые сооружения лейаса, тоара и аалена, либо

накладываются на дайки диабазов и порфиринов, которые сами прорывают складчатые породы нижней и средней юры, включая ааленские. В ряде мест полиметалльно-пирротиновые жилы залегают в гранитоидных или габброидных массивах, которые метаморфизуют складчатый байос (Зиминско-Горабский, Келасурский и др.) или считаются среднеюрскими (Санчарский, Киарский, Кайдонский и др. массивы).

Следовательно, относить медно-пирротиновую формацию к раннегеосинклинальному, доскладчатому этапу оруденения, основываясь на аналогии с медноколчеданной формацией, нам представляется ошибочным. Медно-пирротиновая (полиметалльно-пирротиновая в нашем понимании) формация Большого Кавказа должна быть отнесена к постскладчатому орогенному этапу развития киммерийской сланцевой эвгеосинклинали.

6. В зависимости от возраста главной фазы киммерийской складчатости (тоар-ааленской в Осетии, по Г. Д. Аджигрею, или батской в Грузии и др. местах), активизации региональных разломов и времени интрузии магматических пород, полиметалльно-пирротиновое оруденение на Кавказе происходило не одновременно, а последовательно, по мере завершения складчатости в том или ином регионе от тоара до бата. Учитывая отсутствие медно-полиметаллического оруденения в верхней юре и находки рудной гальки в конгломератах верхней юры — нижнего мела, можно считать верхним возрастным пределом полиметалльно-пирротинового оруденения батский век.

7. Существенно пирротиновый состав рудных тел месторождений и рудопроявлений Кавказского пояса, вероятно, связан с наличием во вмещающих глинистых породах рассеянного органического вещества (РОВ) и с его участием в процессе сульфидоотложения.

8. Главный Кавказский глубинный разлом в ниже-среднеюрский период развития неоднократно генерировал как габброидную (базальтоидную) магму разной степени дифференциации (спилиты, диабазы, габбро-диориты, гранитоиды), так и гидротермальные растворы (флюиды), отложившие колчеданное оруденение различных типов.

9. Анализ магматических пород и колчеданного оруденения в пределах восточной части киммерийской сланцевой эвгеосинклинали Большого Кавказа (в Дагестане и Азербайджане) позволяет установить два этапа формирования габброидного магматизма и закономерно сопровождавших его эксгаляций и гидротерм. В ранний геосинклинальный этап (этап погружения) магматизм проявился в форме спилит-диабазовой формации сингенетичной с терригенным осадконакоплением. Поступавшие в бассейн седиментации продукты эксгаляционно-гидротермальной деятельности привели к пиритизации глинистых толщ, а в ряде случаев — к формированию гидротермально-осадочного колчеданного полиметаллического оруденения типа Филизчая и Катеха. В постскладчатый этап развития киммерийской эвгеосинклинали магматизм реализовался в форме поясов диабазовых, диабаз-плагиогранитных даек и малых интрузий габбро-диоритового и гранитоидного составов, а сопровождавшая этот магматизм гидротермальная деятельность проявилась в типично гидротермально-метасоматическом колчеданном (полиметалльно-пирротиновом) оруденении типа Кизил-Дере—Кацдаг.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕРЦИНСКОГО ВОЗРАСТА

Описываемые месторождения являются типоморфными примерами месторождений Иртышского (Вавилонское) и Аппалачского (Дактаун, Элизабет, Ор-Ноб и др.) поясов. Возраст месторождений не всегда определен однозначно. Например, медно-пирротиновые месторождения Аппалачского пояса не все исследователи относят к герцинскому орогенезу. А. Кинкель датирует их докембрием и считает, что в герцинское время они претерпели очередной метаморфизм.

Среди герцинских месторождений два залегают не в сланцевых толщах, а в ультраосновных породах, прорывающих эффузивы. Это медно-пирротиновые месторождения Хантингдон в Канадских Аппалачах и Ивановское на Южном Урале. Рассмотрение Хантингдона вызвано двумя обстоятельствами: необходимостью обосновать герцинский возраст медно-пирротиновых месторождений северо-восточного окончания Аппалачского пояса и показать, что гидротермальные пирротиновые руды могут образоваться необязательно в углеродсодержащей среде сланцевых толщ, а кристаллизоваться из гидротерм, первично недосыщенных серой.

**Вавилонское месторождение.** Вавилонское месторождение (Зленко, 1963) расположено в северо-западной части Иртышской зоны смятия в зоне влияния Калба-Нарымского регионального разлома. Площадь месторождения сложена однообразными черными филлитовидными углисто-глинистыми сланцами, которые переслаиваются мелкозернистыми песчаниками такырской свиты верхнего девона — нижнего карбона. Среди филлитовидных сланцев в виде линз мощностью до первых десятков метров находятся черные аргиллиты и алевролиты, практически не затронутые метаморфизмом и содержащие углистое и битумное вещество. В зонах рассланцевания эти породы метаморфизованы в графитизированные филлитовидные сланцы, а местами окварцованы и превращены в биотит-кварцевые роговики с вкрапленностью граната и кордиерита. Вмещающие породы месторождения залегают моноклиinally, простираются в северо-западном направлении и падают к юго-западу под углом 45—60°. Вероятно, они собраны в мелкие изоклиналиные складки, но характер складок не выяснен. Породы рассланцованы в основном послойно, кливаж поперечный, что связано с разломом северо-восточного простиранья, проходящим в 4,5 км к югу от месторождения.

На площади месторождения имеются редкие дорудные дайки пермского возраста и нерассланцованные дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров, залегающих по сланцеватости — слоистости вмещающих пород. Змеиногорские гранитоиды (Шульбинский массив) выходят на поверхность в 1 км к северу от месторождения. В северной части месторождения скв. 21 пересечены рассланцованные тела типа силлов габбро-диабазов, известные в пределах Иртышской зоны смятия как дозмеиногорский офиолитовый комплекс. Со змеиногорским комплексом связан инфильтрационно-контактный метаморфизм вмещающих пород, выраженный биотит-кварцевым ороговикованием с гранатом и кордиеритом. Б. Ф. Зленко связывает также со Змеиногорским комплексом образование кварцевых жил с биотитом и редкой вкрапленностью касситерита и шешелита.

Вавилонское месторождение (рис. 38) сложено массивными и штокверковыми рудными телами. Бóльшее значение имеют кулисообразно

расположенные пластообразные тела массивных халькопирит-пирротиновых руд, которые контролируются зонами повторного расланцевания и смятия, косо секущими слоистость. Контакты массивных тел нечеткие: массивные руды переходят на расстоянии 1—3 м во вкрапленные по сланцеватости. Тонкозернистые сульфиды четко замещают силикаты и содержат многочисленные реликты вмещающих пород.

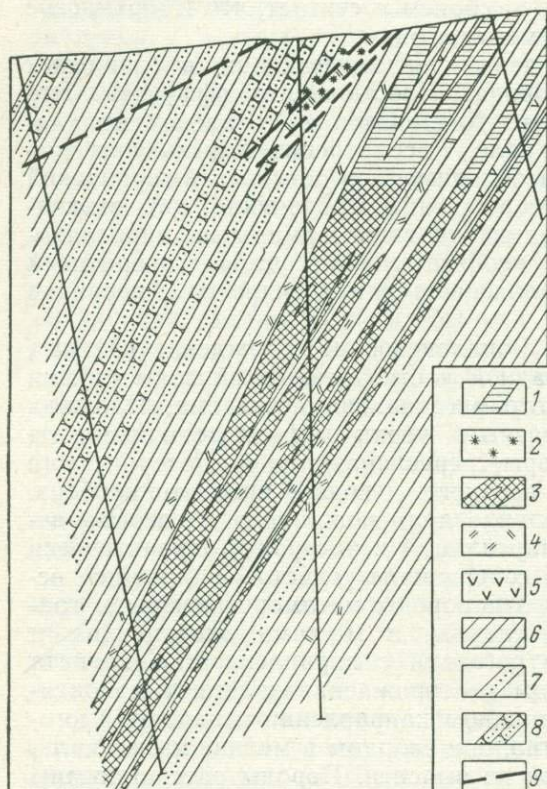


Рис. 38. Схематический геологический разрез Вавилонского месторождения. По Б. Ф. Зленко (1961).

1 — железная шляпа; 2 — лимонитизация; 3 — массивная медно-пирротиновая руда с участками незамещенных филлитовидных сланцев; 4 — биотитизация и хлоритизация; 5 — диоритовые порфириды; 6 — филлитовидные углистые сланцы; 7 — алевролиты; 8 — мелкозернистые песчаники; 9 — тектонические нарушения

на выклинивании рудных линз, наблюдаются брекчиевидные и петельчатые текстуры руд, что также указывает на эпигенетичность сульфидов по отношению к сланцам. Рудные тела иногда расположены в контактах линз и жил кварца и даек диоритовых порфиритов и лампрофиров. Мощность рудных тел 0,5—40 м.

Штокверковые руды обычно окружают массивные рудные тела, распространяясь по сланцеватости. В том случае, когда прожилки выполняют северо-восточную трещиноватость, они секут массивные руды, что позволяет выделить формирование прожилковых медных руд в отдельную стадию.

Главные минералы руд Вавилонского месторождения — пирротин, троилит, магнетит, халькопирит, кварц, хлориты, антофиллит, мусковит, альбит, ортоклаз и кальцит. Кроме того, в рудах много графита — продукта реакции гидротермальных растворов с углистоглинистыми сланцами. Минералогические особенности руд месторождения: обильное количество троилита, антофиллита, мусковита, альбита и ортоклаза.

Присутствие этих минералов свидетельствует о более высокотемпературном процессе рудообразования по сравнению с кавказскими и дальневосточными пирротиновыми месторождениями. Следует сказать еще об одной особенности вавилонских руд — о преобладании метасоматоза над процессом выполнения полостей.

Согласно Б. Ф. Зленко, минералообразование происходило в три последовательных стадии. Первая амфиболит-троилит-пирротиновая стадия сформировала основной объем рудной массы. Вторая — сфалерит-халькопирит-слюдавая стадия создала главную ценность руды. В третью стадию образовались мелкие кварц-кальцитовые прожилки.

Растворы первой стадии произвели интенсивный магнезиально-железисто-сернистый метасоматоз филлитовидных сланцев, превратив их в массивные троилит-пирротиновые тела и окружив последние значительными антофиллит-хлоритовыми и кварц-биотит-хлоритовыми метасоматическими зонами.

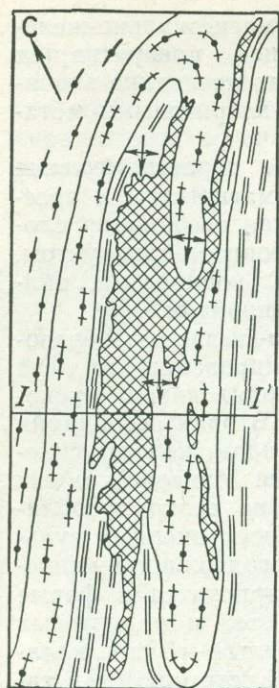
В течение первой стадии сформировались две парагенетические ассоциации минералов: амфиболит-троилитовая (с магнетитом и арсенипитом) и пирротиновая. Вторая парагенетическая ассоциация сложена пирротином, халькопиритом, карбонатом и хлоритом-грохауитом. Кроме перечисленных минералов присутствуют халькопирротин, валлеиит и калаверит, тесно ассоциирующие с халькопиритом.

В течение второй стадии возникли прожилково-гнездовые образования кварц-полевошпат-сульфидного состава, сформированные из двух ассоциаций. В состав более ранней ассоциации входят кварц, мусковит, альбит, ортоклаз и пирротин с халькопиритом. Вторая ассоциация состоит из галенита, сфалерита, хлорита, дисульфидов железа, сидерита, барита, гипса, ангидрита, а также теллуридов. Минералы обеих ассоциаций встречаются совместно, но количественно резко преобладают минералы первой ассоциации. Наиболее распространенный сульфид второй стадии — халькопирит — основной медьсодержащий минерал руд Вавилонского месторождения. Он концентрируется в форме прожилков и гнезд в зальбандах пирротиновых тел и реликтовых включений вмещающих пород в пирротине. Теллуриды — гёссит, калаверит, самородные элементы (Ві и др.) и висмутин встречаются в галените. В конце кристаллизации второй ассоциации выделялись сульфаты, образующие пленки и мелкие гнезда в пирротиновом теле или в хлоритовой зоне. В заключительный период второй стадии минералообразования ощущался явный недостаток серы в растворах (кристаллизация самородных элементов и теллуридов) и повышение потенциала кислорода (кристаллизация сульфатов).

Отметим, что кроме перечисленных минералов гидротермального происхождения в рудах присутствуют реликтовые минералы вмещающих пород: графит, сфен, циркон, апатит из филлитовидных сланцев и гранат, кордиерит, ильменит, рутил, турмалин, касситерит и шеллит из продуктов инфильтрационно-контактового метаморфизма змеиногорских гранитоидов.

Руды Вавилонского месторождения содержат в промышленных количествах только медь. Типоморфные элементы гидротермальных руд месторождения — медь, цинк, свинец, кобальт, селен, теллур, мышьяк, кадмий, висмут, индий, сурьма и молибден. Эти элементы содержатся во вмещающих породах в кларковых количествах, а в рудах их концентрация превышает кларки. Кобальт и мышьяк служат индикаторами пирротиновых руд, остальные — медно-пирротиновых. Из примесей, типоморфных для медно-пирротинового оруденения, отметим кобальт (среднее 0,01—0,025%), основная масса которого изоморфно рассеяна в пирротине и троилите (до 0,36%, среднее содержание 0,2%) и олово, концентрация которого отмечается в халькопирите (до 0,04%, среднее содержание 0,01%). В троилите, пирротине и сфалерите содержания олова низкие — по 0,001%.

О возрасте руд Вавилонского месторождения можно судить на основании следующих данных: возраст Шульбинского массива (Змеиногорский комплекс) — 306 млн. лет, Мохнатухинского массива (Калбинский комплекс) — 263 млн. лет, а слюд второй стадии



Разрез по линии I-I'

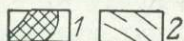
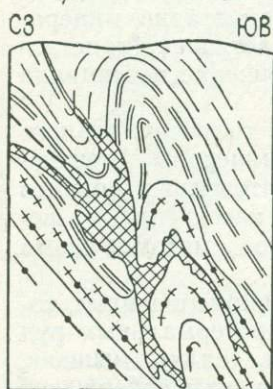


Рис. 39. Месторождение Дактаун. Разрез и план 10 горизонта рудного тела Бойд. По М. Маги (1972).

1 — сфалерит-халькопирит-пирротиновые руды; 2—5 — сланцы: биотитовые (2), серицитизированные биотитовые (3), хлоритизированные биотит-гранатовые (4), биотит-гранатовые (5)

Вавилонского месторождения — 221 млн. лет, т. е. это верхи палеозоя или начало мезозоя (Зленко, 1963).

**Месторождения района Дактаун в шт. Теннесси.** Согласно М. Маги (1972), район Дактаун сложен верхнедокембрийской формацией Копперхилл, представленной на 60% метаморфизованными граувакками, на 30% слюдянными сланцами и на 10% прочими метаморфическими породами. Вблизи рудных тел указанные породы преобразуются в кварциты, серицитовые, хлоритовые, биотитовые и промежуточные графитосодержащие сланцы. Рудовмещающие породы несут четкие признаки ретроградного метаморфизма: гранат и биотит замещаются хлоритом, ставролит и полевой шпат — серицитом. Породы района претерпели по крайней мере три этапа деформации и перекристаллизации, включая ретроградный метаморфизм, по-видимому, связанный с рудоносными гидротермальными растворами. Из магматических пород вблизи рудных тел известны силлы амфиболитов, которые считаются метаморфизованными габброидами.

Основные складчатые структуры рудного района — две погружающиеся в северо-восточном направлении изоклиналильные складки: антиклиналь Берра и синклиналиль Колтаун. Обе складки усложнены складками высоких порядков и рассланцованы по азимуту  $45^\circ$  с юго-восточным падением под углом  $80^\circ$ . Угол встречи рассланцевания и разлистования кристаллических сланцев со слоистостью обычно не превосходит  $15^\circ$ , хотя в замках и на погружениях шарниров он значительно больше.

Согласные с общим простиранием пород северо-восточные разломы контролируют положение рудных тел района. Нарушения носят следы перемещения на зеркалах скольжения, фиксируются оруденелыми брекчиями и тектонической глиной и служили путями циркуляции гидротермальных растворов. Рудные тела Берра-Берра, Лондон и Ист-Теннесси локализованы в двух или трех горизонтах пород вдоль северо-западного крыла антиклинали Берра. Залежи Юрика, Бойд и Чероки приурочены к осевой части, а залежи Коллоуей и Мэри-Полк-Каунти расположены вдоль юго-восточного крыла той же антиклинали. Мелкие тела Мик и Юнайтед Стейтс приурочены к ядру центриклиналино замыкающейся синклиналили Колтаун.

Форма рудных залежей обычно пластообразная, с раздувами в замках мелких складок

(рис. 39). В целом согласное с региональным залеганием вмещающих пород залегание рудных тел не является полностью согласным: наблюдаются секущие (до 15°) рудные тела и поперечные оруденелые нарушения. Рудные тела обычно склоняются на юго-запад, а основные складки погружаются в северо-восточном направлении. Склонение рудных тел контролируется погружением к юго-западу мелких складок в кристаллических сланцах, что напоминает Джунгарские колчеданно-полиметаллические месторождения. Разломы северо-западного и широтного направления нередко смещают рудные тела, но некоторые из них, вероятно, ограничивали распространение рудной минерализации. В рудах развиты брекчии вмещающих пород.

Минеральный состав массивных сульфидных руд района Дактаун следующий: пирротина 60%, пирита 30%, халькопирита и сфалерита-марматита по 4%, магнетита 2%. В целом руды содержат 65% сульфидов и 35% жильных минералов. Кроме перечисленных рудных минералов, встречаются галенит с самородным висмутом, борнит и кубанит, молибденит, арсенопирит, станнин. Анализами установлены золото и серебро, кобальт и никель, но минеральные формы этих металлов не обнаружены.

Среди жильных минералов преобладает кварц, образующий жилы, линзы и совместные кварц-сульфидные агрегаты. Встречаются актинолит-тремолит и роговая обманка, реже диопсид, гранат, графит и цоизит. Кальцит образует иногда крупные гнезда, чаще мелкие рассеянные зерна и кристаллы, которые сопровождаются доломитом. Полевой шпат, тальк, асбест, эпидот, гипс, турмалин, родонит и апатит распространены спорадически. В некоторых рудных телах минеральный состав отличается от среднего состава. Отдельные части сложены сплошным пирротином или зернистым пиритом, содержат до 12—15% сфалерита или магнетита. Халькопирит распределен в межзерновом пространстве пирротина, который обычно содержит идиоморфные кристаллы пирита или округлые пиритовые скопления, аналогичные рудам Кизил-Дере.

В целом для рудного района замечено, что рудные тела, залегающие на крыльях антиклинали Берра, обогащены медью (1,5%), а центральные рудные тела (Юрика, Бойд и Чероки) обеднены (0,7%). Кроме того отмечено, что центральные рудные тела содержат больше магнетита (до 15—20%) и пирита, а верхние части рудных тел более богаты медью и цинком.

Температура рудообразования 490—280°C (определение Р. Арнольда, Г. Куллеруда и Л. Карпентера). Абсолютный возраст биотитов и роговых обманок (установленный по девяти образцам) 1199—323 млн. лет.

Генезис руд — вопрос спорный. В. Эммонс считал их метасоматическими, замещившими линзы известняков. С. Росс, Р. Карпентер и М. Маги в целом придерживаются гидротермальной теории с тектоническим разрывным контролем оруденения и последующим метаморфизмом. Европейские и японские геологи высказывались в пользу сингенетического происхождения рудных залежей.

М. Маги следующим образом представляет себе образование месторождений района Дактаун. Кластические и глинистые осадки накапливались на континентальном шельфе начиная с докембрия и кончая кембрием, в результате отложилось около 10 км осадков. В раннем палеозое (ордовик) осадки претерпели таконскую складчатость и

метаморфизм (478—434 млн. лет). Известковистые глины были превращены в метаморфические породы кианитовой фации и собраны в складки, близкие к современным формам. Крупные надвиговые нарушения образовали зоны брекчированных пород и сквозные каналы для гидротермальных растворов. Тектонические деформации девонского времени (387—347 млн. лет) оживили сквозные каналы, по которым внедрились силлы и дайки основных пород и проникли гидротермальные растворы, заполнившие и заместившие благоприятные для рудоотложения участки. Растворы вызвали изменения вмещающих пород (ретроградный метаморфизм), образовав в контакте с массивными рудами серицитовые, хлоритовые и биотитовые оторочки, а также тремолит-актинолитовые и роговообманковые гнезда, зоны и участки в халькопирит-пирит-пирротиновых рудах. Поздние движения в верхнем палеозое (327—323 млн. лет) оживили поперечные к складчатости нарушения, сместив на небольшие амплитуды рудные тела Юрика, Чероки и др., и обусловили пострудный метаморфизм, частичную перекристаллизацию и переотложение рудных и жильных минералов в поперечных нарушениях. В четвертичное время на месторождении возникли железные шпалы.

Месторождения района Дактаун приуроченностью к некоторым горизонтам пород, контролем рудных тел складчатыми и разрывными формами, а также окolorудными изменениями (тремолитизация, слабое скарнирование, хлоритизация и т. д.) напоминают месторождения Коксу-Текелийского рудного узла (Джунгарский Алатау). Еще более близким аналогом Дактауна является Карчигинское месторождение на Рудном Алтае, халькопирит-пирит-пирротиновые тела которого, залегающие в кристаллических сланцах, сформировались одновременно с гидротермальной амфибололизацией и ослюдением других кристаллических пород.

**Месторождение Ор-Ноб в шт. Виргиния.** Месторождение Ор-Ноб — типичный пример медных колчеданных месторождений Аппалачского

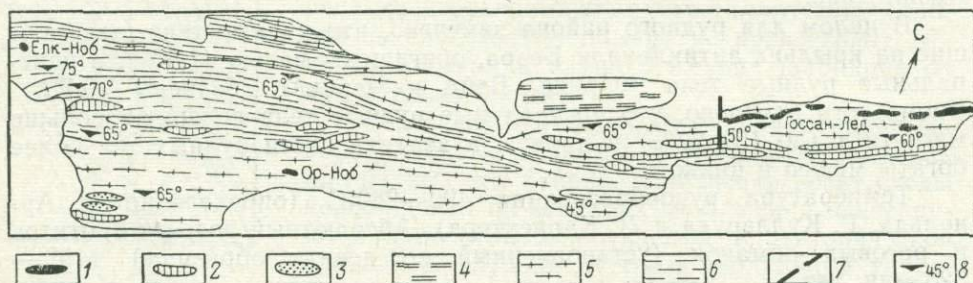


Рис. 40. Геологическая карта рудного поля Ор-Ноб — Госсан-Лед. По А. Кинкелю и Д. Карстену (Kinkel, 1967).

1 — халькопирит-пирротиновые рудные тела; 2 — ультраосновные породы формации Хемптон; 3 — граниты Бич; 4 — гнейсы Грейсон; 5 — слюдяные сланцы и парагнейсы; 6 — роговообманково-биотитовые гнейсы; 7 — тектонические нарушения; 8 — сланцеватость

пояса (Kinkel, 1967). Оно представлено жило- и лентообразным пирротиновым телом длиной 600—700 м, мощностью 2—12 м в докембрийских слюдяных гнейсах (рис. 40). Простирание его северо-восточное, падение крутое юго-восточное, склонение под углом 20° к юго-западу. Длина рудного тела по склонению превышает 1200 м. Слюдяные пара-

гнейсы содержат маломощные прослои амфиболитовых сланцев. В гнейсах часто развиты гранат, амфиболы и графит. Жилообразное тело массивных сульфидов, местами окруженное или заключающее внутри прожилково-вкрапленные руды (рис. 41), приурочено к зоне рассланцевания и брекчирования, которая под небольшим углом пересекает полосчатость гнейсов на верхних и плейчатость на нижних горизонтах.

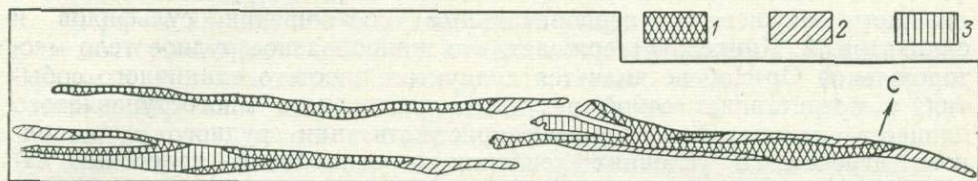


Рис. 41. Совмещенный погоризонтный план рудного тела Ор-Ноб. По А. Кинкелю (Kinkel, 1967).

Руды: 1 — массивные халькопирит-пирротиновые; 2 — прожилковые халькопирит-пирротиновые; 3 — массивные пиритовые

Массивные пирротиновые или пирит-пирротиновые с халькопиритом руды содержат многочисленные включения вмещающих пород различного размера — от глазков кварца до крупных блоков почти не перекристаллизованных гнейсов. Большинство брекчированных включений (обломков вмещающих пород) состоят из тех же силикатов, что и боковые породы, но они обычно перекристаллизованные, крупнозернистые и не имеют определенной ориентировки. Контакты массивных руд с гнейсами и брекчиевыми обломками резкие, четкие, хотя отмечаются и коррозионные границы. По существу массивные руды представляют собой брекчиевидный агрегат, в котором соотношение силикатов и сульфидов колеблется от 1—10 до 1—3. Отмечаются будинированные гнейсовые полосы в руде, между будинами (в тенях давления) скапливаются пирротин, халькопирит и кварц. Из рудных минералов основную роль играет крупнозернистый сильномагнитный пирротин, количество которого обычно составляет 50—60%. В нем находятся пятнистые выделения пирита преимущественно неправильной формы, хотя встречается и идиоморфный пирит. На отдельных горизонтах пирит слагает небольшие линзовидные тела мощностью до 6—7 м и длиной до 100 м (см. рис. 41).

Пирротин часто образует оторочки (кольца) вокруг силикатов и неправильных зерен пирита. В интерстициях полигональных зерен пирротина находится халькопирит, содержание которого колеблется от 2—3 до 15%. С халькопиритом тесно ассоциирует турмалин. Кроме меди из руд месторождения извлекают золото и серебро. Иногда встречаются сфалерит, магнетит, хлорит (диабантит), кальцит, эпидот, актинолит и клиноцоизит, которые отсутствуют во вмещающих породах. Руды содержат большое количество разноориентированных чешуек, полос и гнезд биотита, реже мусковита, а также призматический амфибол (роговая обманка), кварц, плагиоклаз в виде крупнозернистых агрегатов.

Вдоль рудной зоны вмещающие гнейсы перекристаллизованы. Мощность зон перекристаллизации не везде одинакова и составляет от 20—30 см до 1,5 м. В перекристаллизованных зонах гнейсов

содержатся разноориентированные прожилки, вкрапленность и гнезда пирротина с халькопиритом, образующие вкрапленно-прожилковые руды.

А. Кинкель (Kinkel, 1967) отмечает, что, хотя в рудах наблюдается коррозия сульфидами и хлоритом биотита, роговой обманки, граната и других силикатов, в большинстве случаев взаимоотношения силикатов и сульфидов противоречивы, равновесны и возникли при метаморфической перекристаллизации вмещающих пород и руд. Перекристаллизация затушевала первоначальные соотношения сульфидов и силикатов. А. Кинкель утверждает, что жилообразное рудное тело месторождения Ор-Ноб не является продуктом простого единичного события, а представляет собой результат длительного многоступенчатого процесса метаморфической перекристаллизации рудного и породного агрегата в условиях усиления и ослабления стрессовых нагрузок.

А. Кинкель высказывает и другое возможное объяснение сосуществования сульфидов и силикатов, которое автор считает более убедительным. Возможно, что высокотемпературные растворы проникли вдоль определенных каналов в гнейсах (по зонам рассланцевания и брекчирования) на поздней стадии формирования гнейсов, после снятия нагрузки. Они перекристаллизовали брекчии и зальбанды из мелкозернистых гнейсов в крупнозернистые разноориентированные минеральные агрегаты. При снижении температуры растворов биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц подверглись слабой хлоритизации и сульфидизации (замещению пирротином и халькопиритом), что наблюдается в различных участках рудного тела.

Заметим, что нет ничего удивительного в равновесной ассоциации сульфидов (пирита, пирротина и халькопирита) с амфиболами и слюдами месторождения Ор-Ноб. Такие ассоциации описывались П. Эскола и П. Гейером в скандинавских месторождениях и Б. Ф. Зленко (1963) для месторождений Прииртышской зоны смятия. Последний для Вавилонского и Карчигинского месторождений доказал, что пирротин, халькопирит и другие сульфиды образовались совместно с амфиболом (антофиллит-купферитом), хлоритом и биотитом.

**Месторождение Госсан-Лед в шт. Северная Каролина.** Месторождение Госсан-Лед находится в 50 км к северу-востоку от Ор-Ноба в той же докембрийской толще каролинских гнейсов (см. рис. 40). Эта толща состоит в основном из гранато-слюдяных гнейсов с небольшими прослоями роговообманковых сланцев (возможно, бывших силлов основных пород). Месторождение Госсан-Лед весьма сходно с Ор-Нобом, от которого отличается огромными размерами (см. рис. 40). Это самое большое пирротинное месторождение в Аппалачском рудном поясе, но руды его непромышленны на медь и цинк.

Общая длина рудной полосы превышает 30 км. Отдельные кулисообразно расположенные линзы массивного пирротина или пирротинизированных гнейсов достигают 5 км при максимальной мощности до 45 м. Количество пирротина в рудных линзах сильно варьирует по простиранию, по падению и мощности. С пирротином в наибольших количествах ассоциирует пирит. Постоянна примесь халькопирита и сфалерита, а иногда галенита. Жильные минералы — перекристаллизованные силикаты вмещающих пород, количество которых в массивных рудах невелико, а в брекчиевых рудах преобладает над пирротином и пиритом. Наиболее распространены кварц, биотит, мусковит, альман-

дин, плагиоклаз и роговая обманка. В некоторых местах появляются в тесной ассоциации с пирротинном актинолит-тремолит, эпидот, хлорит, карбонаты и тальк.

**Месторождение Элизабет в шт. Вермонт.** Медное месторождение Элизабет, детально изученное П. Ф. Говардом (1964), представляет собой гидротермально-метасоматическое согласное рудное тело, залегающее в кристаллических породах формации Джил-Маунтин ордовикско-девонского возраста.

В региональном плане меднорудный район Оранж-Канти, куда входит месторождение Элизабет, а также месторождения Юрик, Или, Оранж и др., находится вблизи регионального надвига Аммонусук, который нарушает восточное крыло антиклинория Грин-Маунтин. Субмеридиональная полоса медных и свинцовых месторождений длиной 20 миль приурочена к контакту двух формаций: Джил-Маунтин и Уайт-Ривер, который проходил параллельно надвику Аммонусук в 7—11 км западнее последнего.

Формация Джил-Маунтин в основном сложена серыми и темно-серыми слюдистыми кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов, слабо известковых пород, а также амфиболитовыми сланцами (амфиболитами) туфогенного происхождения. Кристаллические сланцы состоят из мусковита, биотита и граната с примесью графита, кианита и ставролита. Темный цвет их обусловлен переменной примесью углестого вещества и графита. На руднике Элизабет в рудной зоне встречены изолированные линзовидные прослойки черного углефицированного материала мощностью до 2 см и длиной до 2 м. В рудной зоне месторождения присутствуют прерывистые пласты биотит-тремолитовых пород, называемые «скарном», содержащих также немного кальцита и андезина.

В нижней части формации Джил-Маунтин присутствуют 15 отдельных пластов гнейсовидных грубозернистых амфиболитов мощностью до 60 м, которые образуют переход к подстилающей формации Уайт-Ривер. Измененные в рудной зоне амфиболиты обычно биотитизированы и несут вкрапленность пирротина, магнетита, иногда халькопирита, за счет которых содержание железа в них достигает 18%. Магматические породы представлены гранитами миссисипского возраста, ближайшие выходы которых имеются в 10 км северо-западнее рудника, и пострудными диабазовыми дайками.

Восточное крыло антиклинория Грин-Маунтин собрано в серию антиклинальных и синклинальных складок разного порядка, образованных во время аккадской орогении (средний или поздний девон). Кроме того, в рудном районе Оранж проявлена аномальная серия складок «Крисмес-три», на образование которых, как считает П. Ф. Говард, влияли вертикальные движения нескрытой интрузивной массы в центре брахиантиклинального поднятия Стаффорд. По мнению П. Ф. Говарда, локализация рудных тел месторождения Элизабет и других ближайших месторождений района Оранж связана со складками «Крисмес-три» и сопряженными с ними нарушениями.

Главное рудное тело и рудное тело 3 месторождения Элизабет расположены на контакте кристаллических сланцев и двух тесно сближенных пластов амфиболитов, которые называются амфиболитами подошвы-кровли и амфиболитами западного зальбанда. Структурно они связаны со складками «Крисмес-три», в частности с синклиналью Элизабет.

Главное рудное тело представляет собой непрерывную залежь длиной 3420 м меридионального простирания с падением на восток под углом 60—90°. По вертикали руда прослежена более чем на 300 м. Мощность рудного тела резко меняется от 16—20 м в ядрах складок волочения до 1—1,5 м на их крыльях (рис. 42). Главное рудное тело локализовано между амфиболитами западного зальбанда и кристаллическими сланцами на восточном крыле синклинали Элизабет.

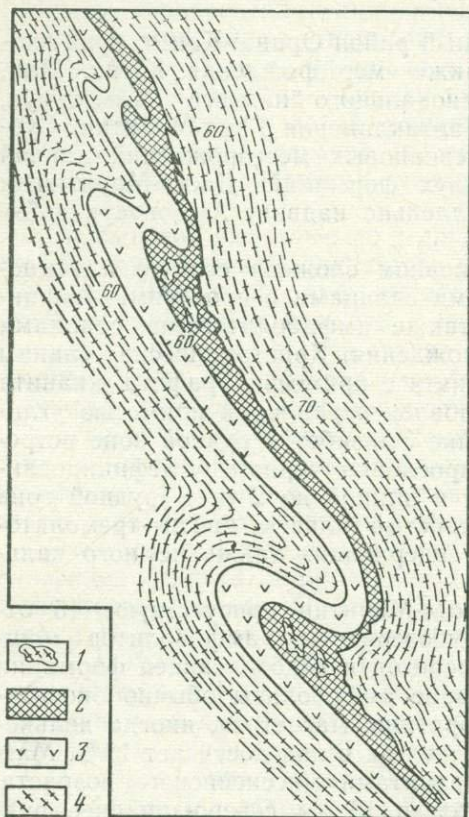


Рис. 42. Схематический план части месторождения Элизабет. По П. Ф. Говарду (1964).

1 — брекчиевые руды; 2 — массивные и полосчатые халькопирит-пирротиновые руды; 3 — амфиболиты; 4 — кристаллические сланцы

к кристаллическими сланцами на восточном крыле синклинали Элизабет.

Рудное тело 3 расположено между амфиболитами подошвы и перекрывающими кристаллическими сланцами на западном крыле синклинали Элизабет. В средней части месторождения кристаллические сланцы постепенно выклиниваются, в связи с чем два горизонта амфиболитов сближаются и на некотором интервале рудное тело 3 сливается с нижней частью Главного рудного тела.

Главная морфологическая особенность рудных тел заключается в увеличении их мощности в ядрах складок волочения и в уменьшении мощности на прямолинейных участках крыльев складок, между складками волочения (см. рис. 42). В раздувах рудные тела представляют собой перемежаемость линз сульфидов с пропластками кристаллических сланцев, кварцитов и других пород различной компетентности или массивную рудную массу, цементирующую крупные и мелкие блоки (брекчию) кристаллических пород. В участках брекчии наблюдаются дорудные разрывные нарушения с глиной трения, замещенной тонкозернистым сульфидным материалом, П. Ф. Говард отмечает, что в процессе смятия в складки кристаллических сланцев синклинали Элизабет в перемежаемости компетентных и менее жестких пород рудной зоны складки волочения возникали лишь в результате совместного проявления пластического течения, брекчирования и отслаивания. Такие проницаемые зоны не возникали в других местах, где с массивными пластами амфиболитов контактировали однородные компетентные кристаллические сланцы. Обломки кристаллических сланцев интенсивно замещались сульфидами, обычная зернистость которых составляет 0,1—0,5 мм. Наряду с метасоматозом в участках брекчий сульфиды выполняли открытые полости. В раздувах встре-

чаются прожилки с более грубозернистым рудным агрегатом, секущие рудное тело и подстилающие амфиболиты.

Минеральный состав руд довольно простой: пирротин составляет 50—90% рудной массы массивных руд, вместе с ним находятся зернистый пирит и халькопирит (4—7%), черный сфалерит (0,5%) и магнетит. Нерудные представлены кварцем (15%), олигоклазом (15%), мусковитом (серицитом) и биотитом (10%), роговой обманкой, карбонатом, турмалином, тремолитом и другими минералами, а также графитом. В тесной ассоциации с халькопиритом и пирротинном встречаются турмалин и серицит, а в других участках тремолит-актинолит, роговая обманка и хлорит.

П. Ф. Говард считает, что гидротермальные растворы, отложившие сульфиды, поступали стадийно. Вначале гранат и роговая обманка замещались биотитом, плагиоклаз и кианит — мусковитом и особенно серицитом, а гранат, сохранившийся в виде реликтов в массивных рудах, псевдоморфно замещен кварцем и пирротинном. В конце периода деятельности гидротермальных растворов, отложивших рудные тела, произошло осветление вмещающих пород, распространившееся на расстояние до 15 м вокруг рудных тел. Оно заключалось в хлоритизации и серицитизации.

Таким образом, П. Ф. Говард высказал мнение, что сульфиды цементировали брекчии кристаллических сланцев, замещали силикаты и выполняли пустоты в складках волочения, возникших на контакте ордовикско-девонских пластов амфиболитов и менее компетентных слюдястых кристаллических сланцев в заключительный период акадской складчатости.

**Месторождение Хантингдон в провинции Квебек.** Месторождение расположено в 25 км к юго-западу от колчеданных месторождений Юстис и Моултон-Хилл, в непосредственной близости от регионального надвига Колдуэлл. Надвиг Колдуэлл входит в систему северо-восточных разломов Квебека, которая называется поясом нарушений (Кук, 1964). «Пояс нарушений» на западе ограничивается надвигом Логана, а на востоке — надвигом Банкер, в лежащем боку которого локализованы месторождения Юстис и Моултон-Хилл. «Пояс нарушений» Квебека, состоящий из серии региональных субпараллельных разломов-надвигов, имеет ширину около 40 км и является северо-восточным окончанием зоны глубинного разлома, протягивающегося от Алабамы до п-ова Гаспе.

В отличие от других медно-пирротинных месторождений Аппалачского пояса, Хантингдон (Кук, 1964; Карьер, 1964) залегает не в метаморфизованных осадочных породах, а на контакте интрузивных и эффузивных. Эффузивные андезиты входят в состав метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи кембрийского возраста. Рудовмещающий массив перидотитов, как и другие массивы района, расположены в зоне разлома Колдуэлл, относится к поясу ультраосновных и основных пород, выделенных Х. Хессом в Аппалачах. Пояс ультраосновных и основных магматических пород контролируется Аппалачским глубинным разломом, квебекская часть которого представлена «поясом нарушений» (Кук, 1964). Севернее района месторождения перидотиты прорывают ордовикские породы. Массив перидотитов, интрузирующий эффузивы, контролируется, по-видимому, надвигом Колдуэлл, который здесь представлен крутопадающим разломом. В зоне разлома перидотиты рассланцованы в течение акадских

деформаций и вмещают халькопирит-пирротиновые рудные тела (рис. 43).

Месторождение Хантингдон представлено несколькими метасоматическими пирротин-халькопиритовыми рудными телами (Карьер, 1964), которые локализованы в зоне контакта массива серпентинизированных перидотитов с метаморфизованными эффузивами андезитового состава.

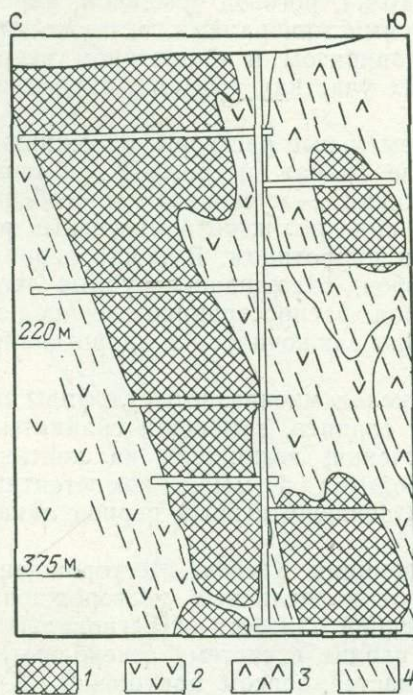


Рис. 43. Продольный разрез месторождения Хантингдон. По Дж. Карьеру (1964).

1 — массивная и полосчатая халькопирит-пирротиновая руда; 2 — серпентинизированные, лиственитизированные перидотиты; 3 — хлоритизированные андезиты; 4 — зона рассланцевания

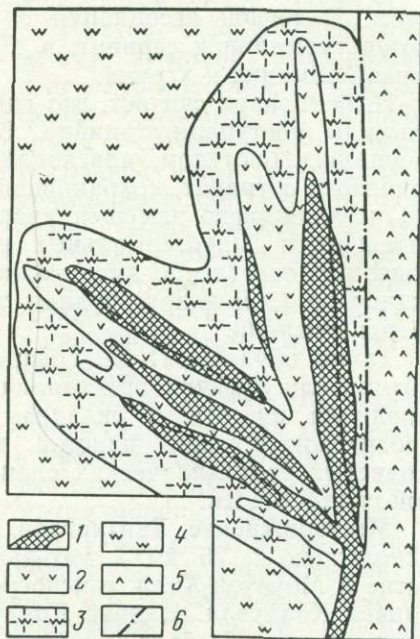


Рис. 44. Схематический план Ивановского месторождения. По А. А. Захарову (1964 г.).

1 — медно-пирротиновые руды; 2 — хлоритизированные габбро-диабазовые дайки; 3 — лиственитизированные серпентиниты; 4 — серпентинизированные ультрабазиты; 5 — эффузивные диабазовые порфириты; 6 — тектоническое нарушение

В руде кроме основных минералов находится немного пирита и сфалерита, реже магнетита. Кроме того, в ней содержатся примеси золота и серебра, а также жильные минералы — кварц, карбонат и хлорит. Халькопирит-пирротиновые полосы шириной 5—30 м окружены зонами хлоритизации в андезитах и тальк-карбонатными сланцами в рассланцованных серпентинизированных перидотитах.

Итак, в Квебеке перидотиты интродуцируют собранные в складки ордовикские породы (а в центральных Аппалачах и девонские) и контролируются разломами-надвигами, которые смещают девонские отложения (Кук, 1964). На месторождении Хантингдон гидротермально измененные перидотиты вмещают халькопирит-пирротиновые тела. Таким образом, возраст медно-пирротинового оруденения провинции Квебек (как и на юге Аппалачского пояса в Дактауне), согласно данным М. Маги (1972), определяется как последевонский.

В Советском Союзе аналогом месторождения Хантингдон служит Ивановское месторождение (рис. 44). Ивановское медно-пирротиновое месторождение — представитель медно-пирротиновой формации Урала и геосинклинальных областей вообще (Прокин и др., 1968). Ивановское и Дергамышское месторождения, а также ряд рудопроявлений (Юлбарсовское, Казанское и др.) локализованы в серпентинизированных ультрабазитах, в связи с чем их руды, кроме обычной примеси кобальта, содержат никель.

Важно подчеркнуть, что несмотря на отсутствие углеродсодержащих вмещающих пород, руды Ивановского месторождения существенно пирротиновые. Следовательно, необходимо допустить первичную природу пирротиновых руд из гидротермальных растворов, недосыщенных серой.

**Выводы.** 1. Описанные типовые месторождения Иртышского и Аппалачиного поясов относятся к медно-пирротиновой или полиметалльно-пирротиновой формации и тесно ассоциируют в пространстве с габброидными породами.

2. Рудные тела этих месторождений эпигенетичны к вмещающим их осадочным, параметаморфическим или магматическим породам, так как сульфиды замещают их, выполняют полости, возникшие в конце складчатости или при активизации региональных разломов.

3. Большинство пирротиновых залежей, залегающих в углеродсодержащих осадочных или метаморфических породах, могли образоваться в результате взаимодействия гидротермальных растворов с окружающей восстановительной средой. Однако известны примеры (Хантингдон, Ивановское) локализации пирротиновых тел в магматических породах, не содержащих углерода, что позволяет считать причиной пирротинообразования первичную недосыщенность серой гидротермальных металлоносных растворов.

4. Герцинские медно-пирротиновые месторождения являются несколько более высокотемпературными аналогами киммерийских месторождений Кавказа, так как сопровождаются слабым скарнированием или амфиболизацией и ослюдением.

5. В отличие от кавказских и дальневосточных месторождений среди герцинских наблюдаются согласные рудные тела, возникшие на контакте пород разнородных по физико-механическим свойствам.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЕДОНСКОГО ВОЗРАСТА

К месторождениям каледонского возраста относятся колчеданные и медно-пирротиновые месторождения Норвегии, а также колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения Джунгарского Алатау в СССР.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРВЕГИИ

Месторождения Норвегии образуют колчеданный пояс протяженностью более 1000 км (Vokes, 1962), который проходит в центральной части норвежских каледонид. Колчеданные месторождения, по мнению большинства норвежских геологов, в той или иной степени метаморфизованы так, что их первичная природа в большинстве случаев строго не может быть доказана. Тем не менее тщательные исследования

норвежских, шведских и других геологов позволяют различать среди них несколько генетических типов, связанных, вероятно, с различными этапами развития каледонской эвгеосицинальной области и ее осевого глубинного разлома.

Обычно выделяют следующие генетические и промышленные типы норвежских колчеданов: доскладчатые эксгалационно-осадочные (васкис) и гидротермально-вулканогенные (гангкис), постскладчатые гидротермально-метасоматические типов Рерус и Редхаммер, а также гидротермально-метаморфические (?) медно-пирротиновые по составу.

Рассмотрим примеры месторождений, наиболее важных в промышленном и интересных в генетическом отношении.

**Месторождение Лёккен.** Месторождение находится примерно в 70 км к юго-западу от Тронхейма и является (как и месторождение Юма из района Гронга) крупнейшим поставщиком меди и пирита в Норвегии. Месторождение входит в состав юго-западной ветви колчеданного пояса. Все месторождения юго-западной ветви, начиная с Лёккена (на юго-западе Норвегии) и кончая Юма (на северо-востоке Норвегии), залегают в нижнеордовикских эффузивах группы Бюмарк (Хольтедаль, 1957). Месторождение интересно тем, что на нем имеются два разных генетических типа руд Норвегии — васкис и гангкис.

Вмещающими для колчеданных залежей являются метаморфизованные эффузивные породы группы Бюмарк нижнеордовикского возраста — базальтовые лавы, подушечные спилитовые лавы с прослоями вулканических туфов и яшм. Все эти вулканыты превращены в зеленокаменные породы со сланцеватой текстурой, но среди них встречаются породы массивного сложения. Степень метаморфизма вулканогенов колеблется от эпидот-амфиболитовой фации до кальцит-хлоритовой. Рассланцованные породы смяты в субмеридиональные пологие складки. К шарниру одной из антиклинальных складок приурочена колчеданная залежь Ховедгрубен (длина 2500 м, максимальная мощность 75 м). Форма залежи напоминает уплощенную трубу, залегающую вдоль полого падающего ( $10^\circ$ ) шарнира антиклинали. Параллельно и кулисообразно этой крупной залежи расположено несколько тел меньших размеров. Общая длина рудной зоны составляет несколько километров. Тела некоторых залежей Лёккена имеют овалоидное строение. Г. Карстенс считает, что это произошло в результате замещения пиритом подушечных лав (Хольтедаль, 1957). Вытянутая форма рудных тел, ориентированных вдоль осей складок, свидетельствует о том, что рудные растворы использовали отслоения в шарнирах, поэтому складчатость началась до образования руд. Это подтверждается наличием брекчий зеленокаменных пород с пиритовым цементом (Коржинский, 1963).

Ниже рудоносного горизонта с трубообразными колчеданными телами на месторождении Лёккен залегают пласт васкис (тип Лексдаля) мощностью 1 м. Это полосчатый, тонкозернистый, существенно пиритовый агрегат, иногда с пирротинном и кварцем, в котором имеются прослойки магнетита с флогопитом. Васкис считается осадочным или вулканогенно-осадочным образованием.

Основной тип руд месторождения Лёккен относится к типу гангкис и состоит из 70—75% пирита, 5—6% халькопирита, 2—2,5% сфалерита, 12—14% кварца и небольшого количества пирротина, магнетита, арсенопирита, кальцита и хлорита. Кварц в основном обнаруживается в лежачем боку залежи, а магнетит — в висячем. Руда с рудника Ховедгрубен содержит 42% серы, 38% железа, 2,3% меди, 1,8% цинка, 0,08%

кобальта, 0,05% мышьяка, 0,01% кадмия, 0,0007% селена, 16 г/т серебра и 0,2 г/т золота (Хольтедаль, 1957; Чухров, 1961). Около рудных залежей отмечаются хлоритизация и карбонатизация, а иногда альбитизация и окварцевание.

В рудном поле Лёккен рассланцованные зеленокаменные породы прорваны несколькими массивами амфиболизированных габбро. Один

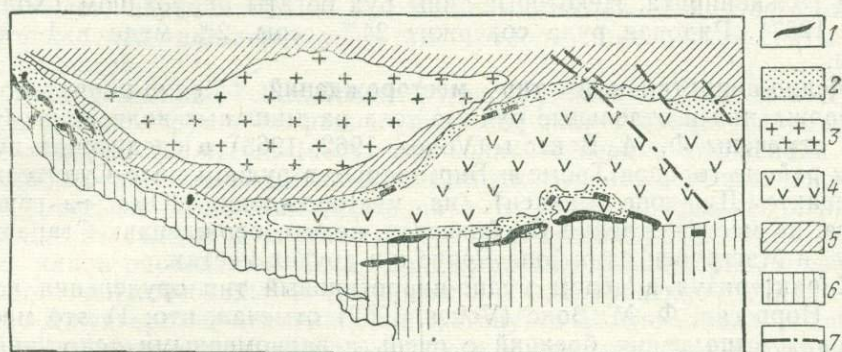


Рис. 45. Схема геологического строения рудного поля Сулителмы. По М. Р. Вильсону (Wilson, 1973).

1 — рудные тела; 2 — поднадвиговая брекчия эпидотизированных и альбитизированных габбро и сланцев, иногда с сульфидным цементом; 3 — трондьемиты; 4 — амфиболизированное габбро; 5 — сланцы Сулителмы; 6 — черные филлиты Фурулан; 7 — сбросы

из массивов надвинут на рудное тело, а поверхность надвига некоторыми геологами считалась рудоподводящим каналом (Коржинский, 1963).

**Месторождение Сулителма.** Месторождение Сулителма расположено к северо-востоку от Нарвика вблизи шведской границы в центре колчеданного пояса Норвегии. Оно относится к типу Рерус, т. е. залегает в метаосадочных сланцах вблизи или внутри габброидных тел.

Район месторождения сложен метаосадочными породами ордовикского возраста: сланцевой толщей Фурулан (черные сланцы, филлиты, хлоритовые сланцы с прослоями известняков), на которой залегает толща сланцев Сулителмы. Обе толщи, согласно О. Хольквисту и Т. Фогту, собраны в широкую синклинали Сулителмы (Хольтедаль, 1957) и прорваны оливиновым габбро и гранитами — трондьемитами Фурулан. Структура рудного поля Сулителмы до конца не расшифрована. Согласно Т. Каутскому и М. Р. Вильсону (Wilson, 1973), в районе развито несколько надвиговых покровов, причем один из них разделяет сланцы Фурулан и сланцы Сулителмы, а массив оливиновых габбро внедрился по этому надвику и затем был также затронут тектоническим рассланцеванием и метаморфизмом. В результате подошва массива габбро была амфиболизирована, эпидотизирована, альбитизирована и хлоритизирована. Под факолитом габбро в толще сланцев Фурулан залегают несколько параллельных даек габбро. Между сланцами Фурулан, Сулителма и метаморфизованными габброидами развита полоса тектонической брекчии (рис. 45), цементом которой иногда служат сульфиды. Рудные тела Сулителмы залегают в области контакта амфиболизированных габброидов со сланцами Фурулан: иногда колчеданы залегают в метаморфизованных габброидах, иногда

непосредственно в контакте хлоритизированных и альбитизированных габроидов со сланцами, а чаще в подстилающих сланцах. Это линзообразные и жилообразные рудные тела — длина самых крупных до километра, ширина — несколько сотен метров, мощность до 14 м. Руды различаются текстурой и составом. Наиболее распространенные представлены кристаллическим пиритом, заключенным в тонкозернистую массу халькопирита. Некоторые типы руд богаты пирротином (Хольтедаль, 1957). Рядовая руда содержит 24% серы, 2% меди и 1—1,5% цинка.

**Медно-пирротиновый тип месторождений.** Медно-пирротиновые месторождения и отдельные рудные тела на типичных колчеданах Норвегии отмечены Ф. М. Воксом (Vokes, 1962, 1968) в следующих пунктах: в районе городов Тромс и Биртоварре, в рудном поле Сулительмы (на шахте Джакопс Баккен), на месторождении Юма из группы Гронга, на месторождении Блейквассли, на месторождениях Старвартс, Сектус и Маггрубен из района Перус и в других местах.

Характеризуя в целом медно-пирротиновый тип оруденения каледонид Норвегии, Ф. М. Вокс (Vokes, 1962) отмечал, что: 1) это месторождения выполнения брекчий с очень неравномерными текстурными и структурными рисунками цемента, заключающие разноориентированные обломки вмещающих сланцев, раннего кварца и медно-колчеданных руд; 2) это месторождения в форме жил и линз в целом согласные со сланцеватостью вмещающих пород, но нередко секущие их, как на месторождении Биртоварре, где рудные тела залегают в плоскости надвига; 3) руды этих месторождений состоят из пирротина с подчиненным и неравномерным содержанием пирита и халькопирита, реже сфалерита, а иногда галенита. Кроме рудных минералов, отмечаются в незначительных количествах кварц, биотит, роговая обманка, хлорит, серицит и кальцит. Халькопирит встречается обычно в форме просечек в пирротине; 4) медно-пирротиновые руды являются эпигенетическими по отношению к вмещающим породам, постметаморфическими (содержат неориентированные обломки сланцев) и послепиритовыми, так как секут тела нормальных колчеданных месторождений (Блейквассли, Сулительма) и являются цементом пиритовых брекчий (Гронг). Отмечая эпигенетический характер медно-пирротиновых месторождений по отношению к вмещающим породам и нормальным пиритовым месторождениям, Ф. М. Вокс (Vokes, 1962, 1968) считает, что халькопирит-пирротиновые рудные тела возможно являются следствием метаморфической миграции пластического сульфидного материала.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ

Полиметаллические месторождения и рудопроявления Джунгарии большинство геологов считают каледонскими (Геология и металлогения ..., 1966; Байкенов, 1971; Вейц, 1972).

Полиметаллические месторождения Джунгарского Алатау приурочены к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам палеозоя (текелийской свите), обладают своеобразными формами контроля рудных тел (S-образные складки и флексуры, осложненные межпластовыми срывами) и не имеют четкой связи с интрузивными породами. Среди руд месторождений Текелийского района выделяются колчеданно-полиметаллические (тип Текели) и тремолит-полиметаллические (тип Коксу-Сууктюбе). Б. И. Вейц (1966, 1972), изучавшая вещества

ный состав руд месторождений Джунгарского Алатау, отмечает, что помимо бисульфидов железа, в большинстве месторождений присутствует также моносulfид — пирротин, причем в ряде случаев его содержание превышает содержание пирита (Сууктубе, Коксу, Усек, Кюелы, Жиланды, Скалистое, Верхнее, Пирротиновое, Черкассай, Кардон 1 и 3 участки). Таким образом, руды многих месторождений являются существенно пирротиновыми. Это можно объяснить тем, что руды этих месторождений залегают в углистом горизонте текелийской свиты нижнего палеозоя.

Месторождения Текелийского рудного района находятся в Южно-Джунгарской структурно-фациальной зоне или в Южно-Джунгарском антиклинории (Шлыгин, 1964). Эта зона с севера и юго-запада ограничена соответственно Текелийско-Сайрамнорским и Южно-Джунгарским краевыми разломами (Смирнов А. В., 1973), которые сочленяются к западу от Текели, образуя своеобразный тектонический клин. В пределах клина расположен Южно-Джунгарский антиклинорий, в крыльях которого локализованы Текелийское и Сууктубинское рудные поля. Южно-Джунгарский антиклинорий вытянут в северо-западном направлении на территории Советского Союза и продолжается в юго-восточном направлении в Китай. А. Е. Шлыгин (1964) рассматривает Южно-Джунгарский антиклинорий как глубинную подвижную зону, которая насыщена тектоническими разрывами, магматическими породами и продуктами гидротермальной деятельности.

Рассматриваемые полиметаллические месторождения, особенно колчеданно-полиметаллические (Текели, Западное Текели, Черкассай, Пирротиновое и др.), характеризуются приуроченностью к углистому горизонту текелийской свиты, содержащему 16% углистого вещества, 0,26% битумов и 13% тонкодисперсной вкрапленности диагенетического пирита (Вейц, 1972). Другие месторождения, характеризующиеся слабым предрудным скарнированием и тремолитизацией, залегают в темно-серых слоистых известняках с прослоями графитизированных известковистых сланцев, песчаников и доломитов (Сууктубе, Кюелы, Коксу, Усек). Интересно отметить, что в углисто-глинистых и углистых сланцах содержание свинца превышает кларк в 3—4 раза, ванадия содержится до 0,1—0,3%, молибдена 0,001—0,002%. Это дает основание некоторым исследователям (Байкенов, 1964; Абдрахманов и Тилепов, 1971) предполагать метаморфическую мобилизацию осадочных металлов при образовании свинцово-цинковых месторождений. По данным Б. И. Вейц, рассеянное органическое вещество пород текелийской свиты метаморфизовано до графита и графитизированного углистого вещества, которые весьма обильно развиты в рудах текелийских месторождений (Текели, Западное Текели, Яблоновое, Кардон 1 и 3 участки, Скалистое). Согласно Е. М. Некрасову (1967), месторождения залегают в нижнем структурном ярусе геосинклинального этажа, складки которого возникли в каледонское время на глубине не менее 4 км. Месторождения Текелийского рудного района расположены на крыльях Южно-Джунгарского антиклинория, нарушенных разломами: Текелийское рудное поле (месторождения Текели, Западное Текели, Яблоновое, Кардон и др.) приурочено к северному, а Сууктубинское рудное поле (месторождения Сууктубе, Коксу, Кюелы, Скалистое, Пирротиновое) — к южному крылу антиклинория.

Оба рудных поля сформировались между региональными субпараллельными разломами Текелийско-Сайрамнорским и Южно-Джун-

гарским. Движения блоков пород вдоль этих разломов привели к образованию S-образных продольных и поперечных складок. В замках складок и на их крыльях образовались мелкие разрывы, которые частично были выполнены жильными породами кислого, среднего и основного составов, а также играли рудовмещающую роль.

Большинство месторождений приурочено к замкам крутопогружающихся складок (Сууктубе, Коксу, Кюелы, Пирроотиновое, Черкассай, Верхнее) и к крыльям складок, осложненных флексурами, зонами расщепления и дробления (Текели, Западное Текели, Яблоновое и др.). Рудные тела в основном согласные, реже секущие, выполняли полости отслаивания в замках мелких складок или во флексурах, а также вмещали благоприятные породы, в основном доломитовые линзы, среди углистого и карбонатного горизонтов текелийской свиты. Многие рудные тела залегают в шарнирах крутопадающих складок, поэтому размеры их по падению значительно превышают размеры в плане (Центральное Сууктубе, Коксу, Черкассай). Пластовые и седловидные рудные тела залегают массивными, полосчатыми и прожилково-вкрапленными рудами.

Вещественный состав руд полиметаллических месторождений Джунгарского Алатау подробно изучен Б. И. Вейц (1966, 1972). По ее данным, состав руд месторождений Текелийского рудного района можно охарактеризовать следующим образом. Руды месторождений типа Текели, Западного Текели, Черкассая и др., залегающих в углистом горизонте текелийской свиты, содержащем линзы кремнистых доломитов, которые подвергались интенсивному сульфидному метасоматозу, отличаются от руд месторождений, залегающих в существенно карбонатных прослоях текелийской свиты (Сууктубе, Коксу, Усек, Кюелы и др.), отсутствием дорудных скарновых (пироксен, гранат) и гидросиликатных (тремолит, эпидот) минералов. Очевидно гидротермальные растворы, сформировавшие руды месторождений обоих типов, были весьма сходны и отличались лишь температурой. Более высокотемпературные растворы произвели скарнирование и тремолитизацию вмещающих пород на месторождениях типа Сууктубе. В углистом горизонте текелийской свиты также содержались линзы доломитов, которые могли бы скарнироваться при соответствующей температуре растворов.

Главные минералы руд западно-текелийского типа — пирит, пирротин, галенит, сфалерит, кварц, кальцит и доломит; второстепенные — мельниковит-пирит, халькопирит, буланжерит или джемсонит, арсенопирит, хлорит, серицит и графитизированное углистое вещество. Редкие минералы, встречающиеся на отдельных месторождениях, представлены ильменитом, рутилом, блеклой рудой, пирофиллитом, актинолитом и некоторыми другими.

Главными минералами в рудах месторождений типа Сууктубе-Коксу являются те же минералы, что в рудах первой группы месторождений. Только в некоторых месторождениях (Верхнее, Скалистое, Жиланды, Коксу) халькопирит пополняет группу главных рудных минералов, и на большинстве месторождений в группу главных минералов входят тремолит, а иногда пироксен и гранат.

Процесс гидротермального минералообразования на месторождениях Джунгарского Алатау, по данным Б. И. Вейц (1966, 1972), проходил в несколько этапов и стадий.

Первый метаморфический этап, связанный по времени со складча-

тостью, проявился в частичной графитизации углистого вещества, перекристаллизации и перегруппировке сингенетически-диагенетического пирита.

Второй пневматолито-гидротермальный этап заключается в слабом скарнировании или тремолитизации карбонатных пород и преобразовании терригенных пород (биотитизация, турмалинизация и альбитизация). Этот этап проявлен на месторождениях типа Сууктубе.

Третий гидротермальный этап состоит из трех стадий: кварц-пирит-пирротиновой, галенит-сфалеритовой и кальцитовой. К кварц-пирит-пирротиновой ассоциации принадлежат магнетит, арсенопирит, ранний халькопирит с кубанитом и графит. Галенит и сфалерит галенит-сфалеритовой стадии ассоциируют с хлоритом, серицитом, карбонатом, сульфосолями свинца и меди, а также пирротином и халькопиритом II. Кальцитовая стадия принесла также в руды кремнезем и небольшое количество галенита и сфалерита.

Четвертый метаморфический этап проявился в послерудное время как динамометаморфизм, приведший к разлинованию, пластической деформации и перекристаллизации пирротиновых и галенит-сфалеритовых агрегатов.

В качестве примера рассмотрим месторождение Текели.

**Месторождение Текели.** По данным Т. Н. Шадлун (1959), А. К. Каюпова и Ю. И. Казанина (1962), А. Е. Шлыгина (Геология и металлогения..., 1966), Ш. А. Байкенова (1971, 1973), Ш. А. Байкенова, Г. Б. Паталахи (1973), А. В. Смирнова (1973), Б. И. Вейц (1966, 1972), месторождение локализовано в так называемой «рудной пачке» текелийской свиты, сложенной углистыми и известково-кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими прослой и линзы известняков и доломитов (рис. 46). Породы залегают почти моноклинально, испытывая по падению и простиранию флексуробразные изгибы. Простирание их субширотное, а падение северное под углом 60—80°. Текелийская свита метаморфизована до фации зеленых сланцев. Особенность рудного горизонта — наличие тонкодисперсной вкрапленности глобулярного пирита (до 13%), битумов (до 0,26%) и графитизированного органического вещества (до 16%), что определило резковосстановительную среду, благоприятную для сульфидоотложения. Все месторождения Текелийского рудного поля, в том числе и описываемые, находятся в зоне глубинного Текелийско-Сайрамнорского разлома, который на данном интервале А. В. Смирнов (1973) называет «Текелийской зоной смятия». Мощность интенсивно динамометаморфизованных пород, в которых проявлены кливаж течения, катаклаз, послонные зоны дробления, межпластовые срывы, составляет сотни метров. Зона насыщена дорудными дайками кварцевых порфиров, диоритовых порфиров и диабазов,

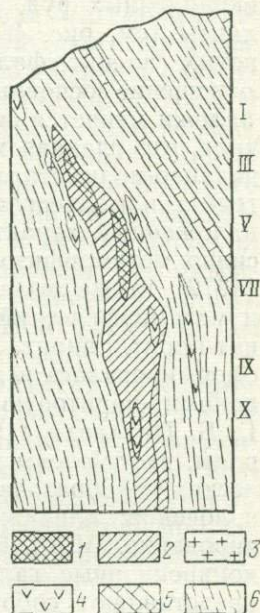


Рис. 46. Схематизированный разрез Текелийского месторождения. По материалам Текелийской ГРЭ.

1 — массивные галенит-сфалерит-пиритовые руды; 2 — вкрапленные и вкрапленно-прожилковые полиметаллические руды; 3 — кварцевые порфиры; 4 — диоритовые порфиры; 5 — доломитизированные известняки; 6 — пиритизированные углисто-кремнисто-глинистые сланцы с линзами доломитов. Римские цифры — номера горизонтов

которые не прослеживаются в гранитоидах среднекаменноугольного возраста (Смирнов А. В., 1973).

Пластово-линзообразная залежь характеризуется сложным внутренним строением, залегает согласно с рассланцованными вмещающими породами, прослежена на глубину ниже XV горизонта и склоняется к востоку под углом 45—50°. Залежь состоит из прожилково-вкрапленных руд, среди которых неравномерно распределены мелкие линзы (см. рис. 46) массивных, густовкрапленных или полосчато-слоистых галенит-сфалерит-пиритовых или галенит-сфалеритовых руд. Соотношение основных рудных минералов по простиранию и падению залежи меняется сильно и незакономерно. Т. Н. Шадлун (1959) установила, что главная масса глобулярного пирита, создающего основу колчеданно-полиметаллических руд, образовалась в процессах син- и диагенеза и подверглась динамометаморфизму. Т. Н. Шадлун отметила наложенный характер галенит-сфалеритовой минерализации на интенсивно метаморфизованные графит-пиритизированные породы. Б. И. Вейц (1972) также выделяет для месторождения Текели седиментационный и метаморфический этапы дорудной минерализации (кварц, мельнико-вит-пирит, пирит, графит). Рудная минерализация, по ее данным, сформировалась в две гидротермально-метаморфические стадии: кварц-доломит-пиритовую и кварц-галенит-сфалеритовую. Ш. А. Байкенов и Г. Б. Паталаха (1973) утверждают, что руды, как и вмещающие породы, несут следы интенсивных динамометаморфических и метасоматических преобразований. В них развиты складки пластического течения, волочения, кливаж, будинаж, птигматовая складчатость и брекчирование. Ш. А. Байкенов и Г. Б. Паталаха (1973) описали «микроконкреционные галенитовые руды» на VII—X горизонтах. Эти руды представляют собой мелкие разобщенные линзы среди массивных и полосчатых руд. Линзы состоят из углисто-кремнистых сланцев, насыщенных сульфидно-кварцевыми стяжениями глобулярного характера. Указанные исследователи считают, что микроконкреционные текстуры свинцово-цинковых руд возникли в результате диагенеза обогащенного металлами ила, преобразовались в динамометаморфизме в реликтовые линзы и дают еще одно доказательство сингенетической природы свинцово-цинковых руд Текели. Таким образом, генезис руд Текелийского месторождения спорный. Автор разделяет точку зрения Т. Н. Шадлун и Б. И. Вейц о комплексном образовании колчедано-полиметаллических руд текелийского типа: в осадочно-диагенетических процессах сформировались глобулярные пиритовые руды, которые подверглись складчатости и метаморфизму, а затем явились благоприятной средой для отложения из гидротерм пирит-галенит-сфалеритовых руд.

Заканчивая характеристику полиметаллических пирротинсодержащих месторождений Коксу-Текелийского узла в Джунгарском Алатау, заметим, что они не являются близкими аналогами дагестанских и азербайджанских полиметалльно-пирротиновых месторождений ни по вмещающим породам (высокая карбонатность), ни по условиям контроля рудных тел. Сходный тип оруденения проявлен в Центральной Швеции. Он известен в литературе как фалунский тип колчеданно-полиметаллических месторождений протерозойского возраста. Тем не менее текелийские месторождения являются еще одним примером полиметалльно-пирротинового оруденения в углисто-глинистых породах, удаленного от рудогенерировавшего источника, но сопровождаемого диабазовыми дайками в зонах региональных разломов.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

К протерозойским (1800—1900 млн. лет) относятся месторождения Ладожско-Ботнического, Печенгского и Аллареченского рудных поясов, а также месторождения более молодого пояса Сингхбхум в Индии (900 млн. лет).

Месторождения залегают в сильно метаморфизованных породах протерозоя и сами несут признаки разного рода метаморфизма, а иногда, возможно, являются результатом метаморфического процесса. Поэтому генезис протерозойских сульфидных месторождений в сланцевых толщах в большинстве случаев представляется сложной и спорной проблемой. Однако несмотря на признаки метаморфизма, многие протерозойские сульфидные месторождения напоминают герцинские медно-пирротиновые месторождения Иртышской зоны смятия и Аппалачского пояса или некоторые медно-полиметаллические пирротин-пиритовые месторождения и рудопроявления Чугушского массива и Осетии на Большом Кавказе или в Джунгарском Алатау. Это позволяет рассматривать протерозойские сульфидные месторождения в сланцевых толщах в качестве представителей полиметалльно-пирротиновой формации, не забывая о их возможной полигенности или конвергентности.

Среди протерозойских сульфидных месторождений есть халькопирит-пентландит-пирротиновый минеральный тип, который отличается от стандартного полиметалльно-пирротинового типа наличием промышленной никелевой минерализации и более четкой связью с ультраосновными, а не основными породами. В связи с тем, что медно-никелевый тип месторождений хорошо освещен в литературе и рассмотрен при характеристике Печенгского и Аллареченского поясов на Кольском полуострове, в данной главе примеры его месторождений опущены.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛАДОЖСКО-БОТНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В качестве типовых для рудного пояса рассматриваются несколько месторождений различных минеральных типов: группа колчеданно-полиметаллических месторождений района Скелефте (Шелефтео) в Северной Швеции, сфалерит-пирротин-пиритовое месторождение Виханти и медно-пирротин-пиритовое Оутокумпу в Финляндии, пирротин-пиритовое месторождение Хаутоваара и район Питкяранта с комплексным орудением в Карелии.

#### Месторождения рудного района Скелефте (Шелефтео) в Северной Швеции

Полиметалльно-пирротин-пиритовые месторождения Северной Швеции образуют рудный пояс Скелефте длиной 100 км и шириной до 15 км (Грип, 1951). Он контролируется субширотной частью зоны Ладожско-Ботнического глубинного разлома и составляет северо-западное окончание Ладожско-Ботнического рудного пояса. Цель из 40 месторождений вытянута в субширотном направлении от Болидена на востоке до Адака и Ревлидена на западе (рис. 47). Только 10 месторождений имеют промышленное значение. Месторождения залегают в области контакта вулканогенной и филлитовой серий среднепротерозойского возраста. Участки разрывных нарушений, в которых соприкасаются породы различной компетентности, вероятно, были наиболее

благоприятны для рудных концентраций (Гавелин, 1957). Рудные тела залегают в хлорит-серицитовых сланцах, кварцитах и гнейсах, образовавшихся за счет пелитовых осадочных пород, обогащенных графитом (черные пиритовые сланцы, по В. Мармо, 1964), и частично вулканогенных пород. Метаморфизованные и графитизированные пелитовые

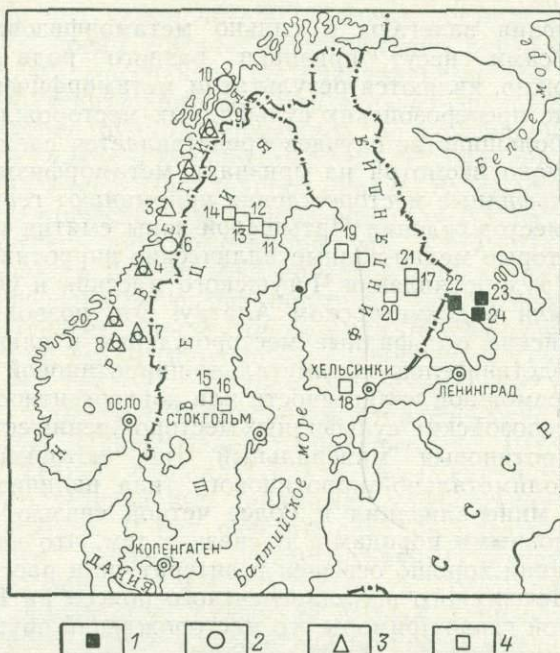


Рис. 47. Карта размещения упоминаемых в тексте месторождений.

1 — пирротин-пиритовые; 2 — медно-пирротиновые; 3 — медно-цинково-пиритовые; 4 — полиметалльно-пирротин-пиритовые.

Месторождения: 1 — Бьёркосен, 2 — Сулительма, 3 — Норд-Рана, 4 — Гронг, 5 — Лёккен, 6 — Блейквассли, 7 — Рерус, 8 — Фольдаль, 9 — Биртоварре, 10 — Тромс, 11 — Болиден, 12 — Окула, 13 — Кристинеберг, 14 — Ревлиден, 15 — Фалуц, 16 — Гарпенберг, 17 — Оутокумпу, 18 — Ориярви, 19 — Виханти, 20 — Виртасалми, 21 — Лауконлахти, 22 — Яланваара, 23 — Хауговаара, 24 — Нялмозерское

породы, покрывающие метавулканиды, часто имеют экранирующее значение. На некоторых месторождениях (Ренстром, Альггиден, Раккеявр, Лайниявр) рудные тела сопровождают трещинные интрузии габброидов (Грип, 1951; Griр, Frietsch, 1973).

Все рудные тела залегают в более или менее отчетливо выраженных сколовых зонах, преимущественно параллельных сланцеватости и простираюю пластам, но иногда секущих (рис. 48). Полости, по которым проникали рудные растворы, образовались различными путями: при формировании крутых складок волочения на месторождении Болиден; путем приоткрывания секущего тектонического нарушения на месторождении Лангсел или при перемещении блоков вдоль изогнутого нарушения на месторождении Кристинеберг (Грип, 1951), в процессе формирования брекчий в косых сбросах (см. рис. 48) месторождения Менстрек (Глебовицкий, Турченко, 1970).

Рудные тела часто залегают среди измененных пород — «скелей», которые играли роль рудоподводящих каналов. Массивные линзо- или плитообразные сульфидные тела обычно расположены кулисообразно. По простиранию и падению они иногда переходят в зоны вкрапленности. Некоторые рудные тела прослежены до глубины 500 м.

Рудные тела состоят главным образом из пирита, с которым ассоциируют в различных количествах пирротин, халькопирит, сфалерит, реже галенит и арсенопирит, а иногда сурьмяно-висмутовые минералы и золото (Болиден). Жильные минералы представлены

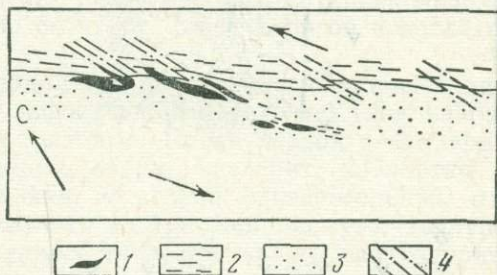


Рис. 48. Контроль рудных тел месторождения Менстрек сдвиго-сбросами. По Э. Грипу (1951).

1 — колчеданно-полиметаллические руды; 2 — графитовые сланцы с пирротином; 3 — метаморфизованные песчаники; 4 — сдвиго-сбросы

серицитом, хлоритом и кварцем, но в рудах месторождений, залежавших в карбонатно-силикатных породах, встречаются диопсид, тремолит, эпидот и турмалин. В «скелевых» породах кроме перечисленных минералов довольно обычны биотит, кордиерит, амфибол, гранат и андалузит, которые являются контактово-метаморфическими минералами и связаны с Ревзундскими гранитами. Э. Грип (1951), относящий руды к ультраметаморфическому типу (результат гранитизации), все же отмечает несколько фаз оруденения: три фазы на Болидене и две фазы на месторождении Кристинеберг.

**Болиден.** Район месторождения, согласно Э. Грипу (Grip, Frietsch 1973), сложен осадочно-вулканогенной серией, состоящей из кератофилов, дацитов, агломератов и филлитовых сланцев, которые прорваны ревзундскими гранитами. Осадочно-вулканогенная серия в целом имеет северо-восточное простирание и собрана в сложные складки. Наряду с северо-восточными складками развита более мелкая и поздняя субширотная складчатость, с которой связаны складки волочения на контакте разнородных пород. Субширотную ориентировку имеет «болиденский купол», ядро которого сложено кварцевыми порфирами, а крылья — филлитами (юго-восточное) и дацитами (северо-западное). Восточное сланцевое крыло купола более крутое (50—60°). К северу от купола проходит субширотное нарушение, отделяющее кварц-порфировое ядро купола от дацитов (рис. 49, а, б). Осевая плоскость субширотного купола почти вертикальная. Купол гофрирован складками волочения, особенно в покрывающих филлитах. Подстилающие кислые эффузивы как более хрупкие породы брекчированы. Полости в контактовой брекчии и в ядре купола (осевая плоскость) служили рудовмещающими структурами, а перекрывающие филлиты играли роль экрана.

Уникальное медно-золото-мышьяковое месторождение Болиден состоит из двух крутых субширотных линзообразных тел общей длиной более 600 м. Западное тело мощностью около 10 м, а восточное — до 40 м сочленяются друг с другом в зоне поперечного сброса (см. рис. 49, г). Оруденение прослежено до глубины 400 м (см. рис. 49, в), а гидротермально измененные породы (серицитовые кварциты) —

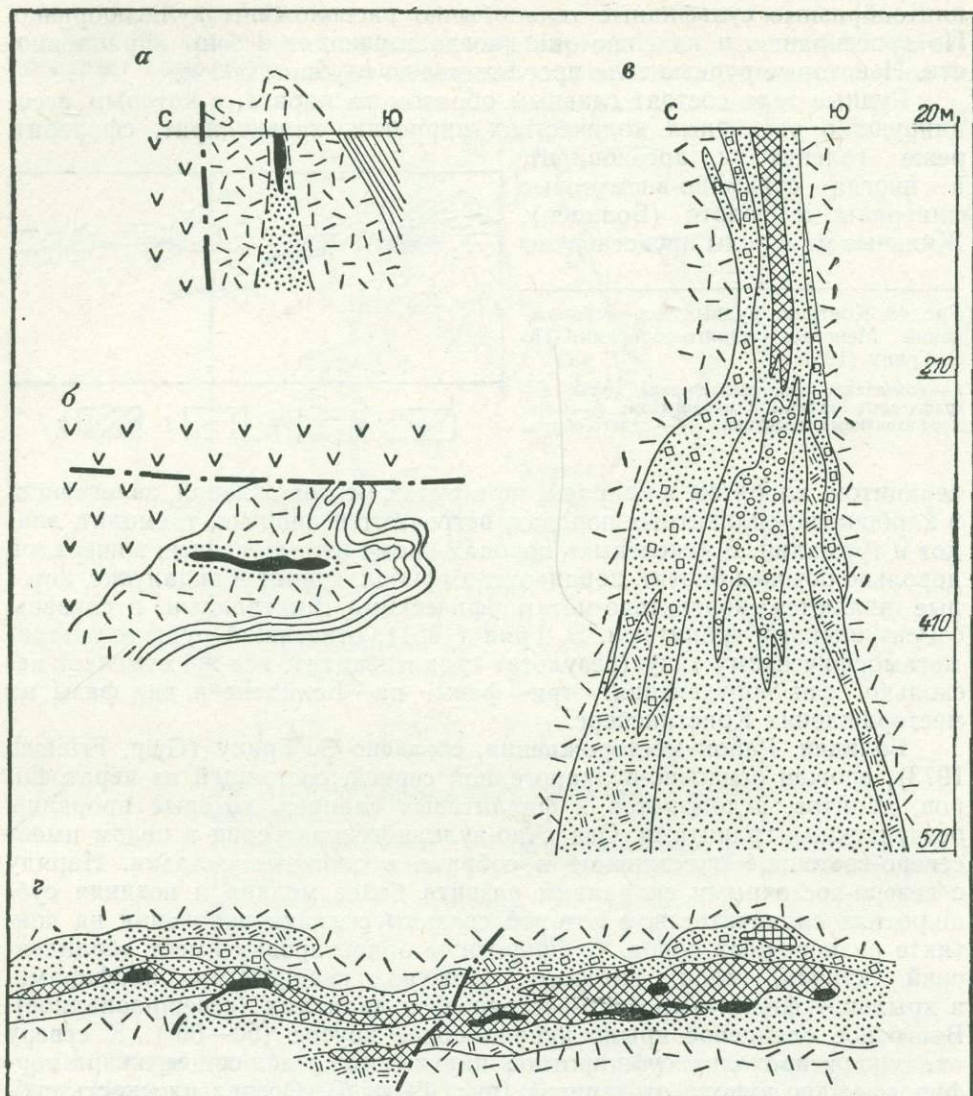


Рис. 49. Месторождение Болиден:

*a* и *б* — план и поперечный разрез купола по Э. Грипу (1968 г.) *в* — поперечный профиль рудоносной колонны по С. А. Нильсону (1968 г.) *г* — карта месторождения по О. Н. Одмену (Grip, 1973).

1 — арсенипритовые руды; 2 — колчеданно-полиметаллические руды; 3 — магнетитовые руды; 4 — пиритсодержащие серицитовые кварциты; 5 — серицитовые кварциты; 6 — хлорит-серицитовые кварциты; 7 — серицитовые кварциты с андалузитом; 8 — кислые вулканиты (кератофиры и кварцевые порфиры); 9 — дациты; 10 — сланцы (филлиты); 11 — тектоническое нарушение

более 600 м, однако наиболее интенсивное комплексное оруденение происходило на глубине 270 м. Рудный агрегат представлял собой полибрекцию: обломки кварцитов сцементированы арсенопиритом; обломки арсенопиритовых руд залечены халькопирит-пирротин-пиритовым агрегатом, а обломки внутрирудного (постарсенопиритового) лампрофира — пиритом и кварц-турмалиновым цементом с золотом, серебром и теллуридами.

Минерализация на месторождении необычная как по минеральному составу (более 60 видов), так и по богатству парагенезисов и последовательности ассоциаций.

Г. Шнейдерхен (1958) подтвердил три фазы минералообразования на Болидене: арсенопиритовую, сульфосольно-галенитовую (или кварц-турмалиновую с сульфидами) и пиритовую. После первой ассоциации (арсенопирит, пирротин, халькопирит, кварц, сфалерит, кобальтин и др.) внедрились лампрофировые дайки, во второй (сульфосольной) отлагались кварц и турмалин с золотом, минералами висмута, теллура и селена, третья (пиритовая) содержит пирротин, кварц, халькопирит, сфалерит, кальцит, цеолиты и другие минералы.

В. А. Глебовицкий и С. И. Турченко (1970) отмечают, что для месторождений Северной Швеции характерен такой порядок рудоотложения: первая стадия — арсенопиритовая, вторая — пиритовая, третья — халькопиритовая и четвертая — сфалеритовая, характерная для Кристинеберга. Таким образом, имеются существенные расхождения в существе и последовательности рудообразования на месторождениях пояса Шелефтео (Скелефте). В том что оруденение сформировалось в несколько стадий, сомнений нет.

Средние содержания металлов в рудах района Скелефте следующие (в %): серы 29,5, цинка 2,6, свинца 0,3, меди 0,8 и мышьяка 1,5; серебра 43 г/т, золота 3 г/т. Сфалериты содержат (в %): от 6 до 11 железа, 0,07—0,25 кадмия, 0,001—0,008 галлия и 0,001—0,08 индия. Серебро связано с галенитом примерно в отношении 1:100 (серебро к свинцу). Арсенопиритовые руды Болидена (до 7% мышьяка) наиболее богаты золотом (15—17 г/т). Руды месторождения Лайниавр содержат 0,2—2% никеля, 0,2% кобальта и до 50% железа.

Описывая месторождения типа Болидена, Г. Шнейдерхен (1958) отмечает «запутанную и противоречивую историю их развития», «необычайно богатые минералами парагенезисы, выпадающие из нормальных рядов», «совершенно необычные комбинации элементов». Все это он объясняет неоднократно проявившимся метаморфизмом (дислокационным, региональным и контактовым), и комплексы пород, в которых залегают такие месторождения, называет «полиметаморфическими».

### Месторождения Финляндии

Финские месторождения Виханти и Оутокумпу, а также окружающие их более мелкие медные и медно-цинковые месторождения составляют центральную часть Ладожско-Ботнического пояса.

**Виханти.** Месторождение Виханти расположено в Центральной Финляндии и является типичным представителем группы финских месторождений (Флипаа, Пихасалми, Каскела, Пиелавеси и др.), которые П. Рауханкоски называет «металлогеническим районом Рахе-Купио» (Rauhankoski, 1968). Все эти месторождения контролируются краевым Ладожско-Ботническим разломом и образуют юго-восточное продолжение северошведского рудного района Шелефтео (Скелефте).

По данным А. Миккола и П. Рауханкоски (Mikkola, 1963; Rouhunkoski, 1968), месторождение Виханти залегает в среднепротерозойских породах, собранных в изоклиналичную синклинали с размахом крыльев 5 км. Синклиналичная складка опрокинута к северу, усложнена складками более высоких порядков и интродурирована несколькими небольшими (2—7 км в диаметре) габброидными и гранитоидными массивами. Вмещающие породы — слюдяные сланцы, содержащие прослои

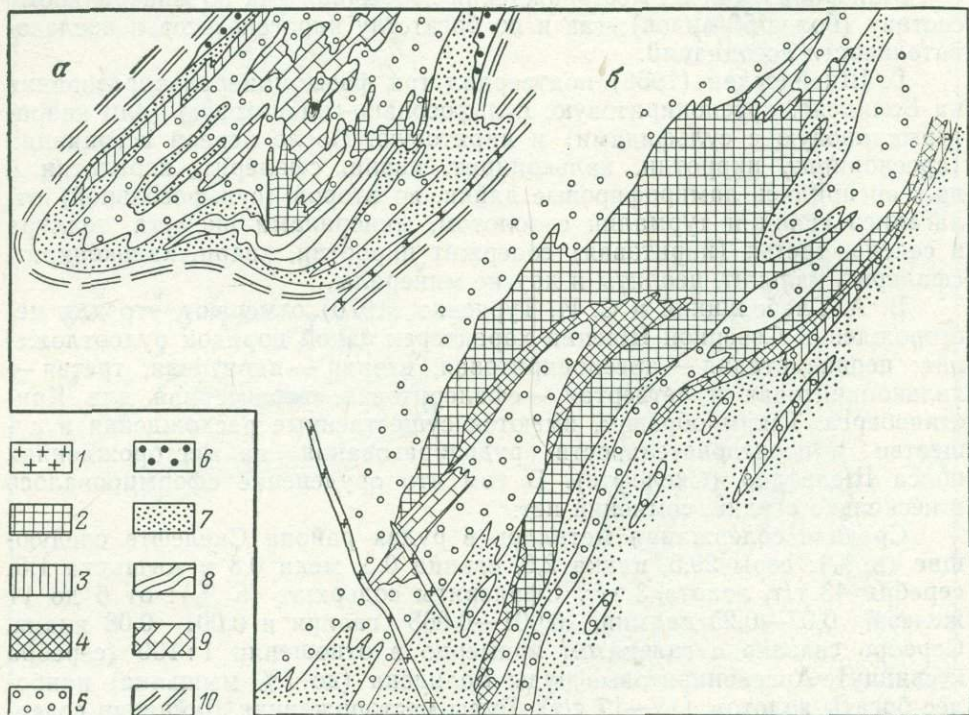


Рис. 50. Месторождение Виханти. По Рауханкоски (Rouhunkoski, 1968):

*a* — геологический разрез рудных тел Ристанахо и Ламинсаари; *b* — разведочный разрез рудного тела Ристанахо.

1 — гранитные дайки; 2 — массивная сфалеритовая руда; 3 — массивная пирротин-пиритовая руда; 4 — халькопирит-пирротиновая руда; 5 — диопсид-тремолитовые скарны; 6 — кордиеритовые гнейсы; 7 — кварциты; 8 — мусковит-кварцевые сланцы с графитом; 9 — доломиты; 10 — слюдяные сланцы

кварцитов, кордиеритовых гнейсов, сульфидно-графитовых сланцев (до 5% графита и до 30% сульфидов железа), и линзы доломитов, частично скарнированные (диопсид, тремолит). Все перечисленные породы, вмещающие руды Виханти, названы «рудным комплексом Ламинсаари» (Rouhunkoski, 1968). Комплекс Ламинсаари представляет собой блок размером 500×600×2000 м и образует ядро синклиналичной складки, крылья которой сложены слюдяными сланцами (рис. 50, *a*). Рудный комплекс Ламинсаари прорван дайками диабазов, диоритовых порфиров и гранит-порфиров, которые локализованы в поперечных сбросах. Месторождение Виханти состоит из нескольких рудных залежей линзообразной и более сложной формы различного состава (пирротин-пиритовые и халькопирит-пирротин-сфалеритовые). Между этими рудами существуют постепенные переходы, однако главные рудные залежи разобщены в пространстве. Два халькопирит-пирротин-сфалеритовых руд-

ных тела — Ристанахо (900×5—50 м, см. рис. 50, б) и Лапинсаари (400×10—40 м) локализованы в северной части комплекса, по контакту жестких кварцитов и кордиеритовых гнейсов с пластичными скарнированными доломитами, и связаны со складками волочения. Руда состоит из 17—19% сфалерита, 1,5—2,5% халькопирита, 0,7% галенита и 5—8% пирротина. Кроме этих минералов установлены примеси блеклой руды, свинцово-сурьмяных сульфосолей, гудмундита, пираргирита и золота. Нерудные минералы представлены сахаровидным кварцем, доломитом, баритом, турмалином и скарновыми минералами. Метасоматическая руда обладает массивной и слоисто-полосчатой текстурой в доломитах и прожилковой (секущие кварц-сульфидные прожилки) в кварцитах. Два пирротин-пиритовых рудных тела — Хауторама и Хаутоканка — локализованы в южной части комплекса в скарнированных кварцитах и кордиеритовых гнейсах. Интересно, что пирротин одевает «рубашкой» пиритовые линзы с боков и на выклинивании линз с глубиной. Руда содержит 27—31% железа, 23—33% серы и 30—23% кремнезема, к которым подмешаны примеси меди, цинка, свинца и кобальта. Пиритовая руда крупнозернистая, брекчиевидной текстуры: в обломках находятся скарнированные кварциты, гнейсы и доломиты.

Согласно А. Миккола (Mikkola, 1963), оруденение происходило в два этапа. В первый, главный этап образовались две последовательные ассоциации: пирротин-кварц-пиритовая и галенит-халькопирит-сфалеритовая, которые образовали рудные тела. Второй этап локализован в сбросах в форме пирит-пирротиновых жил. Температура кристаллизации руд, определенная по составам сфалеритов и пирротинов, сильно колеблется: от 470 до 200°C. Сингенетические сульфиды железа в черных графитизированных сланцах и других осадочно-метаморфических породах всегда богаче никелем, чем сульфиды рудных тел и скарнов, в которых кобальт преобладает над никелем. Определение изотопного состава серы сульфидов в руде, скарнах и черных сланцах показало, что  $\delta S^{34}$  рудных сульфидов равно +7,5‰, а  $\delta S^{34}$  сингенетических сульфидов в черных сланцах равно —5,6‰. Следовательно, источник серы сульфидов в рудах и сланцах разный. Аналогичное положение отмечено для месторождения Оутокумпу (Rouhunkoski, 1968). Возраст руды, определенный по галениту, 2075 млн. лет, а возраст послерудной дайки гранит-порфиров, установленный по калиевому полевому шпату, 1860 млн. лет. А. Миккола и П. Рауханкоски рассматривают руды Виханти как эпигенетические по отношению к вмещающим породам. Предполагается, что рудоносные растворы имели магматогенную природу и связаны с магматическими породами ранних стадий орогенеза (габбродные массивы), внедрившихся в зону краевого разлома по границе Карельского срединного массива (Rouhunkoski, 1968, с. 113).

**Оутокумпу.** Месторождение Оутокумпу — одно из крупнейших медных месторождений Европы (Шнейдерхен, 1958; Орлова, Маркова, 1957). Оно имеет сходные черты с Виханти и с месторождениями Печенгского пояса. Месторождение (рис. 51) локализовано в зоне надвига и приурочено к толще графит-слюдистых сланцев и кварцитов докембрия, содержащих маломощные прослои скарнированных доломитов (метаморфизованная флишвидная толща Калевийской серии). Толща интродуцирована линзообразными телами ультраосновных и основных пород, которые полностью автометаморфизованы. Они превращены в серпентиниты и листвениты (хлорит-гальк-брейнеритовые породы). Контакты ультраосновных пород с доломитами и кварцитами скарнированы

хромдиопсидом, уваровитом и фукситом. Кварциты и сланцы, вмещающие рудные тела, претерпели диафторез зеленосланцевой фации (Глебовицкий, Турченко, 1970).

Рудное тело в форме линзы прослежено более чем на 3500 м по простиранию при мощности 1—17 м. Оно залегает в брекчированных кварцитах и графитовых сланцах

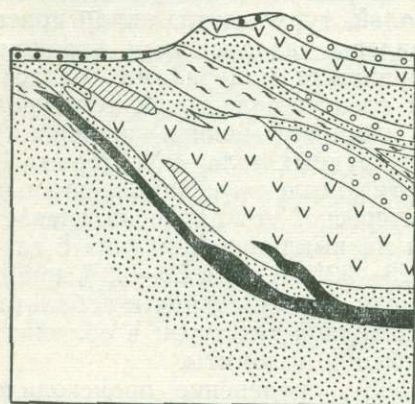


Рис. 51. Геологический разрез месторождения Оутокумпу. По Рагуину (Орлова, Маркова, 1957).

1 — ледниковые отложения; 2 — графитовые сланцы; 3 — кварциты и доломиты; 4 — серпентиниты; 5 — диопсидовые породы; 6 — актинолит-талковые породы; 7 — халькопирит-пирротин-пиритовые руды

в лежащем боку серпентинитового массива. Руда по существу представляет собой брекчиевидный агрегат, в котором обломки кварцитов и графитовых сланцев сцементированы кварц-сульфидной массой. Кроме брекчиевидных наблюдаются массивные, полосчатые и прожилково-вкрапленные руды. Пирит-пирротиновые руды в зоне надвига (в контакте с серпентинитами) обогащаются халькопиритом, пентландитом и магнетитом, что делает их сходными с рудами печенгских месторождений. По данным В. Вахтало (Глебовицкий, Турченко, 1970), халькопиритовые руды наложены на пирротин-пиритовые и являются более поздними. Средний состав руды следующий: халькопирит (11—13%), пирит (30%), пирротин (15—20%), сфалерит (1%) и кварц (42%). Кроме того, в руде содержатся кобальт и никель (по 0,2%), селен (0,01%), золото (0,8 г/т), серебро (12 г/т) и платина (немного).

## Месторождения Южной Карелии

К юго-востоку от Оутокумпу непосредственно на контакте средне- и нижнепротерозойских серий пород и в эндоконтакте Карельского среднего массива локализована группа южнокарельских колчеданов (Ялонвара, Чалка, Хаутоваара, Нялмозеро).

Пирротин-пиритовые месторождения Южной Карелии (Хаутоваарское, Нялмозерское) изучались С. И. Рыбаковым (1969), В. Е. Руденко (1970), В. А. Глебовицким и С. И. Турченко (1970), Г. В. Ручкиным, и В. Д. Конкиным (Ручкин и др., 1971, 1972), В. И. Робоненом (1971) и другими исследователями.

Серноколчеданные месторождения Карелии расположены в нижнепротерозойских отложениях парандовской (Хаутоваарской) серии (Кратц, 1962), представленных вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами основного и кислого составов, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций прогрессивного регионального метаморфизма.

Хаутоваарское и Нялмозерское месторождения, расположенные в 35 км друг от друга, локализованы в пределах мощного туфогенно-осадочного горизонта.

**Хаутоваарское** месторождение залегает в мощной толще осадочных и вулканогенно-осадочных пород, подстилаемых и перекрываемых эффузивными диабазами. Основные рудные тела приурочены к контакту кварцевых туфо-песчаников и кварцитов с графитовыми сланцами. Часть рудных тел залегает среди графитовых сланцев. Весь комплекс вмещающих пород прорван пластовыми телами и дайками габбро-диабазов,

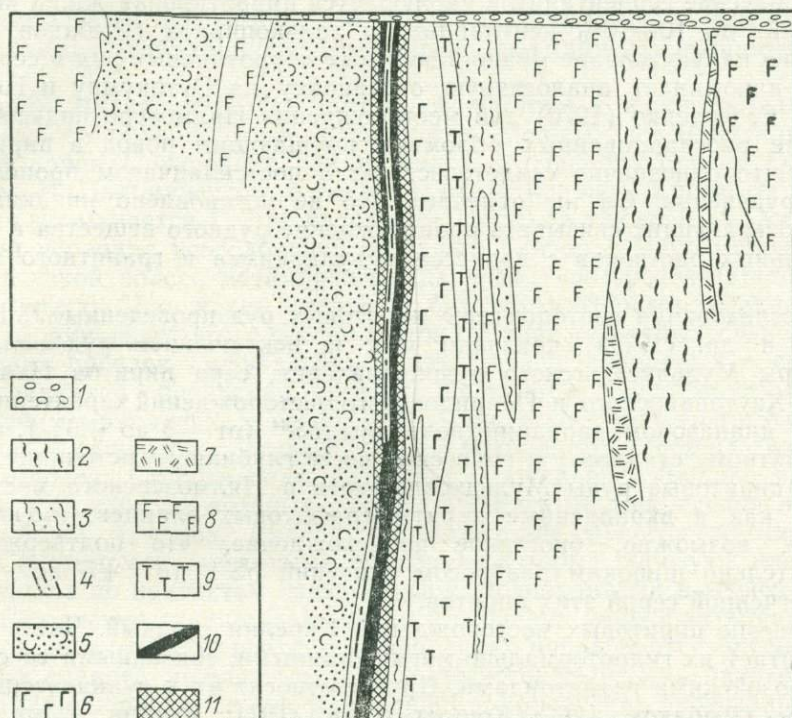


Рис. 52. Разрез Хаутоваарского месторождения. По Г. В. Ручкину и В. Д. Конкину (Ручкин и др., 1972).

1 — четвертичные отложения; 2 — графитистые сланцы; 3 — кварц-серцит-графитовые сланцы; 4 — кварц-серцитовые сланцы; 5 — туфопесчаники; 6 — амфиболитизированные диабазы; 7 — метаморфизованные дацитовые порфириды; 8 — амфиболитизированные габбро-диабазы; 9 — серпентинизированные перидотиты; 10 — пиритовые руды; 11 — пирротиновые руды

ультраосновных пород и дацитовых порфиридов. Месторождение состоит из нескольких параллельных кулисообразно расположенных друг относительно друга, рудных тел, наиболее крупные из которых — Основная и Параллельная залежи. Основная залежь (рис. 52) северо-западного простирания, круто падает к юго-западу или северо-востоку. Мощность ее по простиранию и падению меняется. Залежь состоит из нескольких пластов пиритовой руды, разделенных прослоями графит-серцит-кварцевых сланцев с вкрапленностью пирита. Часто наблюдаются постепенные переходы от густовкрапленных пиритовых руд к массивным. Пиритовые руды имеют согласные контакты с напластованием вмещающих пород. В сложении рудных тел участвуют пирротиновые руды. Они залегают на флангах висячем и лежащем боках пиритовых тел, пересекают их и цементируют обломки вмещающих пород и пиритовых руд. Пиритовые руды, как и вмещающие породы, регионально

метаморфизованы до фации амфиболитов (Конкин и др., 1971). Пирротиновые руды не метаморфизованы (Конкин и др., 1971; Рыбаков, 1969) и их образование связывается с гидротермальными растворами магматогенного или метаморфогенного характера. С. И. Рыбаков, в частности, считает, что они образованы гидротермальными растворами, которые возникли на регрессивной стадии метаморфизма.

В массиве серпентинитов наблюдается пирротиновая жила, которая содержит до 10—15% пентландита и халькопирита (Рыбаков, 1969). Наличие на Хаутовааре медно-никелевых пирротиновых руд в серпентинитах напоминает аналогичную обстановку на Оутокумпу и Печенге.

В. Е. Руденко (1970) для месторождения Нялмозеро подчеркивает наличие рассланцованных обломков вмещающих пород в пиритовых рудах, что однозначно свидетельствует о постскладчатом происхождении оруденения. Он же отмечает, что не установлено никаких данных, позволяющих связывать происхождение рудного вещества и гидротермальных растворов с процессами вулканизма и гранитного магматизма.

Исследования изотопов серы пиритовых руд, проведенные Л. Н. Гриненко и др. (1971), показали, что, за исключением руд оолитовой текстуры Мульдусельгского рудопроявления, сера пиритов Нялмозерского, Хаутоваарского и Парандовского месторождений характеризуется узким диапазоном вариаций величины  $\delta S^{34}$  (от  $-3$  до  $+3\%$ ), близка метеоритному стандарту и гомогенна по ее глубинному источнику. Оолитовые пиритовые руды Мульдусельгского и Нялмозерского месторождений, как и вкрапленные пириты графитовых сланцев, имеют осадочное, возможно, биогенное происхождение, что подтверждается относительно широким разбросом значений  $\delta S^{34}$  (от  $+5$  до  $-11\%$ ) и облегченной серой этих пиритов.

Генезис пиритовых месторождений Карелии спорный. Часть геологов считает их гидротермально-магматогенными, связанными со среднепротерозойскими гранитоидами. Другие относят их к вулканогенно-осадочным (Рыбаков, 1969; Конкин и др., 1971; Ручкин и др., 1972; Робонен, 1971; и др.). Пирротиновое оруденение, эпигенетическое к метаморфизованным вмещающим породам и пиритовым рудам, считается гидротермально-метаморфогенным (Рыбаков 1969; Ручкин и др., 1972; Робонен, 1971). В. Е. Руденко (1970) относит эти месторождения к гидротермально-метаморфическим, образовавшимся в два этапа. В течение первого этапа на стадии прогрессивного метаморфизма возникли пиритовые тела. В течение второго этапа за счет ультраметаморфизма метавулканитов основного состава (их гранитизации) образовались пирротиновые с полиметаллами руды.

В. Е. Попов и др. (1973) на основании изучения изотопного состава карельских колчеданов относят их к стратиформному типу, генетически связанному с нижнепротерозойским вулканизмом (2500—2600 млн. лет), претерпевшему радиологическое омоложение и привнос молибдена, олова, свинца в связи со среднепротерозойским магматизмом (1800 млн. лет)

Отметим большое сходство во взаимоотношениях пиритовых и пирротиновых рудных тел протерозойских месторождений Карелии с каледонскими месторождениями Норвегии, герцинскими месторождениями Аппалачей и юрскими месторождениями Азербайджана. Во всех этих рудных поясах и районах пирротиновые или полиметалло-пирротиновые рудные тела эпигенетичны по отношению к медно-

серноколчеданным или колчеданно-полиметаллическим. Вероятно, что колчеданные месторождения, залегающие в метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах, являются вулканогенными, осадочно-гидротермальными и доскладчатыми членами развития оруденения эвгеосинклиналей. Пирротиновые и полиметалльно-пирротиновые тела и месторождения, возможно, представляют собой результат постскладчатого орогенного этапа развития оруденения сланцевых эвгеосинклиналей соответствующих возрастов, связанный с габброидным интрузивным магматизмом (габбро-диорит-диабазовой формацией глубинных разломов).

**Район Питкяранта.** На самом юго-восточном фланге Ладожско-Ботнического рудного пояса расположен сложный по минерализации рудный район Питкяранта. Он изучался и подробно описан О. Трюстедтом, М. Пальмунентом, а также А. М. Даминовой. Кроме того, Питкяранта упоминается Г. Шнейдерхеном (1958), а также Р. А. Хазовым, который проводил исследования соседнего района (1966). Район находится в узкой полосе метаморфических пород протерозоя (Ладожская серия) между Ладожским озером и батолитом гранита-рапакиви, который ограничивает его с северо-востока. Среди слюдяных сланцев, содержащих прослойки амфиболитов и известняков, собранных в складки северо-западной ориентации, обнажаются купола гнейсо-гранитов, массивов гранитов-рапакиви, а также небольшие тела серых гранитов и авгитовых порфиритов. Рудный район Питкяранта состоял из пяти рудных полей: Старого поля, Герберца, Хопунваара, Люпико и Хепоселька, в каждом из которых разрабатывались месторождения железа, меди, цинка и олова. Рудная минерализация пространственно связана в основном с салитовыми скарнами, которые образуют пластообразные тела по контактам известняков с амфиболитами и гнейсо-гранитами. Слюдяные сланцы, известняки и особенно амфиболиты содержат большое количество графита. В амфиболитах наблюдаются прослойки графитовых сланцев мощностью до 3 м. Некоторые из них разрабатывались. Таким образом, скарнообразование и оруденение протекало в восстановительной обстановке. Скарны состоят главным образом из салита, с продуктами изменения которого — уралитом, актинолитом, слюдами, хлоритом и кварцем — ассоциируют рудные минералы. Рудные тела в форме линз и гнезд массивных, полосчатых и вкрапленных руд развиты в скарнах неравномерно. Мощность их и размеры сильно колеблются. Рудные минералы в порядке уменьшения частоты встречаемости можно сложить в следующий ряд: магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит-марматит, пирит, касситерит, галенит, халькозин и борнит. Очень редки шеелит и молибденит, гематит, блеклая руда, галеновисмутит, теллуристый висмут и самородные медь и висмут. Таким образом, минеральный состав питкярантских руд свидетельствует о дефиците серы в рудоносных растворах.

О. Трюстедт связывает скарнообразование с небольшими массивами серых гранитов, а оруденение — с массивом гранитов-рапакиви. Аналогичного мнения о связи скарнового оловянно-полиметаллического оруденения с гранитами-рапакиви придерживается Р. А. Хазов, изучавший оруденение в районе, примыкающем к району Питкяранта (1966). А. М. Даминова считает, что скарнообразование и оруденение связано с постладожскими гнейсо-гранитами, а роль гранитов-рапакиви в оруденении не ясна. Г. Шнейдерхен пишет о трех фазах контактово-метасоматического и пневматолито-гидротермального оруденения, связанных

с разновозрастными магматическими породами. Кроме гранитоидных массивов в районе присутствуют самые молодые основные магматические породы (авгитовые порфириты), которые местами, по данным А. М. Даминовой, пиритизированы и замещаются магнетитом. Следовательно, связь магнетитового, касситеритового и халькопирит-сфалерит-пирротинового оруденения с определенными магматическими породами Питкьяранта еще не установлена.

Оруденение Питкьяранта не относится к типично полиметалльно-пирротиновому типу, так как оно в основном связано со скарнами. Однако в структурном отношении и в минералогическом плане оно близко к оруденению всего Ладожско-Ботнического разлома (пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит, магнетит, касситерит, галенит, примеси висмута и кобальта), хотя дополняет ряд промышленного оруденения Ладожско-Ботнического пояса рудами железа и олова.

### **МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ МОЗАБОНИ В ПОЯСЕ СИНГХБХУМ В ИНДИИ**

В качестве примера медно-пирротиновых месторождений зоны Сингхбхум рассмотрим месторождения рудного поля Мозабони, которые изучались С. Саркар и М. Дебом (Sarkar, 1964 г., 1966<sub>1-3</sub>; Sarkar, Deb, 1974; Sarkar e. a., 1971). Минеральный состав руд Мозабони изучали также Рао К. Камешвара (Rao, 1964), С. Гупта (Gupta, 1964 г., 1965), А. К. Таларатра, Б. М. Таппер, А. К. Гхош (1972 г.) и др.

Рудные тела месторождений Бадия, Мозабони, Патхаргара, Сурда и Кедади локализованы в основном шве надвиговой зоны на расстоянии 3—4 км друг от друга в натровых гранитах (рис. 53). В зоне Сингхбхум кроме натровых гранитов известны силлы и дайки ультраосновного и основного составов. Ультраосновные тела (перидотиты, дуниты и пироксениты) развиты ограниченно, а основные (долериты) распространены широко. Среди них различают древние и молодые долериты. В рудном поле Мозабони кроме перидотитов и долеритов установлены также лампрофиры. Дайки ультраосновного состава секут батолитовые граниты Сингхбхума, а молодые долериты пересекают натровые рудовмещающие граниты. Рудные тела представляют собой лентовидные залежи с раздувами типа рудных столбов. Последние контролируются изгибами плоскости надвига, связанными с мелкими поперечными синклинальными складками. Длина лент колеблется от 300 до 1500 м. Рудные тела образовались путем выполнения приоткрытых полостей и замещения рассланцованных натриевых гранитов и графит-биотит-хлорит-кварцевых сланцев. Месторождение Мозабони состоит из двух субпараллельных тел, находящихся на расстоянии 20—30 м друг от друга. По простиранию и падению рудные тела прослежены на несколько сот метров. Средняя мощность их составляет 2—3 м.

Руды месторождения в текстурном отношении прожилковые, прожилково-брекчиевидные, вкрапленные с гнездами массивных. В халькопирит-пирротиновых гнездах встречаются округлые обломки натриевых гранитов и раннего жильного кварца.

Вмещающими породами для рудных тел месторождений Бадия, Мозабони, Патхаргара также служат рассланцованные альбитовые (натровые) граниты. Они биотитизированы на 10—15 м висячий и лежащий бока от рудных тел (S. Sarkar, 1964 г.). К. Рао (Rao, 1964) и С. Гупта (Gupta, 1964 г.) как характерное изменение отмечают хлори-

тизацию, а биотитизацию связывают с апатит-магнетитовым оруденением. Кроме того, вблизи рудных тел и нарушений развиты турмалин, серицит и особенно кварц. Последовательность изменений следующая: окварцевание, турмалинизация, биотитизация, хлоритизация и серицитизация.

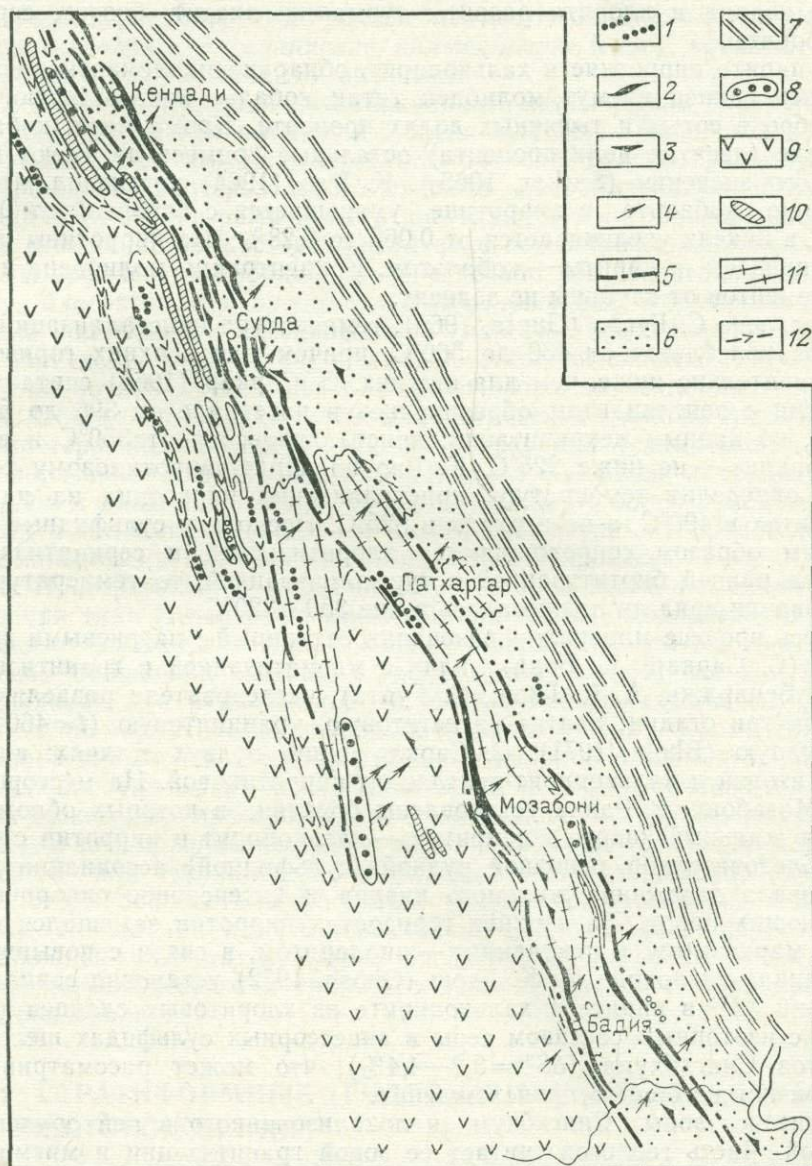


Рис. 53. Схематическая геологическая карта рудного поля Мозабони. По С. К. Саркару (Sarkar, 1966i).

1 — апатит-магнетитовые тела; 2 — халькопирит-пирротиновые тела; 3 — сланцеватость; 4 — погружение осей мелких складок; 5 — тектонические швы; 6 — мусковитовые сланцы; 7 — биотитовые сланцы; 8 — кварциты; 9 — основные эффузивы; 10 — перидотиты; 11 — натровые (альбитовые) граниты; 12 — биотит-хлоритовые сланцы

Минеральный состав главных компонентов руд простой, среди редких минералов — разнообразный. Главные минералы — пирротин и халькопирит, которые сопровождаются кварцем и хлоритом. К второстепенным и редким исследователи руд причисляют пирит, марказит, пентландит, магнетит, арсенопирит, скутерудит, молибденит, борнит, миллерит, валлериит, сфалерит, галенит, тетрадимит, висмутит и макинавит. Кроме кварца и хлорита развиты турмалин, апатит, биотит, серицит и карбонаты.

В пирите, пирротине и халькопирите обнаружены элементы-примеси: марганец, свинец, висмут, молибден, титан, кобальт, никель, олово, цинк и серебро в сотых и тысячных долях процента. Кроме меди, кобальта и никеля (десятые доли процента) остальные примеси не имеют практического значения (Sarkar, 1966<sub>3</sub>). К. Рао (1964) установил, что содержание кобальта в пирротине уменьшается с глубиной от 0,4 до 0,15%, а никеля увеличивается от 0,065 до 0,28%; что пирротины обогащены никелем, а пириты — кобальтом. Концентрация молибдена и других элементов от глубины не зависит.

Согласно С. Гупта (Gupta, 1965), температура кристаллизации пирротинов колеблется от 430 до 560°C, причем для верхних горизонтов она значительно ниже, чем для нижних. С. Саркар (1964) считает, что пирротин с пентландитом образовались в интервале от 396 до 550°C. Пирит, по данным декрипитации, кристаллизовался от 350°C и выше; халькопирит — не ниже 225°C. К. Рао по пирит-пирротинovому термометру определит температуру кристаллизации пирротина на нижних горизонтах в 490°C, а на верхних в 325°C. Поскольку сульфидные руды главным образом сопровождаются хлоритизацией и серицитизацией, а также ранней биотитизацией и турмалинизацией, то температура их образования вряд ли поднималась выше 350—320°C.

Весь процесс минералообразования, связанный с натриевыми гранитами (С. Саркар К. Бола) или с мигматизацией и гранитизацией (А. К. Бенарджи, А. К. Гхош, С. Гупта), исследователи разделяют на две или три стадии: апатит-магнетитовую, уранинитовую ( $t=460^\circ\text{C}$ ) и сульфидную (Bhola, 1971). С. Саркар пишет о двух стадиях: апатит-магнетитовой и халькопирит-пентландит-пирротиновой. На месторождениях Мозабони и Ракха установлены брекчии, в которых обломками служит жильный кварц, а цементом — халькопирит и пирротин с кварцем. Следовательно, основной рудной (сульфидной) ассоциации предшествовало отложение жильного кварца и интенсивное окварцевание вмещающих пород. На верхних горизонтах пирротин замещался пиритом и марказитом, а пентландит — виоларитом, в связи с повышением потенциала кислорода. А. К. Гхош (Ghosh, 1972) установил совпадение значений  $\delta\text{S}^{34}$  в пирите и халькопирите из хлоритовых сланцев (3,6—4,6%) с изотопным составом серы в аксессуарных сульфидах щелочных гранитов Сингхбхума ( $\delta\text{S}^{34}=3,3-4,4\%$ ), что может рассматриваться как признак их общего происхождения.

Генезис зоны Сингхбхум и локализованного в ней оруденения спорный. Часть геологов считает ее зоной гранитизации и мигматизации и оруденение также связывает с этими процессами (Бенарджи, 1964; и др.). С. Саркар в специальной работе (Sarkar, 1966<sub>2</sub>) подробно рассмотрел возможные генетические варианты (осадочно-сингенетический, орто- или позднемагматический, метаморфический или ультраметаморфический и гидротермальный генезисы) образования медных, урановых и железных руд и пришел к заключению, что сульфидные мед-

ные руды Сингхбхум — образования гидротермальные, связанные с базальтоидным магматизмом. С этим выводом С. Саркара нельзя не согласиться. В последней работе С. Саркар и М. Деб (Sarkar, Deb, 1974) считают оруденение гидротермально-метаморфическим.

**Выводы.** 1. Протерозойские полиметалльно-пирротиновые месторождения, как и рассмотренные раньше месторождения более молодых возрастов (каледонские, герцинские, киммерийские и др.), образуют пояса, контролируемые глубинными разломами.

2. Хотя послерудный дислокационный метаморфизм зон глубинных разломов иногда в значительной степени затушеввал первичный контроль сульфидных тел, можно утверждать, что большинство рассмотренных месторождений протерозойского возраста контролировались в основном трещинными структурами и были постскладчатыми образованиями.

3. Большинство месторождений залегает в графитизированных параметаморфических породах, что обеспечило восстановительную обстановку, благоприятствующую сульфидоотложению. Формирование собственно колчеданных месторождений гидротермально-осадочным способом происходило, вероятно, в менее восстановительных условиях, чем пирит-пирротиновых залежей в графитизированных сланцах.

4. Общая последовательность геологических явлений при образовании протерозойских сульфидных месторождений (складчатость и трещинообразование, внедрение габброидных, а иногда и гранитоидных массивов и даек, стадияльное рудоотложение, от более высокотемпературных ассоциаций к средне- и низкотемпературным) свидетельствует о нормальном магматогенно-гидротермальном процессе.

5. Протерозойские сульфидные месторождения, исключая месторождения типа Печенги, не имеют четкой связи с конкретными магматическими массивами. Однако можно утверждать, что все они в генетическом отношении связаны с габброидной магмой, так как нет месторождения или рудного поля, в котором отсутствовали бы близкие по времени магматические породы основного состава. Кроме того, титано-сидерофильный состав рудных минералов и элементов-примесей определенно указывает на магматический источник основного состава.

6. Некоторые протерозойские сульфидные месторождения гетерогенные. В них объединены черты осадочного, гидротермально-метасоматического или вулканогенно-гидротермального минералообразования с гидротермально-метаморфогенным (например, карельские месторождения); Печенгские или Алларечинские медно-никелево-пирротиновые месторождения служат примером последовательно проявленных ликвационно-магматического и гидротермально-метаморфического процессов рудообразования.

## **2. СТРАТИФОРМНЫЕ (ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

В этом разделе рассматриваются геолого-генетические особенности некоторых месторождений спорного генезиса. Это месторождения Физличай в Азербайджане, Раммельсберг в ФРГ, Сулливан в Канаде, Маунт-Айза и Брокен Хилл в Австралии. Эти месторождения имеют много сходных черт с постскладчатыми полиметалльно-пирротиновыми месторождениями гидротермально-метасоматического генезиса. Общими

чертами стратиформных месторождений с полиметалльно-пирротиновыми месторождениями являются:

а) вмещающие их алюмосиликатные терригенно-осадочные породы, главным образом черные глинистые сланцы и алевролиты или их метаморфизованные аналоги;

б) линзовидная форма рудных тел;

в) массивные, полосчатые, реже брекчиевые сульфидные руды, нередко окруженные штокверковыми зонами, состав которых аналогичен составу сплошных руд;

г) простой состав главных рудообразующих минералов, среди которых пирротин и пирит, часто с кварцем, играют роль рудообразующих минералов и сопровождаются сульфидами цветных металлов, а также хлоритом, серицитом, карбонатами, реже турмалином и скарноидными минералами;

д) очень сходный набор типоморфных элементов руд, свидетельствующий о том, что рудообразующие растворы связаны с базальтоидным магматическим источником металлов;

е) признаки замещений сульфидами вмещающих пород;

ж) достаточно высокая температура рудообразования (350—200°C);

з) наличие месторождений различного возраста (от протерозойских до альпийских) в геосинклинальных зонах разных типов и на щитах и т. д.

Имеются и существенные отличия между двумя, возможно, разными генетическими группами месторождений, которые заключаются в геологической позиции месторождений и соотношении рудных тел с вмещающими их породами. Это заставляет рассматривать их отдельно от гидротермально-метасоматических постскладчатых месторождений. Отличия выражаются в том, что рудные тела месторождений спорного генезиса, которые теперь называются стратиформными (Смирнов, 1970; Богданов, Кутырев, 1971), занимают согласное с вмещающими породами положение, причем создается впечатление, что они вместе участвовали в основной складчатости. Кроме того, эти месторождения не образуют протяженных рудных поясов, не сопровождаются поясами даек основного и среднего составов и, следовательно, не контролируются глубинными разломами. Впрочем, многие из них очень древнего возраста и значительно метаморфизованы, а геологическая позиция их в региональных структурах недостаточно выяснена.

Согласно последним публикациям (Geology of Australian ore deposits, 1965 г.: Смирнов, Казанский, 1972; Барсуков и др., 1973), эти месторождения рассматриваются как гидротермально-осадочные, с эндогенным источником оруденения и последующим метаморфизмом. Ряд характерных черт строения их рудных тел позволяет принять эту гипотезу их образования. В качестве возможного современного прототипа таких месторождений описаны также рудные осадки Красного моря.

**Осадки во впадине Атлантик II Красного моря.** Американские океанологи в 1963—1967 гг. обнаружили в Красном море три глубоких впадины с горячими рассолами, под которыми оказались железистые осадки различного состава, в том числе и сульфидного. Эти рассолы и осадки были изучены и подробно описаны группой ведущих американских ученых. По этим материалам Г. С. Дзоценидзе (1972) написал статью, где рассмотрел осадки и рассолы Красного моря в качестве модели вулканогенно-осадочного рудогенеза. В 1973 г. появилась новая работа Дж. Хакета и Дж. Бишофа, в которой они привели более пол-

ный разрез (рис. 54) осадков впадины Атлантик II по нескольким десяткам колонок поднятого керна. На неровной базальтовой постели в впадине Атлантик II залегают несколько слоев осадков разного состава: снизу карбонатная фация, над ней — гётитовая, с которой в верхней ее части переслаивается сульфидная фация; последняя перекрыта монтмориллонитовой фацией. Мощности фаций не выдержаны и меняются от десятков сантиметров до нескольких метров (см. рис. 54).

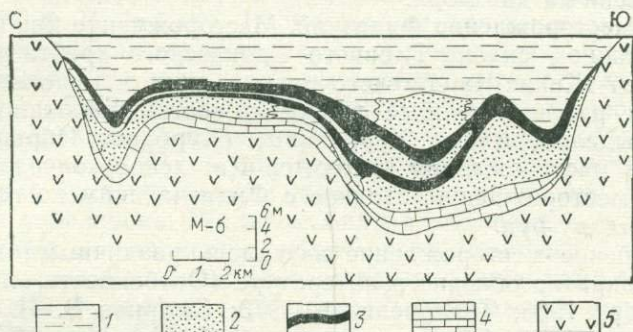


Рис. 54. Разрез рудных осадков во впадине Атлантик II Красного моря. По Дж. Бишофу (Hackett, Bishoff, 1973).

1 — монтмориллонитовая фация; 2 — гётитовая фация; 3 — сульфидная фация; 4 — карбонатная фация; 5 — базальтовая постель

Гётитовая фация состоит из шариков размером в 1—30 мкм аморфного лимонита, слабонакристаллизованного гётита и лепидокрокита, а также примеси пирротина, пирита, кремнезема и гематита. Присутствие накристаллизованного гематита, по мнению Г. С. Дзоценидзе (1972), указывает на температурную аномалию, вызванную близостью выхода горячего рассола на дно впадины.

Сульфидная фация состоит из сфалерита с примесью халькопирита и пирита, а также кремнезема, карбоната и гидроокислов железа.

Монтмориллонитовая фация состоит из монтмориллонитового ила с примесью сфалерита, карбоната, гидроокислов марганца и железа. Она чрезвычайно водонасыщена: 90—96 вес. % ее составляет рассол. Над этой жидкой монтмориллонитовой фацией находится горячий рассол температурой 56°C, над ним рассол с температурой 44°C, а затем нормальная вода Красного моря температурой 22°C. Осадки впадины Атлантик II нагреты до 62°C. Таким образом, имеется основание считать, что тепло поступало снизу, со дна впадины. В рассоле впадины Атлантик II нет сероводорода. Отношение  $S^{34}/S^{32}$  в составе сульфидных осадков впадины показывает, что сера или сероводород, осаждавший сульфиды, имеет не биогенное происхождение. Предполагается (Дзоценидзе, 1972), что железо, цветные металлы и растворы с сероводородом поступали со дна впадины из разных трещин, смешивались и осаждались в форме сульфидов, гидроокислов и гидросиликатов. По-видимому, сероводородных вод было недостаточно, чтобы связать железо в сульфиды и большая часть его осаждалась в форме окисных соединений, когда поступающие снизу растворы смешивались с кислородсодержащими водами Красного моря.

Г. С. Дзоценидзе (1972), справедливо отмечает, что осадки геотермальной системы Красного моря дают ценный материал для познания

процессов вулканогенно-осадочного рудогенеза, и что при ясности общей схемы детали происхождения пластовых залежей цветных металлов, железа и марганца продолжают оставаться дискуссионными. Г. С. Дзоценидзе считает, что горячие рассолы Красного моря и их осадки в депрессиях представляют собой одну из возможных моделей вулканогенно-осадочного рудообразования, а приносимые газо-гидротермами рудные вещества могут создать месторождение лишь при наличии депрессий на дне моря.

**Юрское месторождение Филизчай.** Месторождение Филизчай расположено на южном склоне Главного Кавказского хребта в Азербайджане к югу от Жихих-Кацдагского рудного поля в Белокано-Закатальском рудном районе, который входит в состав Белокано-Щекинской провинции, выделенной Н. К. Курбановым (Курбанов, Ибрагимов, 1971). К востоку от месторождения находится Катехское колчеданно-полиметаллическое месторождение, сходное с Филизчайским по геологической позиции и составу руд.

Филизчайское месторождение изучалось различными исследователями и многократно описано в литературе (Особенности..., 1967; Бородаевская и др., 1966; Твалчрелидзе, 1973; Смирнов В. И., 1967, 1973; Гриненко и др., 1971; Абдуллаев и др., 1975; Мазанов, 1975). Единого мнения о его генезисе не существует. Большинство исследователей придерживаются взгляда о комбинированном гидротермально-осадочном генезисе руд Филизчая. Автор не изучал полевой геологии месторождения, но просмотрел около 50 аншлифов его руд. Чрезвычайно своеобразные галенит-сфалерит-пиритовые тонкополосчатые или слоистые руды месторождения не похожи на алтайские или текелийские, и по структуре и взаимоотношениям основных минералов могут быть приняты за осадочные, слабо метаморфизованные. По мнению автора, кристаллизация галенит-сфалерит-пиритовых руд произошла в результате единого процесса, и разделять во времени периодом складчатости образование пиритовых тел и галенит-сфалеритовой минерализации, как это делают В. И. Романов и Н. К. Курбанов (1975 г.), автор считает необоснованным.

Рудное тело месторождения, по В. И. Романову, залегает в субогласной Филизчайской зоне, проходящей по контакту флишоидной и песчано-сланцевой толщ верхнесидеритовой свиты верхнего аалена. Верхнесидеритовая свита слагает Карабчайскую антиклиналь общекавказского простирания, коробчатой формы, опрокинутую и зажатую с севера Кехнамеданским, а с юга Гамзагорским разломами. Следует отметить, что в ранних работах М. Б. Бородаевской и др. (1966) и Н. К. Курбанова и др. (Особенности..., 1967) Филизчайский надвиг рассматривался в качестве рудовмещающей структуры. Рудная залежь линзовидно-пластообразной формы вмещается толщей глинистых сланцев, содержащих конкреции и вкрапленность сингенетично-диагенетического пирита. По данным В. И. Романова, отмечаются фациальные переходы слоистых и массивных руд через руды, состоящие из прослоев сульфидов и сланцев, в глинистые сланцы, насыщенные конкрециями пиритового и пирит-сидеритового состава. Рудная залежь падает к северу под углом 20—25°С на востоке и 50—60° на западе. Мощность рудного тела меняется от первых метров в пережимах до десятков метров в раздувах. Висячий контакт залежи с песчано-глинистой толщей согласный, довольно ровный, но ступенчатый по падению и по простиранию. Лежащий контакт неровный, с языковидными ответвлениями во флишоидную

толщю вдоль крутопадающих трещин. Оба контакта резкие и отделяются от вмещающих пород узкой зоной рассланцевания, а местами и глиной трения.

Верхнюю, основную часть рудного тела составляют тонкозернистые слоисто-полосчатые галенит-сфалерит-пиритовые руды. Они подстилаются в центре массивными серноколчеданными рудами, а на востоке — пятнистыми и прожилковыми, особенно в местах сочленения Филизчайского взбросо-надвига с крутопадающими нарушениями (вязкими разломами по В. И. Романову). На месторождении имеются также медно-пирротиновые руды, сходные с рудами месторождения Кизил-Дере. Они залегают по контакту полосчатых колчеданно-полиметаллических и пятнистых руд и образуют сплошную жилу. В боковых породах по простиранию и падению, по данным Н. Р. Ильясова и И. М. Ибрагимова, жила выклинивается. В составе халькопирит-пирротиновых руд установлены пирит двух генераций, магнетит, сфалерит, примеси галенита, висмутит и кобальтин. Жильные минералы (кварц, карбонаты и хлорит) содержатся в подчиненных количествах. Химический состав медно-пирротиновых руд Филизчая соответствует химическому составу руд Правобережной и нижних горизонтов Левобережной залежей Кизил-Дере. По данным Н. К. Курбанова и А. Г. Злотник-Хоткевича (Особенности..., 1967), пирротиновые руды с халькопиритом и сфалеритом срезают полосчатость колчеданно-полиметаллических и глубоко проникают в пятнисто-вкрапленные брекчии, которые они цементируют. Халькопирит-пирротиновая ассоциация, по мнению этих исследователей, вероятнее всего более резко оторвана от пиритовой и галенит-сфалерит-пиритовой ассоциаций. В списке последовательности 10 рудообразующих ассоциаций, по данным геологов, халькопирит-пирротиновая ассоциация занимает место перед кварц-кальцит-хлоритовой, пострудной ассоциацией.

По данным В. И. Романова, Р. Н. Абдуллаева, Н. К. Курбанова и др. (1975 г.), образованию халькопирит-пирротиновых руд предшествовало внедрение постскладчатых даек габбро-диабазов, с которыми связано появление биотит-актинолит-магнетитовой ассоциации.

Таким образом, медно-пирротиновые руды Филизчая, а также Кацдага, Жихиха и Кацмало оказываются более поздними, наложенными на собственно колчеданно-полиметаллические филизчайские руды. Если колчеданно-полиметаллические руды Филизчая рассматривать как стратиформные, осадочно-гидротермального генезиса (Особенности..., 1975), то халькопирит-пирротиновые руды Филизчая, Кацдага и Жихиха следует относить к постскладчатым и постдайковым гидротермально-метасоматическим образованиям. По-видимому, сульфидное оруденение в черных среднеюрских флишоидах начало формироваться совместно с терригенными осадками (сингенетическая вкрапленность и диагенетические конкреции пирита) и продолжало откладываться при широком участии подводных газогидротерм (тонкослоистые галенит-сфалерит-пиритовые руды). Затем, после батской складчатости (?) и внедрения даек габбро-диабазов, из гидротерм отложились медно-пирротиновые руды. Следовательно, подтверждается вывод В. И. Смирнова (1967) о сложном комбинированном происхождении такого рода месторождений.

**Палеозойское месторождение Раммельсберг.** Насчитывается более 200 названий работ о генезисе знаменитого месторождения Раммельсберг, что свидетельствует о сложности этой проблемы. Для

описания месторождения использованы работы: Г. Шнейдерхена (1958), Е. Е. Крауме (Крауме, 1960), В. Ханнака (Hannak, 1963), Г. Ангер (Anger, 1966), Г. Гунцера (Gunzert, 1969), Г. А. Твалчрелидзе (1972), В. И. Смирнова и В. И. Казанского (1972). В последней работе сказано, что все современные исследователи придерживаются гипотезы об осаждении сульфидно-баритовых руд Раммельсберга на дне среднедевонского моря из магматогенных гидротермальных (вулканогенных)

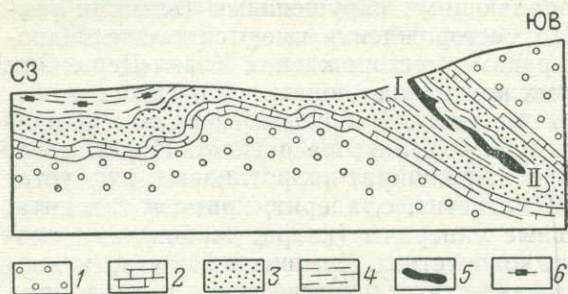


Рис. 55. Схематический геологический разрез через месторождение Раммельсберг. По Г. Шперлингу (Gunzert, 1969).

1 — нижнедевонские кварциты и кварцитовидные песчаники; отложения среднего девона: 2 — известковистые глинистые сланцы, 3 — песчанистые глинистые сланцы, 4 — темные глинистые сланцы; 5 — колчеданные залежи; 6 — убогое сульфидное оруденение в глинистых сланцах. Залежи: I — Старая, II — Новая

растворов. Следовательно, Раммельсберг представляется типично вулканогенно-осадочным образованием сланцевых эвгеосинклиналей. Несмотря на множество спорных моментов в образовании рудных тел, автор принимает существующую гипотезу, так как взаимоотношения сульфидных руд и вмещающих сланцев, зафиксированные Е. Крауме, В. Ханнаком и Г. Гунцертом, позволяют предположить, что сульфиды и сланцы совместно сминались в складки. Таким образом, руды отложились до среднекаменноугольной складчатости — основной складчатости района месторождения.

К западу от Раммельсберга находится гранитный массив Брокен, в экзоконтактовой зоне которого развиты жильные сульфидные месторождения, сходные по составу с рудами Раммельсберга. Это может служить подтверждением того, что сульфидное оруденение проявилось в районе дважды: в доскладчатое и в постскладчатое время.

Отложения среднедевонских глинистых и углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников и туфов собраны в опрокинутую синклиналичную складку (рис. 55). В ее ядре расположены Старая (отрабатанная) и Новая барито-полиметаллически-колчеданные залежи. Обе они стратиграфически приурочены к рудному горизонту углисто-глинистых сланцев мощностью 60 м (Смирнов, Казанский, 1972). Обычно руды стратифицированы: снизу, с лежащего бока, расположены халькопирит-пиритовые руды, которые вверх по разрезу сменяются пиритовыми, сфалерит-пиритовыми, галенит-сфалеритовыми и галенит-сфалерит-баритовыми. Меняется также текстура руд: массивные руды снизу вверх переходят в полосчато-слоистые (флишоидные). Флишоидные руды кверху и на флангах постепенно переходят в глинистые сланцы. Мощность полос флишоидных руд колеблется от миллиметров до 20—30 см. Полосы состоят в основном из сульфидов разной зернистости и состава, а также из барита и глинистых сланцев. Среди слоев и полос руды можно различить диагенетические преобразования материала, местные внутрiformационные размывы и оползни, а также деформации, возникшие при складчатости.

По мнению автора, наиболее важный генетический момент на месторождении — согласное залегание сульфидно-баритовой Новой за-

лежи и вмещающих ее пород в замке рудоносной синклинали. Опрокинутое залегание рудовмещающей синклинали, а также ее замыкание установлено рядом исследователей в результате подземного картирования на разных горизонтах рудника путем прослеживания маркирующих прослоев туфов и закономерной смены массивных руд Новой залежи полосчатыми в обоих крыльях синклинали.

П. Рамдором установлены первичные осадочные структуры сульфидных (особенно пиритовых) руд. П. Рамдором, К. Крауме и другими исследователями подчеркиваются вторичные структуры и текстуры руд, явившиеся результатом последующего за рудоотложением метаморфического воздействия. Обстоятельный анализ изотопов серы, сульфидов и барита, проведенный Г. Ангером, подтверждает, что природа большей части серы гидротермально-магматогенная, а меньшей части — биогенно-морская. Пирротин в раммельсбергских рудах установлен только как микроскопическая примесь, несмотря на наличие углистого вещества во вмещающих породах. Микроскопия руд свидетельствует о замещении вмещающих сланцев сульфидами, что трудно объяснить как с точки зрения эксгаляционно-осадочной гипотезы, так и последующим метаморфизмом руд. Однако поражает тонкое переслаивание сульфидов и сланцев и «отсутствие преобразований боковых пород». Таким образом, в вопросе о формировании Раммельсбергского месторождения много неясного.

**Протерозойское месторождение Сулливана.** Известное канадское месторождение Сулливана залегает в формации Олдридж, которая сложена терригенными мелководными осадками рифея мощностью 4,5 км, испытавшими многократный метаморфизм. Аргиллиты и песчаники формации Олдридж метаморфизованы до филлитов, кварцитов, а местами до биотит-гранатовой фации кристаллических сланцев.

Эти породы слагают пологое восточное крыло антиклинория Парселл меридиональной ориентации, которое нарушено поперечным региональным разломом. Южный блок пологого крыла опущен по разлому на несколько километров. В опущенном блоке вблизи разлома и залегает линзообразное рудное тело Сулливана.

Породы формации Олдридж прорваны крупными силлами и дайками габброидов докембрийского возраста. Кроме того, в лежащем боку рудного тела находится массив гранофилов и сопровождающие его дайки лампрофилов мелового возраста, которые метаморфизуют сульфидное тело Сулливана (Барсуков и др., 1973) и являются источником молодой оловянной и турмалиновой минерализации на месторождении.

Основная рудная линза залегает согласно с вмещающими ее аргиллитами между конгломератами лежащего бока и кварцитами висячего. Породы лежащего бока, особенно в центральной части месторождения, сильно нарушены и брекчированы вдоль меридиональных тектонических швов и содержат прожилковое оруденение. Эти швы рассматриваются (Барсуков и др., 1973) как рудоподводящие каналы.

Висячий контакт рудной линзы спокойный, особенно в ее восточной части. Кварциты, переслаивающиеся с алевролитами, содержат мало-мощные пропластки сульфидных руд и рудную вкрапленность (пирротин, галенит, сфалерит). Мощность линзы сплошных сульфидных руд 60—90 м, длина 2000 м по падению. Она сложена пирротином, пиритом, галенитом и марматитом. Кроме них имеются халькопирит, арсенипирит, буланжерит, блеклая руда, касситерит, магнетит и нерудные минералы: кварц, серицит, хлорит, турмалин, альбит, тремолит, гранат,

кальцит и др. Состав руд напоминает руды касситерит-пирротиновых месторождений Востока СССР.

Большая часть руды слоиста и полосчата, а часто плейчатая и характеризуется многочисленными послойными зеркалами скольжения. Согласно К. Свансону (1951), слоистость и полосчатость обусловлены селективным замещением сульфидами исходных прослоев и пластов аргиллитов, а плейчатость и послойные зеркала скольжения — результатом тектонических деформаций при складчатости.

Изотопные исследования свинцов из галенитов месторождения показали их докембрийский возраст (Барсуков и др., 1973).

Месторождение Сулливан является одним из объектов, генезис которых вызывает дискуссии. К. Свансон (1951) рассматривал его как гидротермально-метасоматическое. Он отмечал наличие дорудных габбровых даек в рудной зоне.

Г. Шнейдерхен (1958) считает Сулливан полиметаморфическим месторождением с магматически- и полингенезно-мобилизованным привнесом. В. Л. Барсуков, Г. С. Дзоценидзе и др. (1973) описали его как стратиформное осадочное образование с эндогенным источником руд.

Сложность проблемы, по-видимому, заключается в отсутствии детальных микроскопических исследований руды и вмещающих пород, а также в длительной (с протерозоя) истории формирования сульфидного оруденения, которое подверглось меловой активизации с наложением касситеритового оруденения (Барсуков и др., 1973).

Автор согласен с мнением В. Л. Барсукова и других исследователей (1973) о гидротермально-осадочном генезисе сульфидных руд Сулливана и считает его возможным вариантом образования полосчатослоистых колчеданно-полиметаллических руд, что подтверждается примерами рудных осадков Красного моря, Филизчая и Раммельсберга.

В пользу совместного осаждения слоистого рудного агрегата (сульфиды + аргиллиты) в водной среде свидетельствует тот факт, что сульфиды приурочены к более глинистым, аргиллитовым пластам, а песчаные и алевролитовые пласты меньше всего изменены и не содержат сульфидов. Один из алевролитовых горизонтов составляет всякий бок рудного тела (Свансон, 1951). Такое избирательное послойное «замещение» аргиллитов, а не алевролитов, песчаников или кварцитов невозможно объяснить, так как физико-химические особенности этих пород — низкая пористость и проницаемость, инертность к замещению и большая пластичность аргиллитов — противоречат явлению метасоматоза. Возможно, сульфидный и силикатный материал отлагались совместно по типу красноморских отложений во впадине Атлантик II, описанных Дж. Хакетом и Дж. Бишофом (1973 г.).

Изучая в Горном Дагестане (1967—1975 гг.) условия локализации сульфидного оруденения в аргиллитах, алевролитах и песчаниках юры, автор не обнаружил послойного избирательного отложения (замещения) сульфидов. Гидротермальное сульфидное оруденение в Дагестане всегда контролировалось и вмещалось трещинными структурами, а не сингенетично-диагенетическими элементами первичного слоистого осадка. Наоборот, постоянно наблюдалась послойная сингенетически-диагенетическая пиритизация аргиллитов, алевролитов и песчаников, начиная от пылевидной вкрапленности пирита до относительно мощных конкреционных прослоев. Учитывая эти данные, а также описания слоисто-полосчатых руд Сулливана (Свансон, 1951; Барсуков и др., 1973), Фи-

листая (Курбанов и др., 1967) и Раммельсберга (Крауте, 1960; Gunzert, 1969; Смирнов и Казанский, 1972), автор пришел к выводу о совместном образовании сульфидов и глинистых осадков Сулливана и других месторождений. Интересно отметить, что протерозойское месторождение Сулливан по структурному положению в крыле складки, согласно верхнему контакту и частично брекчированному нижнему контуру рудной залежи, монопиритовым и монопирротиновым телам и наличию тонкополосчатых полиметаллических руд очень напоминает юрский Филлизчай. Конечно, в вопросе о генезисе Сулливана остается много неясных моментов, которые пока трудно связывать с гидротермально-осадочным генезисом руд, даже если учесть меловую активизацию (наличие среди тонкослоистых пород лежащего бока конгломератов и генезис самих конгломератов; сложная форма рудной линзы в плане и разрезе при моноклиналином залегании вмещающих пород; оригинальное распределение в пространстве «околорудных» изменений — альбитизации, турмалинизации и хлоритизации; необычные парагенезисы минералов в рудах; наличие брекчий турмалинизированных пород с сульфидным цементом и т. д.). Поэтому окончательное суждение о генезисе Сулливана — дело будущего.

**Протерозойское месторождение Маунт-Айза.** Очень крупное и известное месторождение Маунт-Айза расположено в провинции Квинсленд в Австралии. Оно локализовано в протерозойской геосинклинали Маунт-Айза среди протерозойской системы Карпентария (Браун и др., 1970). Рудовмещающие породы представлены тонкослоистыми глинисто-доломито-алевролитовыми сланцами (сланцы Маунт-Айзы), для которых характерны косая и волнистая микрослоистость, а также брекчии оползания (Браун и др., 1970). Мощность толщи сланцев превышает 6000 м. Сланцы Маунт-Айза с угловым несогласием перекрывают более древние породы системы Карпентария — эффузивно-терригенные слои Майолли (Браун и др. 1970). Сами сланцы Маунт-Айзы были смяты в складки и прорваны гранитами во время главного эпикарпентарского орогенеза (Браун и др., 1970) и несогласно перекрываются кембрийскими осадками.

Медные и серебро-свинцово-цинковые тела Маунт-Айзы, согласно Е. М. Беннету (Bennett, 1965), непосредственно вмещаются формацией Urganhart shale мощностью 1000 м, которая является средней частью сланцев Маунт-Айзы, подстилается и перекрывается доломитовыми алевролитами. Формация Urganhart shale, а также подстилающие и перекрывающие ее толщи залегают моноклиналино, падая на запад под углом 60°. В состав формации Urganhart shale кроме глинистых сланцев и ленточных доломитов входят прослой так называемых «Tuff Marker Beds» и осадочных тонкозернистых пиритов (pyritic shales). Мощность прослоев пирита меняется от долей миллиметра до 30 см. Tuff Marker Beds сложен альбитом (70—80%), доломитом (15—20%), кварцем (менее 5%). Эти прослой мощностью до 1,2 м хорошо прослеживаются внутри одной зоны до 2 км.

Стратиформные рудные тела в виде отдельных линз, кулисообразно расположенных в плане и разрезе формации Urganhart Shale чередуются с неоруденелыми сланцами и Silico-Dolomite. Медные рудные тела залегают в контуре Silico-Dolomite, а свинцово-цинковые главным образом вне этого контура. Silico-Dolomite являются в генетическом отношении не совсем ясным образованием. Они представляют собой сложную смесь кристаллических доломитов, тонкослоистых сланцев и

брекчий, состоящих из мелких обломков обоих типов пород, сцементированных перекристаллизованным кварц-карбонатным материалом в самых разных комбинациях и пропорциях. С. Картер (1951) считал, что эти породы образовались в результате дорудных надвиговых деформаций и перекристаллизации кварц-карбонатного материала вмещающих пород. Н. М. Беннет (Bennet, 1965), не объясняя их происхождения, отметил, что Silico-Dolomite иногда срезают пласты свинцово-цинковых руд и в то же время через них прослеживаются Tuff Marker Beds. Д. Браун и др. (1970) отмечали среди тонкослоистых сланцев Маунт-Айзы брекчии оползания.

Медные руды Маунт-Айза состоят из халькопирита, пирита, пирротина, кварца, карбонатов (доломит, кальцит, анкерит и сидерит), графита и др. Халькопирит наиболее тесно ассоциирует с пирротинном, кварцем и доломитом. По данным Ф. Стиллзуэла и А. Эдвардса (Фишер, 1964), последовательность отложения минералов в медных рудах следующая: мелкозернистый пирит, крупнозернистый пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, валлериит, галенит, дискразит и джемсонит — т. е. соответствует обычному гидротермальному порядку кристаллизации. Среднее содержание меди составляет 3,5%. Запасы Маунт-Айзы достигают 3,6 млн. т меди при ее содержании 3%. Свинцово-цинковые руды Маунт-Айзы содержат около 6 г/т серебра, 8% свинца и 6% цинка. Согласно С. Картеру (1951), в отношении сульфидных руд различают три генерации всех основных сульфидов: пирита, галенита, сфалерита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, тетраэдрита, а также жильных минералов. Кроме того, в рудах обнаружены марказит по пирротину, графит, хлорит, пентландит, валлериит, серебряные минералы и кобальт (0,01—0,03%).

Месторождение Маунт-Айза отличается специфичной зональностью оруденения: в рудной толще Urganhart shale от ее лежачего бока к висячему серебро-свинцово-цинковые руды сменяются медными. Это противоречит обычной зональности матесоматически-гидротермальных и вулканогенно-осадочных месторождений. Вряд ли это может быть объяснено метаморфической миграцией вещества.

Генезис руд Маунт-Айзы спорный: одни геологи считают их гидротермальными (R. Blan chard, G. Hall, 1942 г.; Картер, 1951; Ж. Бейн, 1969 г.), другие — осадочно-метаморфическими (Bennett, 1965; Богданов, Кутырев, 1971), вулканогенно-осадочными (Смирнов В. И., 1973; Твалчрелидзе, Буадзе, 1973). Н. Х. Фишер (1964) высказывает мнение о том, что медные руды Маунт-Айзы гидротермальные, а свинцово-цинковые — сингенетические сланцам, а затем перекристаллизованные. Генезис руд нельзя считать выясненным, хотя бы потому, что рудонесная толща мощностью 1000 м не расчленена на горизонты или пачки, и соотношение рудных тел со стратиграфическими единицами толщи не установлено. Не ясен генезис пород Silico Dolomite и многое другое. На основании работы Е. М. Беннета (Bennett, 1965) и фотографии рудной синклинали (рис. 56) по аналогии с Раммельсбергом и Сулливаном можно принять гидротермально-осадочный генезис Маунт-Айзы в понимании В. И. Смирнова (Смирнов, Казанский, 1972).

**Протерозойское месторождение Брокен Хилл.** Крупнейшее полиметаллическое месторождение Брокен Хилл в Австралии давно привлекает внимание исследователей не только огромными концентрациями свинца, цинка, серебра и других металлов, но также проблемой генезиса руд. До Г. Кинга и Б. Томсона (1953 г.) месторождение считалось гидро-

термально-метасоматическим (Эндрюс, 1951). Они первыми усомнились в позднем происхождении метасоматических сульфидов и предположили, что минерализация развивалась до складчатости и метаморфизма (Каррутерс, Праттен, 1964). С тех пор продолжается борьба двух основных точек зрения: Э. Эндрюса, Я. Густафсона, Б. Левиса, П. Фор-

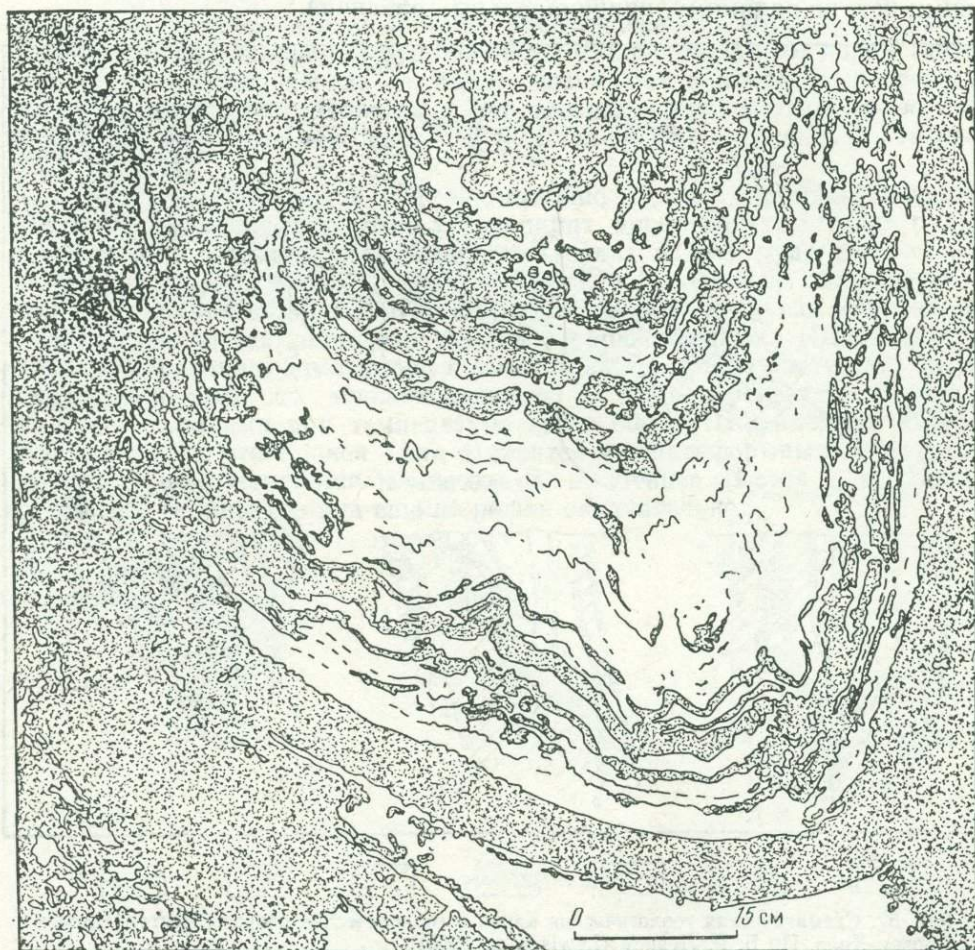


Рис. 56. Месторождение Маунт-Айза. По Е. М. Беннету (Bennett, 1965).

Галенитовая руда (белое) и сланцы (серое) образуют замок синклинальной складки размером около 1 м. Вследствие разницы в пластичности галенитовая руда пloyчатая и нагнетается в замок складки. Более хрупкие сланцы формируют простые формы слоев, которые частично подроблены

варда, Ж. Робертса и др. об эпигенетичности руд к складчатости и метаморфизму и Г. Кинга, Б. Томсона, Д. Каррутерса, Р. Праттена, В. Барнса и др. о сингенетичности руд и вмещающих пород (Geology of Australian Ore deposits, 1965 г.). Весьма интересные и разнообразные данные и соображения вместе с выводом о гидротермальном происхождении руд Брокен Хилла приведены в работе Ф. И. Вольфсона и В. В. Архангельской (1974). Камнем преткновения является согласное

положение рудных тел в сложной складчатой структуре, сформированной глубокометаморфизованными эффузивно-осадочными и магматическими породами протерозоя.

Стратиграфическая колонка рудовмещающих пород, согласно Д. С. Каррутерсу и Р. Д. Праттену (1964), состоит из 13 горизонтов, а согласно Б. Р. Левису и др. (Lewis e. a., 1965) — из 17, хотя между ними нет, по-видимому, принципиальных различий.

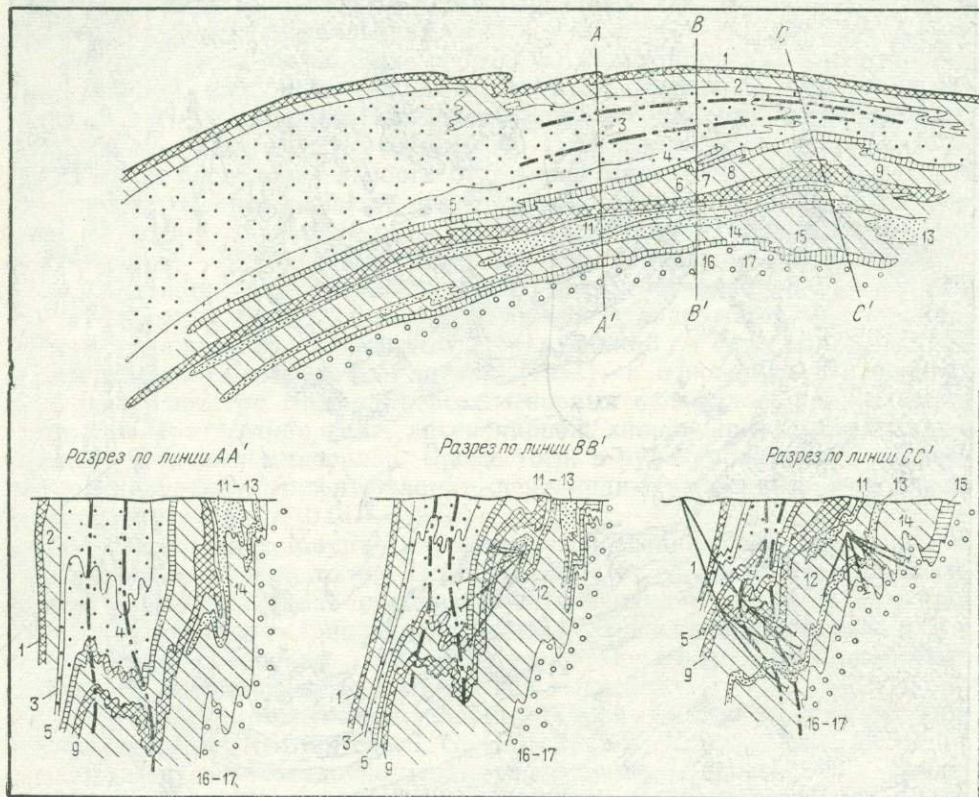


Рис. 57. Схематическая геологическая карта и геологические разрезы месторождения Брокен Хилл. По Б. Р. Левису (Lewis e. a., 1965).

Рудовмещающие породы (1—17 — горизонты): 1 — верхние гранито-гнейсы (3, 4 горизонты); 2 — амфиболиты (5, 15 горизонты); 3 — гнейсы Потози (11 и 13 горизонты); 4 — рудоносный горизонт с линзами массивных и полосчатых полиметалльно-пирротиновых руд (9 горизонт); 5 — нижние гранито-гнейсы (16, 17 горизонты); 6 — гнейсы и кварциты (2, 6—8, 12, 14 горизонты); 7 — тектонические нарушения

Самые молодые породы района — верхние гранито-гнейсы, которые слагают ядро главной синклинали или синклинали всячего бока (рис. 57, горизонты 3, 4). Самые древние в колонке — нижние гранито-гнейсы или нижние гнейсы всячего бока (горизонты 16, 17). Они образуют крайнюю восточную полосу пород месторождения, слагая юго-восточное крыло главной синклинали. Между верхними и нижними гранито-гнейсами расположены несколько чередующихся горизонтов силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, кварцитов, амфиболитов (гори-

зонты 5 и 15), гнейсов Потоси (горизонты 7, 11, 13) и других метаморфических пород, которые образуют юго-восточное крыло главной синклинали, а сами смяты в серию складок более высоких порядков. Один или два из этих горизонтов гнейсов называются рудным горизонтом (гор. 9; Lewis e. a., 1965) и содержат основные свинцово-цинковые рудные тела.

Дополнительную сложность интерпретации соотношения руда — порода вносят многочисленные зоны рассланцевания, которые не нарушают заметно сплошности руд, согласны с напластованием пород (хотя некоторые из них кое-где секущие), совпадают с плоскостью осевого кливажа (Каррутерс, Праттен, 1964) или содержат неметаморфизованную руду, как например, зона British Junction по данным Б. Р. Левиса (Lewis, 1965).

Вещественный состав руд чрезвычайно сложен. Кроме сульфидов (галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, блеклая руда, буланжерит, станнин, молибденит, валлериит и др.) руда состоит из марганцевых силикатов (гранат, родонит, марганцевый геденбергит), кварца, карбонатов, флюорита, ортоклаза, апатита и других минералов, которые являются разновозрастными образованиями (Шнейдерхен, 1958). «Первичная, дометаморфическая руда, по всей вероятности, была гидротермальной по происхождению» и была перекристаллизована вместе с породами при температуре выше 600°C (Шнейдерхен, 1958). Автор считает, что Брокен Хилл относится к стратиформным месторождениям и присоединяется к мнению Б. Р. Левиса (Lewis e. a., 1965) о том, что генезис его руд еще не решен окончательно.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛИМЕТАЛЬНО- ПИРРОТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ

---

### 1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИНОВЫХ ПОЯСОВ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ОРУДЕНЕНИЕМ

Всем описанным поясам полиметалльно-пирротиновых и колчеданных месторождений, контролируемым глубинными и крупными региональными разломами, свойствен своеобразный «приразломный» магматизм. Своеобразие его заключается не только в оригинальном наборе интрузивных пород, типоморфном для каждого пояса, и в то же время имеющем общие черты, но также в многофазности интрузивной деятельности. В типоморфный набор интрузивных пород обязательно входят габброиды одной—трех фаз, которые дополняются ультраосновными породами или особыми гранитоидами, а иногда и обоими типами пород, контрастных по кислотности. Несмотря на то что магматические породы не однофазны, они, как правило, близки по возрасту к оруденению. Обычно это дайки, свиты даек и дайковые пояса различного состава, а также малые интрузии дайкообразной формы, которая подчеркивает трещинный контроль интрузивных тел.

В ряде поясов глубинные разломы контролируют не только интрузивные, но и эффузивные породы, по-видимому, с одним и тем же магматическим глубинным очагом, возобновлявшим свою деятельность на различных этапах развития геосинклинальной системы. Такое соотношение зафиксировано в Дагестане.

Приморский и Якутский альпийского возраста пояса олово-пирротиновых месторождений сопровождаются соответственно приморской и омсукчанской сериями гранитоидных и габброидных массивов и поясами лампрофировых и порфиритовых даек верхнемелового — третичного возраста (Радкевич, 1973; Иванов, 1971; Макеев, Политов, 1972).

Киммерийский пояс полиметалльно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений Большого Кавказа сопровождается в основном диабазовыми, а реже кислыми и сложными дайками, известными под названием «поясов Варданянца». На северо-западном Кавказе кроме даек наблюдаются небольшие гранитоидные и габброидные массивы Эцперского или Санчаро-Кардывачского комплекса средней юры (Кузнецов, 1940; Конкретные. . ., 1971; Твалчрелидзе, 1961, 1972; Асатиани, 1971).

Иртышский медно-пирротиновый пояс ассоциирует в зоне Иртышского глубинного разлома с габбро-диабазами габбро-плагиигранитной и диабаз-диоритовой формаций, а также со специфическими натровыми

гранитоидами формации мигматитов и анатектических гранитов герцинского возраста. (Принципы. . ., 1972).

Аппалачский пояс медно-пирротиновых и колчеданных месторождений в зоне глубинного разлома соседствует с поясом ультраосновных и основных пород герцинского возраста, известных под названием пояса Хесса (Ирдли, 1954; Кинг, 1969).

Джунгарские колчеданно-полиметаллические и полиметалльно-пирротиновые месторождения, локализованные в Текелийско-Сайрамнорском краевом разломе, сопровождаются свитами даек кварцевых порфиров, диоритовых порфиров и диабазов каледонского возраста (Шлыгин, 1964; Смирнов А. В., 1973).

Пояс колчеданных и медно-пирротиновых месторождений в каледонидах Норвегии тесно ассоциирует в пространстве с орогенными габброидными и трондьемитовыми массивами каледонского возраста (Хольтедаль, 1957).

Ладожско-Ботнический пояс колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических пирротинсодержащих месторождений в зоне Ладожско-Ботнического краевого разлома сопровождается орогенными габброидными, а иногда ультраосновными и гранитоидными массивами среднепротерозойского возраста.

Пояса медно-никелево-пирротиновых месторождений Кольского полуострова — Печенгский и Аллареченский — тесно связаны с основными — ультраосновными массивами протерозойского возраста.

Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления поясов Сингхбхума и Кетри в Индии также сопровождаются сериями долерит-диабазовых даек и своеобразных натровых гранитов.

Итак, во всех глубинных разломах, контролирующих полиметалльно-пирротиновое оруденение, присутствуют габброидные породы, а в Кольских, Ладожско-Ботническом, Аппалачском и Сингхбхумском поясах, т. е. в наиболее древних и глубоко эродированных районах, имеются также ультраосновные породы. В ряде более молодых поясов Альпийском, Киммерийском и Иртышском, а иногда и в более древних (в Норвегии, Сингхбхум в Индии), появляются своеобразные гранитоидные массивы.

Если габброиды и ультраосновные породы поясов, протяженных на сотни и первые тысячи километров, однозначно свидетельствуют о мантийном источнике расплавов, то гранитоиды, образующие часто одиночные массивы, могут рассматриваться как коровые образования, хотя они такими не являются. Сразу отметим, что в составе гранитоидов поясов нормальные граниты отсутствуют.

Гранитоиды в описанных поясах представлены гранодиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами, габбро-диоритами, адамелитами, трондьемитами и натриевыми (альбитовыми) гранитами. В этих породах в большинстве случаев натрий резко преобладает над калием, они пересыщены глиноземом, а содержание кремнезема и цветного компонента заметно варьирует. Для примера назовем анатектические граниты Иртышской зоны смятия, трондьемиты Норвегии, натровые граниты Сингхбхума, плагиогранит-порфиры и гранитоиды Эдзерского комплекса Большого Кавказа.

В ряде поясов и районов развития гранитоидов доказана или предполагается их комагматичность с основными эффузивами (Комсомольский район Приамурья, Дагестан, Тронхеймская мульда в Норвегии). Форма гранитоидных массивов однозначно свидетельствует о том, что

они являются трещинными телами (дайки трондьемитов Норвегии; дайкообразные массивы (длина 30 км, ширина 2—3 км) северо-западного Кавказа (Санчарский, Кардывачский, Нуарский); натровые граниты Сингхбхума (Индия) и Иртышской зоны смятия и т. д.).

В петрохимическом отношении эти породы характеризуются повышенным содержанием халько- и сидерофильных элементов по сравнению с нормальными гранитами. Геологические, петрологические и петрохимические особенности позволили исследователям прийти к выводу о том, что гранитоиды зон глубинных разломов являются производными основных (базальтоидных) расплавов (Кузевный и др., 1972; Асатиани, 1971; Долганев и др., 1974; Хольтедаль, 1957; Радкевич, 1973; Шипулин, 1971; Sarkar, 1966). Однако рассматриваемые массивы по времени образования орогенные, так как секут сланцевые толщи, собранные в складки. Как правило, массивы гранитоидов додайковые и всегда дорудные, так как содержат рудные тела полиметалльно-пирротинового типа. В Зиминском, Горабском, Келасурском и других массивах Эцёрского предверхнеюрского комплекса Западного Кавказа имеются халькопирит-пирротиновые и полиметаллические жилы рудопроявлений Зима, Квараша, Грибза и Нижне-Схапачское; в трондьемитах Норвегии установлены жилы месторождения Бьёркасен и Редхаммер; в натровых гранитах Сингхбхума локализованы месторождения Мозабони, Бадиа и т. д.

Постскладчатые диабазовые, диорит-порфириновые, лампрофировые и более кислые дайки поясов также дорудные по отношению к пирротиновому оруденению, что установлено полевыми наблюдениями на конкретных месторождениях и для поясов в целом. Например, на Ново-Монастырском (Соляников, Хетчиков, 1960), на Дальнетаежном (по данным П. Н. Антонова) и на Тернистом месторождениях (Н. И. Лаврик и др., 1971 г.), по данным П. Н. Кошмана, в Комсомольском районе Приамурья (Усенко, Чеботарев, 1973), на Эге-Хае (Геология..., 1965), на Укачилканском (Яковлев, 1975) и других месторождениях Востока СССР (Осипова и др., 1972) установлен дорудный возраст порфириновых и лампрофировых даек.

На многочисленных медно-пирротиновых рудопроявлениях Большого Кавказа давно установлено, что доверхнеюрские диабазовые дайки — образования дорудные (Варданыц, 1940; Твалчрелидзе, 1961; Черницын и др., 1971; Минералогия..., 1976; Особенности..., 1975; Осетров и др. 1975).

В Иртышской зоне смятия медно-пирротиновое и тесно с ним связанное кварц-халькопиритовое оруденение моложе всех интрузивных образований Иртышской зоны смятия (Зленко, 1963; Принципы..., 1972). В Аппалачском поясе имеются немногочисленные примеры локализации медно-пирротинового оруденения в магматических породах ультраосновного и основного составов или возрастных соотношений этих образований. Они отмечены М. Маги (1972) на Дактауне; П. Говардом (1964) на Элизабете, Дж. Карьером (1964) на месторождении Хантингдон. В норвежских каледонидах Ф. М. Воксом (Vokes, 1962, 1968) установлено, что медно-пирротиновые руды эпигенетичны к типичным медным колчеданам. Кроме того, на многих объектах (Сулительма, Ваддас-Гайса, Бьёркосен, Редхаммер, о. Лофонтен и др.) зафиксированы медно-пирротиновые и медноколчеданные тела типов «рерус» и «редхаммер» в орогенных габброидах или трондьемитах (Хольтедаль, 1957; Vokes, 1962; Wilson, 1973).

В медно-пирротиновых поясах Индии — Сингхбхум и Кхетри — имеются дорудные перидотиты и амфиболиты (метаморфизованные долеритовые дайки). В Печенгском и Аллареченском поясах также отмечены дорудные дайки диабазов, поперечные к основным рудовмещающим структурам (Ультраосновные и основные... , 1961; Яковлев, Яковлева, 1974).

Таким образом, полиметалльно-пирротиновое оруденение, будучи постранитоидным и постдайковым, относится к орогенному циклу развития соответствующих геосинклинальных систем.

## **2. О ДВУХ ЭТАПАХ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЛАНЦЕВОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА \***

Изучение базальтоидного магматизма и колчеданного (в широком смысле) оруденения ряда поясов, контролируемых глубинными разломами, показало, что в развитии сланцевых эвгеосинклиналей намечается минимум по два этапа базальтоидного магматизма и колчеданного оруденения. Эта проблема анализируется на примере юрской сланцевой эвгеосинклинали Восточного Кавказа.

Территория современного Кавказа в юрское время представляла собой сланцевую эвгеосинклиналь (Твалчрелидзе, 1972). Мощность существенно глинистых ниже- и среднеюрских отложений в восточной (Дагестанской и Азербайджанской) составляет 8—11 тыс. м. Мощность отложения верхнего тоара и аалена более 4 тыс. м. Среди них эффузивы составляют не более 5%. Интенсивные прогибания дна юрского геосинклинального бассейна сопровождалось образованием или оживлением глубинных разломов и, в частности, Главного Кавказского разлома и его алофиз. Эти разломы в значительной мере обуславливали и контролировали резкие градиенты прогибания дна ниже- и среднеюрского бассейна и привели, по мнению Г. И. Иванова (Колчеданные... , 1973), к формированию трех структурно-фациальных зон: а) северной или Агвали-Хивской с существенно песчаными прибрежно-морскими отложениями; б) центральной или Метлюта-Ахтычайской с алевролит-глинистыми мелководно-морскими отложениями; в) южной зоны с относительно глубоководными глинистыми и терригенно-флишеподобными отложениями.

Глубинный разлом в условиях интенсивного прогибания и растяжения являлся проводником для базальтоидной магмы и ее дериватов. Все магматические породы региона локализованы в зоне Главного Кавказского разлома.

Слабый базальтоидный магматизм в разных формах проявлялся на Восточном Кавказе в течение нижней и средней юры: в тоаре и аалене — в форме раннегеосинклинальной спилит-диабазовой формации в пределах Мачхалор-Калакорского рудного поля, в районе Диндидагского перевала и в Белокано-Закатальском рудном районе, после среднеюрской складчатости в послепататское время (?) — в форме постскладчатой формации диабазовых даек и малых интрузий вдоль всей зоны

\* Раздел написан совместно с В. П. Долганевым.

Главного Кавказского разлома и его ветвей и, в частности, в Хнов-Борчинском рудном поле и в Белокано-Закатальском рудном районе.

Спилит-диабазовая формация в Мачхалор-Калакорском рудном поле представлена эффузивно-силловыми горизонтами мощностью 50—200 м. Среди эффузивных потоков различаются лавы массивного сложения, а также шаровые и подушечные лавы. По составу среди лав установлены диабазы, базальтовые порфириды, вариолиты, спилиты и гиадокластиты. Силлы, тесно ассоциирующие с лавами, имеют диабазовый состав, а в центральных частях мощных силлов — габбро-диабазовый. Отдельные маломощные тела силлов относятся к альбитофирам. Все эти магматические породы собраны вместе с алевролит-сланцевыми толщами в асимметричные почти изоклинальные складки среднеюрского возраста.

Формация диабазовых даек и малых интрузий (габбро-диорит-диабазовая формация), изученная автором в Хнов-Борчинском рудном поле Горного Дагестана, представлена в основном диабазовыми дайками, реже дайкообразными массивами ультраосновных — основных пород и сложными дайками диабаз-плагиогранитного состава. Дайковая формация контролируется разрывными нарушениями Главного Кавказского разлома и сечет ниже- и среднеюрские складки.

Обе эти формации представляют собой два этапа базальтоидного магматизма в развитии юрской сланцевой эвгеосинклинали, разделенные эпохой складчатости.

Магматические образования обоих этапов — производные единого магматического очага, действовавшего на протяжении нижней и средней юры. Это доказывается сходством петрографических и петрохимических особенностей магматических пород обоих этапов и одинаковым направлением дифференциации (рис. 58). Некоторые различия объясняются условиями становления магматических тел: в морском бассейне ниже- и среднеюрского осадконакопления на первом этапе и в тектонических нарушениях среди смятых в складки терригенных ниже- и среднеюрских отложений во втором этапе. Подавляющая масса магматических тел в обоих этапах представлена безоливиновыми диабазами, содержащими ничтожные количества интерстициального кварца. Жильные диабазы второго этапа содержат чуть большее количество кварца и нередко являются кварцевыми диабазами (см. рис. 58). Из петрохимических особенностей отметим резко натровый состав щелочей при общей несколько пониженной щелочности, известковистости и повышенной глиноземистости по сравнению с нормативными породами.

Дифференциация в обоих этапах сводится к накоплению и обособлению более кислых расплавов с натровым составом, обогащенных летучими компонентами и сульфидным материалом. В магматических проявлениях первого этапа это выражается в появлении единичных силлов альбитофиридов и мелких магматических жил плагиогранофиридов, развитых в пределах тел субвулканических диабазов. В магматических продуктах второго этапа кислые дифференциаты представлены дайками плагиоаплитов и плагиогранофиридов, внедрившихся в осевые части даек кварцевых диабазов. Количество кислого материала в обоих этапах не превышает 5—10% объема магматических пород. Содержание акцессорных сульфидов (пирита и пирротина) в кислых разностях в несколько раз превышает их содержание в основных породах. Постскладчатый магматизм отличается несколько более широким развитием продуктов дифференциации: наряду с более обильным кислым остатком

появляются продукты ранней дифференциации ультраосновного — основного состава, например, типа Галагатхетской дифференцированной интрузии в Хнов-Борчинском рудном поле. Оба этапа магматической деятельности несколько отличаются постмагматическими аутометасоматическими изменениями, связанными с газовой фазой.

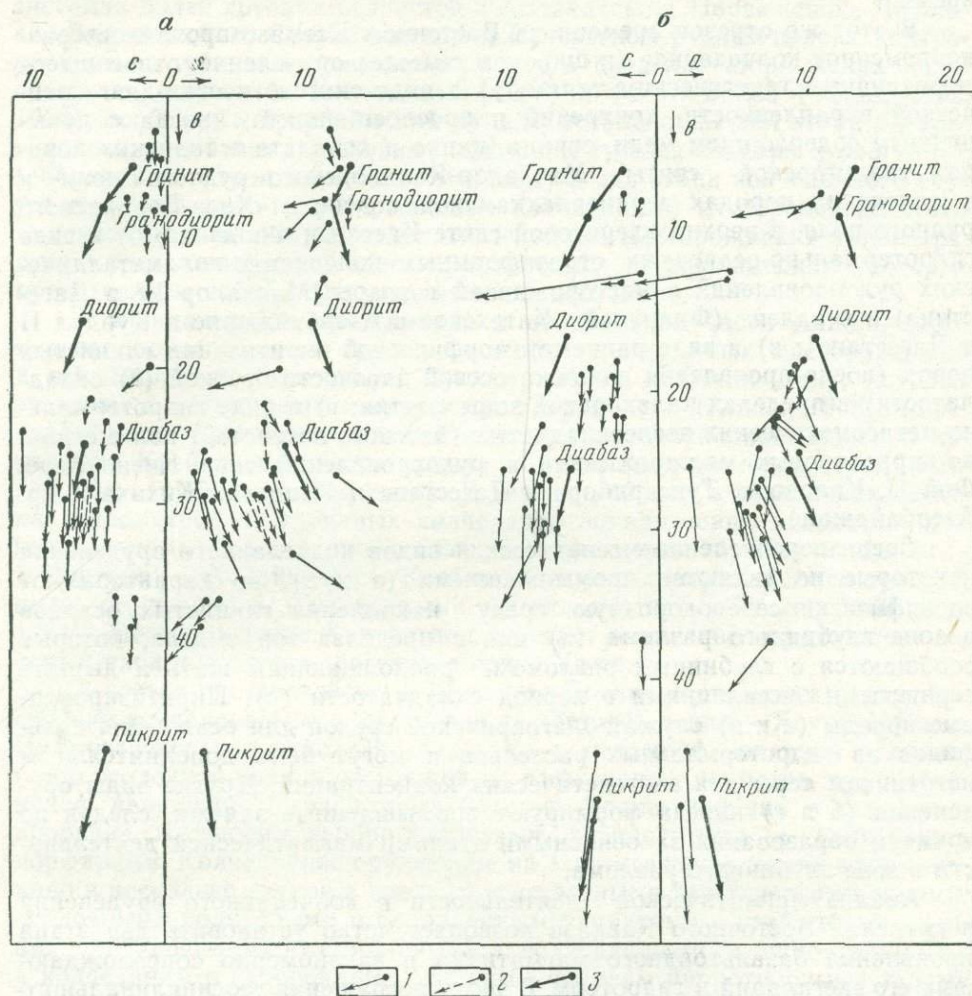


Рис. 58. Петрохимические диаграммы магматических пород Горного Дагестана:  
 а — спилит-диабазовая формация: 1 — породы субвулканической фации, 2 — породы эффузивной фации, 3 — средние типы по Р. Дэли; б — габбро-диорит-диабазовая формация: 1 — постскладчатые дайки, 3 — средние типы по Р. Дэли

Наиболее характерным процессом постмагматического изменения магматических образований, синхронных с осадконакоплением, является альбитизация, весьма широко проявленная в породах эффузивной фации. Аутометасоматическим изменением постскладчатых интрузивных образований служит кислотное выщелачивание, которое выражено серицитизацией более кислых даек со значительным привнесом калия и сосюритизацией, хлоритизацией и актинолитизацией основных. Для

обоих этапов характерен вынос кальция в процессах автотермического выноса, что в пределе приводит к нормативному пересыщению глиноземом диабазов и кварцевых диабазов. Таким образом, в зоне Главного Кавказского разлома в юрской сланцевой эвгеосинклинали базальтоидный магматизм проявился дважды — в доскладчатое и в постскладчатое время.

В этот же отрезок времени на Восточном Кавказе проявилось разновременное колчеданное (в широком смысле) оруденение, относящееся к различным генетическим типам: а) в виде сингенетически-диагенетической вкрапленности, конкреций и прослоев пирита, иногда с повышенным содержанием меди, свинца, цинка и кобальта в тоарских породах тахлуторской свиты Мачхалор-Қалакорского рудного поля и в ааленских породах верхнеялахакамской подсвиты Хнов-Борчинского рудного поля, в верхнесидеритовой свите Катеха и Филизчай; б) в виде гидротермально-осадочных стратиформных колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и месторождений в тоаре (Мачхалор IV в Дагестане) и в аалене (Филизчай, Катехское в Азербайджане и Курдул II в Дагестане); в) в виде раннеметаморфической пиритизации глинистых пород (после проявления кливажа осевой плоскости батской (?) складчатости) в пределах калакорской зоны смятия; г) в виде гидротермально-метасоматических послескладчатых (батского возраста?) полиметалльно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений типа Кизил-Дере, Фий II, Қалақора, Тунсарибора в Дагестане и Қацдага, Жихиха и др. Азербайджане.

Среди перечисленных генетических видов колчеданного оруденения некоторые не являются промышленными (а и в), но характеризуют специфически сероводородную среду накопления глинистых осадков в зоне глубинного разлома (а) или в пределах зон смятия, которые сообщаются с глубинным разломом, продолжающим жить и дышать сернистыми эксгаляциями в период складчатости (в). Пиритизированные породы (а и в) служат благоприятной средой для осаждения сульфидов из гидротермальных растворов и могут быть дополнительным источником серы для эпигенетических концентраций. Другие виды оруденения (б и г) иногда формируют промышленные залежи, следуя по времени образования за основными этапами магматической деятельности в зоне глубинного разлома.

Анализ магматической деятельности и колчеданного оруденения в пределах Восточного Кавказа позволяет четко установить два этапа проявления базальтоидного магматизма и закономерно сопровождающих его эксгаляций и гидротерм. В эпоху погружения геосинклинального ложа магматизм проявился в виде сингенетических с осадконакоплением маломощных спилит-диабазовых образований, а поступление в бассейн седиментации продуктов гидротермально-эксгаляционной деятельности привело в ряде случаев к формированию осадочно-гидротермального колчеданного (колчеданно-полиметаллического) оруденения филизчайского типа.

В постскладчатый этап развития геосинклинали габброидный магматизм реализовался в форме диабазовых и более кислых даек и малых интрузий, а сопровождавшая этот магматизм гидротермальная деятельность проявилась в виде гидротермально-метасоматического колчеданного (полиметалльно-пирротинового) оруденения кизил-деринского типа.

Установленные на Восточном Кавказе различные генетически типы и этапы габброидного магматизма и колчеданного оруденения, генерированные и контролируемые глубинным Кавказским разломом, вероятно, представляют собой закономерное проявление развития сланцевых эвгеосинклиналей. Сходное положение намечается в геосинклинальных системах более древних возрастов в Аппалачском, Норвежском, Ладожско-Ботаническом, Сингхбхумском и Печенгском рудных поясах, контролируемых глубинными разломами. Так, в пределах Норвежских каледонид, по данным У. Хольтедаля (1957) и Ф. М. Вокса (Vokes, 1962, 1968), особенно в Тронхеймской мульде, установлены два этапа базальтоидного магматизма (основные эффузивы группы Бюмарк и орогенные габброидные и трондjemитовые массивы) и два этапа колчеданного оруденения (осадочно-гидротермальные колчеданные месторождения типа «васкис» и «гангкис», а также колчеданные месторождения типов «рерус», «редхаммер» и медно-пирротиновые месторождения, которые представляют собой постскладчатые образования).

В аппалачской геосинклинали в центральной части Аппалачского медного пояса имеется группа типично колчеданных месторождений в шт. Виргиния (Арминиус, Сульфур Майн и Остин Ран), которые залегают в метаморфизованных туфах и риолитах (Kinkel, 1966). В пределах зоны глубинного разлома в северо-восточной части пояса в канадском Квебеке находится группа колчеданных месторождений (Юстис, Моултон-Хилл и Саффилд). В тех же районах в нескольких десятках километров от типичных колчеданов локализованы в зоне глубинного разлома медно-пирротиновые месторождения Ор-Ноб и Джонсон в Виргинии и Хантингдон в Квебеке, которые контролируются трещинными структурами, наложенными на складчатость (Kinkel, 1966; Кук 1964). Месторождение Хантингдон залегают в массиве перидотитов, который входит в состав орогенного пояса Хесса.

В состав протерозойского Ладожско-Ботанического пояса входят несколько южнокарельских колчеданных месторождений — Хаутоваарское, Нялмозерское и другие. Они залегают в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще, состоящей из эффузивных диабазов, туфопесчаников, кварцитов и графитовых сланцев. Толща собрана в складки и прорвана жильными габбро-диабазами, перидотитами и дацитовыми порфирами. Колчеданное оруденение на этих месторождениях сформировано в несколько этапов и представлено разными генетическими типами: осадочными оолитовыми и вкрапленными пиритами в графитовых сланцах; осадочно-гидротермальными колчеданными и эпигенетичными к колчеданам и габброидным жильным породам пирротиновыми телами (иногда с пентландитом и халькопиритом). Последние считаются гидротермально-метаморфогенными (Рыбаков, 1969; Руденко, 1970; Ручкин и др., 1972), хотя не исключено их гидротермальное происхождение. Таким образом, на основе этих примеров, а особенно на примере Восточного Кавказа, поиски колчеданных (в широком смысле) месторождений в пределах сланцевых толщ эвгеосинклиналей и зон глубинных разломов характеризующихся двухэтапным базальтоидным магматизмом, следует ориентировать одновременно на осадочно-гидротермальный (стратиформный) и на гидротермально-метасоматический (трещинный) типы оруденения.

### 3. СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приступая к обобщению материалов по морфологии и структурному положению рудных тел и месторождений рассматриваемой формации, еще раз подчеркнем, что в целом рудоносные пояса полиметалльно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений контролируются явными или скрытыми продольными или поперечными к складчатости глубинными разломами, которые трассируются магматическими телами, главным образом основного состава. Наиболее перспективные рудные районы, рудные поля и отдельные месторождения в региональном плане контролируются пересечением продольных и поперечных (часто скрытых) глубинных разломов.

Большинство полиметалльно-пирротиновых месторождений относится к среднетемпературным гидротермально-метасоматическим образованиям средних глубин. Для них выделяются такие же структурно-морфологические типы, что и для других гидротермальных месторождений. Однако в связи с тем, что большинство рассматриваемых месторождений и рудопроявлений залегают в относительно инертных осадочных и метаморфических породах, характеризующихся отчетливой слоистостью и полосчатостью, рудные тела имеют некоторые специфические особенности. Первая особенность заключается в том, что песчано-алевролит-глинистые породы и их метаморфизованные аналоги (кристаллические сланцы, гнейсы) обладают ограниченной способностью к метасоматозу вследствие их низкой пористости и относительной химической инертности. Это приводит к формированию рудных тел (преимущественно путем выполнения полостей) с резкими контактами с вмещающими породами. Как отступление от правила, переход от массивных рудных тел к вмещающим породам осуществляется через узкие зоны прожилковых, и реже брекчиевых руд.

Вторая особенность рудных тел, также связанная с природой алюмосиликатных вмещающих пород, — наличие согласных залежей. Однако согласные тела массивных халькопирит-пирротиновых руд залегают в основном в метаморфических породах. А. В. Королев (1951) отмечал преобладание согласных залежей в слоистых породах при резкой подчиненности секущих тел и отсутствии трубообразных. Однако в полиметалльно-пирротиновых месторождениях Востока СССР и Кавказа, которые залегают в песчано-алевролитоглинистых породах, согласные тела над секущими не преобладают. Наоборот, в песчано-алевролитоглинистых породах Востока СССР и в алевролитоглинистых толщах Кавказа редко наблюдаются согласные тела. Особенно показательны в этом отношении касситерит-пирротиновые месторождения Востока СССР. Среди учтенных автором месторождений подавляющую группу составляют различные секущие тела, а согласные залежи отсутствуют вообще. Секущие рудные тела располагаются как субпараллельно простиранию (под углом  $0-10^\circ$ ), так и под разными углами по отношению к осям складок, чаще всего косо ( $30-45^\circ$ ) или поперек. Следовательно, рудные тела выполняют обычные системы трещин, связанные со складчатостью и наложенные на складчатость. Это свидетельствует о том, что при образовании трещинных рудовмещающих структур анизотропные песчано-сланцевые толщи вели себя как однородные хрупкие породы. Сходное положение можно отметить для месторождений и рудопроявлений медно-пирротинового типа в юрских породах Кавказа. Рудные

тела обычно согласны лишь с простираем глинистых сланцев, смятых в изоклинальные складки, но секут их по падению, выполняя полости разрывных нарушений, развивающихся вдоль кливажных поверхностей и взбросо-надвиговых швов. Характерным примером являются рудные тела месторождения Кизил-Дере в Дагестане, которые лишь считаются согласными (Буадзе и др., 1973; Андреев и др., 1970), хотя автор доказал их секущее положение по отношению к слоистости пород и в целом к складчатым сооружениям (Структура и морфология..., 1970; Геология и генезис..., 1971; Геология и условия..., 1973).

Обобщение материалов по условиям локализации полиметалльно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений СССР и зарубежных стран (табл. 2) позволило выделить четыре морфолого-структурных типа рудных тел и месторождений по их отношению к вмещающим породам: I тип — согласные постскладчатые тела (26%); II тип — секущие тела в разрывных нарушениях среди осадочных и метаморфических пород (62%); III тип — рудные тела в тектонических контактах с магматическими жильными породами (4%) и в магматических породах (8%); IV тип — месторождения и рудные тела в комбинированных структурах (в подсчетах включены в состав первых трех типов). Каждый из морфолого-структурных типов подразделяется на подтипы. Вследствие различной степени изученности месторождений, некоторые из них отнесены к тому или иному подтипу несколько субъективно.

Таблица 2

Рудные пояса и рудные районы	Количество учтенных месторождений (а) и рудопроявлений (б)	
	а	б
<i>Протерозойские</i>		
Ладожско-Ботнический	27	Не учтено
Печенгский	5	
Сингхбхум, Кетри и Дариба	10	п"10
<i>Палеозойские</i>		
Иртышский	2	50
Текелийский	12	Не учтено
Южно-Уральский	2	5
Аппалачский	14	18
Норвежский	5	Не учтено
<i>Киммерийский</i> (Кавказский)		
Краснодарский край	1	20
Осетия	10	40
Чечено-Ингушетия	1	15
Дагестан	2	п·10
Азербайджан	5	п·10
Грузия	—	55
<i>Альпийский</i>		
Приморье, Приамурье и Северо-Восток СССР	50	Не учтено
<b>Итого</b>	<b>146</b>	<b>Более 300</b>

*I тип: согласные постскладчатые тела.* Характеризуется залеганием рудных тел в полостях, образованных в период складчатости благодаря анизотропии слоев. Среди них можно выделить следующие подтипы:

1) пласто- и линзообразные тела массивных полосчатых руд в метаморфизованных породах с различной компетентностью слоев (подтип Ia). Они залегают в моноклиналях по плоскостям сланцеватости — слоистости или на крыльях изоклинальных складок, где сланцеватость осевой поверхности почти совпадает с напластованием пород. Это широко распространенный тип рудных тел и месторождений Аппалачского, Иртышского, Текелийского и Скандинавского полиметалльно-пирротиновых поясов. В качестве примеров на рис. 38, 46, 52 представлены схемы Вавилонского, Текелийского и Хаутоваарского месторождений;

2) линзообразные тела брекчиевых, прожилковых и массивных руд в межпластовых зонах дробления, срыва или будинажа (подтип Ib). Такой подтип рудных тел распространен реже. Часто он сочетается с первым подтипом. В качестве примеров приведены схемы месторождений Госсан-Лед (см. рис. 40) из Аппалачского пояса и Лаурское (см. рис. 17) из Кавказского пояса. В зонах будинажа залегают ряд жил Краснореченского и Хрустального месторождений Приморья;

3) седловидные тела в замковых частях мелких складок, образованных породами разной компетентности (подтип Iv). Этот подтип часто сочетается с подтипами IIe и IIж и имеет немногочисленных представителей в Аппалачском, Кавказском и Текелийском поясах. В качестве примеров представлены рудное тело Бойд (см. рис. 39) из рудного района Дактаун в Аппалачах и рудопроявление Кацмало в Азербайджане.

4) линзо- и трубообразные тела в мелких складках волочения, осложняющих крылья более крупных складок (подтип Ig). Примеры многочисленны. К ним может быть отнесено главное рудное тело месторождения Элизабет в Аппалачах (см. рис. 42). Кроме того, подобные тела известны в Болидене в Швеции и на месторождении Дариба в Индии.

*II тип: секущие тела в разрывных нарушениях.* Подразделяется на семь подтипов:

1) линзо- и жилообразные тела и минерализованные штокверковые зоны, согласные или почти согласные с простираем пород, но секущие их по падению (подтип IIa). Этот тип распространен весьма широко, особенно он характерен для касситерит-пирротиновых месторождений Востока СССР (Эге-Хая, Имтаиджинское, Улахан-Эгелях, Депутатское, Пыркакайское, Фестивальное, Пионерское, Учаминское, Хрустальное, Темногорское и др.), а также в Аппалачском (Ор-Ноб и др.) и Кавказском поясах (Кизил-Дере, Фий и другие в Дагестане, Осетии, Чечено-Ингушетии и т. д.);

2) жилы, линзы и минерализованные штокверковые зоны, секущие вмещающие породы под углом 30—75°, в ядерных частях или на крыльях складок (подтип IIб). Этот подтип также характерен для касситерит-пирротиновых месторождений Востока СССР: Щербаковское, Ю. Иманское, Тернистое (см. рис. 14). Зимнее, Монастырское, Ахобинское, Дальнетаежное, Звездное, Укачилканское, группы им. Лазо, Валькумейское, Надежда, Рудницкое и другие. В качестве примера приводится Укачилканское месторождение (см. рис. 15);

3) жилы, линзы и минерализованные штокверковые зоны, поперечные к простираанию складок распространены значительно меньше (под-

тип II в). В Кавказском поясе к этому подтипу относятся халькопирит-пирротиновые рудопроявления: Ларское в Грузии, Атамажинское, Балка Узкая и Белореченское I в Краснодарском крае, некоторые рудопроявления Осетии, Дагестана (Химрик). Из касситерит-пирротиновых месторождений Якутии и Приамурья назовем группу Харатас-Бургочанское-Алысхая, Кинжал, им. 18 августа, Анкочинское и др.;

4) жилы, линзы и минерализованные зоны в трещинах, оперяющих крупные разломы (подтип II г). Этот подтип распространен во всех рудных поясах. В качестве примера приведем месторождение Дальнее из Приморского рудного пояса.

5) трубо- и линзообразные тела массивных или прожилковых руд в участках пересечения или сочленения разрывных нарушений (подтип II, д). Примеры единичны: месторождение Хетинское, рудоносные штокерки Пыркакая (см. рис. 16) на Северо-Востоке СССР, месторождение Елк-Ноб в Аппалачах и Кизил-Дере в Дагестане (см. рис. 28);

6) линзо- и плитообразные тела в зонах расланцевания и дробления, возникших в связи с взбросо-надвигами (подтип II е), имеют очень многих представителей во всех рудных поясах: месторождения пояса Сингхбхум в Индии (см. рис. 53), норвежские месторождения (Сулителма, Тромс, Биртоварре); месторождение Оутокумпу в Финляндии; группа месторождений рудного поля Элизабет и Аппалачах; Чугушская и Кодорская группа рудопроявлений, Кацдаг и др. на Кавказе (см. рис. 37);

7) линзо- и жилообразные тела в зонах кливажа осевой поверхности складок распространены не очень широко, но имеют представителей во многих рудных поясах: в Кавказском (рудопроявления Кодорской группы, Чечено-Ингушетии и Дагестана), в Аппалачском (ряд месторождений района Дактаун).

*III тип: рудные тела в тектонических контактах вмещающих пород и магматических жильных тел, а также в магматических породах.* Подразделяется на два подтипа (см. рисунки 37, 44, 53):

1) рудные тела в контактах (подтип III а) — весьма часто встречается в месторождениях касситерит-пирротинового типа на востоке Советского Союза и медно-пирротиновых рудопроявлениях Кавказского пояса. Однако следует учитывать, что для большинства олово-пирротиновых месторождений не контакт порода—дайка имеет рудоконтролирующее и рудовмещающее значение, а додайковые трещинные структуры, в которые последовательно проникал расплав и рудоносные растворы. В Кавказском медно-пирротиновом поясе в контактах с диабазовыми дайками залегают очень много рудопроявлений, но единичные месторождения. Характерными примерами могут служить рудопроявления Химрик, Бакадухор и Мачхалор в Дагестане, месторождение Кацдаг в Азербайджане (см. рис. 37), рудопроявления Каурбекхохское в Осетии, Бзерпия-Лаура в Краснодарском крае, Девдоракское, Кодорские и Горно-Рачинские рудопроявления в Грузии. Имеются ряд примеров среди месторождений палеозойских (Вавилонское) и протерозойских (Южно-Карельские, Печенга, Оутокумпу, см. рис. 51);

2) рудные тела в магматических породах (подтип III, б) — имеет немногочисленных представителей, но важен в генетическом отношении, так как наличие медно-пирротиновых, полиметалльно-пирротиновых месторождений в гранитах или габроидных массивах близкого возраста подчеркивает эпигенетичность и посторогенный характер рассматриваемого типа оруденения. Примерами служат Бадия и Мозабони

в гранитах пояса Сингхбхум (см. рис. 53); некоторые рудопроявления Грузии (Зима, Квараша, Грибза, Бешта, Нижне-Схапачское, Девруша), в Осетии (Кайдонское в габбро-диабазе). Очень интересен пример Ивановского месторождения (см. рис. 44) на Южном Урале, напоминающего Печенгу, а также Кемпбелл-Шибугамо, Опемиско и Хантингдон в Канаде.

*IV тип: рудные тела и месторождения в комбинированных структурах.* На многих месторождениях рудные тела контролируются не одним структурным элементом, а несколькими, причем не всегда можно отдать предпочтение какому-то одному элементу. Есть много примеров, когда на крупных месторождениях, состоящих из нескольких рудных тел, контроль не один и тот же для разных рудных тел. В таких случаях приходится говорить о комбинированных структурах. Например, месторождение Кацдаг локализовано в надвиговой зоне, осложняющей поперечную (антикавказскую) складку и насыщенной дайками разного состава, которые также контролируют рудные тела. Существуют также поперечные к надвигам нарушения, которые ограничивают дайки и рудные тела по простиранию. Месторождения Мозабони и Бадия, залегающие в рассланцованных гранитах, контролируются одним из швов надвига Сингхбхум, а наиболее мощные части жильобразных рудных тел вмещаются поперечными синклинальными складками, в которые собраны надвиговые швы наподобие стиральной доски.

Месторождение Кизил-Дере контролируется крутой взбросовой зоной, которая, вероятно, оперяет Ахтычайский региональный разлом. Но одновременно два трубо-линзообразные тела месторождения контролируются тектоническими клиньями, которые образованы сходящимися под острым углом отдельными швами взбросовой зоны. Поэтому месторождения Кизил-Дере, Кацдаг и Мозабони фигурируют в классификации морфолого-структурных типов несколько раз. Например, месторождение Кизил-Дере приводится как пример в типах II а, II д и IV. В тип IV отнесено около 30 месторождений из 146 учтенных, но так как эти 30 входят также в I—III группы, то в подсчет они включены в состав первых трех. Это свидетельствует о некоторой условности предлагаемой классификации. Однако она важна для практических целей, чтобы можно было рекомендовать для поисково-разведочных работ наиболее перспективные типы рудных тел, месторождений и контролирующих их структур.

#### **4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИНОВЫХ ПОЯСОВ**

##### **МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ТИПОМОРФНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ**

Минералогия большинства полиметалльно-пирротиновых месторождений и рудопоявлений сходна как по числу минеральных видов, так и по их списочному составу и геохимическим характеристикам. В рудах обычных месторождений насчитывается 20—30 минеральных видов, в богатых минералами месторождениях 60, в крупных и хорошо изученных месторождениях — до 40 и более, а в рудопоявлениях — до 15. При описании некоторых месторождений приводился списочный состав руд с подразделением на главные (более 10%), второстепенные (1—10%) и

редкие минералы (менее 1%). Поэтому здесь приведены обобщенные таблицы 3 и 4 минерального состава главных рудных поясов и эпох рудообразования с указанием количества учтенных месторождений. Кроме подразделения на главные, второстепенные и редкие, введена дополнительная градация — спорадические минералы (редкие и второстепенные по количеству), но встречающиеся не во всех месторождениях и рудопроявлениях пояса, а только на некоторых (цифра справа от названия). Всего учтено 146 месторождений и несколько десятков рудопроявлений. Последние главным образом по Кавказскому и Иртышскому медно-пирротиновым поясам. Следует иметь в виду весьма неравномерную изученность многих месторождений и рудопроявлений, а также неполную информацию по ряду месторождений, например по норвежским, по аппалачским и финским.

Практически во всех рудных поясах и эпохах рудообразования состав главных и второстепенных минералов полиметалльно-пирротинового типа оруденения постоянен (см. табл. 4, 3). Это пирротин, пирит, кварц, халькопирит, сфалерит, магнетит, реже галенит и арсенопирит, хлорит, серицит, карбонаты, графит, реже турмалин и минералы группы амфиболов (тремолит-актинолит и антофиллит).

Набор редких и особенно спорадических минералов в целом тоже сходен, хотя имеются определенные различия как в числе видов, так в списочном составе и количественной роли минерала (второстепенный, редкий или спорадический).

Типоморфный набор редких и спорадически встречающихся минералов следующий: блеклые руды, касситерит и станнин, группа буланжерита, кубанит, валлериит, кобальтовый минерал (кобальтин или кобальтовый диарсенид), серебро, иногда с аргентитом, висмут или висмутин, реже висмутовые теллуриды, иногда золото, шеелит или вольфрамит и пентландит. Из нерудных отметим эпидот, пироксен, андрадит, мусковит, биотит, апатит и флюорит, альбит, иногда серпентин и тальк, а также реликтовые минералы вмещающих пород: альмандин, кордиерит, сфен, рутил, полевые шпаты и некоторые другие. Таким образом, типоморфный список минералов полиметалльно-пирротинового типа оруденения насчитывает 3—4 главных, 7—10 второстепенных и 20—25 редких и спорадических минералов, не считая «реликтовых» (минералов вмещающих пород).

Рассматривая список минералов, можно заметить, что он в основном состоит из среднетемпературных минералов. В нем почти отсутствуют высокотемпературные (хотя их следы наблюдаются: турмалин, амфиболы, слюды, скарновые) и типично низкотемпературные минералы. Таким образом, основной рудообразующий процесс протекал в интервале от 350—300 до 200°C, что подтверждается данными по гомогенизации и декрипитации жильных и рудных минералов ряда типовых месторождений (Кизил-Дере, Садон, месторождения зоны Сингхбхум, Дальнего Востока СССР, Дактаун и Ор-Ноб и др.).

Анализируя данные табл. 5, в которой месторождения сгруппированы по эпохам рудообразования, можно сделать вывод, что состав руд месторождений рассматриваемого типа в принципе не меняется с возрастом оруденения. Остается постоянным и общее количество минеральных видов (40—50). Относительное богатство минеральных видов (61) в протерозойской группе и бедность в каледонской (35) объясняются обилием минеральных видов в протерозойском уникаме — Болидене, и неполной информацией о рудах норвежских каледонид.

Минеральный состав рудных поясов

Пояс	Мине			
	Главные более (10%)		Второстепенные (1—10%)	
	рудные	нерудные	рудные	нерудные
Ладожско-Ботнический (12 месторождений)	Пирит, пирротин	Кварц, серицит, хлорит	Халькопирит, сфалерит, арсенипирит	Тремолит, диопсид, эпидот, кальцит, графит, биотит, турмалин
Сингхбхум (10 месторождений)	То же	Кварц, хлорит	Халькопирит, марказит, магнетит	Серицит, биотит, турмалин, апатит, сидерит, кальцит, графит, мусковит, альбит
Аппалачский (14 месторождений)	„	Кварц	Халькопирит, сфалерит, магнетит	Хлорит, серицит, кальцит, биотит, актинолит, тремолит, турмалин, альбит, роговая обманка, антофиллит, графит
Иртышский (2 месторождения, 12 рудопроявлений)	„	Кварц, хлорит, антофиллит	Халькопирит, сфалерит, магнетит, мельниковит, марказит, троилит	Серицит, биотит, мусковит, кальцит, турмалин, доломит, анкерит, сидерит, актинолит, альбит, графит, куммингтонит, ортоклаз
Кавказский (19 месторождений и п. 10 рудопроявлений)	„	Кварц	Халькопирит, сфалерит	Хлорит, сидерит, кальцит, серицит, графит и графитизированное ОВ
Приморский вместе с Приамурьем и Северо-Восток Советского Союза (50 месторождений)	„	То же	Сфалерит, галенит, арсенипирит, халькопирит	Хлорит, турмалин, сидерит, кальцит, серицит, графит и графитизированное ОВ

редкие (менее 1%)		Спорадические среди редких и второстепенных	
рудные	нерудные	рудные	нерудные
Магнетит, га- лениит, блеклая руда	Тальк, серпен- тин	Джемсонит (2), бу- ланжерит (5), кассите- рит (2), гематит (5), ильменит (2), кобаль- тин (1), пентландит (2), борнит (3), шеелит (4), молибденит (2), висмут (2) и др.	Цеолиты (2), доло- мит (2), сфен (2), ан- драдит (2), мусковит (2), альмандин (1), ди- стен (2), хромдиоксид (1), уваровит (1), фук- сит (1), кордиерит (2)
Сфалерит, га- лениит, арсенопи- рит, кобальтин, борнит, молибде- нит, миллерит, уранинит, маки- новит, пентлан- дит	Флюорит	Ильменит, рутил, ге- матит, серебро, воль- фрамит, кубанит, вал- лернит, тетрадимит, скутерудит, теллури- висмутит, хизлеводит	Дистен, альмандин
Галениит, блек- лая руда, арсено- пирит	Доломит, анке- рит, сидерит, му- сковит, эпидот, апатит, тальк, серпентин	Висмут (1), кубанит, валлернит (1), молиб- денит (1), борнит (2), станнин (2), золото (3)	Полевой шпат (4), альмандин (3), андра- дит (3), пироксен (3), гипс (1), родонит (1)
Галениит, блек- лая руда, стан- нин, касситерит, арсенопирит, иль- менит, рутил, ше- елит, кубанит, валлернит, мо- либденит, теллу- риды и др.	Сфен, флюо- рит, эпидот, апа- тит, тальк, сер- пентин, барит, циркон, гипс, ан- гидрит	Висмут (1), висму- тин (1)	Альмандин, кордие- рит
Галениит, блек- лая руда, арсе- нопирит, магне- тит, кобальтин, мельниковит, марказит	Анкерит	Станнин (5), касси- терит (4), серебро (5), гематит (7), вис- мут (2), висмутин (3), кубанит (7), валлернит (5), пентландит (3) и др.	Турмалин (7), пирок- сен (3), доломит (5), флюорит (4), мусковит (3), биотит (3), андра- дит (3), эпидот (7), ак- тинолит (5), тремолит (5), барит (5), волла- стонит (5)
Касситерит, станнин, блеклая руда, магнетит, марказит	Анкерит, флю- орит	Антимонит (2), джемсонит (11), булан- жерит (7), прустит-пи- раргирит (6), серебро (6), рутил (10), гема- тит (13), кобальтин (8), висмутин (9), вис- мут (9), вольфрамит (15), шеелит (10), ку- банит (10), валлернит (9), тиллит (3), фран- кент (3), сурьма (2), алабандин (1) и др.	Родохрозит (9), му- сковит (13), топаз (11), эпидот (8), актинолит (1), калиевый полевой шпат (5), альбит (6), аксинит (10), цеолиты (5), родонит (2), те- фроит (1), манганан- керит (1)

Минеральный состав возрастных групп полиметалльно-пирротинового оруденения

Возрастные группы	Мине			
	Главные (более 10%)		Второстепенные (1—10%)	
	рудные	нерудные	рудные	нерудные
Протерозойская (43 месторождения; 56 минералов)	Пирит, пирротин	Кварц	Сфалерит, халькопирит, ар- сенопирит	Хлорит, сери- цит, графит, каль- цит
Каледонская (17 месторожде- ний; 35 минера- лов)	То же	Кварц, каль- цит	Сфалерит, га- ленит, халькопи- рит, магнетит	Хлорит, сери- цит, тремолит, графит
Палеозойская (18 месторожде- ний; 55 минера- лов)	„	Кварц	Сфалерит, халькопирит, магнетит	Хлорит, турма- лин, анкерит, си- дерит, кальцит, биотит, актино- лит, серицит, альбит, антофил- лит, куммингто- нит, графит
Киммерийская (19 месторожде- ний; 40 минера- лов)	„	„	Сфалерит, халькопирит	Хлорит, сиде- рит, кальцит, се- рицит, графит и графитизирован- ное ОВ
Альпийская (50 месторожде- ний; 53 мине- рала)	„	„	Сфалерит, га- ленит, халькопи- рит, арсенопирит	Хлорит, тур- малин, сидерит, кальцит, сери- цит, графит и графитизирован- ное ОВ

Таблица 4

ралы			
Редкие (менее 1%)		Спорадические среди редких и второстепенных	
рудные	нерудные	рудные	нерудные
Галенит, блеклая руда, серебро, золото		Шеелит (3), миллерит (5), уранинит (3), буланжерит (5), магнетит (7), борнит (9), ильменит (5), кобальтин (9), кубанит (8), валлериит (8), марказит (5), пентландит (9), молибденит (5), рутил (3), теллуриды (6), троилит (3), макиновит (5), скуттерудит (5), висмут (2), висмутин (2), тетрадимит (2), хизлевудит (1), вольфрамит	Фуксит (1), кордиерит (6), роговая обманка (2), альбит (3), эпидот (3), андрадит (2), турмалин (10), мусковит (8), сфен (6), серпентин (5), доломит (6), биотит (11), пироксен (5), апатит (7), алмадин (5), тальк (5), тремолит (6), циркон (3)
Блеклая руда, мельниквит, марказит	Анкерит, сидерит	Буланжерит, арсенопирит, ильменит, рутил, гематит	Турмалин, доломит, сфен, мусковит, биотит, андрадит, пироксен, эпидот, актинолит, апатит, роговая обманка, тальк, серпентин, барит
Галенит, блеклая руда, арсенопирит, кубанит, валлериит, марказит	Доломит, мусковит, эпидот, тальк, апатит, серпентин	Станнин, касситерит, ильменит, рутил, мельниквит, висмутин, висмут, шеелит, молибденит, троилит, теллуриды	Сфен, флюорит, калиевый полевой шпат, роговая обманка, алмадин, кордиерит, барит, циркон, андрадит, пироксен, альбит
Галенит, блеклая руда, арсенопирит, магнетит, кобальтин, мельниквит, марказит	Анкерит	Станнин (5), касситерит (4), самородное серебро (5), аргентит (5), гематит (7), висмутин (3), самородный висмут (2), кубанит (7), валлериит (5), пентландит (3)	Турмалин (7), доломит (5), флюорит (4), мусковит (3), биотит (3), андрадит (3), пироксен (3), эпидот (7), актинолит (5), тремолит (5), барит (5), волластонит (5)
Блеклая руда, станнин, касситерит, магнетит, марказит	Анкерит, флюорит	Антимонит (2), джемсонит (11), буланжерит (7), прустит-пираргирит (6), аргентит (6), рутил (10), гематит (13), кобальтин (8), висмутин (9), висмут (9), вольфрамит (15), шеелит (10), кубанит (10), валлериит (9), тиллит (3), франкеит (3), сурьма (2), алабандин (1)	Родохрозит (9), мусковит (13), топаз (11), эпидот (8), актинолит (1), апатит (12), КГПШ (5), альбит (6), аксинит (10), цеолиты (5), родонит (2), тефронт (1), мангананкерит (1)

Однако в минеральном составе, особенно в количественной роли отдельных видов (или групп минералов), в некоторых рудных поясах существуют отличия. Частично это объясняется металлогенической специализацией рудных поясов, связанной с появлением в них материнских ультраосновных или кислых магматических пород наряду с типоморфными магматическими породами основного состава, с которыми, вероятно, генетически связано полиметалльно-пирротиновое оруденение. Кроме пространственной и временной ассоциации полиметалльно-пирротинового оруденения с продуктами основной базальтоидной магмы, о генетической связи его свидетельствует яркая сидерофильность руд: обилие силикатов, карбонатов, окислов и особенно сульфидов железа, халькопирита, железистого сфалерита, примесей кобальтовых, титановых, мышьяковых минералов, самородных серебра, висмута, минералов олова, свинца и ряда других элементов, для которых характерна связь с основными породами.

Одна из основных особенностей минерализации рассматриваемого типа — обогащение руд медью. Исключения составляют лишь месторождения Востока СССР, Текелийского рудного района и протерозойские колчеданы Карелии, где медь присутствует в непромышленных количествах.

Медь во всех месторождениях пирротинового типа от протерозойского до альпийского возраста, залегающих в углисто-глинистых сланцах и метаморфических графитсодержащих породах, представлена халькопиритом, с которым лишь в некоторых крупных месторождениях в ничтожных количествах ассоциируют кубанит, валлериит и борнит. Блеклая руда более постоянный спутник халькопирита, содержится также в микроскопических количествах. Присутствие кубанита и валлериита в качестве продуктов распада халькопирита свидетельствует о том, что температура образования его 300—250°C. Кроме этих редких минералов-примесей, медь постоянно встречается в пирротине и сфалерите частично изоморфно к железу, а чаще в форме эмульсионной вкрапленности халькопирита.

Появление магнезиальных, никелевых, а иногда и хромсодержащих минералов в Ладожско-Ботническом и Сингхбхумском поясах несомненно связано с присутствием материнских магматических тел ультраосновного состава. Это пентландит, виоларит, никелин, серпентин и тальк в рудах Печенги; пентландит Хаутоваары; пентландит, уваровит, хромдиопсид, серпентин и тальк в рудах Оутокумпу; пентландит, миллерит, хизлевудит, макиновит в рудах месторождений зоны Сингхбхума; пентландит, виоларит, никелин и обилие талька и серпентина в Ивановском медно-пирротиновом месторождении на Южном Урале. Кроме собственно никелевой минерализации, рудные минералы перечисленных месторождений, особенно пирротин, пирит и халькопирит, содержат изоморфную примесь никеля (первые десятки доли процента). Руды полиметалльно-пирротиновых месторождений, в которых отсутствует собственная никелевая минерализация, обычно бедны изоморфным никелем (тысячные доли процента). Поэтому никель, в отличие от кобальта, нельзя считать типоморфным элементом руд полиметалльно-пирротинового типа.

Альпийский пояс полиметалльно-пирротиновых месторождений Востока СССР (Приморье, Приамурье и Северо-Восток Советского Союза, которые известны в литературе как месторождения касситерит-сульфидной формации) отличается от полиметалльно-пирротиновых поясов иного

возраста ярко проявленной оловянной и иногда промышленной свинцово-цинковой минерализацией. О природе оловянной (касситеритовой) минерализации в этих месторождениях существуют различные точки зрения (Радкевич, 1973). При всем различии трактовок генетической связи касситерит-сульфидного оруденения с магматическими породами (Ф. К. Шипулин, В. В. Онихимовский, М. А. Фаворская, М. Г. Руб, Е. А. Радкевич, В. Л. Барсуков, М. П. Материков и др.) почти все исследователи наряду с представлением о мантийном источнике оруденения признают материнскую роль кислых, гибридных или контаминированных гранитоидных расплавов в формировании оловянного оруденения. Во всяком случае, материнская роль гранитов в формировании кварц-касситеритовой формации, месторождения которой нередко ассоциируют в пространстве с касситерит-сульфидными месторождениями Востока СССР, ни у кого не вызывает сомнений (Радкевич, 1973; Иванов, 1971; и др.). Поэтому оловоносность полиметалльно-пирротиновых месторождений Востока СССР можно связывать с наличием в некоторых районах посторогенных гранитоидных штоков — производных основного расплава.

Оловянной минерализацией заражены месторождения и рудопроявления киммерийского пояса Кавказа, палеозойского Иртышского пояса и южной части протерозойского Ладожско-Ботнического пояса. В частности в Дагестане, по данным Н. Т. Романова и В. Н. Молотова, Л. В. Пшеничного и Б. П. Лучникова, из более чем 300 сульфидных рудопроявлений в 32 химических анализом зафиксировано олово в кварц-хлорит-сульфидных агрегатах в количестве сотых и реже десятых долей процента. В. Б. Черницын и др. (1971) отмечают касситерит как характерный минерал медно-пирротинового типа оруденения Приводораздельной металлогенической зоны Большого Кавказа. В некоторых месторождениях и рудопроявлениях (Кизил-Дере, Буронское, Филизчай, Нижне-Схапачское в Абхазии, рудопроявления Горной Рачи и др.) разными исследователями установлены касситерит и станнин. Наличие более 30 оловосодержащих рудопроявлений в Дагестане и касситерита, станнина в рудах единственного пока промышленного медного месторождения Кизил-Дере позволяет нам ставить вопрос о постановке ревизионных работ на олово в Дагестане.

Проявления касситерита установлены в рудах некоторых месторождений и рудопроявлений Иртышской зоны смятия на Алтае, например, в Вавилонском месторождении. В последнем, по мнению Б. Ф. Зленко (1963), касситеритовая минерализация связана с влиянием более раннего Змеиногорского гранитоидного комплекса. Но так как в рудообразующих сульфидах — пирротине и халькопирите — им же установлена примесь олова до 0,04%, не исключается и собственная касситеритовая минерализация медно-пирротиновой формации.

На юге Ладожского-Ботнического пояса имеется рудный район Питкяранта, в рудах которого касситерит ассоциирует с магнетитом, халькопиритом, сфалеритом и пирротинном.

Кроме минеральной формы, олово постоянно обнаруживается в тысячных и сотых долях процента в основных рудообразующих сульфидах многих месторождений разных поясов — в пирротине, халькопирите, сфалерите и галените. Сфалерит и галенит альпийских месторождений Востока СССР содержат олово в сотых и десятых долях процента. Следовательно, концентрация олова в сульфидах железа, меди, свинца и цинка делает его типоморфным элементом полиметалльно-пирротиновых руд.

Свинцово-цинковой минерализацией характеризуются, кроме альпийского пояса Востока СССР, все остальные полиметалльно-пирротиновые пояса от протерозойского до киммерийского возраста. Галенит-сфалеритовая и сопутствующая ей серебряная минерализации проявлены в северо-западной части Ладожско-Ботнического пояса (районы Шелефтео в Швеции и Виханти в Финляндии), в Иртышском и Текелийском поясах, в южной части Аппалачского пояса (район Дактауна) и в Кавказском поясе, практически на всем его протяжении от Краснодарского края и Грузии до Дагестана и Азербайджана. Во всех случаях, в том числе в промышленных объектах, цинк преобладает над свинцом. В минералогическом плане цинк представлен главным образом железистым сфалеритом, что подчеркивает сидерофильность руд, недосыщенность их серой.

Свинец представлен галенитом, который в большинстве месторождений и рудопроявлений (см. таблицы 3, 4) относится к числу редких минералов, но бывает и второстепенным. В некоторых поясах (Ладожско-Ботнический и Дальневосточный) галенит сопровождается сурьмяными сульфосолями — буланжеритом и джемсонитом и, значительно реже, тиллитом и франкеитом. С галенитом обычно связаны микроскопические проявления серебра в форме самородного серебра, реже аргента и еще реже прустита и параргирита или теллуридов (Болиден в Швеции и зона Сингхбхум в Индии).

Мышьяк, кобальт, висмут и золото также типоморфные элементы полиметалльно-пирротинового типа оруденения, которые подчеркивают его сидерофильность. Их содержания в рудах превышают кларки этих элементов.

Мышьяк в форме арсенипирита, блеклой руды и кобальтина или диарсенидов кобальта присутствует почти повсеместно в месторождениях, но достигает промышленных концентраций только в шведском Болидене, где арсенипирит является наряду с медью и золотом важнейшим промышленным компонентом руд.

В большинстве месторождений арсенипирит, блеклая руда и арсениды и сульфоарсениды кобальта относятся к числу редких минералов, исключая месторождения района Шелефтео (северо-западная часть Ладожско-Ботнического пояса) и касситерит-пирротиновые месторождения Востока СССР, где арсенипирит второстепенный, а не редкий минерал и его содержание достигает нескольких процентов.

Кобальт тесно связан с мышьяком в форме кобальтина или скутерудита и сафлорита. Кобальтовые минералы в большинстве поясов представляют собой минералы-примеси. В тех полиметалльно-пирротиновых поясах, где отсутствует собственно кобальтовая минерализация (палеозойские пояса — Аппалачский, Иртышский и Южноуральские месторождения), кобальт обнаруживается в рудах и в форме изоморфной примеси в основных рудообразующих сульфидах: пирротине, пирите и халькопирите — в сотых долях процента. В кобальтин- и скутерудитсодержащих полиметалльно-пирротиновых рудах кобальт также содержится изоморфно в сульфидах железа, меди, цинка и мышьяка (десятые и сотые доли процента), например, в медных рудах Оутокумпу, Болидена, Сингхбхума, Печенги, Южного Урала и месторождений Кавказа.

Висмут, как и сурьма, обычно тесно связан с галенитом, в котором встречаются редкие вкрапления самородного висмута и висмутина и еще более редкие — висмутовые теллуриды (Болиден, месторождения зоны Сингхбхум). Кроме того, висмут часто обнаруживается в халькопирите

и галените до сотых и десятых долей процента, а реже — в пирротине и сфалерите. Висмутовой минерализацией и содержанием висмута в сульфидах свинца и меди более чем другие месторождения обогащены месторождения протерозойского и альпийского возраста.

Золотом полиметалльно-пирротиновые месторождения в целом бедны. Обычно оно содержится в долях грамма на тонну. В большинстве случаев минералогически золото в рудах не обнаружено. Только в некоторых уникальных месторождениях типа Оутокумпу и Болидена содержания золота достигают нескольких граммов на тонну и даже 15—20 г/т (в арсенипиритовых рудах Болидена).

Вольфрам, находящийся в форме спорадических минералов — вольфрамита и шеелита — нельзя считать типоморфным элементом полиметалльно-пирротинового типа оруденения. Эти минералы встречаются в отдельных месторождениях поясов протерозойского, киммерийского, альпийского возраста, возможно в связи с появлением вблизи этих месторождений гранитоидных штоков.

Молибден, иногда обнаруживаемый в анализах руд или под микроскопом в форме молибденита, как и вольфрам, не является типоморфным элементом руд.

Магнетит, как второстепенный или редкий минерал, а также спорадические ильменит и рутил характеризуют сидерофильный облик руд, восстановительную обстановку минералообразования и дефицит серы, хотя титановые минералы не всегда можно уверенно связать с рудообразующим процессом. Только в протерозойской зоне Сингхбхум магнетит совместно с апатитом и иногда с уранинитом образует промышленные объекты, придавая медному поясу Сингхбхума специфический урано-фосфорно-железорудный колорит. Магнетит добывался также в рудном районе Питкьяранта.

Кадмий содержится в сфалеритах в сотых, а чаще десятых долях процента. Концентрации кадмия в альпийских, киммерийских, палеозойских и протерозойских сфалеритах примерно одинаковы и равны 0,2—0,35%.

Индий концентрируется в рудных минералах — в сфалеритах (сотые и первые десятые доли процента), в халькопиритах (сотые доли процента), в пирротинах и касситеритах (тысячные доли процента). Альпийские руды наиболее богаты индием (0,0017%), палеозойские несколько беднее (0,0011%), а киммерийские еще беднее (0,0006%).

Селен и теллур, по немногочисленным данным, содержатся в пирротине и других сульфидах соответственно в тысячных (15—20 г/т) и десятитысячных (2—8 г/т) долях процента.

Таким образом, только S, Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, In, Au, Ag, Co, As, Bi, Sn, Se и Te концентрируются в рудах полиметалльно-пирротиновых месторождений и являются типоморфными элементами. Остальные элементы (Tl, Ga, Ge, Ni, Sb, Mo, W, Hg, Ti, V, гр. Pt, Mn) характеризуются кларковым содержанием, исключая никель и платину в отдельных месторождениях.

В полиметалльно-пирротиновых рудах довольно часто и иногда в заметных количествах зафиксированы высокотемпературные известковые и магнезиально-железистые или щелочные железисто-глиноземистые силикаты. Первые (геденбергит-диопсид, андрадит, тремолит-актинолит, эпидот) появляются около рудных тел в пропластках карбонатных пород, характеризуют зачатки скарнообразования. Вторые (мусковит, биотит, антофиллит-куммингтонит, топаз и турмалин) типичны для

околорудного изменения алюмосиликатных пород и также свидетельствуют о зачатках грейзенизации, предшествующей или сопровождающей сульфидоотложение.

Из всех сравниваемых поясов самым низкотемпературным в целом можно считать Кавказский, так как в большинстве его месторождений и рудопроявлений практически отсутствуют минералы первой и второй групп. Общими для всех поясов гидротермальными изменениями, которыми сопровождаются рудные ассоциации, являются окварцевание и хлоритизация, которые дополняются серицитизацией и карбонатизацией, а для касситерит-пирротиновых месторождений Северо-Востока СССР характерна также ранняя турмалинизация.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В табл. 5 помещены минеральные ассоциации руд полиметалльно-пирротиновых и некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, сгруппированных по возрасту от протерозоя до альпийских. В табл. 5 включены месторождения, на которых разными исследователями изучалась стадийность минералообразования\*. Наличие минеральной ассоциации в установленной стадии минерализации отмечено в таблице крестиком.

Анализ табл. 5 позволяет установить ряд положений. Общая довольно пестрая картина проявления различных минеральных ассоциаций в разновозрастных месторождениях полиметалльно-пирротиновых поясов характеризует многообразие геологических обстановок минералообразования. Однако можно заметить определенную последовательность появления аналогичных или близких минеральных ассоциаций, что характеризует типоморфность процесса полиметалльно-пирротинового оруденения и свидетельствует о том, что этот процесс не зависит от возраста минералообразования.

Как правило, не повсеместно и слабо развиты высокотемпературные ассоциации (скарновая, скарноидная, грейзеновая и альбитовая), что особенно заметно для Кавказского доверхнеюрского пояса. Среднетемпературные ассоциации, наоборот, постоянны и обильны. Низкотемпературные проявлены почти на всех месторождениях, но по объему незначительны и постоянны по составу. Наиболее характерны две среднетемпературные ассоциации: 1) хлорит-серицит-кварцевая с карбонатом и пиритом и 2) марматит-халькопирит-пирротиновая с пиритом.

Нисколько не дискредитируя вывода о типоморфности всего процесса минералообразования и его независимости от времени, можно заметить:

а) некоторое ослабление или исчезновение от древних минерализаций к молодым скарновой и скарноидной ассоциаций, пентландит-халькопирит-пирротиновой и кварц-пирротин-пиритовой;

б) более частое появление галенит-сфалеритовой и сульфосольно-галенит-сфалеритовой с карбонатом ассоциаций, а также кварц-турмалиновой и касситерит-арсенопирит-кварцевой ассоциаций, особенно в альпийских месторождениях.

Характерно постоянное присутствие на большинстве месторождений пяти—шести сходных минеральных ассоциаций, соответствующих че-

\* Ссылки на исследователей сделаны в тексте при описании месторождений.

## Последовательность минеральных ассоциаций полиметалльно-пирротиновых месторождений различного возраста

Месторождения	Высокотемпературные					Среднетемпературные													Низкотемпературные
	Скарновая	Скарнидная	Грейзеновая	Альбитовая	Серпентиновая	Турмалин-кварцевая	Арсенопирит-касситерит-кварцевая	Хлорит-серцит-карбонат-кварцевая	Кварц-пирротин-пиритовая	Сфалерит-халькопирит-пиритовая	Галенит-сфалерит-пиритовая	Халькопирит-пентландит-пиритовая	Халькопирит-арсенопирит-пиритовая	Марматит-халькопирит-пиритовая	Кобальтин-халькопирит-пиритовая	Галенит-марматит-пирротин-новая	Блеклорудио-галенит-сфалеритовая	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая	

## Докембрийские

Шеллефтео Болиден	+	+				+	+	+	+						+	+	+			+	+	
Фалун, Саксбергет	+	+	+						+	+						+						+
Сингхбхум			+			+		+				+		+								+
Печенга						+		+				+		+								+
Оутокумпу	+					+		+	+			+		+								+
Нялмозерское								+	+					+								
Хаутваарское						+		+	+			+		+								



Месторождения	Высокотемпературные					Среднетемпературные										Низкотемпературные				
	Скарновая	Скарноидная	Грейзеновая	Альбитовая	Серпентиновая	Турмалин-кварцевая	Арсенопирит-касситерит-кварцевая	Хлорит-серицит-карбонат-кварцевая	Кварц-пирротин-пиритовая	Сфалерит-халькопирит-пиритовая	Галенит-сфалерит-пиритовая	Халькопирит-пентландит-пирротиновая	Халькопирит-арсенопирит-пирротиновая	Марматит-халькопирит-пирротиновая	Кобальтин-халькопирит-пирротиновая		Галенит-марматит-пирротиновая	Блеклорудно-галенит-сфалеритовая	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая	Сульфосльно-карбонат-галенит-сфалеритовая
Юстис								+	+	+				+						
Вавилонское		+						+	+					+						+
Карчигинское		+						+	+	+				+				+		+
Алтайский тип								+	+	+				+		+		+	+	+
Уральский тип								+	+	+				+						+
Ивановское					+							+		+						+
<i>Доверхнеюрские</i>																				
С.-З. Кавказ		+						+						+				+		+
Лаура									+	+					+					+
Садон								+	+					+		+				+
Каурбекхохское								+	+					+						

Месторождения	Высокотемпературные					Среднетемпературные											Низкотемпературные		
	Скарновая	Скарноидная	Грейзеновая	Альбитовая	Серпентиновая	Турмалин-кварцевая	Арсенопирит-касситерит-кварцевая	Хлорит-серицит-карбонат-кварцевая	Кварц-пирротин-пиритовая	Сфалерит-халькопирит-пиритовая	Галенит-сфалерит-пиритовая	Халькопирит-пентландит-пирротиновая	Халькопирит-арсенопирит-пирротиновая	Мармагит-халькопирит-пирротиновая	Кобальтин-халькопирит-пирротиновая	Галенит-мармагит-пирротиновая		Блеклорудно-галенит-сфалеритовая	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая
Кизил-Дере							+	+					+	+				+	+
Зима, Нижне Схапачское						+	+	+					+	+			+		+
Кацдаг										+			+					+	+
Филизчай										+			+	+				+	+
Киарское	+												+	+			+		
Тюалой								+					+	+				+	+
Буронское						+	+	+	+			+	+	+				+	+
<i>Меловые-палеогеновые</i>																			
Депутатское			+			+	+					+	+					+	+
Эге-Хайское						+	+	+					+					+	+
Им. Лазо						+	+						+		+				+

Месторождения	Высокотемпературные					Среднетемпературные										Низкотемпературные				
	Скарновая	Скарноидная	Грейзеновая	Альбитовая	Серпентиновая	Турмалин-кварцевая	Арсенопирит-касситерит-кварцевая	Хлорит-серицит-карбонат-кварцевая	Кварц-пирротин-пиритовая	Сфалерит-халькопирит-пиритовая	Галенит-сфалерит-пиритовая	Халькопирит-пентландит-пирротиновая	Халькопирит-арсенопирит-пирротиновая	Мармагит-халькопирит-пирротиновая	Кобальтин-халькопирит-пирротиновая		Галенит-мармагит-пирротиновая	Блекорудно-галенит-сфалеритовая	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая	Сульфосольно-карбонат-галенит-сфалеритовая
Первоначальное			+			+	+							+		+				+
Каньон и Сердце-камень	+						+	+	+				+			+				+
Комсомольский район			+			+	+	+						+	+	+			+	+
ДЦМР-Майская						+	+	+						+				+	+	+
Щербаковское							+	+								+			+	+
Монастырское							+	+						+		+			+	+
Краснореченское			+			+	+	+							+				+	+
Дальнее							+	+						+		+			+	+
Тернистое							+	+	+				+	+						+

тырем—пяти последовательным стадиям минерализации, которые фиксируют закономерное понижение температуры всего процесса минералообразования.

Первая высокотемпературная стадия минералообразования, которая проявилась далеко не на всех месторождениях, выразилась в скарнировании или грейзенизации вмещающих пород в зависимости от их состава. Только на некоторых месторождениях высокотемпературные растворы сформировали скарновые тела или зоны скелей, которые характерны для протерозойских (шведских, финских и карельских) месторождений, а также для каледонских типа Сууктюбе-Коксу (Текелийский рудный район) и единичных кавказских и северо-восточных месторождений СССР.

На многих месторождениях салитовые, геденбергитовые и андрадит-геденбергитовые скарны эпидотизированы, актинолитизированы и амфиболитизированы. На некоторых каледонских (Сулительма и др.) и палеозойских (Аппалачские, Иртышские) месторождениях вместо скарнирования широко развились менее высокотемпературные процессы амфиболитизации (тремолитизация, антофилитизация и др.), которые опережали или сопутствовали сульфидоотложению.

2 стадия, существенно кварцевая (с хлоритом, реже турмалином и касситеритом) или кварц-пирротин-пиритовая, типоморфна для большинства рассматриваемых месторождений. На разных объектах эта стадия проявилась по-разному: или как существенно кварцевая (в жильном варианте рудных тел), или как существенно пирротин-пиритовая (в линзообразном варианте рудных тел). Часто встречаются месторождения, где хлорит-карбонат-кварцевая или хлорит (турмалин)-касситерит-кварцевая ассоциация отделены от кварц-пирит-пиротиновой ассоциации тектоническим перерывом. Таким образом, сформированы две разновозрастные ассоциации, соответствующие отдельным стадиям процесса. В результате кристаллизации порции растворов 2 стадии возникает тело полезного ископаемого полиметалльно-пирротинного месторождения.

3 стадия пирротиновая, с ней связаны отдельно медная, цинковая, свинцово-цинковая, кобальтовая и оловянно-сульфидная минерализации или комплексная полиметалльная минерализация. Эта стадия широко проявлена на месторождениях всех возрастов. В некоторых случаях пирротиновая стадия — единственная сульфидная стадия процесса минералообразования, которой предшествует только серпентинизация с хлоритом, тальком и карбонатом (тип Печенги-Ивановского месторождения).

4 стадия — галенит-сфалеритовая, объединяет несколько минеральных ассоциаций: блеклорудно-галенит-сфалеритовую, кварц-пирит-галенит-сфалеритовую, сульфосольно-галенит-сфалеритовую, теллуридно-галенит-сфалеритовую с самородными металлами. Проявлена она в различном объеме в большинстве месторождений разного возраста. Нередко совмещена во времени с пирротиновой минерализацией, с которой образует в этом случае одностадийный минеральный агрегат.

5 низкотемпературная стадия образована кварц-кальцитовой, реже кварц-барит-флюоритовой или цеолитовой ассоциациями, в которых также наблюдается примесь сульфидов. Обычно в форме прожилков она проявлена на большинстве месторождений.

Сравнивая процесс минералообразования на типичных гидротермально-метасоматических полиметалльно-пирротиновых месторождениях

(Кизил-Дере, Кацдаг, Аппалачские, Дальневосточные) и типичных медноколчеданных (Сибай и Гай на Урале), колчеданно-полиметаллических (Березовка, Ново-Березовка на Алтае), на которых проявлен медно-пирротиновый парагенезис, можно констатировать отсутствие принципиальных отличий в их стадийности и минеральных ассоциациях. То же можно заключить в отношении месторождения Филлизчай, генезис которого рядом исследователей рассматривается как гидротермально-осадочный.

Протерозойские месторождения (Карелия, Сингхбхум в Индии, Швеция и Финляндия), для которых метаморфизм играл важную роль в формировании современного облика их руд (на некоторых метаморфизм создал рудные тела — пирротины карельских месторождений, согласно С. И. Рыбакову, В. Е. Руденко и др.), по последовательности образования минеральных ассоциаций в принципе не отличаются от месторождений более молодого возраста (палеозой — кайнозой). Единственное месторождение Болиден, на котором (согласно данным Шнейдерхена, 1958) наблюдается необычная последовательность минеральных ассоциаций, возможно само по себе (а не вследствие метаморфизма) представляет уникальное образование. Кроме того, В. А. Глебовицкий и С. И. Турченко (1970) для месторождений северной Швеции, включая Болиден, дают нормальный порядок стадийности минералообразования.

Таким образом, последовательность отложения минеральных ассоциаций, образующих руды гидротермально-метасоматических, гидротермально-осадочных, гидротермально-метаморфических и колчеданных месторождений, в той или иной мере метаморфизованных, не может служить критерием для установления генетических особенностей месторождений.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ КОНВЕРГЕНТНОГО ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В табл. 6 показаны основные минеральные типы полиметалльно-пирротинового оруденения с подразделением их в генетическом отношении и в связи с сопровождающими их различными магматическими породами. В таблице приведены примеры типоморфных месторождений и рудопроявлений. Минеральные типы выделены и названы в соответствии с главными и второстепенными рудными минералами, а также с учетом изменения количественного соотношения пирита и пирротина в них от 9—5:1 до 1:5—9. Исключение сделано для редких минералов — золота и касситерита, которые введены в названия типов. Жильные — главные и второстепенные минералы — в названии не учитываются. Таким образом, минеральные типы в подавляющем большинстве близки к промышленным типам руд. Например, халькопирит-пирит-пирротиновый тип, характерный для многих месторождений Аппалачского пояса в США (Ор-Ноб, Госсан-Лед, Элизабет и др.) и для Карчигинского месторождения в Иртышском поясе, содержит 3—10% халькопирита, следы сфалерита и галенита, а отношение пирита к пирротину 1:4—6. Халькопирит-галенит-сфалерит-пирит-пирротиновый тип, характерный для Кацдага в Азербайджане и для восточных жил Садона в Кавказском поясе, содержит 1,5—2% халькопирита, 1,5—4% галенита, 3—6% сфалерита и пирит, резко подчиненный пирротину (1:6—8). Халькопирит-галенит-сфалерит-пирротин-пиритовый

Основные минеральные типы конвергентного полиметалльно-пирит-пирротинового оруденения в алюмосиликатных осадочных и метаморфических породах

Генетические группы месторождений	Интрузивные породы, с которыми пространственно и во времени ассоциирует оруденение					
	Ультраосновные и основные	Дайковые пояса и массивы габброидов, реже гранитоидов				
	Минеральные типы					
	Халькопирит-пентландит-пирротинный	Халькопирит-пирротинный	Халькопирит-пирит-пирротинный	Халькопирит-сфалерит-пирит-пирротинный	Халькопирит-галенит-сфалерит-пирит-пирротинный	Галенит-сфалерит-пирит-пирротинный
Гидротермально-метасоматические		Кизил-Дере (прав.), Жихихская гр., Кахетинская гр., Вавилонское	Карчигинское, Госсан-Лед, Ор-Ноб, Элизабет	Кизил-Дере (лев.), Чугушская гр., Абхазская гр., Дактаун	Кацдаг, гр. Вост. Садона, Тюалой, Шахе-Головинская гр.	
Гидротермально-осадочные (вулканогенные)						
Метаморфизованные { гидротермально-осадочные (вулканогенные)					Маунт-Айза гр.	Сулливан, Брокен Хилл
Метаморфизованные { гидротермально-метасоматические	Печенга, Алареченское	Мозабони гр., р-н Тромса, Биртоварре		Шеррит-Гордон	Блейквасли	

Генетические группы месторождений	Интрузивные породы, с которыми пространственно и во времени ассоциирует оруденение							
	Дайковые пояса и массивы габброидов, реже гранитоидов				Гибридные гранитоидные массивы, пояса даек спессартитов и порфиритов			
	Минеральные типы							
	Халькопирит-пирротин-пиритовый	Халькопирит-сфалерит-пирротин-пиритовый	Золото-халькопирит-арсенопирит-пиритовый	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый	Пирротин-пиритовый	Касситерит-пирит-пиротиновый	Касситерит-галенит-сфалерит-пиротиновый	Касситерит-халькопирит-галенит-сфалерит-пиротиновый
Гидротермально-метасоматические	Кайдонское, Лаура	Буронское, Старый Цей				Дальнетаежное, Алысхайское, Депутатское, Ренисон-Белл	Краснореченское, Дальнее, им. Лазо, Укачилканское	Комсомольская гр., Терни-ское, Корнуэл
Гидротермально-осадочные (вулканогенные)				Красноморские осадки				
Метаморфизованные	гидротермально-осадочные (вулканогенные)	гидротермально-метасоматические		Филизчай, Катехское, Раммельсберг	Карельская гр., Баварская гр.			
			Оутокумпу, Сули-тельма	Фалун, Саксбергет, Пояс Скеллефте, Сууктюбе-Коксу гр., Ви-ханги	Болиден			

минеральный тип, характерный для Филизчай, Маунт-Айзы, Раммельсберга и других месторождений, отличается от предыдущего типа обратным соотношением пирит—пирротин.

Всего выделено 14 минеральных типов. Анализируя табл. 6, можно отметить следующие положения.

Наибольшее разнообразие минеральных типов свойственно гидротермально-метасоматическим месторождениям (девять типов) и их метаморфизованным аналогам (семь типов). Наименьшее количество типов (один тип) характеризует современное гидротермально-осадочное минералообразование Красного моря и четыре типа представляют гидротермально-осадочное минералообразование прежних эпох (мезозойский Филизчай, палеозойский Раммельсберг и протерозойские Сулливан, Брокен Хилл и Карелия). Это свидетельствует о более сложном составе гидротерм и о различных результатах взаимодействий гидротерм с окружающей средой в гидротермально-метасоматических месторождениях и о значительно большем разнообразии процессов минералообразования в гидротермально-осадочном типе вне зависимости от возраста оруденения.

С основными ультраосновными породами пространственно и генетически связан лишь один минеральный тип — халькопирит-пентландит-пирротинный — тип Печенги или Аллареченский. С гибридными гранитоидными штоками и поясами даек спессартитов и порфиритов (производных габброидной магмы) ассоциируют в пространстве касситерит-пирротинный и касситерит-полиметалльно-пирротинный минеральные типы. Все остальные минеральные типы гидротермально-метасоматического оруденения пространственно и, вероятно, генетически также связаны с габброидной магмой — поясами диабазовых даек и массивами габбро-диабазов, а иногда со штоками своеобразных гранитоидов.

Медное, медно-цинковое, полиметаллическое, медно-никелевое с кобальтом, оловянное и оловянно-полиметаллическое, золото-мышьяковое оруденения, каждое в отдельности обычно совмещено в пространстве и связано генетически с пирит-пирротинной основой, хотя встречаются месторождения собственно пирит-пирротинные (Бавария, Карелия, Индия и др.). Однако медно-никелевое с кобальтом, оловянное и оловянно-полиметаллическое оруденения значительно чаще связаны с пирротинной основой, а золото-мышьяковое — с пиритовой. Медно-свинцово-цинковая минерализация одинаково ассоциирует с обоими сульфидами железа.

В современном гидротермально-осадочном минералообразовании в глинистых осадках Красного моря главным сульфидом железа является пирит; в более древнем, юрском (Филизчай, Катех) и верхнепалеозойском оруденении (Раммельсберг) также резко преобладает пирит; в нижнепалеозойском и особенно в протерозойском оруденении появляется обильный пирротин (хотя и не главный — Биртоварре, Сулительма, Блейквассли, Маунт-Айза, Хауговаара), который часто вытесняет пирит (Сулливан, Брокен Хилл, месторождения Баварии), занимающая ведущее положение в рудах. Г. Шнейдерхен считает пирротин баварских месторождений метаморфическим, образовавшимся по пириту. Ф. Вокс предполагает аналогичный генезис для пирротинных тел Норвегии. С. И. Рыбаков, Г. В. Ручкин и В. Е. Руденко также считают, что пирротинные тела карельских колчеданов образовались при метаморфизме. Возможно, что пирротин Сулливана и Брокен Хилла имеет ана-

логичный генезис, т. е. является продуктом метаморфизма пирита, хотя это точно не доказано.

В результате обзора минералого-геохимических особенностей разновозрастных полиметалльно-пирротиновых поясов, контролируемых долгоживущими глубинными разломами и расположенных в молодых и древних геосинклинальных областях, можно сделать следующие выводы.

1. Полиметалльно-пирротиновая минерализация не несет четкой возрастной специфики, так как общий минеральный состав всех поясов сходен. Однако промышленное оруденение отдельных поясов характеризуется некоторым своеобразием, что, вероятно, связано с участием в рудном процессе магматических масс различного состава.

2. Типоморфными элементами, концентрация которых в рудах месторождений и рудопроявлений в десятки, сотни и тысячи раз превышает их кларк в земной коре, являются сера, железо, медь, цинк, свинец, кадмий, индий, серебро, золото, кобальт, мышьяк, висмут, олово, селен и теллур. Следовательно, полиметалльно-пирротиновые руды — комплексные и требуют соответствующего подхода при их оценке и разработке.

3. Наиболее типичны среднетемпературные минеральные ассоциации: а) кварцевая с хлоритом (турмалином), серицитом, реже с касситеритом и арсенопиритом; б) кварц-пирротин-пиритовая; в) халькопирит-пирротиновая, часто со сфалеритом и кобальтовыми минералами; г) галенит-сфалеритовая с карбонатом и редкими сульфосолями меди, свинца и висмута. Эти минеральные ассоциации, а также слабо проявленные высоко- и низкотемпературные ассоциации, обычно отделенные друг от друга временем образования и тектоническими деформациями, являются результатом проявления процесса гидротермального стадийного минералообразования, идущего с понижением температуры. Сходная последовательность отложения минеральных ассоциаций в разновозрастных месторождениях и поясах подчеркивает единую закономерность процесса их образования.

4. Сходство минеральных ассоциаций, их последовательности образования и типоморфных элементов гидротермально-метасоматических, гидротермально-осадочных, гидротермально-метаморфических и типично колчеданных месторождений не позволяет использовать отмеченные признаки в качестве критериев для определения генетических особенностей оруденения.

5. Большинство минеральных типов конвергентного полиметалльно-пирротинового оруденения пространственно и, вероятно, генетически связаны с интрузивными производными габброидной (базальтовой) магмы, что подтверждается набором типоморфных элементов руд.

## **5. О БУФЕРНОЙ РОЛИ СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ И РАССЕЯННОГО В НИХ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ ПИРИТ-ПИРРОТИНОВОГО СОСТАВА**

В черных песчано-алевролитоглинистых сланцах, в аспидных сланцах, в филлитах, в графитсодержащих кристаллических сланцах и других подобных породах залегают многие сульфидные месторождения, в которых главный телообразующий минерал представлен пирротинном

или пиритом и пирротином. По мнению автора, существует определенная связь между степенью метаморфизма (карбонизации) рассеянного органического вещества (РОВ) и составом основного телообразующего сульфида железа.

Сланцевые толщи, особенно алевролит-глинистые, аспидные и филитовидные, считаются неблагоприятными породами для локализации в них сульфидного гидротермально-метасоматического оруденения (Озеров, 1949; Королев, 1951; Татаринев, 1959; Розанов, 1968). Между тем песчано-глинистые породы вмещают абсолютное большинство касситерит-сульфидных месторождений в нашей стране (Зильберминц и др., 1967; Лугов, 1973). В терригенных алюмосиликатных породах и их метаморфизованных разностях заключены такие гиганты, как Маунт-Айза, Сулливан, Раммельсберг, Брокен Хилл и другие месторождения цветных металлов. К глинистым и углисто-глинистым сланцам приурочены концентрации ртути, сурьмы и других металлов.

В последнее десятилетие в черных юрских сланцах Восточного Кавказа обнаружены промышленные месторождения меди и полиметаллов, а многие рудопроявления в Дагестане, Азербайджане, Грузии и Чечено-Ингушетии еще не оценены и не разведаны. Поэтому сланцевые толщи следует учитывать при поисках гидротермального сульфидного оруденения.

### О «БУФЕРИРУЮЩЕЙ» РОЛИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Несмотря на неблагоприятные для метасоматоза физико-химические свойства глинистых пород (низкая пористость, химическая инертность и т. д.), они оказывают значительное химическое воздействие на протекающие через них (в основном по трещинам) гидротермальные растворы. Косвенно это воздействие выражается в околотрещинных изменениях самих глинистых пород. Практически нет ни одного месторождения рассматриваемого типа, рудные тела которого не сопровождалось бы окоlorудными изменениями — окварцеванием, хлоритизацией, сульфидизацией и т. д. Следовательно, даже такие инертные компоненты вмещающих пород, как кремний и алюминий, под действием растворов мигрируют, а щелочи и щелочноземельные элементы глинистых сланцев поступают в проходящие растворы, меняя их свойства. Например, на изученном медно-пирротиновом месторождении Кизил-Дере (Геология и условия..., 1973; Осетров, Слюняев, 1977), которое характеризуется в целом слабым окоlorудным изменением вмещающих глинистых сланцев, наиболее заметны окварцевание, хлоритизация и обезуглероживание, причем в некоторых наиболее трещиноватых и брекчированных участках образуются практически мономинерально-кварцевые породы. Следовательно, все компоненты глинистых сланцев, кроме кремнезема, перешли в протекающие растворы и меняли их состав и кислотность. Какие растворы могли выносить все щелочные, щелочноземельные и полуторные окислы, включая алюминий, и накапливать кварц? Очевидно кислые растворы, но принято считать, что сульфиды откладываются из слабо щелочных — нейтральных растворов (Бетехтин, 1953; Щербина, 1972; Барнс, Чаманский, 1970).

Для решения этого вопроса, а также для исследования влияния глинистых сланцев на горячие растворы автор провел серию опытов по растворению кизилдеринских глинистых сланцев в кислых, нейтральных и щелочных растворах при температуре 200°C.

Опыты были поставлены в Институте металлургии Л. В. Тихомировым в 1972 и 1973 гг. Выщелачивание проводилось в автоклавах емкостью 45 мл, изготовленных из нержавеющей стали марки IX18№9Т. В автоклав загружались пробы сланцев различной крупности (0,11—10 мм), массой 5 г, которые заливались дистиллированной водой с заданной величиной рН. Затем проба взбалтывалась, снова замерялся рН раствора, и автоклав помещался на 2 ч в воздушный термостат, в котором при температуре 200°C вращением автоклава «через голову» проба перемешивалась. Через 2 ч автоклавы (одновременно работало 4—5 автоклава) охлаждались до комнатной температуры под струей воды и вскрывали. Определялась величина рН, затем раствор сливался, проба дополнительно промывалась дистиллированной водой (100 или 250 см<sup>3</sup>). Анализировалась промывная жидкость вместе с раствором. Различными методами (объемным, весовым, фотоколориметрическим, атомно-адсорбционным) определялось содержание в растворе алюминия и кремния (аналитики: Е. А. Крылова, С. М. Палина, Т. Е. Фролова, Н. К. Литвинец, Е. Щеглова и З. Абрамова).

Было проделано 40 опытов из четырех проб обычных кизилдернских глинистых сланцев, взятых из керна скважин вне зоны влияния гидротерм, сформировавших рудные тела месторождения. Пробы были проанализированы химическим способом. Из нескольких кусочков сланцев промытых проб были сделаны прозрачные шлифы. При сравнении промытых проб с непромытыми каких-либо изменений в породе не установлено.

Анализами подтверждено, что алюминий и кремний переходят в раствор при всех заданных величинах рН (1,5—2; 3; 6,4; 9,0 и 9,5). Величина рН задавалась либо HCl, либо NaOH. Алюминий несколько больше растворяется в кислых и щелочных водах, а кремний — в щелочных. В среднем алюминия переходило в раствор 0,040 г/л, а кремния 0,019 г/л. Расчеты показали, что за 2 ч в раствор переходит 0,09% алюминия, находящегося в пробе. Величина довольно значительная, но более важен факт, что раствор с рН 1,5—9,5 способен выносить из глинистых сланцев алюминий и кремний. Уже отмечалось, что в брекчиевых рудах месторождения Кизил-Дере наблюдаются участки почти мономинеральных кварцевых пород (остальные катионы выносятся). Опытами подтверждено, что растворы были кислыми, иначе не происходило бы окварцевания глинистых сланцев, так как в щелочной среде выносился бы не только алюминий, но и кремний.

Очень важным и интересным результатом опытов следует считать обнаружение «буферной» роли пробы. Дело в том, что какие бы растворы не задавались (кислые с рН 1—3 или щелочные с рН 9,0—9,5) после опыта рН раствора был близок к нейтральному, изменившись на 2,5—3 ед. Так, если до опыта задавался рН 9, то после опыта величина рН равнялась 6,5—7. Если рН раствора задавался равным 3, то после опыта величина рН поднималась до 5—6. При почти нейтральном растворе (рН 6,4) величина рН после опыта не менялась. Это доказывает, что 5 г глинистого сланца «задает свою величину рН» 40 мл раствора, с которым взаимодействует при нагревании до 200°C. Отметим, что рН раствора, перемешанного с пробой до нагревания, практически не изменялся. Таким образом, с известным допуском можно принять, что испытываемые глинистые сланцы месторождения Кизил-Дере в гидротермальных условиях ( $T$  200°C и  $P$  16—18 кгс/см<sup>2</sup>) оказывают значительное влияние на раствор, а именно «буферируют» величину его

pH, приводя ее к своему слабо кислому уровню. Учитывая меньшую растворимость кремния в кислых растворах и наличие окварцевания на месторождении Кизил-Дере, следует признать, что гидротермальные растворы при взаимодействии с глинистыми сланцами «защелачивались», т. е. поднимали pH от 2—3 до 6—6,5. Это явление, по мнению многих исследователей (Коржинский, 1958; Смирнов, 1969; Щербина, 1972), играет большую роль в разрушении сульфидных комплексов и представляет собой одну из причин отложения сульфидного вещества. Таким образом, экспериментальные данные и полевые наблюдения показывают, что даже «инертные» глинистые сланцы могут серьезно влиять на гидротермальное минералообразование.

## РОЛЬ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Кроме буферирующего воздействия на гидротермальный раствор глинистые сланцы, обычно содержащие рассеянное органическое вещество (РОВ), создают резковосстановительную обстановку, также способствующую сульфидоотложению.

Глинистые сланцы и алевролиты по сравнению с песчаниками и карбонатными породами резко обогащены рассеянным органическим веществом. Кларк  $C_{орг}$  в глинистых сланцах равен 0,9%, в алевролитах 0,45%, а в песчаниках и карбонатных породах по 0,2%. Соответственно в глинистых сланцах и алевролитах содержится 75,7 и 11,5% органического углерода ( $C_{орг}$ ), а также 68,04 и 10,46% дисперсных углеводов осадочной оболочки Земли (Вассоевич, Высоцкий, 1967).

Общеизвестно, что органическое вещество осадочных и метаморфических пород служит важнейшим фактором, благоприятствующим осаждению сульфидов как в осадочно-диагенетических, так и в гидротермально-метасоматических процессах. «Возникновение геохимических обстановок или различных окислительно-восстановительных условий в породе определяется количеством и качеством захороненного органического вещества» (Вассоевич, 1971). Что представляет собой органическое вещество в глинистых породах?

Распределение рассеянного органического вещества в осадочных породах подчинено закону механической дифференциации вещества: наиболее крупные частицы углефицированной органики попадают в песчаники, а в аргиллитах преобладают тонкий растительный детрит и коллоидальные сгустки сапропелевого вещества.

С помощью растворителей РОВ (сорбированное, детритное), согласно Г. М. Парпаровой (1971), может быть разделено на три неравные по объему части: 1) битуминозные вещества, извлекаемые органическими растворителями (битумоиды); 2) гуминовые кислоты, извлекаемые раствором щелочи; 3) нерастворимые компоненты, которые в этих условиях не поддаются разделению, но составляют главную массу РОВ. В. А. Успенский, О. А. Радченко и др. считают (К разработке генетической ..., 1958), что эти нерастворимые компоненты РОВ не должны принципиально отличаться от вещества углей, и поэтому могут изучаться в отраженном свете под микроскопом. Г. М. Парпаровой (1971) была предложена классификация нерастворимого органического вещества (НОВ) по отражательной способности, на основании которой можно установить, в какой стадии метаморфизма находится НОВ породы и сама порода.

Изучив значительное количество аншлифов из руд месторождения Кизил-Дере и рудопроявления Фии II, Стерное, Мачхалор, Калакор и вмещающих их пород, удалось определить отражательную способность углефицированного детрита, содержание которого в глинистых сланцах рудного поля составляет 1—3%.

Отражательная способность в воздухе чешуек углефицированного РОВ колебалась в пределах 8—13%, что соответствует переходу каменного угля от стадии тощего к антрациту. Анализами 10 образцов кизилдеринских сланцев на битуминозность, проведенными Н. Г. Зининой в Московском институте нефтехимической и газовой промышленности лишь в одной пробе, установлены следы хлороформенного битумоида.

Сходные данные по характеристике среднеюрских пород и РОВ в них получены Р. А. Конышевой и Г. И. Теодоровичем (1969) для района Курушских полиметалльно-пирротиновых рудопоявлений, которые расположены недалеко от месторождения Кизил-Дере. Эти авторы отмечают, что отложения средней юры в пределах Тфанского мегантиклинория находятся на стадии начального метаморфизма, т. е. для них характерны почти полное отсутствие хлороформенного битумоида и высокая степень изменения РОВ, отвечающая стадиям изменения углей от тощих до полуантрацитов и антрацитов. Таким образом, карбонизация РОВ в ааленских сланцах не дошла до стадии графита, а следовательно, в составе РОВ содержится несколько процентов углеводов.

В процессах диагенеза и катагенеза РОВ глинистых пород изменяется — карбонизируется (Вассоевич, 1971), т. е. в нем увеличивается содержание углерода и уменьшается содержание гетероатомов: водорода, серы, кислорода и азота. До стадии собственно метаморфизма, когда осуществляется графитизация ОВ, происходит непрерывное отделение метана от ОВ. Особенно много метана отдает гумусовая органика, которая содержит ОВ, богатый гидроксильными группами.

Однако часть углеводородных соединений сохраняется в РОВ даже при метаморфизме пород на стадиях глинистых сланцев, филлитов и аспидных сланцев.

Т. Т. Клубова (1971) подробно рассмотрела механизм взаимодействия глинистых минералов, гидрослюд и хлоритов с органическим веществом в осадочных породах и установила возможность консервации части углеводородов в метаморфизирующей породе.

А. И. Фридман и И. А. Плотников, изучавшие газоносность вмещающих пород и руд месторождения Кизил-Дере, пришли к выводу, что глинистые породы верхнеялахкамской подсвиты средней юры содержат метан с примесью тяжелых углеводородных газов от этана до бутана, водород, углекислый газ, сероводород, азот, гелий и аргон. Газосодержание глинистых сланцев и сульфидных руд не превышает  $0,2 \text{ м}^3/\text{м}^3$  породы в целике. Метан составляет 96% суммы газов. В зонах разрывов и трещиноватости содержится особенно большое количество метана и углекислого газа. Давление газа в трещиноватых зонах превышает  $20 \text{ кгс}/\text{см}^2$ . По мнению А. И. Фридмана и И. А. Плотникова, образование метана и его гомологов, а также водорода в породах месторождения связано с преобразованием органического вещества глинистых сланцев не только при катагенезе и метаморфизме, но с воздействием гидротермальных растворов и динамическими усилиями в зонах разломов. Если в четвертичное время вмещающие породы

месторождения метанируют (вероятно, вследствие раскрытия пор и трещин, законсервировавших газы, которые образовались при карбонизации РОВ), то в конце средней юры, когда происходили основная карбонизация РОВ и формирование руд на глубинах порядка 1,5—2 км (Рылов, 1974), гидротермальные растворы, поднимавшиеся по разломам и трещинам, скорее всего находились в водородно-метановой обстановке.

Кроме углеводородов и углерода вмещающих пород, в гидротермальном рудообразовании принимают участие углеводороды, связанные с эндогенными источниками (Флоровская, 1967). Ввиду сложности диагностики этих углеводородов роль их в гидротермальном процессе обычно учитывается недостаточно. Однако известно положительное влияние РОВ осадочных и метаморфических пород на локализацию гидротермального оруденения золота, урана, свинца и цинка, ртути и других металлов. Согласно А. П. Виноградову, проблема гидротермального рудообразования есть проблема сульфидной серы. Недавно О. В. Николаева (1974) показала для гидротермальных условий, что «геохимия серы определяется геохимией углерода». Для главных аниогенных элементов гидротермальных растворов — серы и углерода — методами термодинамического анализа и эксперимента О. В. Николаева доказала, что в системе  $C-S-H_2O$  равновесия с углеродом есть потенциалопределяющие и буферизирующие, а равновесия с серой — им подчиняющиеся. Одной из основных причин этого важного вывода является то, что отношение  $\sum C : \sum S$  (отношение концентраций растворенных форм углерода и серы в природных гидротермальных растворах) равно или больше 20, а может достигать 10 тысяч (Николаева, 1974).

Пирротиновые медные, полиметаллические и оловорудные тела залегают в углисто-глинистых породах или в их метаморфизованных аналогах, образуя протяженные пояса из месторождений и рудопоявлений, контролируемые глубинными разломами и поясами даек габброидного состава. Таковы Кавказский, Иртышский, Дальневосточные пояса в осадочных породах с углефицированным РОВ, а также Аппалачский, Ладожско-Ботнический или Скандинавский и пояс Сингхбхум в графитсодержащих метаморфических породах.

Закономерно поставить вопрос — в чем причина высокой пирротинности подобных руд? Является ли она следствием специфического состава рудообразующих растворов, недосыщенных серой и связанных с глубинным магматическим источником основного состава, или это следствие влияния среды рудоотложения, среды, обогащенной углеродсодержащим веществом, которое создает резковосстановительную обстановку? Настолько резковосстановительную, что вместо обычного дисульфида железа, чрезвычайно характерного для подобных пород в процессах диагенеза — эпигенеза, в гидротермальных условиях при температуре 300—400°C образуется моносουλфид железа — пирротин одной, чаще двух, а нередко и трех структурных модификаций. Как показывают геологические данные, важную роль играют оба фактора.

Из табл. 7 следует, что между содержанием в рудах пирротина и степенью карбонизации РОВ существует определенная связь: чем меньше степень карбонизации РОВ, тем большая часть сульфидного железа находится в форме пирротина. Однако имеются пирротиновые месторождения (7%) в магматических породах, лишенных РОВ.

Зависимость соотношения пирит-пирротин в полиметалльно-пирротиновых месторождениях от степени карбонизации РОВ вмещающих пород

Соотношение пирит-пирротин в рудах	Вмещающие породы и степень карбонизации РОВ			Всего
	осадочные породы (J) с углефицированным РОВ	метаморфизованные породы (Pz—Prz) с графитизированным РОВ	магматические породы без РОВ	
Пирротиновые руды (пирита менее 15%)	55	15	8	78
	49	13	7	69
Пирротин (15—50%)-пиритовые руды	2	29		31
	1,5	26		27,5
Пиритовые руды (пирротина менее 15%)	3	1		4
	2,6	0,9		3,5
Всего	60	45	8	113
	53	40	7	100

Примечание: в числителе — число месторождений, в знаменателе — процент месторождений.

В типичных колчеданных месторождениях, генетически связанных со спилит-кератофировой формацией — производной базальтоидного магматизма, залегающих в эффузивах или их метаморфизованных разностях, руды представлены пиритом, редко и в малых количествах — пирротинном. В рассматриваемых нетипичных колчеданных месторождениях количественные соотношения между пиритом и пирротинном обратные Г. А. Твалчрелидзе, В. И. Буадзе (1973) считают, что медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения Кавказа в сланцевых толщах являются удаленными от эффузивного источника колчеданами и имеют эндогенный очаг в виде подводного основного магматизма. В таком случае можно сделать вывод об определяющей роли среды. Действительно, в эффузивах или их метаморфизованных производных, в менее восстановительной обстановке из гидротермальных растворов, источник которых — основная магма, кристаллизуется пирит, а в углисто-глинистых сланцах — пирротин. Однако в природе наблюдается много отклонений от этой простой и логичной схемы. Руды многих месторождений, залегающие в углеродсодержащей среде, сложены не пирротинном, а пиритом, или последний преобладает над первым. Кроме того, руды некоторых месторождений, не залегающих в углеродсодержащей среде, сложены пирротинном или он резко преобладает над пиритом. Так, руды месторождения Текели, залегающего в углестом горизонте текелийской свиты, чисто пиритовые, а руды месторождений Западного Текели, Черкассая — пирит-пирротиновые, несмотря на то что залегают в том же горизонте. Основные руды карельских месторождений (Нялмозеро, Хаутоваара) в графитовых сланцах — пирротин-пиритовые, а руды месторождений Печенгского пояса в филлитах — пирротиновые, хотя те и другие локализованы в породах одной нижнепротерозойской свиты. Основная масса пирита карельских месторождений имеет глубинный источник, а не является осадочной. Руды

месторождений Ладожско-Ботнического пояса: Оутокумпу, Виханти, Лауконлахти, района Шелефтео (Скелефте) существенно пиритовые, несмотря на то что все они залегают в черных (графитовых) сланцах докембрия. Однако восточные жилы Садона и Бачиты, месторождения зоны Сингхбхума залегают в гранитах, рудные тела Ивановского и Хантингдонского месторождений — в основных — ультраосновных породах, а огромные линзы Ор-Ноба и Госсан-Леда — в гнейсах и кристаллических сланцах. Руды всех этих месторождений сложены в основном пирротинном. Даже рудные тела одного месторождения (Правобережное и Левобережное на Кизил-Дере) различаются пирит-пирротинным отношением: Правобережное тело пирротинное, а Левобережное — пирит-пирротинное, хотя оба залегают в пределах одних и тех же пачек черных сланцев и в одной разрывной структуре.

Для выяснения этих вопросов обратимся к данным экспериментов и термодинамических расчетов устойчивости пирит-пирротинных полей в присутствии углерода. Экспериментальные данные и термодинамические расчеты полей устойчивости пирит-пирротина для гидротермальных систем в области температур 250—300°C весьма немногочисленны (Барнс, Кулеруд, 1966; Удодов, 1967; Барнс, Чаманский, 1970; Колонин, Птицын, 1972; Колонин, Лаптев, 1964; Козеренко, 1972; Николаева, 1974). Дело в том что для точных расчетов отсутствуют необходимые термодинамические константы по пирротинам — минералам переменного состава. Кроме того, для рассматриваемых месторождений нет данных о концентрациях серы и углерода во включениях, о давлениях и температурах, при которых откладывались пирит и пирротин. Поэтому заданы наиболее вероятные параметры сульфидоотложения (Ходаковский, 1965; Барнс и Чаманский, 1970; Тугаринов и Наумов, 1972; Рафальский, 1973; Николаева, 1974), чтобы попытаться решить в принципе следующую задачу: какой из двух самых распространенных сульфидов железа (пирит или пирротин) будет предпочтительно образовываться в гидротермальных условиях при температуре 300—250°C в породах, обогащенных органическим углеродом или графитом.

В глинистых породах юры Кавказа или Дальнего Востока присутствует углефицированная органика (1—3%, часто больше), которая под влиянием различных процессов способна продуцировать метан и создавать резко восстановительную среду для рудоотложения. Однако термодинамических данных по РОВ нет, а на многих месторождениях во вмещающих породах и рудах имеется графит, поэтому автор использовал диаграммы Х. Барнса и Г. Чаманского (1970, фиг. 86) и О. В. Николаевой (1974) с графитом.

Для решения поставленной задачи был применен метод Х. Барнса и Г. Куллеруда (1966). Он заключается в наложении двух диаграмм, построенных в одинаковых координатах: на одной приведены поля устойчивости твердых продуктов (окислы и сульфиды железа), а на другой — поля устойчивости доминирующих инградиентов водных растворов, содержащих углерод и серу при температуре 250 и 300°C.

На диаграмму Х. Барнса и Г. Чаманского (1970, рис. 86) была наложена диаграмма полей устойчивости пирита, пирротина и окислов железа, рассчитанная Г. Р. Колониным и А. Б. Птицыным (1972) для сходных условий. Ввиду разницы в температурных условиях обеих диаграмм (250 и 300°C) автор повторил прием наложения диаграммы Колонина—Птицына на диаграмму О. В. Николаевой (1974), рассчитанную для 300°C. Так как диаграммы Колонина—Птицына и Николаевой

построены в разных координатах, то первая диаграмма с координатами  $pH - \lg fO_2$  была пересчитана на координаты  $eH - pH$  по формуле О. В. Николаевой  $eH = 1,01 - 0,114pH + 0,28 \lg fO_2$ . Таким образом, получены две совмещенные диаграммы в разных координатах (рис. 59).

На рис. 59 видно, что граница пирит-пирротинового равновесия находится в узком поле графита. Из этого следует, что в данных условиях возможно сосуществование (кристаллизация) пирита, пирротина

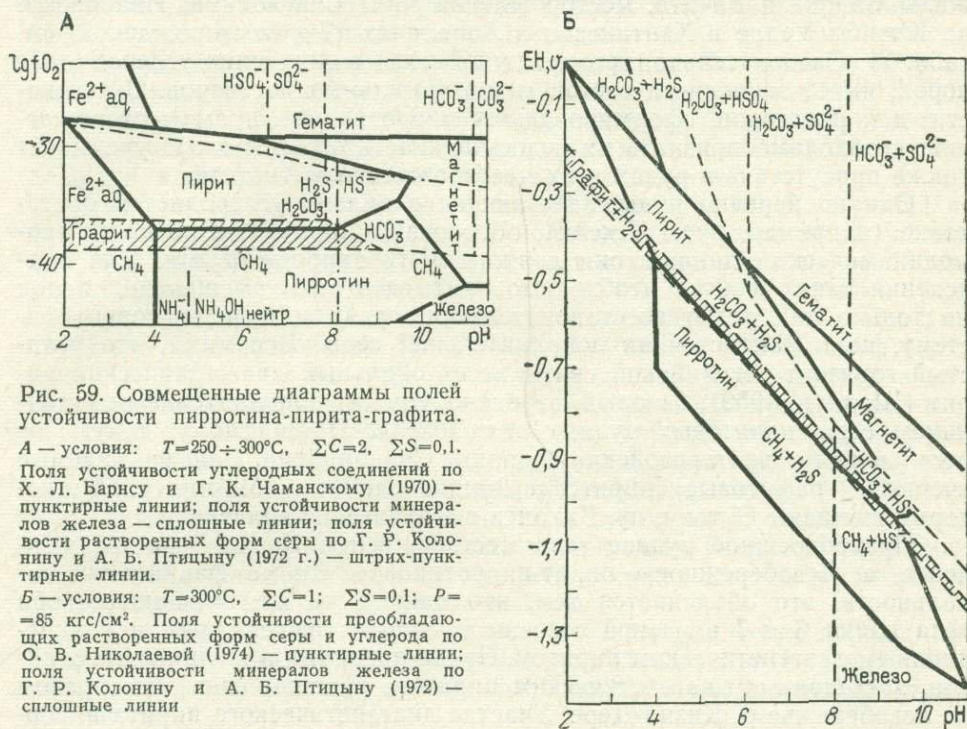


Рис. 59. Совмещенные диаграммы полей устойчивости пирротина-пирита-графита.

А — условия:  $T = 250 \div 300^\circ C$ ,  $\Sigma C = 2$ ,  $\Sigma S = 0,1$ . Поля устойчивости углеродных соединений по Х. Л. Барнсу и Г. К. Чаманскому (1970) — пунктирные линии; поля устойчивости минералов железа — сплошные линии; поля устойчивости растворенных форм серы по Г. Р. Колонину и А. Б. Птицыну (1972 г.) — штрих-пунктирные линии.

Б — условия:  $T = 300^\circ C$ ,  $\Sigma C = 1$ ;  $\Sigma S = 0,1$ ;  $P = 85 \text{ кгс/см}^2$ . Поля устойчивости преобладающих растворенных форм серы и углерода по О. В. Николаевой (1974) — пунктирные линии; поля устойчивости минералов железа по Г. Р. Колонину и А. Б. Птицыну (1972) — сплошные линии.

(троилита) и графита. В расчетах учитывается троилит, ввиду отсутствия данных по природным пирротинам. Всеми исследователями (Барнс, Куллеруд, 1966; Козеренко, 1972; и др.) принимается, что гексагональный и моноклинный пирротины располагаются в верхней части поля троилита, вблизи границы с пиритом. Поэтому природные пирротины должны образовываться в ассоциации с пиритом в узком поле графита и ниже его. Из диаграммы рис. 59 видно, что пирротины устойчивы и должны кристаллизоваться из гидротермальных растворов, насыщенных метаном и сероводородом. Пирит кристаллизуется в менее восстановительной обстановке (поле  $H_2CO_3 + H_2S$ ), в отсутствие восстановленных форм углерода ( $CH_4$ ). Метаново-сероводородная обстановка, благоприятная для кристаллизации пирротина, будет создаваться и поддерживаться в гидротермальном растворе в определенных пределах  $eH - pH$ , пока во вмещающих породах находится буфер-графит и, тем более, — углефицированная органика.

Вероятно поэтому руды в аргиллитах и глинистых сланцах, содержащих РОВ и метан, пирротиновые (Кавказский, Дальневосточные и Иртышский пояса), а в кристаллических сланцах, содержащих графит, сформировались руды существенно пиритовые или пирротин-пиритовые

(протерозойские пояса). Однако этот главный вывод, сделанный на основе теоретических данных, не объясняет всего разнообразия природных обстановок и не учитывает количественных соотношений в рудах пирит-пирротина и органического вещества во вмещающих породах. Поэтому остается не объясненной с точки зрения термодинамических данных причина пирротинности руд ряда месторождений, залегающих в магматических породах, не содержащих РОВ или графита (Восточные жилы Садона и Бачита, месторождения зоны Сингхбхума, Ивановское на Южном Урале и Хантингдон в Аппалачах (7% месторождений; см. табл. 7). Следовательно, кроме важной роли вмещающих углеродистых пород, имеет значение и состав гидротермальных растворов. В частности, для растворов, сформировавших пирротиновые руды месторождений, необходимо признать их недосыщенность серой. На это указывает также присутствие в рудах этих месторождений магнетита.

Однако нередко руды, залегающие в сильно углеродистой обстановке (например, руды Текели), образованы пиритом, а согласно термодинамическим данным они должны быть пирротиновыми. Для объяснения таких фактов необходимо учитывать роль вмещающих пород не только как резко восстановительную среду и буферизирующую систему, но и как источник дополнительной серы. Вспомним, что углистый горизонт текелийской свиты несет обильный диагенетический пирит (Шадлун, 1959), который, вероятно, служит дополнительным источником серы пиритовых рудных тел Текели. По-видимому, такую же роль играли протерозойские породы Скандинавии, так называемые «черные (графитовые) пиритсодержащие сланцы» (Мармо, 1964), которые вмещают Оутокумпу, Виханти и Карельские колчеданы.

Правобережное рудное тело месторождения Кизил-Дере пирротиновое, а Левобережное — пирит-пирротиновое. Кроме фациальной зональности, это объясняется тем, что одни и те же вмещающие оба тела пачки 6 и 7 в разной степени насыщены пылевидным и конкреционным диагенетическим пиритом. Пачки аргиллитов и глинистых сланцев, насыщенных диагенетическим пиритом, развиты главным образом на левобережье р. Кизил-Дере. Участие диагенетического пирита в формировании пиритовых мелкозернистых руд Левобережного рудного тела месторождения доказано, кроме макро- и микронаблюдений, также и данными изотопного состава серы мелкозернистых пиритов (Буадзе и др., 1973).

Ориентировочным подсчетом осадочной серы установлено, что 5%-ного содержания пирита в сланцах левобережья Кизил-Дере достаточно, чтобы состав 1/3 руд Левобережной залежи был пиритовый, а не пирротиновый, как должно было быть из-за резко восстановительной обстановки. Автор подсчитал, что для образования основных рудных залежей Кизил-Дере серы вмещающих пород недостаточно. Необходимо ее привнос. Запас осадочной серы в тектонической зоне Кизил-Дере, даже если предположить ее 100%-ное изъятие из пород, составляет 1/10 часть серы, имеющейся в рудных телах. Это вполне согласуется с данными изотопного состава серы рудообразующих сульфидов, который свидетельствует о ее глубинном источнике (Буадзе и др., 1973; Черницын, 1973).

Ввиду того что в гидротермальном процессе участвует осадочная сера, возникает вопрос о роли вмещающих пород как дополнительного источника меди и других металлов. Применительно к обсуждаемым месторождениям полиметалльно-пирит-пирротинового состава существ-

вуют высказывания ряда исследователей. В. Мармо (1964) для медных месторождений Скандинавии и особенно Финляндии, Ш. А. Байкенов (1964), К. А. Абдрахманов и З. Т. Тилепов (1971) для текелийских месторождений считают источником меди, цинка и свинца вмещающие углистые породы. Напомним, что глинистые сланцы обладают самым высоким кларком (0,0057% по А. П. Виноградову) среди всех горных пород, кроме основных магматических, у которых кларк меди равен 0,01%. По данным С. М. Катченкова (1959), кларк юрских глинистых сланцев Юго-Восточного Кавказа составляет 0,006%, т. е. почти на 30% выше кларка земной коры. По определению Т. В. Рябовой, фоновые содержания меди в аргиллитах Кизил-Дере составляют 0,01%, а ореольные 0,05%. Случайна ли ассоциация медно-пирротинового гидротермального оруденения с осадочными и магматическими породами, обладающими максимальными кларками меди?

Расчеты автора для Правобережной залежи Кизил-Дере показали, что вмещающие породы содержат большое количество меди и даже при 30%-ном уровне извлечения этой меди из объема тектонической зоны Кизил-Дере в рудное тело могло поступить до 20% запасов меди. Однако, согласно геохимическим исследованиям З. Г. Потугина (1968 г.), А. А. Слюняева (1971) и Т. В. Рябовой (1973), вокруг рудных тел ощущается не дефицит меди, а наоборот, ее привнос в виде ореолов рассеяния. Следовательно, особых данных о поступлении меди в рудные тела Кизил-Дере из вмещающих сланцев не имеется. Кроме того, изотопный состав серы халькопиритов характеризуется мантийными соотношениями (Буадзе и др., 1973; Колчеданные..., 1973).

Таким образом, анализируя влияние вмещающих осадочных и метаморфизованных сланцевых толщ, содержащих РОВ, на формирование существенно пирротиновых залежей обсуждаемого типа месторождений, можно сделать следующие выводы:

1) углеродсодержащие осадочные и метаморфические породы, продуцирующие в своем развитии резко восстановительную (метановую) обстановку вмещающей среды, благоприятны для сульфидообразования;

2) рассеянное органическое вещество глинистых сланцев, вследствие его карбонизации под влиянием процессов катагенеза и метаморфизма, а также под воздействием гидротермальных растворов, создает резко восстановительную (метановую) обстановку, которая определяет кристаллизацию в гидротермальной системе тел пирротинового состава;

3) графит метаморфических пород при воздействии на него гидротермальных растворов играет буферизирующую роль, вследствие чего из гидротерм одновременно могут кристаллизоваться пирит и пирротин в количественных соотношениях, определяемых самим составом растворов и степенью догидротермальной пиритизации рудовмещающей среды;

4) догидротермальная пиритизация вмещающих осадочных или метаморфических пород, содержащих РОВ, может служить дополнительным источником серы для приносимых гидротермами металлов. В результате из растворов вместо пирротина, который должен кристаллизоваться из системы в метановой обстановке, может образоваться пирит;

5) из гидротермальных растворов, первоначально недонасыщенных серой, независимо от состава вмещающих пород, способны образоваться пирротиновые тела;

6) глинистые сланцы и другие сходные по минеральному составу

породы буферуют величину рН поступившего в них гидротермального раствора и приводят ее к слабокислому — нейтральному уровню. В результате возможно разрушение растворимых сульфидных комплексов и осаждение сульфидов из гидротерма.

## 6. О ГЕНЕЗИСЕ ПОЛИМЕТАЛЬНО-ПИРРОТИНОВОГО ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ

При описании отдельных месторождений, районов и поясов полиметалльно-пирротиновой формации были затронуты вопросы генезиса оруденения. Во многих случаях вопрос о генезисе по-прежнему спорный. Это объясняется недостаточным количеством фактов, которые к тому же можно трактовать по-разному, а также различным подходом к проблеме разных исследователей. Большая часть спорных вопросов, по-видимому, еще останется неразрешенной ввиду отсутствия необходимых критериев. В частности, это относится к степени метаморфизма руд месторождений, особенно месторождений древнего возраста. Учитывая эти обстоятельства, кратко суммируем общие генетические положения геологии полиметалльно-пирротинового оруденения, не зависящие от возраста, эпохи орогенического развития, географического положения районов и поясов. Геолого-структурная позиция и вещественный состав руд свидетельствуют о том, что это однотипное оруденение, контролируемое глубинными разломами в геосинклинальных областях, оруденение сопровождается магматические породы основного состава.

Следует признать конвергентность происхождения полиметалльно-пирротинового оруденения, а именно конвергентность второго порядка по Ф. В. Чухрову (1972). В табл. 6 автор учел конвергентность образования месторождений рассматриваемого класса и выделил гидротермально-метасоматические, гидротермально-осадочные и метаморфизованные месторождения.

Если не рассматривать осадочно-сингенетическую или, наоборот, позднемагматическую (инъекционную) и ультраметаморфическую (гранитизация и пр.) точку зрения на генезис описанных месторождений ввиду отсутствия необходимых фактов или несоответствия имеющихся фактов, то все остальные представления о генезисе можно объединить в три группы (см. табл. 6). Можно еще принять гидротермально-метаморфическую точку зрения (Vokes, 1962, 1968; Рыбаков, 1969; Руденко, 1970; Ручкин и др., 1972) о генезисе пирротиновых тел, ассоциированных с каледонскими колчеданами Норвегии, протерозойскими колчеданами Карелии и некоторыми другими месторождениями Скандинавии. Аналогичные или близкие высказывания имеются о генезисе медно-никелевых руд Печенги и Аллареченского типа (Козлов, 1961, 1972; Горбунов, 1965; Богачев и др., 1964; О генезисе..., 1966; Зак и др., 1972; Яковлев, Яковлева, 1974), а также о генезисе медно-пирротиновых месторождений зоны Сингхбхум (Sarker, Deb, 1974). Безусловно, каждое месторождение неповторимо и обладает своеобразными генетическими чертами. Следовательно, всякое объединение или группировка разных, но сходных, подобных месторождений в какой-то мере условна. Однако если брать за основу для сравнения главные положения, то все рассмотренные в работе месторождения можно и должно отнести к гидротермальному классу месторождений в широком смысле, безотносительно к всегда проблематичным источникам растворов и рудного вещества (Тугаринов и др., 1972).

Действительно, руды всех месторождений отлагались из горячих растворов (450—150°C). Растворы заполняли открытые трещинные полости и изменяли боковые породы. Рудное вещество, включая примеси, всех месторождений сходно по составу, причем существует общая последовательность кристаллизации минералов от более высокотемпературных к более низкотемпературным, от силикатов и окислов к силикатам + окислам + сульфидам и далее к карбонатам + сульфидам, карбонатам и сульфатам. Смена состава минералов, кристаллизовавшихся из растворов, позволяет заметить небольшие изменения в окислительно-восстановительной и кислотно-щелочной характеристике минерализованных растворов, а также их физических свойств — от газовой-жидких к жидким, а иногда к коллоидным. В зависимости от состава вмещающих пород и первоначальной температуры растворов минерализация начиналась со слабого скарнирования и тремолитизации в прослоях карбонатных пород или с магнезиально-железисто-калиевого метасоматоза (ослюденение, антофиллитизация, турмалинизация, хлоритизация) в алюмосиликатных породах. Затем происходил энергичный кремнисто-железо-сернистый метасоматоз вмещающих пород, который сопровождался более крупным по масштабу выполнением полостей кварц-пирит-пирротиновым агрегатом, далее следовало отложение полезной полиметалльной минерализации.

Таким образом, весь процесс минералообразования полиметалльно-пирротинового оруденения, разделенный, как правило, тектоническими перерывами на стадии, никак не противоречит, а наоборот, объясняется общепринятой теорией гидротермального процесса. Исследованиями изотопов серы сульфидов ряда месторождений установлено, что источник серы в основном мантийный. Специфика процесса полиметалльно-пирротинового рудообразования — четкий контроль рудных поясов крупными региональными и глубинными разломами, которые фиксируются кроме геофизических и тектонических данных еще продуктами базальтоидного магматизма — свидетельствует о глубинном источнике магматических пород и гидротермальных флюидов. Это подтверждается большой протяженностью полиметалльно-пирротиновых поясов, достигающей сотен и первых тысяч километров.

Особую роль в формировании полиметалльно-пирротинового оруденения играют вмещающие породы и, в частности, рассеянное в них органическое вещество или графит. Черные алевролит-глинистые, относительно слабо метаморфизованные породы, постоянно продуцируют водородно-метановую обстановку, которая обуславливает пирротиновый и вообще сульфидный состав руд. Восстановительная обстановка, которая характерна для песчано-глинистых пород, зараженных углефицированными органическими веществами, определяет условия рудообразования. Каким бы ни был состав металлонесущих комплексов (сульфидным или сульфатным), состав формирующихся руд будет сульфидным. На примере Эльбрусского полиметаллического месторождения О. В. Николаева (1974) создала вероятную модель процесса сульфидообразования при сульфатном составе металлонесущих растворов.

В метаморфизованных алюмосиликатных породах, где органическое вещество метаморфизовано до графита, из гидротермальных растворов могут кристаллизоваться одновременно пирротин и пирит (см. рис. 59). Если вмещающие породы, кроме РОВ или графита, были насыщены диагенетическим пиритом или пирротинном (как на Кольском

полуострове), то они в ряде случаев могли служить дополнительным источником серы. Поэтому в составе кристаллизующихся сульфидов железа должен преобладать пирит.

По утверждению С. С. Смирнова, руды касситерит-сульфидных месторождений, залегающие в песчано-глинистых породах, насыщенных РОВ, образовались из растворов, бедных серой. Рассматривая касситерит-сульфидные руды как один из минеральных типов полиметалльно-пирротинового оруденения, можно считать, что одной из причин существенно пирротинового состава их руд является резко восстановительная среда рудоотложения. На некоторых месторождениях, пирротиновые руды которых локализованы в породах, не содержащих повышенных количеств РОВ или графита, гидротермальные растворы, их сформировавшие, были первично недонасыщены серой (Ивановское, Хантингдон, Мозабони, Бадия, восточные жилы Садона и др.).

Кроме роли восстановителя песчано-глинистые и метаморфические породы при всей своей инертности оказывали значительное буферующее воздействие на растворы, протекавшие через них по зонам дробления, о чем свидетельствует зона околорудно-измененных пород. Экспериментами доказано, что щелочные (рН 9—9,5) и кислые воды (рН 3—5), взаимодействуя с типичными черными глинистыми сланцами кизилдеринской толщи при температуре 200°C, становились слабокислыми — нейтральными. Такое изменение величины рН (буферирование) оказывало воздействие на рудные комплексы, разрушая их и способствуя осаждению сульфидов. Судя по составу главных рудообразующих минералов (кварц, сидерит, хлорит, пирит, пирротин гексагональный и моноклинный) и околорудным метасоматитам (окварцевание, хлоритизация, слабая серицитизация, иногда турмалинизация и скарнирование), гидротермальные растворы первоначально были кислые. Они растворяли щелочные и щелочноземельные элементы гидрослюд, гидрохлоритов и полевых шпатов вмещающих пород, при этом их рН повышался до 6—7.

С какой степенью надежности можно выделять группу метаморфизованных месторождений (см. табл. 6)? Какие имеются критерии, признаки регионально-метаморфизованных сульфидных месторождений? Можно ли доказать, например, что медно-пирротиновые руды Аппалачей претерпели метаморфизм вместе с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами, как считает А. Кинкель? Или эти руды постметаморфические, как считают П. Говард, М. Маги, Ф. Тюрнор, другие американские геологи и автор? Признаки метаморфизма (а именно динамометаморфизма) руд описаны П. Рамдором (1957, 1962), Г. Шнейдерженом (1957, 1958), Т. Н. Шадлун (1972), Б. И. Вейц (1945) и другими исследователями. Однако текстурно-структурные признаки динамометаморфизма (а иногда и некоторые признаки изменения вещественного состава) можно наблюдать в любом молодом, в целом неметаморфизованном месторождении, в связи с пострудной тектоникой. Следовательно, имеющиеся признаки не всегда дают возможность определить степень метаморфизованности всего рудного тела и не могут служить критериями степени метаморфизма сульфидных руд.

Признаки перекристаллизации руд, связанной с региональным метаморфизмом, в глубинных зонах практически отсутствуют. В настоящее время нельзя определить, в какой фации метаморфизма (в зеленосланцевой или в амфиболитовой) находится колчеданная руда. «До

настоящего времени не имеется надежных критериев для решения этого вопроса», — писали А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, Т. Н. Шадлун в 1958 г. Если нельзя доказать по халькопирит-пирит-пирротиновым рудам Аппалачских месторождений, претерпели ли они метаморфизм степени зеленых или кристаллических сланцев, то можно другими фактами подтвердить их постметаморфический возраст. Действительно, если халькопирит-пирит-пирротиновые руды являются цементом обломков вмещающих гнейсов и образуют в них секущие полосчатость и сланцеватость апофизы, а сульфиды сопровождаются гидротермальными силикатами и карбонатами, которые развиваются по порообразующим минералам гнейсов, и если сами месторождения (например, района Ор-Ноб) приурочены к линейной тектонической зоне, метаморфизм (диафторез) которой ниже, чем метаморфизм вмещающих пород района, то вопрос о постметаморфическом (пострегионально-метаморфическом) возрасте рудных тел, вероятно, решен. В последние годы появилось много работ, посвященных метаморфическим изменениям в сульфидных рудах, но по-прежнему нет критериев метаморфизма, по которым сульфидные руды могут быть отнесены к какой-либо фации метаморфизма Ф. М. Вокс (Vokes, 1968) и Д. Темпельман-Клюит (Tempelman-Kluit Dirk, 1970) попытались связать зернистость сульфидных руд со степенью метаморфизма и зернистостью индекса-минералов вмещающих пород. Для пирита была найдена зависимость, но для пирротина, сфалерита и др. она оказалась не пригодной. В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин, В. И. Старостин (1971) связывали некоторые упругие свойства руд с их региональным метаморфизмом. Однако эти свойства логичнее объяснить меняющимся составом руд или текстурно-структурными особенностями рудных тел вкрест их мощности. Авторы отмечают высокую степень преобразования руд Парандовского и Хаутаваарского серноколчеданных месторождений Карелии, происходившего в течение прогрессивного этапа регионального метаморфизма. В то же время они фиксируют колломорфные и метаколлоидные структуры руд, а это вызывает недоумение, так как такие структуры не могли сохраняться при региональном метаморфизме высокой степени. В целом вопрос о критериях степени метаморфизованности сульфидных руд еще не разработан. Поэтому только условно можно выделять группу метаморфизованных месторождений (см. табл. 6), которые до метаморфизма были гидротермально-метасоматическими (постскладчатыми) или гидротермально-осадочными (доскладчатыми). Критериями для отнесения к метаморфизованным месторождениям послужили следующие признаки: а) древний возраст месторождений, б) текстурно-структурные особенности динамометаморфизма в рудах, в) запутанная, нестандартная последовательность минеральных ассоциаций и теоретически возможное предположение, что пирит при метаморфизме должен переходить в пирротин. Последний признак нельзя считать доказанным, так как на некоторых месторождениях (даже таких, которые подверглись воздействию контактового, а не регионального метаморфизма) переход пирит—пирротин не осуществлялся. Например, на Весеннем месторождении, по данным С. Т. Агеевой, обычные мелкозернистые пиритовые и халькопирит-пиритовые руды под влиянием интрузии гранитов просто перекристаллизованы и укрупнена их зернистость. В пирротиновые руды они не перешли, в то время как вмещающие породы превращены в высокотемпературные антофиллит-биотит-кордиеритовые метасоматиты.

Насколько же обоснована гидротермально-метаморфическая точка зрения на генезис пирротиновых тел Карелии, медно-пирротиновых Норвегии, пентландит-халькопирит-пирротиновых тел Сулительмы и Виханти, а также пентландит-халькопирит-пирротиновых руд Печенги. Чем эти руды отличаются, например, от халькопирит-пирротиновых руд Вавилонского, Филизчайского или Ивановского и Хантингдонского месторождений? Что собственно в них метаморфического? Проблема всего одна — не с чем уверенно связывать оруденение, нет соответствующих интрузий, но источник вещества можно найти на месте. Так, в Норвегии есть нормальные пиритовые руды в метаморфизованных эффузивах. Из них можно получить при метаморфизме (теоретически) медьсодержащие пирротины. Но в районе г. Тромса или Биртоварре нет пиритовых колчеданов, а пирротины есть. Откуда взялось вещество? С точки зрения автора, оно приносилось растворами по разломам. Очевидно, обе точки зрения могут считаться равноправными. При наличии колчеданных тел в Норвегии или Карелии пирротиновые тела можно рассматривать как более поздний этап общего процесса рудообразования.

Формирование гидротермально-метаморфического медно-никелевого оруденения Печенги в филлитах и серпентинитах (по Г. И. Горбунову) принципиально не отличается от формирования гидротермально-метасоматического оруденения Ивановского месторождения (по В. А. Прокину и А. А. Захарову). В обоих случаях сульфидное оруденение было наложено на гидротермально измененные магматические и осадочные породы и сопровождалось гидротермальным метасоматозом. В обоих случаях есть магматические тела, близкие по возрасту к оруденению, которые можно рассматривать как источники металлов. Однако для Ивановского месторождения необходим был привнос, по крайней мере, серы (Прокин и др., 1968), а в Печенгском районе известен участок Пильгуярви, реликтовые руды которого можно рассматривать как возможный прообраз догидротермально-метаморфического оруденения, но не как массу, достаточную для формирования современного объема руд. Аналогично ивановскому типу, для Печенги—Каулы необходим был привнос материала. Весьма сходное образование медно-никелевого оруденения, парагенетически связанного с гипербазитами, предлагают С. И. Зак и В. В. Проскураков (1971 г.) для Аллареченского района. Эти авторы придают первостепенное значение так называемой «сульфуризации», т. е. привносу серы с глубины (для связывания железа, никеля и меди в сульфиды) по разломам, которые фиксируют в гнейсах и амфиболитах залежами графит-пирротиновых руд. В. Мармо (1964) предложил считать черные сульфидосодержащие сланцы в качестве источника сульфидных руд месторождения Оутокумпу, Виханти и других скандинавских медных руд, так как они (черные сланцы, до метаморфизма — сапропелиты) содержат около 0,01% меди и цинка. При метаморфической перекристаллизации и мощных тектонических движениях черные сланцы, по мнению В. Мармо (1964), могли быть источником гидротермальных месторождений типа Оутокумпу.

На примере Кизил-Дере автор показал, что вмещающие глинистые сланцы, даже при кларковых содержаниях меди, тоже могли бы быть источником меди для рудных тел месторождения, но серы и железа в них недостаточно. Необходимо их привнос в 10-кратном размере по отношению к имеющейся пиритизации глинистых сланцев. Кроме того, глубинный источник серы подтвержден ее изотопным составом. Таким

образом, при гидротермально-метаморфическом происхождении месторождений, как и при гидротермально-метасоматическом, необходим глубинный привнос, хотя бы части рудного вещества и весьма существенного количества серы.

Следовательно, гидротермально-метаморфическая точка зрения на генезис пирротиновых тел принципиально не отличается от представления об их гидротермальной природе, от рассмотрения «эпигенетических пирротинов» в качестве более позднего этапа в общем процессе полиметалльно-пирротинового рудообразования в зоне глубинного разлома.

Рассмотрим кратко вопрос о соотношении гидротермально-метасоматического и гидротермально-осадочного полиметалльно-пирротинового оруденения. Напомним, что к последнему отнесены рудные осадки Красного моря как современный прототип предыдущих эпох рудообразования: юрской для Фелизчай, палеозойской для Раммельсберга, протерозойской для Сулливана, Брокен Хилла и Маунт-Айзы.

Обе группы месторождений имеют много общих черт, в том числе глубинный источник оруденения. Существенное отличие групп гидротермальных месторождений — их соотношение со складчатостью. Гидротермально-метасоматические месторождения, к которым относится большинство описанных в работе (см. табл. 6), образовались после завершения основной складчатости района их нахождения: или «сразу» (в геологическом отношении) за основной складчатостью, в один тектоно-магматический цикл (месторождения Кавказского, Дальневосточных, Иртышского поясов, зоны Сингххум), или позднее, при оживлении, активизации глубинного разлома (месторождения Аппалачского, Ладожско-Ботнического, Печенгского и др. поясов). Гидротермально-осадочные месторождения образовались, по-видимому, до основной складчатости, и их рудные тела вместе с вмещающими породами сминались в складки, которые не отличаются от окружающих их безрудных складок (Раммельсберг, Брокен Хилл и др.). Большую часть несоответствий, наблюдающихся в таких месторождениях (например, явление замещения вмещающих пород рудами, гидротермальных изменений и ореолов рассеяния более поздних по времени, чем рудный агрегат, внутри- и пострудные дайки и т. п.), можно объяснить длительностью процесса их формирования (В. И. Смирнов, 1970). В отдельных месторождениях или рудных полях, а чаще в рудных районах или провинциях установлены два типа руд (рудных тел) полосчатослоистых колчеданных или колчеданно-полиметаллических и массивных полиметалльно-пирротиновых (Фелизчай, Сулительма, Кизил-Дере, Скелете, Квебек, Аппалачи, Норвегия, Финляндия и др.). Это свидетельствует об определенной закономерной связи этих концентраций. Можно предположить, что оба типа руд (рудных тел) обусловлены одинаковым источником материала и отличными условиями, в том числе окислительно-восстановительной обстановкой, окружающей среды.

Как было показано на примере магматизма и оруденения сланцевой эвгеосинклинали Восточного Кавказа, в юрской истории ее развития, тесно связанной с Кавказским глубинным разломом, могут проявляться несколько этапов базальтоидного магматизма и колчеданного (в широком смысле) оруденения, генетически связанных с одним глубинным источником. В доскладчатый период (период растяжения) глубинный разлом мог генерировать основные эффузивы и стратиформные пиритовые или пирит-полиметаллические гидротермально-осадочные

руды типа Филизчая и Катеха. После завершения складчатости движения по швам глубинного разлома могут вывести в верхние части земной коры относительно слабо дифференцированную базальтовую магму и гидротермальные флюиды, которые сформируют массивы габброидов (иногда гранитоидов) и пояса диабазовых даек, а также полиметалльно-пирротиновые тела типа Кизил-Дере и Кацдага.

Таким образом, генезис полиметалльно-пирротинового типа оруденения в осадочных и метаморфизованных алюмосиликатных породах, содержащих рассеянное углистое или графитовое вещество, автор рассматривает с позиции гидротермальной гипотезы как месторождения с характерным трещинным контролем оруденения, сформировавшихся в послескладчатую стадию развития геосинклинали или в результате активизации глубинного разлома. Характерный линейный, поясной тип распределения описанных месторождений и рудопоявлений дает основание связывать их образование с долгоживущими глубинными разломами в относительно молодых и древних геосинклинальных системах. Минеральный состав руд и примесей, который носит четкий сидерофильно-тиофильный характер, постоянная пространственная и временная связь полиметалльно-пирротинового типа оруденения с основными, в целом слабо дифференцированными интрузивными породами и региональный контроль глубинными разломами свидетельствуют о мантийном источнике оруденения. Большую роль в формировании пирротинового или пирит-пирротинового состава рудных тел сыграли РОВ и буферные свойства вмещающих пород, предопределившие резко восстановительную и слабокислую обстановку сульфидоотложения. В связи с этим песчано-глинистые породы, слагающие огромные площади земной коры, не должны рассматриваться как породы неблагоприятные для гидротермального сульфидного оруденения.

## **7. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОЛИМЕТАЛЛЬНО-ПИРРОТИНОВОГО ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ**

Анализируя материал об условиях локализации полиметалльно-пирротинового типа оруденения одного возраста в разновозрастных поясах, возможно наметить следующие геологические предпосылки, общие и частные поисковые критерии.

1. Оруденение развито в геосинклинальных областях различного возраста, в частности в сланцевых эвгеосинклиналях (по терминологии Г. А. Твалчрелидзе) и в типичных эвгеосинклиналях.

2. Рудные пояса контролируются продольными по отношению к складкам глубинными разломами; рудные районы и поля контролируются отдельными швами (кулисами) глубинного разлома или участками, где он пересекается поперечными к складкам зонами повышенной трещиноватости — скрытыми поперечными разломами фундамента; месторождения и рудопоявления вмещаются частными секущими разрывами, сопряженными или наложенными на складчатость (взбросы, надвиги, межпластовые разрывы, зоны рассланцевания, дробления и будинажа, зоны кливажа осевой плоскости изоклинальных складок зоны контактов с интрузивными массивами, дайками и телами эффузивов основного состава); реже, обычно в метаморфических породах, рудные тела вмещаются полостями отслаивания в замках мелких скла-

док, в складках волочения, на контактах пород различной компетентности.

3. Рудные пояса, районы, поля и месторождения располагаются в алюмосиликатных осадочно-метаморфизованных и метаморфических породах, зараженных РОВ (песчано-алевролит-глинистые толщи, пара-метаморфические и кристаллические сланцы). Особенно благоприятны для локализации пирротиновых и пирит-пирротиновых тел гидротермального генезиса пачки осадочных пород, обогащенных до 3—5% РОВ (черные глинистые и аспидные сланцы, углисто-глинистые сланцы, черные алевролиты и филлиты) и горизонты метаморфических пород (графитовые и графитизированные сланцы). Иногда месторождения могут залегать в интрузивных массивах (7%), дайках или их контактовых частях. В этих случаях магматические породы имеют основной состав, но бывают тела ультраосновного и гранитоидного состава, которые локализованы в зоне глубинного разлома, генетически с ним связаны и являются производными базальтовой магмы.

4. Оруденение в пространстве и времени сопровождается пояса постскладчатых даек и малых интрузий габброидного, реже гранитоидного и ультраосновного составов, которые относятся к магматическим формациям зон глубинных разломов (габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагиогранитной и др.). Иногда оруденение приурочено к районам ограниченного развития эффузивов и силлов раннегеосинклинальной спилит-диабазовой формации. Все магматические породы, сопутствующие полиметалльно-пирротиновому оруденению,— производные глубинных очагов базальтоидной магмы, которая неоднократно генерировалась, внедрялась и выводилась на поверхность глубинными разломами.

5. На примере Восточно-Кавказской сланцевой эвгеосинклинали киммерийского возраста, а также герцинского пояса Аппалачей, каледонского пояса Норвегии, протерозойской эвгеосинклинали Ладожско-Ботнического пояса было доказано, что глубинные разломы способны неоднократно генерировать базальтоидную магму и рудоносные флюиды на различных этапах развития геосинклинальной системы. Поэтому поиски колчеданных (в широком смысле) месторождений в пределах зон глубинных разломов среди сланцевых толщ следует ориентировать одновременно на осадочно-гидротермальный (стратиформный филизчайский) и на гидротермально-метасоматический (трещинный, кизилдеринский) типы оруденения.

6. Благоприятны проявления во вмещающих сланцевых толщах догидротермальной пиритизации (син- и диагенетическая вкрапленность, конкреции, прослой пирита, зоны посткливажной метаморфической пиритизации и др.), которая могла служить (а в ряде случаев служила: Кизил-Дере, Текели, месторождения Финляндии) дополнительным источником серы, железа, меди и других металлов для гидротермально-метасоматических рудных тел.

7. Полиметалльно-пирротиновые месторождения обычно состоят из нескольких линз массивных руд, поэтому при обнаружении одной, необходимо продолжать поиски соседних.

8. Наиболее благоприятны комбинации указанных критериев для рудоносных районов и рудных полей. Однако для локализации отдельных месторождений не обязательно наличие всех перечисленных геологических предпосылок и критериев, например, присутствия даек или других интрузивных тел: на Кизил-Дере и Филизчае в Кавказском поясе, на Карчигинском месторождении в Иртышском поясе, на

Ор-Нобе и Госсан-Леде в Аппалачском поясе, на Виханти в Ладожско-Ботническом поясе нет разновозрастных с оруденением магматических тел.

Перспективы обнаружения промышленного полиметалльно-пирротинового оруденения в Советском Союзе связываются с Кавказским, Иртышским и Дальневосточными поясами.

В Кавказском поясе наиболее перспективна его восточная часть: зона главного Кавказского разлома в Чечено-Ингушетии, Кахетии, Азербайджане и Дагестане, где известны медные и медно-полиметаллические рудопроявления в аспидных сланцах юры, требующие проведения поисково-разведочных работ. Учитывая малый эрозионный срез Главного Кавказского хребта и распространение промышленного оруденения на большую глубину (до 800—1000 м) как вертикальных тел на Кизил-Дере, так и пологих залежей на Филизчае, необходимо предусматривать обнаружение слепого оруденения геофизическими методами.

В районах Дагестана рекомендуются для поисково-разведочных работ несколько узких (0,5—1 км), протяженных (до 20 км) зон (Кизил-Деринская, Калакорская, Чодоридагская), отвечающих установленным критериям и несущих прямые признаки наличия полиметалльно-пирротиновой минерализации.

Второе направление работ в Дагестане и в целом в пределах полиметалльно-пирротинового пояса на Кавказе — ревизия многочисленных оловосодержащих (0,00п—0,0п до 0,п %) сульфидно-хлорит-кварцевых точек минерализации на касситерит. Кроме нескольких десятков точек в Дагестане, на которых химическим анализом установлено олово, необходимо учитывать, что в рудах Кизил-Дере и Филизчая обнаружены касситерит и станнин, которые известны также в буронских рудах и в ряде медно-пирротиновых рудопоявлений Осетии и Грузии (Нижне-Схапачское, Горная Рача). По аналогии с альпийскими дальневосточными олово-полиметаллически-пирротиновыми поясами можно благоприятно оценить на олово рудопоявления киммерийского Кавказского полиметалльно-пирротинового пояса. Соответственно в олово-пирротиновых поясах Дальнего Востока можно прогнозировать медное оруденение, которое уже выявлено на некоторых месторождениях Приморского, Якутского поясов и Приамурья.

Иртышский медно-пирротиновый пояс, контролируемый Иртышским глубинным разломом и проходящий между Алтайским колчеданно-полиметаллическим и редкометальным Калбинским поясами, перспективен на медные, оловянные и полиметаллические месторождения, особенно в местах пересечения Иртышского разлома поперечными субширотными глубинными зонами (см. рис. 5). Пример медно-никелевого оруденения в Аллареченском поясе, которое пространственно необязательно связано с массивами ультраосновных-основных пород, значительно расширяет площадь его поисков в гнейсах и филлитах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Проведенные исследования геологической позиции, условий локализации рудных тел и вещественного состава руд сульфидных месторождений в сланцевых толщах позволяют сделать ряд выводов.

1. Разновозрастные и протяженные рудные пояса (Дальневосточные, Кавказский, Иртышский, Аппалачский, Норвежский, Ладожско-Ботнический, Сингххум и др.), установленные различными исследователями, состоят из месторождений и рудопроявлений, образованных примерно одним типом оруденения, который назван автором полиметалльно-пирротиновым.

2. Полиметалльно-пирротиновый тип характеризуется линзо- и жи-лообразной формой рудных тел, окруженных штокверковыми зонами в углеродсодержащих сланцевых толщах. Преобладают массивные тонкозернистые руды с кварц-пирит-пирротиновой основой, несущие промышленное медное, медно-цинковое, медно-никелевое, полиметаллическое, оловянное или комплексное оруденение. Рудные тела контролируются и вмещаются разрывными нарушениями и сопровождаются дайками или малые интрузии габброидного состава. Вместе с дайками и интрузивными массивами сульфидные месторождения и рудопроявления образуют протяженные рудномагматические пояса, контролируемые глубинными разломами, в пределах сланцевых эвгеосинклиналей.

3. Толщи черных глинистых и аспидных сланцев по сравнению с другими осадочными, метаморфическими и магматическими породами наиболее обогащены углефицированным рассеянным органическим веществом (РОВ). При его карбонизации в процессах эпигенеза, катагенеза, метаморфизма и воздействия гидротерм РОВ выделяет углеводороды, главным образом метан, что создает резко восстановительную обстановку вмещающей среды. Поэтому толщи черных глинистых сланцев — наиболее благоприятная геохимическая среда для гидротермального сульфидоотложения.

4. Анализ руд 113 гидротермальных сульфидных месторождений, залегающих в глинистых сланцах с углефицированным РОВ (60 месторождений) и в метаморфизованных породах с графитизированным РОВ (45 месторождений), показал, что имеется определенная связь между степенью карбонизации РОВ и соотношением в рудах пирротин—пирит: чем меньше степень карбонизации РОВ, тем большая часть сульфидного железа находится в форме пирротина.

Анализом теоретических данных, полученных из совмещенных диаграмм полей устойчивости сульфидов железа и графита в гидротермальных растворах с температурой 250—300°C при заданных наиболее вероятных концентрациях соединений серы и углерода, установлено, что: а) возможна совместная кристаллизация (или сосуществование) пиррита, пирротина (троилита) и графита; б) в отличие от пирротина, пирит кристаллизуется из системы, в которой отсутствуют восстановленные формы углерода (например,  $\text{CH}_4$ ); в) при определенных

соотношения  $eH-rH$  наличие в системе графитового буфера способствует кристаллизации пирита, а наличие углефицированной органики, которая продуцирует метан, приводит к кристаллизации пирротина.

Следовательно, есть основания считать, что одна из причин кристаллизации пирротина из гидротермальной системы — влияние вмещающих пород, а именно наличие углефицированной органики, выделяющей под воздействием различного тепла энергичный восстановитель — метан. Второй причиной образования пирротиновых тел может быть недосыщенность гидротермальных растворов серой, как на это указывал С. С. Смирнов для сульфидно-касситеритовых руд. Сульфидно-касситеритовые (касситерит-пирротиновые) руды в основном залегают в песчано-сланцевых толщах, содержащих углефицированное РОВ, поэтому отдать предпочтение той или иной причине в данном случае не представляется возможным. Однако несомненным подтверждением возможности недосыщения рудоносных гидротерм серой служат пирротиновые руды 7% месторождений (8 из 113), которые залегают в магматических породах, лишенных РОВ.

5. Сульфидные месторождения в черносланцевых толщах обладают относительно слабыми зонами гидротермально измененных пород, в основном окварцованных и хлоритизированных. Следовательно, вмещающие рудные тела инертные сланцы все же влияли на состав протекающих гидротерм, как правило, раскисляя их.

Проверкой подтверждена активная буферирующая роль типичных черных глинистых сланцев в отношении горячих ( $200^{\circ}C$ ) растворов, находящихся с ними в контакте: инертные глинистые сланцы устанавливают в растворах свою слабокислую — нейтральную величину  $pH$ , несмотря на исходные кислые или щелочные растворы. Следовательно, даже инертные черные глинистые сланцы активно влияют на вступающие в них горячие растворы, меняя их кислотность — щелочность, что может служить причиной сульфидоотложения.

6. По отношению к складчатости вмещающих оруденение пород выделяются доскладчатые и постскладчатые полиметалльно-пирротиновые месторождения. Преимущественно развиты гидротермально-метасоматические месторождения, сформировавшиеся в послескладчатый этап развития геосинклинали (в орогенный этап) или в этап активизации глубинных разломов. Такие месторождения контролируются в основном трещинными структурами, секущими складки главной фазы складчатости региона (62% месторождений).

Наряду с секущими телами образуются межпластовые постскладчатые тела (23% месторождений), особенно в метаморфических породах, что отражает анизотропное поведение метаморфических пород различного состава (сланцы, гнейсы, амфиболиты) в условиях направленного давления. Типичные примеры постскладчатых образований — полиметалльно-пирротиновые месторождения и рудопроявления киммерийского возраста Большого Кавказа, альпийские месторождения Востока СССР, палеозойские месторождения Иртышского и Аппалачского поясов и др.

Доскладчатые месторождения, к которым относится ряд стратиформных месторождений спорного генезиса (Филизчай, Раммельсберг, Брокен Хилл и др.), формировались длительное время в гидротермально-осадочном процессе. Вероятно, рудные тела их вместе с вмещающими породами участвовали в складчатости. Эти интересные, а часто уникальные объекты заслуживают дальнейшего изучения.

7. Полиметалльно-пирротиновая минерализация разновозрастных поясов, а нередко отдельных месторождений, одинаковая не зависимо от их возраста. Например, минералого-геохимический состав руд протерозойских пирротинов Нялмозера или Хаутоваары, пирротиновых тел района г. Тромса в норвежских каледонидах, палеозойских руд Вавилонского месторождения на Алтае, киммерийских тел Кизил-Дере и Кацдага на Кавказе и альпийских пирротиновых жил Ново-Монастырского месторождения в Приморье принципиально не отличается.

Однако промышленное оруденение отдельных поясов или их частей характеризуется некоторым своеобразием, что связано с участием в магматогенно-гидротермальном процессе, наряду с габброидными телами, магматических масс иного состава. Так, появление ультраосновных пород обуславливает дополнительную никелевую, магниезальную и другую минерализацию (Печенга, Ивановское, Сулительма, Сингхбхум и др.). Наличие в альпийских поясах Дальнего Востока, на западе Кавказского пояса и на юге Ладожско-Ботнического пояса гранитоидных штоков, считающихся производными габброидной магмы, вызывает, по-видимому, появление оловянной минерализации.

8. Серу, железо, медь, цинк, свинец, кадмий, индий, серебро, золото, кобальт, мышьяк, висмут, олово, селен и теллур можно считать типоморфными элементами полиметалльно-пирротинового оруденения. Следовательно, полиметалльно-пирротиновые руды — комплексные и необходим соответствующий подход при их оценке и разработке.

9. Полиметалльно-пирротиновое оруденение сложено в основном следующими среднетемпературными минеральными ассоциациями: а) кварцевой с хлоритом (турмалином), серицитом, реже с касситеритом и арсенопиритом; б) кварц-пирит-пирротиновой; в) халькопирит-пирротиновой, часто с сфалеритом, кобальтовыми минералами; г) галенит-сфалеритовой с карбонатом и редкими сульфосолями меди, свинца и висмута. Высокотемпературные (скарновые, скарноидные, грейзеновые) и низкотемпературные ассоциации обычно проявлены слабо.

В большинстве месторождений наблюдается сходная последовательность отложения минеральных ассоциаций, следующая понижению температуры минералообразования, что свидетельствует о единой закономерности их образования, несмотря на разновозрастность месторождений различных поясов.

Описанные гидротермально-метасоматические, гидротермально-осадочные, гидротермально-метаморфические и типично колчеданные месторождения имеют сходный набор типоморфных элементов, минеральных ассоциаций и близкую последовательность образования минеральных ассоциаций. Это не позволяет использовать отмеченные признаки в качестве критериев для определения генетических особенностей конвергентного оруденения.

10. Генезис полиметалльно-пирротинового типа оруденения в осадочных и метаморфизованных алюмосиликатных породах, содержащих рассеянное углистое или графитовое вещество, рассматривается в целом с позиции гидротермальной гипотезы. Гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и гидротермально-метаморфические месторождения конвергентны в пределах гидротермального класса месторождений. Небольшое число месторождений формировалось в до-складчатую стадию, большинство в постскладчатую стадию развития геосинклинали, часть месторождений образовалась в стадию активиза-

ции. Линейный, поясовой характер размещения большинства описанных месторождений и рудопроявлений указывает на региональный контроль их глубинными разломами. Месторождения характеризуются постоянной пространственной и временной ассоциацией со слабо дифференцированными магматическими породами, в основном габброидного состава, а их рудные тела — сидерофильно-тиофильным составом руд и примесей. Все эти признаки свидетельствуют о мантийном источнике магматических расплавов и гидротермальных флюидов.

11. Учитывая возможность образования на разных этапах развития сланцевых эвгеосинклиналей гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических сульфидных месторождений цветных металлов, поисково-разведочные работы следует направлять на обнаружение стратиформных и секущих рудных тел в сланцевых толщах, зараженных РОВ и сингенетически-диагенетической пиритизацией.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Абдрахманов К. А., Тилепов З. Т.* О взаимосвязи первичных стратиформных и вторичных мобилизованных (метасоматических) руд.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1971, № 1, с. 35—47.

*Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев Г. И.* Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 4, с. 79—89.

*Ажгирей Г. Д.* Два генетических типа геосинклинальной складчатости.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1960, № 6, с. 13—26.

*Ажгирей Г. Д.* Некоторые вопросы металлогении Бол. Кавказа.— «Советская геология», 1962, № 9, с. 24—44.

*Ажгирей Г. Д.* К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Б. Кавказа.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1963, № 4, с. 3—14.

*Александров А. И.* Сталинское олово-полиметаллическое месторождение.— В кн.: Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. Изд-во АН СССР. М., 1960, с. 141—158.

*Андреев Ю. П., Бессонова И. И.* Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 5, с. 16—32.

*Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф., Савин С. В.* Месторождение Кизил-Дере в Горном Дагестане.— «Разведка и охрана недр», 1967, № 5.

*Асатиани Г. Л.* Среднеюрский интрузивный комплекс главного Кавказского хребта.— «Труды КИМС. Серия геол. и технолог.», вып. 9(11). Тбилиси, 1971, с. 119—141.

*Байкенов Ш. А.* Геохимические особенности нижнепалеозойских пород некоторых участков Текелийской структурно-фациальной и металлогенической зоны.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2(17). Алма-Ата, 1964, с. 76—82.

*Байкенов Ш. А.* Строение Текелийского рудного поля в Джунгарском Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 194—199. (Ин-т геол. наук. им. К. И. Сатпаева. Труды. Т. 22).

*Байкенов Ш. А.* Закономерности локализации колчеданно-цинкового оруденения на месторождении Текели в Джунгарском Алатау.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1973, № 2, с. 53—61.

*Байкенов Ш. А., Паталаха Г. Б.* Микроконкреционные руды месторождения Текели как реликты сингенетичной свинцово-цинковой минерализации.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1973, № 6, с. 40—48.

*Баклаков М. С.* Геологическое строение и перспективная оценка касситерито-колчеданных месторождений буронского типа и их положение в структуре Центрального Кавказа. Орджоникидзе, 1957, с. 11—23. (Северо-Кавказский горно-металлург. ин-т. Труды. Вып. 15).

*Балабонин Н. Л.* Некоторые вопросы генезиса колчеданного оруденения в метасоматических породах Аллареченского района.— В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1974. Изд. Кольск. фил. АН СССР, с. 98—108.

*Барнс Х., Куллеруд Г.* Равновесия в системе Fe—O—S в водных растворах, содержащих серу, и их корреляция с рудоотложением.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 3. М., «Мир», 1966, с. 251—309.

*Барнс Х. Л., Чаманский Г. К.* Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия рудных месторождений, 1970, М., «Мир», с. 286—321.

*Барсуков В. Л., Дзоценидзе Г. С., Есенов Ш. Е.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Зап. Канады.— «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 2, с. 28—41.

*Барсуков В. Л., Дурасова Н. А.* Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня).— «Геохимия», 1966, № 2, с. 168—179.

*Бенарджи А. К.* Пересекающаяся складчатость, мигматизация и рудоотложение в пределах одного из участков зоны скальвания Сингхбхум к югу от Татанагара,

Бихар, Индия.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 489—522.

*Берковский А. Н., Девеев В. А., К. О. Крац.* О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 136—139.

*Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 122—275.

*Богачев А. И., Горелов В. А., Кочнев-Первухов В. И.* Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенга—Лотты.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., «Наука», 1964, с. 306—311.

*Богданов Ю. В., Кутырев Э. И.* Геологические условия размещения медных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений Советского Союза.— «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 5, с. 12—22.

*Бородаевская М. Б., Мустафабеи М. А., Курбанов Н. К.* Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского р-на и колчеданных залежей в вулканогенных формациях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 4, с. 29—40.

*Браун Д., Кемпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. Пер. с англ. М., «Мир», 1970. 347 с.

*Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш., Мелашвили Т. А.* Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере.— «Геология рудных месторождений», 1973, № 3, т. 15, с. 52—64.

*Варданянц Л. А.* Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», серия 2, 1940, ч. 69, вып. 2—3, с. 290—295.

*Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В.* Углеводороды в осадочной оболочке Земли.— «Вестник МГУ», 1967, № 5, с. 36—48.

*Вассоевич Н. Б.* Значение изучения органического вещества в современных и ископаемых осадках.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971, с. 5—11.

*Вейц Б. И.* Особенности минералогического состава, текстур и структур руд некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1945, № 6, с. 33—36.

*Вейц Б. И.* Вещественный состав руд колчеданно-полиметаллических руд.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 167—240.

*Вейц Б. И.* Минералогия главнейших месторождений и рудопроявлений Текейской зоны Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1972, с. 136.

*Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В.* О генезисе пластообразных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в метаморфических толщах.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 85—111.

*Гавашели А. М.* Новые данные о строении диабазового пояса Б. Кавказа.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 3, с. 666—668.

*Газданов А. Ц.* Структура Фиагонского поднятия и закономерности размещения эндогенного оруденения Бакотинского рудного поля (Сев. Осетия). Автореф. канд. дис. М., УДН, 1975. 20 с.

*Гамкрелидзе П. Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа.— «Геотектоника», 1966, № 3, с. 3—14.

*Гевелин С.* Связь между сульфидным оруденением и образованием гранитов в районе Шелефтео, Сев. Швеция.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957, с. 174—189.

*Геология СССР. Т. 27.* Мурманская область. Ч. 1. М., «Недра», 1973, 134 с. с ил. (М-во геологии СССР, М-во геологии РСФСР.)

*Геология и условия локализации сульфидного оруденения Калакор-Маччалорского рудного поля в Дагестане.* М., УДН, 1976, с. 108—111. Авт.: О. А. Осетров, А. А. Слюняев, Л. В. Тихомиров и др. (Доклады 11 науч.техн. конф. ун-та Дружбы народов.)

*Геология и генезис меднопирротинового типа оруденения в Дагестане.* Ташкент, Изд. Ташкентск. политех. ин-та, 1971, с. 231—233. Авт.: О. А. Осетров, А. А. Слюняев, Р. С. Безбородов, Г. С. Фесенко. (2 Всесоюз. межвузовская конф. 12—14 октября в Ташкенте. Тезисы докл.)

*Геология и условия локализации рудных тел месторождения Кизил-Дере в Дагестане.*— «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1973, № 4, с. 62—69. Авт.: О. А. Осетров, Р. С. Безбородов, А. А. Слюняев и др.

*Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии.* Под ред. Б. Л. Флерова. М., «Наука», 1965. 207 с.

Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 167—240. Авт.: И. И. Бок, Ю. И. Казанин, А. К. Каюнов и др.

Германов А. И. Геохимическое значение органического вещества в гидротермальном процессе.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 834—843.

Германов А. И., Банникова Л. А. Поведение различных компонентов органического вещества осадочных пород в сфере влияния эпитермального процесса. М., 1971, с. 932. (Международный геохимический конгресс. Тезисы докл., т. 2.)

Гипербазитовые пояса Карело-Кольского региона.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 6, с. 1395—1399. Авт.: С. И. Зак, В. Д. Слюсарев, А. И. Богачев и др.

Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 275—288.

Говард П. Ф. Структура и изменение горных пород на месторождении Элизабет в Вермонте.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 523—573.

Горбунов Г. И. Минералого-геохимические особенности сульфидных медно-никелевых руд Печенги.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1965, с. 5—57.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968, с. 352.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях.— «Геохимия», 1967, № 5, с. 559—576.

Гриненко Л. Н., Золотник-Хоткевич А. Г., Заури Н. М. Изотопы серы Филлизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Кавказе.— «Геология рудных месторождений», 1971, № 1, т. 13, с. 62—75.

Григоренко В. В., Григоренко М. В. Некоторые новые данные о металлогении Северо-Западного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 156—157. (Конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Тезисы докл.)

Грип Э. Свинцово-цинковые месторождения Северной Швеции.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951, с. 558—571.

Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза.— «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 5, с. 3—21.

Долганев В. П., Тихомиров Л. В., Осетров О. А. О магматических образованиях рудопроявления Маччалор в Южном Дагестане. М., Изд. УДН, 1974, с. 176—179. (9 научно-техническая конф. ун-та Дружбы народов. Тезисы докл.)

Долгих А. Т., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность.— «Советская геология», 1971, № 2, с. 85—105.

Елисеев Н. А. Генезис сульфидной медно-никелевой минерализации.— В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 327—347.

Еремин И. Н. Новые данные о структуре Лаурского рудного поля. Ессентуки, 1974, с. 194—195. (Конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Тезисы докл.)

Ефремов Г. М. Тектоническая классификация жильных месторождений. Новочеркасск, 1954, с. 36. (11 научно-техническая конф. Новочеркасского политехн. ин-та. Тезисы докл.)

Жабин А. Г., Рябова Т. В. Гетерогенное медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— «Геология рудных месторождений», 1971, № 6, с. 25—43.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. О стратиграфии и структуре Печенгской осадочно-вулканогенной серии (Кольский полуостров).— В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 210—233.

Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскураков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, «Карелия», 1972. 130 с.

Зильберминц А. В., Лабутин А. Н., Павлов Г. Ф. Оловянные месторождения Востока СССР.— В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 107—116.

Зленко Б. Ф. Вещественный состав и условия формирования гидротермально-измененных пород и руд Вавилонского медно-пирротинового месторождения на Алтае. Автореф. канд. дис. М., ИМГРЭ, 1963.

Злотник-Хоткевич А. Г. Некоторые особенности вещественного состава и текстур руд Филлизчайского месторождения. М., 1969, с. 165—184. (Центр. научно-исслед. ин-т редких, рассеянных и благородных металлов. Труды. Вып. 80.)

*Иванкин П. Ф.* Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 247 с.

*Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузбный В. С.* Рудные формации и их экономическая значимость.— В кн.: Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения. М., «Недра», 1972, с. 131—156.

*Иванов Г. И.* Литологические особенности ниже- и среднеюрских отложений Северной Осетии и Дагестана.— «Труды по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа», 1964, вып. 11, с. 17—40.

*Иванов В. В.* Минералого-геохимические черты и некоторые физико-химические особенности формирования касситерито-силикато-сульфидных месторождений Сев. Якутии.— «Геохимия», 1963, № 9, с. 830—843.

*Иванов Ю. Г.* Металлогения олова Приморья. М., «Недра», 1971. 272 с.

*Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 666 с.

*Ицксон М. И.* Геологические и геохимические типы олово-рудных формаций подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации.— «Советская геология», 1957, № 11, с. 92—103.

*К разработке* генетической классификации рассеянного органического вещества пород. М., 1958, с. 221—314. Авт.: В. А. Успенский, О. А. Радченко и др. (Всесоюз. науч.-исслед. геолого-разведочный ин-т. Труды. Вып. 128.)

*Каменцев И. Е., Петров В. П.* О химическом составе и температуре кристаллизации пирротинов метаморфических пород Северного Приладожья.— «Вестник ЛГУ. Серия геол. и геогр.», 1966, № 6, вып. 1, с. 41—50.

*Картер С.* Геология, парагенезис и запасы руд месторождения Маунт Айза.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951, с. 307—323.

*Каррутерс Д. С., Прагген Р. Д.* Стратиграфический разрез и структура месторождения Брокен Хилл.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 586—606.

*Карьер Дж.* Месторождение Хантингдон.— В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 417—424.

*Катченков С. М.* Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1959. 271 с.

*Каюпов А. К., Казанин Ю. И.* Структурные типы полиметаллических месторождений Джунгарского Алатау.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1962, № 5, с. 27—31.

*Кинг Ф. Б.* Вопросы тектоники Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во МГУ, 1969, с. 179.

*Клубова Т. Т.* Механизм взаимодействия глинистых минералов и органического вещества в осадочных породах.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971, с. 204—217.

*Козеренко С. В.* Фазовые взаимоотношения и состав сульфидов железа. Автореф. канд. дисс. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972.

*Козлов Е. К.* Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, Мурманское кн. изд-во, 1961, с. 20—32.

*Козлов Е. К.* Типы медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972, с. 64—72.

*Колонин Г. Р., Птицын А. Б.* Условия образования минералов железа из гидротермальных растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970—1971 гг.). Новосибирск, 1972, с. 98—103.

*Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В.* К вопросу о составе пирротина и его взаимоотношениях с пиритом в гидротермальных условиях.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1972—1973 гг.) Новосибирск, 1974, с. 123—130.

*Колчеданные* месторождения Большого Кавказа. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1973, с. 143—247. Авт.: В. Б. Черницын, Г. И. Иванов, Н. Т. Романов, И. Б. Полищук и др.

*Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Старостин В. И.* Физические свойства метаморфизованных серноколчеданных руд Карелии.— «Советская геология», 1971, № 6, с. 124—130.

*Конкретные* магматические формации Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 7, с. 3—27. Авт.: Г. Д. Афанасьев, А. М. Борсук и др.

*Коньшева Р. А., Теодорович Г. И.* Минеральное и рассеянное органическое вещество юрских отложений юго-восточного Кавказа и стадии его изменения.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 1, с. 112—123.

*Коржинский Д. С.* Экскурсия по рудным месторождениям Южной и Средней

- Норвегии.— В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 343—345.
- Коржинский Д. С.* Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1958, т. 122, № 2, с. 267—270.
- Королев А. В.* О значении вмещающих пород в образовании постмагматических месторождений. М., 1951, с. 202—218 (Ин-т геологии АН УзССР. Труды. Вып. 6.)
- Кочнев-Первухов В. И.* Формационные типы и оруденение ультрабазитов Аллареченского района.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 176—178.
- Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геол.-минер. наук. Л., ЛГУ, 1962. 20 с.
- Кришна Рао.* Структура и вещественный состав руд месторождения Бачита. Автореф. канд. дисс. М., УДН, 1969.
- Кузнецов И. Г.* Этапы в истории развития вулканизма на Б. Кавказе.— «Зап. Всес. минер. о-ва. Серия 2», ч. 69, вып. 2—3, 1940, с. 167—181.
- Кук Х. С.* Структура восточных приходов Квебека.— В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 413—417.
- Курбанов Н. К., Ибрагимов Н. М.* Особенности металлогенической зональности Белокано-Шекинской колчеданосной провинции (южный склон Большого Кавказа).— «Тр. ЦНИГРИ», 1971, вып. 99, с. 160—169.
- Лаврик Н. И., Иванкин А. И., Бабич О. Н.* Маршруты в пределах Арму-Иманского рудного района.— В кн.: Особенности геологии и металлогении Приморского края. (Материалы к 6 металлогеническому совещанию.) Владивосток, 1971, с. 110—119.
- Леонов Ю. Г.* Нижнеюрские и ааленские отложения восточной части Центрального Кавказа.— «Советская геология», 1967, № 8, с. 61—77.
- Линдгрен В.* Минеральные месторождения. Пер. с англ. М., 1935. 394 с.
- Лугов С. Ф.* Металлогения олова советской части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 138—152.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., «Недра», 1972. 360 с.
- Лунев А. Л.* О структурно-фациальных зонах мегантиклинория Большого Кавказа и этапах их формирования.— «Советская геология», 1970, № 9, с. 86—95.
- Любецкий В. Н.* О зональности оруденения Иртыш-Зайсанской складчатой системы.— «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1967, № 3, с. 3—11.
- Магакьян И. Г.* Геологическая экскурсия в рудные районы Шведской Лапландии.— В кн.: Проблемы геологии на 21 сессии Международного геологического конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 343—345.
- Маги М.* Геология и рудные месторождения района Дактаун в штате Теннесси.— В кн.: Рудные месторождения США, т. 1. М., «Мир», 1972, с. 560—584.
- Магматизм горной части Чечено-Ингушетии.*— «Советская геология», 1975, № 3, с. 99—111. Авт.: А. И. Гусев, Л. А. Мурдалов, А. Д. Митчин и др.
- Магнуссон Н.* Свинцово-цинковые месторождения Центральной Швеции.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы зарубежных месторождений свинца и цинка. Пер. со швед. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951, с. 572—586.
- Мазанов Д. Д.* Новые данные о генезисе колчеданно-полиметаллических руд южного склона Большого Кавказа.— «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1975, № 10, с. 79—83.
- Макеев Б. В., Политов В. К.* Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах СВ СССР.— «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 3, с. 19—30.
- Малуф С. Е., Хинс Р.* Месторождение Кемпбел-Шибугамо.— В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Ред. Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 399—406.
- Маркус М. А.* Структурное положение эндогенных проявлений Армянского рудного узла (Ингушетия). Ессентуки, 1974, с. 171—172. (4 Конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Тезисы докл.)
- Мармо В.* О возможной генетической связи оруденения с сульфидоносными сланцами.— В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса. Вып. 3. М., «Мир», 1964, с. 408—413.
- Материкиов М. П.* Структурно-металлогенические зоны и некоторые особенности оловорудных месторождений Приморья.— «Минеральное сырье», 1960, вып. 1, с. 147—153.
- Металлогения Кавказа.* Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. М., «Наука», 1964, с. 5—47. Авт.: Ш. А. Азизбеков, И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчредидзе, Л. П. Харчук.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— «Геология рудных месторождений», 1963, № 2, с. 46—61.

Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— «Советская геология», 1962, № 6, с. 52—77.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 356 с.

Минерализованные зоны Комсомольского района. М., «Наука», 1967. 116 с. Авт.: Е. А. Радкевич, П. Г. Коростелев, А. М. Кокорин и др.

Минералогия, геохимия и вопросы генезиса медно-пирротиновых рудопоявлений Кахетии. Тбилиси, «Мецниереба», 1975, с. 5—112. Авт.: Т. В. Иваницкий, Э. И. Кахадзе и др.

Некрасов И. Я. Первичная зональность в рудных месторождениях СВ Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел.— В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 314—334.

Некрасов И. Я. Зависимость типа оловянного оруденения от условий образования магматических пород на примере оловянных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Доклады советских геологов на 22 сессии Геологического конгресса. М., «Недра», 1964, с. 246—257.

Некрасов Е. М. Сравнительная характеристика структурных условий локализации свинцово-цинкового оруденения в деформированных пластичных толщах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 7, с. 67—82.

Некрасов Е. М., Кришна Рао. Геологическая структура жильного свинцово-цинкового месторождения Бачита в гранитоидах фундамента Северного Кавказа.— «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 4, с. 121—127.

Нехорошев В. П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая.— «Проблемы советской геологии», 1938, № 3, с. 177—191.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966. 306 с.

Николаева О. В. Геохимия серы и углерода в процессе формирования Эльбурского полиметаллического месторождения. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1974.

О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельское кн. изд-во, 1966, с. 339—355. Авт.: А. И. Богачев, В. А. Горелов, Я. Х. Еселев и др.

О двух этапах проявления базальтоидного магматизма и колчеданного оруденения в условиях сланцевой эвгеосинклинали Вост. Кавказа.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976, с. 128—130. Авт.: О. А. Осетров, Р. С. Безбородов, В. П. Долганев и др.

Озеров К. Н. О роли вмещающих горных пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых пневматолито-гидротермального происхождения.— «Вестник ЛГУ», 1949, № 5, с. 40—63.

Онихимовский В. В. К металлогении олова Приамурья. Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 168—175.

Орлова Е. В., Маркова Е. И. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. М., ГОНТИ, 1957, с. 20—30.

Осетров О. А. О возрастном соотношении медно-пирротинового оруденения Большого Кавказа со складчатостью. Тезисы докладов IV Конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 187—188.

Осетров О. А., Безбородов Р. С., Долганев В. П. Некоторые черты геологического строения Хнов-Борчинского рудного поля в Горном Дагестане.— «Геология и горное дело». Материалы X науч.-тех. конф. УДН. М., 1975, с. 17—20.

Осетров О. А., Слюняев А. А. О тектоническом контроле оруденения на месторождении Кизил-Дере.— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. М., Изд. УДН, 1977, с. 24—41.

Осипова Г. А., Азарова Л. И., Бутенко Л. А. Некоторые дайки основного состава и их взаимоотношение с оруденением в Кавалеровском районе.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., 1972, с. 146—156.

Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток, Дальневост. кн. изд., 1968. 103 с. Авт.: Е. А. Радкевич, И. Н. Берсенев и др.

Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения южного склона Б. Кавказа на примере Филлизчайского месторождения.— «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 75, с. 24—45. Авт.: Н. К. Курбанов, А. Г. Злотник-Хоткевич, В. И. Романов и др.

Особенности вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов. Проблемы магматических формаций. М., «Наука», 1975, с. 95—107. Авт.: М. Б. Бородаевская, Е. П. Шрайф, Н. К. Курбанов и др.

- Руденко В. Е.* Некоторые закономерности формирования колчеданосной провинции Южной Карелии.— «Вестник ЛГУ. Серия геол. и геогр.», 1970, вып. 4, с. 11—121.
- Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Реликты колломорфных текстур в нижнепротерозойских колчеданных рудах Карелии.— «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 1, с. 11—114.
- Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Карелии.— «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 5, с. 56—66.
- Рыбаков С. И.* Генетические особенности сульфидного оруденения нижнепротерозойских толщ Южной Карелии. Автореф. канд. дисс. М., ИГБМ АН СССР, 1969.
- Рылов В. Г.* К условиям формирования пирротиновой минерализации в пределах сланцевой полосы Горного Дагестана. Ессентуки, 1974, с. 184—185. (4 конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Тезисы докл.)
- Рябова Т. В.* Минералого-геохимические особенности руд медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере. Автореф. канд. дисс. М., ИМГРЭ, 1973.
- Саркар С. Ч.* Геологические условия формирования медных месторождений Мозабони, Сингбхум (Индия). Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1964.
- Свансон К.* Рудник Сулливан, Британская Колумбия.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951, с. 62—74.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972, с. 157—160.
- Слюняев А. А.* Литологические особенности вмещающих пород, вещественный состав руд и некоторые вопросы генезиса медно-колчеданного месторождения Кизил-Дере. Автореф. канд. дисс. М., УДН, 1971.
- Смирнов А. В.* Герцинские зоны смятия в Джунгарском Алатау.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1973, № 6, с. 64—70.
- Смирнов В. И.* Конвергентность колчеданных месторождений.— «Вестник МГУ», 1960, № 2, с. 19—26.
- Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей. Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.
- Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 163.
- Смирнов В. И.* Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1, с. 179—182.
- Смирнов В. И.* Некоторые особенности металлогении Кавказа.— «Вестник АН СССР», 1967<sup>2</sup>, № 2, с. 37—40.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд. 2. М., «Недра», 1969. 687 с.
- Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 6, с. 3—15.
- Смирнов В. И.* Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрипитации и вариациям изотопов серы, слагающих их сульфидов.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 3—10.
- Смирнов В. И., Казанский В. И.* Колчеданное месторождение Раммельсберг.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 6, с. 59—67.
- Смирнов С. С.* О тихоокеанском рудном поясе.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 13—28.
- Смирнов С. С.* Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1937, № 5, с. 851—862.
- Соляников В. П., Хетчиков Л. Н.* Ново-Монастырское месторождение.— В кн.: Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 166—177.
- Структура и морфология рудных тел* месторождения Кизил-Дере в Дагестане. М., Изд. УДН, 1970. Авт.: О. А. Осетров, Р. С. Безбородов, А. А. Слюняев и др. (6 научно-техническая конф. ун-та Дружбы народов. Тезисы докл.)
- Татаринов П. М.* К вопросу о роли вмещающих пород в процессе образования эндогенных месторождений полезных ископаемых.— «Геология рудных месторождений», 1959, № 2. М., Изд-во АН СССР, с. 6—17.
- Твалчрелидзе Г. А.* Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 344 с.
- Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972. 344 с.
- Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И.* Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений (Большой Кавказ). Про-

блема 4. Минеральные месторождения. (Международный геологический конгресс. 24 сессия. Доклады советских геологов.) М., «Наука», 1972, с. 124—136.

*Твалчрелидзе Г. А., Биадзе В. И.* Геологические особенности и условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых эвгеосинклиналей.— В кн.: Геосинклинальные и магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 25—44. (Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Труды. Вып. 102.)

*Твалчрелидзе Г. А.* Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей.— «Советская геология», 1972, № 12, с. 26—42.

*Твалчрелидзе А. Г.* О соотношении регионального метаморфизма и Си-пирротинового оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии.— «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 5, с. 79—87.

*Томсон И. Н.* Глубинные разломы и оруденение в складчатых областях.— В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965, с. 82—90. (Международный геологический конгресс. 22 сессия. Доклады советских геологов.)

*Тугаринов А. И., Наумов В. Б.* Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.— «Геохимия», 1972, № 3, с. 259—265.

*Турченко С. И.* Колчеданное оруденение в Северной Карелии и его связь с процессами регионального метаморфизма.— «Труды Ленинград. об-ва естествоиспытателей», 1971, № 1, с. 29—32.

*Тюрнор Ф. С.* Металлогенические провинции и эпохи.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры., 1959, с. 34—94.

*Увадьев Л. И., Дудкин А. М.* О связи колчеданных и медно-никелевых руд в Печенгском никеленосном районе.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972, с. 83—85.

*Удодов Ю. Н.* Фазовые отношения сульфидов железа в гидротермальных условиях ( $T^{\circ}=400^{\circ}\text{C}$  и  $P=1000$  атм.).— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 3, с. 689—692.

*Ультраосновные* и основные интрузии Печенги.— «Труды Лабор. докембрия АН СССР», 1961, вып. 10. 356 с. Авт.: Н. А. Елисеев, Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев и др.

*Усенко С. Ф., Чеботарев М. В.* Геология и оловоносность Приамурья. М., «Недра», 1973. 236 с.

*Фаворская М. А., Томсон И. Н.* Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 1. М., «Недра», 1969, с. 80—106.

*Фишер Н. К.* Обзор генетических признаков в рудных телах Маунт-Айза, вып. 3. М., «Мир», 1964, с. 335—355. (Международный геологический конгресс. 21 сессия. Труды.)

*Флоровская В. Н.* Геохимия углеродистых веществ в эндогенном минералообразовании.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1967, № 5, с. 49—59.

*Хазов Р. А.* К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения северного Приладожья.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельское кн. изд-во, 1966, с. 329—338.

*Хачк В. Е.* Современные проблемы тектоники Кавказа.— «Вестник АН СССР», 1967, № 2, с. 41—45.

*Харашвили Г. И.* Медно-пирротиновая формация Главного хребта Большого Кавказа.— В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси, 1964, с. 435—445.

*Хетагуров Г. В., Катова Л. М.* Закономерности распределения и условия формирования руд полиметаллических месторождений Горной Осетии.— «Советская геология», 1972, № 9, с. 122—127.

*Ходаковский И. Л.* Характеристика гидротермальных растворов по данным газожидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 174—203.

*Хольтедаль У.* Геология Норвегии. Т. 1. Пер. с норвеж. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957. 424 с.

*Чайковский В. К.* Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 335 с.

*Черницын В. Б.* Геологическое строение Приводораздельной металлогенической зоны.— В кн.: Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М., «Недра», 1973, с. 143—247.

*Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф.* Металлогенические зоны центрального и северо-западного Кавказа. М., «Недра», 1971. 208 с.

*Чухров Ф. В.* Геологическая экскурсия участников XXI сессии Международного геологического конгресса по рудным месторождениям южной и центральной Норвегии.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 105—112.

*Чухров Ф. В.* Конвергенция в минералообразовании.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 16—26.

- Шадлуи Т. Н.* Некоторые закономерности проявления метаморфизмов в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах Текелийского месторождения.— «Геология рудных месторождений», 1959, № 5, с. 39—56.
- Шадлуи Т. Н.* Метаморфические текстуры и структуры руд месторождений колчеданной и близких к ней формаций.— В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972, с. 17—21.
- Шипулин Ф. К.* Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. М., Изд-во АН СССР, 1957. 282 с.
- Шипулин Ф. К.* О связи некоторых типов гидротермального оруденения с глубинными магматическими очагами.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 254—262.
- Шихалибейли Э. Ш.* Роль глубинных разломов в металлогении складчатых зон.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. М., «Наука», 1964, с. 201—210.
- Шлыгин А. Е.* О возрасте формирования и характере Южно-Джунгарского антиклинарного сооружения.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1964, с. 38—41.
- Шнейдерхен Г.* Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. Пер. с нем.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957, с. 11—63.
- Шнейдерхен Г.* Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений. Перевод с нем.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. Под ред. В. И. Смирнова. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957, с. 82—96.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958. 501 с.
- Щербина В. В.* Основы геохимии. М., «Недра», 1972. 295 с.
- Эндрьюс Э.* Геология месторождения Брокен Хилл. Пер. с англ. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Ред. К. Дэнхем. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951, с. 295—306.
- Яковлев Я. В.* Укачилканское месторождение — представитель арсенопирит-пирротинового типа касситерит-сульфидной формации.— В кн.: Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск, 1975, с. 50—79.
- Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К.* Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л., «Наука», 1974, с. 330.
- Anger G.* Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore Deposit (Germany).— «Economic Geology», 1966, vol. 61, N 3, p. 511—536.
- Bennett E. M.* Lead-Zinc-Silver and copper deposits of Mount Isa.— Geology of Australian ore deposits, Second edition, Melbourne, 1965, p. 437—455.
- Bhola K. L.* Uranium deposits in Singhbhum and their development for use in the nuclear power programme in India.— «Economic geol.», 1966, vol. 61, N 1, p. 162—173.
- Contributions to the Geology of Singhbhum.* Edited by S. Deb. Jadavpur University, Calcutta-32, 1966, p. 101.
- Geijer P.* On the origin of the Falun type of sulfide mineralisation.— «G. F. S.», Forhandl. 86, 1964, p. 3—27.
- Geijer P.* Types of sulfide ore and associated wallrock alteration in the Öster-Silvberg district Central Sweden.— «S. G. U.», ser. C. N 603, 1965, 32 p.
- Chosh A. K.* A preliminary evaluation of sulfur isotope studies of sulfide minerals from the copper ore deposits of the Singhbhum shear zone eastern India.— «Economic geol.», 1972, vol. 67, N 6, p. 818—820.
- Grip Er., Frietsch Rudyard.* Malm i Sverige 2. Norra Sverige Almgvist Wiksell. Stockholm, 1973, p. 194—253.
- Gupta Sen P. R.* Pyrrhotite geothermometry and its application the sulfide ores of the Mosambony Mines, Singhbhum, Bihar, India.— «Economic Geol.», 1965, vol. 60, N 1, p. 175—180.
- Gunzert G.* Altes und Neues Lager am Rammelsberg bei Goslar.— «Erzmetal», Bd. 22, N 1, 1969, s. 26—38.
- Harańczyk C.* Correlation between organic carbon, copper and silver content in zechstein copper-bearing shales from the Lubin—Sieroszowice region (Lower Silesia).— «Bull. Acad. polon. sci. Sér.—sci. géol. et géogr.», 1961, vol. 9, N 4, p. 183—189.
- Hackett J. P., Bischoff J. L.* New Date on the Stratigraphy, Extent and Geologic History of the Red Sea. Geothermal Deposits.— «Economic Geol.», vol. 68, N 4, 1973, p. 553—564.
- Henriques Å.* Geology and ores of the Ammeberg district Sweden.— «Ark. for Mineralogi och geol.», B. 4, N 1, 1966, p. 385—397.
- Honnak W.* Zur tektonischen Stellung der Erzlager des Rammelsberges im Nebengestein. Römeriana 7, Clausthal, 1963, s. 31—49.

*Flood Boye*. A copper-zinc mineralization in Trollidalen, Lofoten, Northern Norway—"Norges Geol. Undersøkelse", N 228, 1964, p. 114—138.

*Kinkel A. R.* The ore Knob Copper Deposit North Carolina and Other Massive Sulfide Deposits of the Appalachians.—"Geol. Sur. Prof. Paper", Washington, 1967, 558 p.

*Kinkel A. R.* Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods emplacement.—"Economic Geol.", 1966, vol. 61, N 4, p. 673—694.

*Kraume E.* Stratigraphic and Tectonic der Rammelsberger Erzlager unter besonderer Berücksichtigung des Neues Lagers unter der 10. Sohle. "Erzbergbau und Metallhüttenwesen", 1960, vol. 13, s. 35—48.

*Lewis B. R., Forward P. S., Roberts J. B.* Geology of the Broken Hill lode, Reinterpreted.—"Geology of Australian ore deposits" Second edition, Melbourne, 1965, p. 537—552.

*Mikkola A.* On the sulphide mineralisation in the Vihanti zinc deposit. Finland.—"Bull. Comm. Geol. Finlande", 1963, N 205, 44 p.

*Marmo V.* On the sulphide and sulphide—graphite schists of Finland.—"Bull. de la commission géol. de Finlande, 1960, N 190, p. 5—80.

*Nogueira A., Santana A.* El yacimiento de plomo, zinc y cobre de Bailadores, estado Merida. Boletín geología publication espec. 1972, N 5/5, p. 2728—2756.

*Page, Norman J.* The sulphide deposit of Nordre Gjettryggen Grube, Folldal, Norway.—"Norges Geol. Undersøkelse", N 228, 1964, p. 217—269.

*Rao K. Kameswara.* Geothermometric measurement of sulphide minerals, Mosaboni copper mines, Singhbhum District Bihar, India.—"Rep. XXII session India 1964 (Intern. geolog. congress). New Dehii, 1964, p. 238—292.

*Rouhunkoski P.* On the geology and geochemistry of the Vihanti zinc ore deposit. Finland, Otaniemi, "Geologinen tutkimuslaitos", 1968, 121 p.

*Sarkar S. C.* Ore Deposits along Singhbhum Shear Zone and their Genesis.—"Contributions to the Geol. of Singhbhum", edited by S. Deb. Calcutta-32, 1966, p. 1—101.

*Sarkar S. C.* Structures and their Control of the Ore Mineralisation in the Moindaharia—Mosaboni—Surda Section of the Singhbhum Copper—Belt, Bihar,—"Contributions to the Geology of Singhbhum", edited by S. Deb. Calcutta 32, 1966, p. 75—84.

*Sarkar S. C.* A Study of Trace Elements in the Sulphides from Badia, Mosaboni, Pathargarahand and Surda Mines, Singhbhum, Bihar.—"Contributions to the Geology of Singhbhum", edited by S. Deb., Calcutta-32, 1966, 84 p. 84—91.

*Sarkar S. C., Deb. M.* Metamorphism of Sulphides of the Singhbhum Copper Belt, India.—"Economic Geol.", 1974, vol. 69, p. 1282—1293.

*Sarkar S. C., Deb M., Roy K. Chowdhury.* Sulphide Ore Mineralization Along Singhbhum Shear Zone, Bihar, India.—"Soc. Mining Geol. Japan", Spec. Issue 3, 1971, p. 226—234.

*Tempelman-Kluit Dirk J.* The relationship between sulfide grain size and metamorphic grade of host rocks in some strata-bound pyritic ores. Can.—"J. Earth Sci.", 1970, vol. 7, N 5, p. 1339—1345.

*Vokes F. M.* Mineral paragenesis of the massive sulfide ore bodies of the Caledonides of Norway.—"Economic Geol.", 1962, vol. 57, p. 890—903.

*Vokes F. M.* Regional metamorphism of the Paleozoic geosynclinal sulphide ore deposits of Norway.—"Institution of Mining Metallurgy", vol. 77, 1968, Section B., p. 53—57.

*Wilson M. R.* The geological setting of the Sulitjelma ore bodies, central Norwegian Caledonides.—"Economic Geol.", 1973, vol. 68, p. 307—316.

*Yaalon D. H.* Mineral composition of the average scale.—"Clay Minerals Bull", 1962, vol. 5, N 27, p. 31—36.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

### В указателе приняты следующие сокращения:

- Р. — рудопроявления  
Г. р. — группа рудопоявлений  
М. — месторождения  
Р. п. — рудное поле  
Р. з. — рудная зона  
Р. р. — рудный район  
Р. пояс — рудный пояс  
Ж. — жила
- Адайкомский разл. 13, 53, 56  
Адак м. 109  
Аллареченское р. п.; м. 33—35, 123, 166, 180, 184  
Альгиден м. 110  
Альсхайское м. 10, 147  
Алхой-Чоч р. 13, 56  
Анкочинское р. 147  
Анна м. 33  
Арминское м. 8, 43  
Арминиус м. 23, 143  
Ахобинское м. 8, 146  
Ахтычайский разл. 61—65, 148  
Бадия м. 36—38, 120, 147, 182  
Бадское нижн. р. 13  
Бачита м. 13, 54, 55, 176, 178  
Березовское м. 19, 20, 165  
Бисир р. 13  
Битаровское м. 13, 54, 55  
Биртоварре м. 24, 25, 27, 104, 147, 168, 184  
Блейквассли м. 24, 26, 27, 104, 160, 166  
Болиден м. 29, 111—113, 146, 156, 157, 159  
Большереченско-Никитский медный пояс 20  
Бревард разл. 20  
Брокен Хилл м. 132—135  
Бургавлинское м. 10  
Бургочанское м. 10, 147  
Буронское м. 13, 56, 155, 162  
Буронский разл. 54  
Бьёркасен м. 23, 24, 26  
Бюленейский р. уз. 8  
Вавилонское м. 16, 18, 19, 89—92, 146, 147, 155, 161  
Валькумейское м. 10, 146  
Васкис тип. 23  
Вердаль м. 26  
Верхнее м. 160  
Виртасалми м. 28  
Виханти м. 27, 28, 29, 113—115  
Восток м. 33  
Галагатхет р. 62  
Ганкис тип. 23  
В. Геналдонская г. р. 13
- Р. уз. — рудный узел  
Т. з. — тектоническая зона  
Разл. — разлом  
Синкл. — синклиорий  
Антикл. — антиклиорий  
Ср. мас. — срединный массив  
Деп. — депрессия  
Г. о. — геосинклиальная область
- Главный Кавказский разл. 11, 13, 14, 15, 25, 49, 59, 61, 65, 88, 139, 140  
Горной Рачи г. р. 53, 147, 155  
Госсан-Лед м. 96, 97, 146, 160  
Гренфельдаль м. 26  
Гронг м.; р. п. 23, 24, 26, 104  
Дактаун р. п.; м. 20, 89, 92—94, 146, 160  
Дальнетаежное м. 8, 41, 146  
Девдоракское р. 56, 57, 147  
Депутатское м. 10, 43, 162  
Депутатско-Чокурдакская т. з. 9, 43  
Дербеке-Нергехинская т. з. 9  
Десятковское м. 19  
Джерахское р. 13  
Джимаринская г. р. 13  
Джонсон м. 143  
Джунгарского Алатау р. п. 104—108, 137  
Дхобани м. 38  
Жихих м. 83, 84, 142  
Жихих-Кацдагское р. п. 83, 84  
Звездное м. 8, 43, 146  
Заиртышское м. 19  
Зиминское (Зима), р. 13, 52, 162  
Зимнее м. 43, 146  
Золотушинское м. 19  
Ивановское м. 89, 148, 161  
Иёрсвик м. 26  
Илинтасское м. 10  
Им. Лазо 10, 43, 46, 47, 146, 162  
Им. 18 августа р. 147  
Имтанджинское м. 10, 146  
Им. III Пятилетки м. 10, 47  
Иртышский разл. (зона смятия) 16, 17, 18, 20, 25, 138, 188  
Казбекский разл. 13  
Казбекский дайковый пояс 13, 15, 57  
Казбекский р. уз. 56, 57  
Кайдонское р. 13, 148  
Калакор р. 142  
Каньон м. 10, 163  
Карельский ср. мас. 27  
Карпентер м. 20  
Карское м. 10  
Карчигинское м. 16, 18, 19, 161  
Катех м. 83, 142

- Кацмало р. 83, 86, 146  
 Каурбекхохское р. 13, 53, 147, 161  
 Кахетинский дайковый пояс 15, 57, 59  
 Кацдаг м. 13, 83—87, 142, 147, 148, 162  
 Кечоч р. 13  
 Кизил-Дере м. 13, 49, 57, 62, 65—83, 87, 142, 145, 146, 147, 148, 155, 162  
 Кизил-Деринская т. з. 62, 188  
 Кинжал м. 10, 147  
 Кирарское р. 53, 162  
 Ковригинское р. 13  
 Кодорская г. р. 13, 51, 52, 67, 147  
 Коксу м. 104—106, 160  
 Колумбинский разл. 6, 7, 8  
 Колымо-Омолонский ср. мас. 9, 43  
 Комсомольская (Мяочанская) р. з. 8, 43, 163  
 Копинская р. з. 8  
 Красногорское м. 10  
 Красноморские осадки 124—126  
 Краснореченское м. 8, 39—41, 146, 163  
 Кристинеберг м. 110  
 Курбанское м. 10, 43, 45  
 Кхетри р. пояс 137  
**Ладожско-Ботанический разл.** 27, 28, 29, 109, 137  
 Лаксдаль тип. 23, 24, 26  
 Ларское р. 56, 57, 147, 167  
 Лаурское р. 13, 14, 49, 50, 146, 161, 167  
 Лёккен м. 23, 24, 26, 27, 102, 103  
 Мамиссонское р. 13, 16, 53, 92  
 Маунт-Айза м. 131, 132  
 Мачхалор IV р. 84, 142  
 Менстрек м. III  
 Мицератхет м. 62  
 Мозабони р. п.; м. 36, 37, 38, 120—123, 147, 148  
 Мопаусский р. уз. 8  
 Моултон-Хилл м. 20, 143  
**Надежда р.** 146  
 Назиткомское р. 13  
 Националь м. 20  
 Нелх р. 13  
 Ново-Березовское м. 19  
 Ново-Монастырское м. 8, 41, 42, 146, 163  
 Норд-Рана м. 24, 26  
 Нялмозеро (Нялмозерское) м. 27, 29, 116, 143, 159  
**Огалматхет р.** 57, 62  
 Ольгетское р. 13  
 Ор-Ноб м. 20, 89, 94—96, 143, 146, 160  
 Остин Ран м. 23, 143  
 Оутокумпу р. п.; м. 27, 28, 29, 115, 116, 147, 159  
**Патхаргар м.** 36—38, 120—121  
 Первоначальное м. 10, 43, 45, 46, 163  
 Печенга (Каула) м. 30—33, 35, 147, 148, 159  
 Пийнкуйское м. 10  
 Пионерское м. 146  
 Пирротиновое м. 105  
 Питкьярнта р. р. 27, 29, 119, 120, 155, 157  
 Пояс Вардаянца 15, 57, 58, 136  
 Пояс нарушений Кука 29, 99  
 Пояс Хесса 22, 99, 137, 143  
 Прибрежный разл. 6, 7, 8  
 Псеашхинская г. р. 49  
 Пыркакайское р. п. 10, 45, 146, 147, 167  
**Ракха м.** 36—38  
 Раммельсберг м. 127—129  
 Ревлиден м. 109  
 Редхаммер тип 23, 24, 26  
 Ренстром м. 110  
 Рерус м. 23, 26, 27, 104  
 Рерус тип 23  
 Роам м. 36—38  
 Рудницкое м. 146  
 Руннийоки р. 33  
**Сагадино-Уружский разл.** 13  
 Садона Вост. ж.; м. 13, 54, 55, 87, 161, 167  
 Садоно-Унальский разл. 13, 53  
 Санчаро-Абхазская г. р. 13, 51  
 Саухохское р. 13  
 Сванетская г. р. 13, 53  
 Сердце-Камень м. 10, 43, 163  
 Серное-Полиметаллическое р. 62, 64  
 Силинское м. 42  
 Сингхбхум т. з. 36—38, 120, 137  
 Сихотэ-Алинский синкл. 7  
 Скалистое м. 105  
 Скурувас м. 24, 26  
 Старвартс м. 26, 104  
 Сулительма м.; р. п. 23, 24, 26, 27, 103, 104, 147, 160  
 Сулливан м. 129—131  
 Сульфур Майн м. 23, 143, 160  
 Сурда м. 36—38, 120, 121  
 Сууктубе м.; р. п. 104, 105, 106, 160  
 Сугатовское м. 19  
 Схапачское р. 13, 52, 148, 155, 162  
**Таловское м.** 19  
 Тамапахар м. 36—38  
 Текели м.; р. п. 104—108, 146  
 Текели Зап. м. 105, 160  
 Текелийско-Сайрамнорский разл. 105, 107, 137  
 Темногорское м. 8, 146  
 Тернистое м. 8, 43, 146, 163  
 Тромс р. п. 23, 24, 104, 147  
 Трондбемиты (натровые граниты) 25, 137, 138  
 Тюолой м. 13, 162  
**Укачилканское м.** 10, 43—45, 146  
 Улахан-Эгелях м. 10, 146  
 Усек м. 105  
 Усольцевское м. 19  
 Ушаковское м. 19  
**Фардонское р.** 13  
 Фестивальное м. 146  
 Фий II р. 62, 83, 142, 146  
 Филзчай м. 13, 49, 83, 87, 126—127, 142, 155, 162  
 Фольдаль р. п. 23, 24, 26  
 Фосдален м. 26  
**Хантахезское м.** 8, 41  
 Хантингдон м. 20, 89, 99—101, 143  
 Хаснатское р. 13  
 Хаутоваара м. 27, 28, 29, 116—119, 143

Хетинское м. 10, 147  
Хетинско-Оротуканская т. з. 9, 10  
Хнов-Борчинское р. п. 59, 60, 61, 62,  
140, 142  
Хновский разл. 61, 65  
Хновское р. 64  
Хрустальное м. 8, 146  
Хулпоринское р. 13  
Царитдонское р. 13  
Им. Чапаева м. 10, 43, 47  
Чаунско-Чукотский р. уз. 10, 15  
Черкассай м. 105  
Чугуш-Атамажинская р. з. 49, 50  
Чугушского массива р. 13, 49—51, 147  
Шахе-Головинская р. з. 49  
Шеллефтео (Скелефте) р. р. 27, 109—111,  
156, 159

Шиботн м. 25  
Штуло-Харесская деп. 13, 53, 54  
Шербаковское р. п. 8, 41, 146, 163, 167  
Эвенский шов 10  
Эге-Хая м. 10, 46, 146, 162, 167  
Эзопское р. 8  
Элизабет р. п.; м. 20, 89, 97—99, 146,  
160, 167  
Южно-Джунгарский антикл. 105  
Южно-Джунгарский разл. 105  
Южно-Фиагдонская г. р. 13  
Южно-Финляндская г. о. 27  
Юстис м. 20, 23, 143, 161  
Яблоновое р. 105  
Яно-Бурулахская т. з. 9  
Яно-Колымо-Чукотская г. о. 9, 43

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Пояса сульфидных месторождений в геосинклинальных системах различного возраста . . . . .</b>	<b>4</b>
1. Альпийские олово-полиметаллически-пирротиновые пояса Востока СССР . . . . .	5
Приморский рудный пояс . . . . .	5
Якутский рудный пояс . . . . .	9
2. Киммерийский полиметалльно-пирротиновый пояс Большого Кавказа . . . . .	11
3. Герцинские пояса . . . . .	16
Иртышский медно-пирротиновый пояс . . . . .	16
Аппалачский медный пояс . . . . .	20
4. Каледонский медноколчеданный пояс Норвегии . . . . .	23
5. Протерозойские пояса . . . . .	27
Ладожско-Ботнический пояс полиметалльно-пирротин-пиритовых месторождений . . . . .	27
Пирротиновые пояса Кольского полуострова . . . . .	29
Медно-пирротиновый пояс Сингхбхум в Индии . . . . .	36
<b>Глава II. Месторождения цветных металлов в сланцевых толщах . . . . .</b>	<b>39</b>
1. Гидротермально-метасоматические месторождения . . . . .	39
Месторождения альпийского возраста . . . . .	39
Киммерийские месторождения и рудопроявления Большого Кавказа . . . . .	49
Месторождения герцинского возраста . . . . .	89
Месторождения каледонского возраста . . . . .	101
Месторождения протерозойского возраста . . . . .	109
2. Стратиформные (гидротермально-осадочные) месторождения . . . . .	123
<b>Глава III. Геологические и генетические особенности полиметалльно-пирротинового оруденения в сланцевых толщах геосинклинальных систем . . . . .</b>	<b>136</b>
1. Магматические породы полиметалльно-пирротиновых поясов и их соотношение с оруденением . . . . .	136
2. О двух этапах проявления базальтоидного магматизма и колчеданного оруденения в сланцевой эвгеосинклинали Восточного Кавказа . . . . .	139
3. Структурно-морфологические типы полиметалльно-пирротиновых месторождений . . . . .	144
4. Минералого-геохимические особенности полиметалльно-пирротиновых поясов . . . . .	148
Минеральный состав руд и типоморфные элементы . . . . .	148
Минеральные ассоциации и стадийность минералообразования . . . . .	158
Минеральные типы конвергентного полиметалльно-пирротинового оруденения . . . . .	165
5. О буферной роли сланцевых толщ и рассеянного в них органического вещества в формировании гидротермальных рудных тел пирит-пирротинового состава . . . . .	169
6. О генезисе полиметалльно-пирротинового типа оруденения . . . . .	180
7. Геологические предпосылки, поисковые критерии и перспективы полиметалльно-пирротинового типа оруденения . . . . .	186
Заключение . . . . .	189
Список литературы . . . . .	193
Предметный указатель . . . . .	204

ИБ № 1638

**ОЛЕГ АНАТОЛЬЕВИЧ ОСЕТРОВ**  
**СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**  
**ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ**  
**В СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ**

Редакторы издательства З. Д. Соломатина,  
Л. Г. Рожкова  
Переплет художника К. В. Голикова  
Художественный редактор В. В. Евдокимов  
Технический редактор Е. Н. Семенова  
Корректор Т. М. Столярова

---

Сдано в набор 17.10.77. Подписано в печать 05.04.78.  
Т-02865. Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2. Гарнитура  
литер. Печать высокая. Печ. л. 13,0. Усл. п. л. 16,77.  
Уч.-изд. л. 17,78. Тираж 1100 экз. Заказ 494/6559-4.  
Цена 3 р. 10 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров  
СССР по делам издательств, полиграфии  
и книжной торговли.  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

2483