





МОСКВА
«НЕДРА»
1978

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

В ТРЕХ ТОМАХ

РЕДАКТОР
АКАДЕМИК В. И. СМЕРНОВ

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Том 2

Рудные месторождения СССР. В 3-х т. Под ред. акад. В. И. Смирнова. Изд. 2-е, перераб. и доп. Т. 2. М., «Недра», 1978. 399 с.

Монография «Рудные месторождения СССР» составлена коллективом известных специалистов страны в области геологии рудных полезных ископаемых. В томе 2 содержится описание месторождений никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, висмута, сурьмы, ртути, урана.

Каждому металлу посвящен отдельный раздел. В его вводной части приведены общие сведения о месторождениях данного металла и обоснована их группировка. В основной части раздела содержатся описания выделенных групп месторождений, иллюстрированные специально подобранными геологическими планами и разрезами. В качестве типичных примеров выбраны наиболее представительные и важные объекты. По классическим месторождениям страны приведены новейшие данные. Описание новых типов месторождений целиком построено на оригинальных материалах.

Монография рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, занимающихся изучением рудной базы страны, а также на студентов высших и средних геологических и горных учебных заведений.

Табл. 14, ил. 162, списки лит. — 234 назв.

Авторы

Л. Ф. БОРИСЕНКО
М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ
В. В. БУРКОВ
Т. В. БУТКЕВИЧ
И. М. ВАРЕНЦОВ
А. И. ГИНЗБУРГ
А. А. ГЛАЗКОВСКИЙ
В. М. ГРИГОРЬЕВ
И. И. ГРИГОРЬЕВА
Г. И. ГОРБУНОВ
Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ
М. Г. ЖАРИКОВ
Н. П. ЗАБОЛОТНАЯ
В. В. ИВАНОВ

В. И. КАЗАНСКИЙ
Г. Р. КИРПАЛЬ
Г. А. КРУТОВ
В. А. КУЗНЕЦОВ
К. Ф. КУЗНЕЦОВ
Н. П. ЛАВЕРОВ
Г. П. ЛУГОВСКОЙ
М. П. МАТЕРИКОВ
Э. Ф. МИНЦЕР
В. А. НЕВСКИЙ
Н. В. ПАВЛОВ
Р. В. ПАНФИЛОВ
И. Ф. ПОЖАРИСКИЙ
В. Т. ПОКАЛОВ

Н. Н. ПОПОБА
Л. В. РАЗИН
В. П. РАХМАНОВ
И. С. РОЖКОВ
И. З. САМОНОВ
Ф. Я. САПРЫКИН
В. И. СМИРНОВ
Г. А. СОКОЛОВ
Ф. А. СЫСОВЕВ
В. А. ТЕНЯКОВ
Л. Г. ФЕЛЬДМАН
И. В. ЧИРКОВ
А. Д. ЩЕГЛОВ
О. Е. ЮШКО-ЗАХАРОВА

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИКЕЛЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

По условиям образования и нахождения месторождения никеля четко подразделяются на две группы:

- 1) магматические сульфидные медно-никелевые;
- 2) силикатных никелевых руд коры выветривания.

Месторождения обеих групп генетически и пространственно тесно связаны с массивами основных и ультраосновных пород. Однако из-за различных условий образования они почти не встречаются в пределах одной и той же территории.

Образование сульфидных медно-никелевых месторождений приурочено к завершающим этапам тектоно-магматических циклов — периодам завершения складчатости и превращения орогенов в платформы, а также к периодам тектоно-магматической активизации на платформах. Наиболее продуктивными эпохами их формирования были средний и верхний протерозой и мезозой.

Месторождения силикатных никелевых руд в СССР в основном приурочены к мезозойской коре выветривания серпентинитов ($T_2 - J_1$; $T_2 - Cg_2$). Меньшее значение имеют коры третичного возраста. А многочисленные богатые никелевые и железо-никелевые месторождения Кубы, Индонезии, Филиппин, Новой Каледонии, Австралии и других стран тропического климата связаны с молодыми неоген-четвертичными корами выветривания.

Незначительное количество никеля добывается из жильных месторождений мышьяк-никель-кобальтовой формации. Характеристика этих существенно кобальтовых месторождений дается в разделе «Месторождения кобальта».

МАГМАТИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Магматические сульфидные медно-никелевые месторождения, из которых добывается около 65 % никеля, повсеместно генетически и пространственно связаны с интрузивами основных и ультраосновных пород. Они формируются и размещаются главным образом в пределах самих интрузивов и в примыкающих породах со стороны лежащего бока интрузивов.

Рудообразование — первоначальное накопление и обособление сульфидов — происходило при процессах внедрения, дифференциации и ликвации первоначально однородного никеленосного расплава на две жидкости: силикатную и сульфидную. Отделившийся сульфидный расплав благодаря большому удельному весу мог опускаться и концентрироваться в придонных частях магматических интрузивов. Кристаллизация сульфидной жидкости, однако, происходила уже после того, как материнские породы полностью закристаллизовались. В последующие постмагматический и метаморфический этапы происходило частичное нераспределение и перераспределение рудного вещества в пределах ранее сформировавшихся месторождений.

Следовательно, при изучении медно-никелевых месторождений особое внимание необходимо уделять выявлению элементов геологической структуры, обусловивших внедрение никеленосной магмы и благоприятно влиявших на ход ее дифференциации и кристаллизации.

Формирование месторождений обусловлено тектоно-магматическими процессами в период завершения складчатости, превращения геосинклиналей в складчатые пояса, а также при активизации тектоно-магматической деятельности на платформах. Подъем никеленосной магмы совершался по глубинным разломам, далеко проникавшим в мантию, которые в конечном итоге и определили геологическую позицию рудных районов и полей медно-никелевых месторождений.

Для сульфидных медно-никелевых месторождений характерны большей частью пласто-, плиго- и линзообразные формы рудных тел, в равной мере вытянутые по простиранию и падению. В сечениях рудных тел отмечаются изгибы, повторяющие очертания поверхности контакта интрузива. Помимо простых форм наблюдаются и сложные, обусловленные совокупностью мелких жиллообразных и гнездовых тел, располагающихся в пространстве в соответствии с рудовмещающими разрывными структурными элементами. Залегание рудных тел в основном подчиняется условиям залегания рудоносных интрузивов и подстилающих их пород.

Характерной особенностью медно-никелевых месторождений всего мира является удивительно выдержанный минеральный состав руд. Главные рудообразующие минералы — пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; кроме них в рудах часто встречаются пирит, кубанит, полидимит, никелин, миллерит, виоларит, минералы группы платины, изредка присутствуют хромит, арсениды никеля и кобальта, галенит, сфалерит, борнит, макинавит, валлериит, графит, самородное золото. В соответствии с этим помимо железа, меди, никеля и кобальта руды в различных количествах содержат платиноиды, золото, серебро, титан, цинк, свинец, серу, селен, теллур и мышьяк, иногда олово, молибден, висмут, вольфрам.

В Советском Союзе сульфидные медно-никелевые месторождения размещаются в четырех основных провинциях:

- 1) Кольский полуостров — месторождения Печенгского, Алларечепского, Мончегорского и Ловноозерского районов;
- 2) Воронежский кристаллический массив — Нижнемамонское и Подколдновское месторождения;
- 3) Норильский район — месторождения Норильск I, Норильск II, Талнахское, Октябрьское и др.;
- 4) Северное Прибайкалье — Йоко-Довыренское и Чайское месторождения.

Кроме того, убогое сульфидное медно-никелевое оруденение известно в Карелии, на Белорусском поднятии кристаллического фундамента и на Урале.

За рубежом наиболее значительные медно-никелевые месторождения известны в Канаде, Южно-Африканской Республике и Австралии.

На территории Канадского щита медно-никелевые месторождения группируются в двух провинциях:

1. Район Садбери (Онтарио) — весьма крупные по запасам меди, никеля, кобальта и драгоценных металлов месторождения приурочены к норитовому лополиту, вдоль контакта с вмещающими его докембрийскими породами (Фруд, Крейтон, Фалконбридж, Муррей, Мак-Ким и др., всего около 40 месторождений);

2. Пояс Томнсон (Северная Манитоба) — крупные месторождения, генетически связанные с серпентинизированными перидотитами (Моак, Мистери, Томнсон, Пайп, Соаб, Манибридж); в этом же районе находится месторождение Линн-Лейк, приуроченное к штоку габбро.

В Южной Африке также выделяются два никеленосных района:

1. Район Бушвельда — месторождения ликвационных вкрапленных и сплошных сульфидных медно-никелевых руд вместе с хромитом, титаномагнетитом и платиноидами, приуроченные к норит-анортозитовому горизонту Меренского и находящиеся в нижней части огромного хорошо дифференцированного и псевдостратифицированного лополита, залегающего в породах докембрия.

2. Провинция Карру с известным месторождением Инсизва в придонной части межпластовой интрузии долеритов Эйлиф нижнеюрского возраста.

В последние годы открыты крупные месторождения сплошных и вкрапленных медно-никелевых руд в Австралии — Камбалда, Маун-Кейт, Сент-Айвс, Уиндарра, Эгнью, генетически связанные с ультраосновными породами.

Многочисленные небольшие месторождения медно-никелевых руд, генетически связанные с интрузивами основных и ультраосновных пород, известны в Финляндии — Микола-Нивола, Ульбсви и Каталахта; Швеции — Клева, Руда, Грундемир, Энедал, Гаддбо, Кусо, Слаттберг и др.; Норвегии — Ромзаас, Эртел, Мейнкьяр и др.

Целый ряд мелких месторождений, связанных с молодыми интрузиями базитов, отмечается в обеих ветвях Тихоокеанского складчатого пояса — в Японии (острова Хонсю, Хоккайдо), на Аляске (Якоби, Чичагов и др.).

Месторождения Кольского полуострова

В пределах Кольского полуострова можно выделить пять районов медно-никелевого оруденения, различающихся по геологическим условиям залегания и составу рудоносных магматических формаций: Печенгский, Аллареченский, Мончегорский, Имандра-Варзугский и Ловноозерский. Первые четыре района приурочены к так называемой Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоне — складчатому поясу карелид, сложенному породами спилит-кератофировой и диабазовой формаций с прослоями филлитов, песчаников и туффицитов общей мощностью до 10 тыс. м.

Печенгско-Варзугская структурно-фациальная зона, названная А. Ферсманом «цветным поясом» карелид, по природе представляет собой глубокий тектонический ров, заложившийся в нижнем протерозое по системе грабенообразных опусканий на стыке двух архейских блоков и простирающийся с северо-запада на юго-восток вдоль осевой части всего Кольского полуострова (рис. 1).

Судя по основному составу слагающих зону изверженных пород, магматический очаг в течение всего периода ее формирования находился далеко за пределами базальтового слоя, верхняя граница которого — поверхность Конрада — по данным сейсмондирования находится в районе Печенги всего лишь на глубине около 7 км, т. е. в самом основании складчатого пояса, а к северо-востоку, в направлении Баренцева моря, и к юго-западу, в сторону материка, она постепенно погружается до 15—30 км (Литвиненко, Ленина, 1968).

Никеленосные интрузивы в виде изогнутых бескорневых межпластовых тел (факолитов) локализованы главным образом вдоль поверхностей отслоения и рассланцевания в пределах дислоцированных туфогенно-осадочных толщ (Печенга) или вдоль разрывов на контакте их с подстилающими гнейсами

(Монче-тундра, Федорова и Панские тундры). Значительно реже никеленосные интрузивы приурочены к разрывным нарушениям в подстилающих архейских гнейсах и амфиболитах на участках, примыкающих к синклинорной зоне (Аллареченское месторождение).

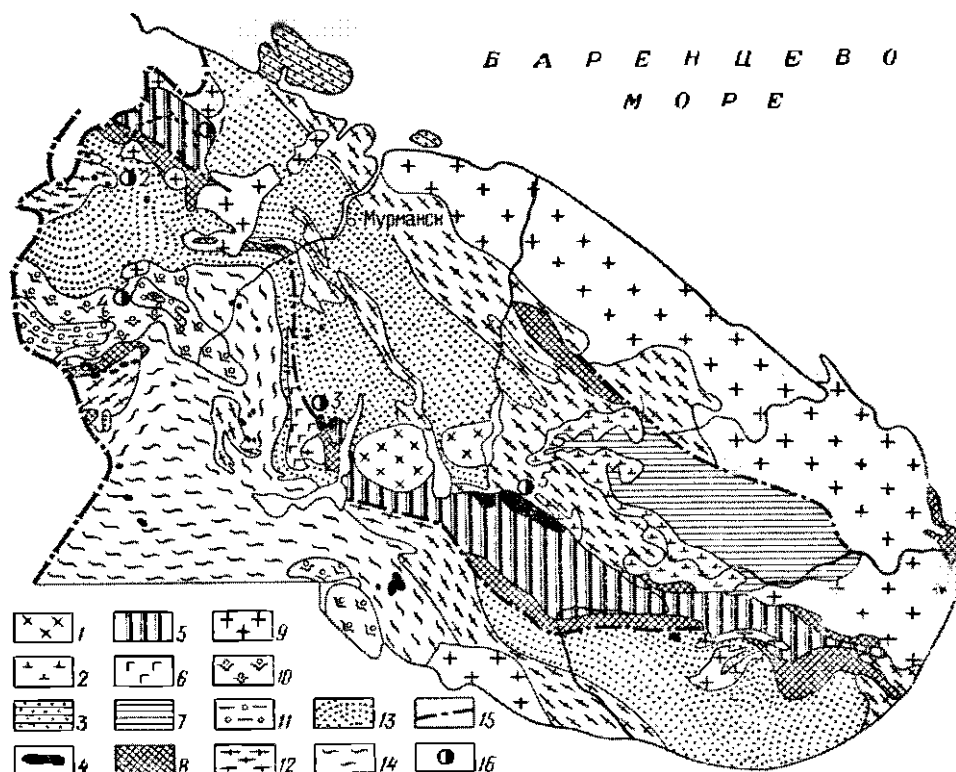


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кольского полуострова. По Г. Горбунову (1968).

Палеозой и эопалеозой: 1 — нефелиновые сиениты; 2 — щелочные граниты; 3 — песчаники, конгломераты и сланцы п-ова Рыбачьего и о. Кильдин. Протерозой: 4 — ультраосновные и основные интрузии; 5 — селенокаменные породы с прослоями филлитов, песчаников, кварцитов и доломитов (серия Имадра-Варзуга, печенгская); 6 — габбро, габбро-нориты и габбро-аиортиты; 7 — гнейсы, киапитовые и слюдяные сланцы свиты Кейв; 8 — сланцевые амфиболиты, гнейсы и различные сланцы тундровой серии; 9 — микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты. Архей: 10 — основные гранулиты, гнейсо-граниты и гиперстеновые гнейсо-диориты; 11 — кислые гранулиты; 12 — олигоклазовые гнейсо-граниты; 13 — гранат-биотитовые и слюдяные гнейсы кольской свиты и мигматиты по ним; 14 — гнейсы беломорской свиты и мигматиты по ним; 15 — тектонические нарушения; 16 — никеленосные районы (цифры на карте): 1 — Печенгский, 2 — Аллареченский, 3 — Мончегорский, 4 — Ловноозерский, 5 — Панских тундр.

Несколько особое положение занимает Ловноозерское месторождение, расположенное среди гранулитовой формации архея.

Месторождения Печенгского района

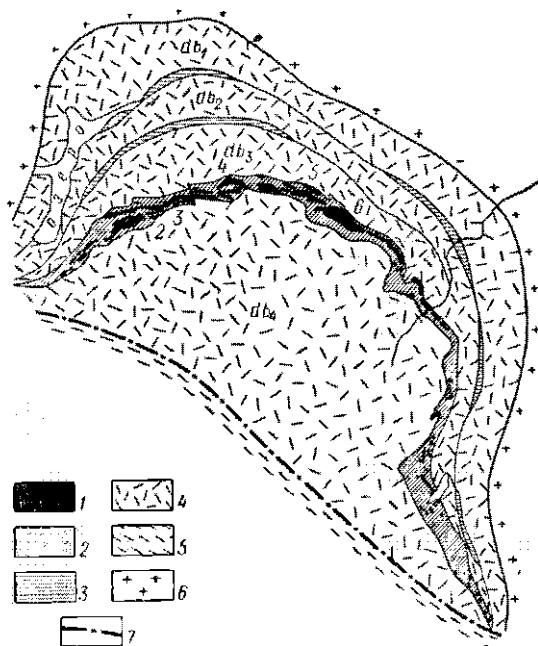
Печенгский рудный узел, в котором насчитывается свыше 20 медно-никелевых месторождений и рудопоявлений, расположен в пределах одноименного синклинория, представляющего собой крайнюю северо-западную часть протерозойской Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоны. Супракрустальные эффузивные и туфогенно-осадочные образования, слагающие Печенгский

синклинорий, залегают в виде широкой (до 35 км) дуги, вытянутой в северо-западном направлении более чем на 60 км с крутым падением пород (от 30—45 до 80°) на юго-запад (рис. 2).

Формирование синклинория происходило в два этапа. Начальный этап характеризуется обильным подводным спилитовым вулканизмом в условиях быстрого геосинклинального погружения, постепенно сменяющимся накоплением мощной толщи терригенных несчано-глинистых осадков с пачками вулканогенных и карбонатных пород так называемой тундровой серии (Pt_1). Моменты

Рис. 2. Распространение основных и ультраосновных интрузивов в Печенгском рудном поле.

1 — ультраосновные и основные интрузивы; 2 — туфогенно-осадочные породы; 3 — доломитизированные известняки и кварциты; 4 — эффузивные диабазы 1—4 покровов; 5 — сланцы тундровой серии; 6 — микроклиновые граниты и гнейсы архей; 7 — разрывные нарушения. Никелевые месторождения (цифры на схеме): 1 — Каула, 2 — Промснучточное, 3 — Фланговое, 4 — Каммикови, 5 — Кьерджи-лор, 6 — Восточное рудное поле



максимального прогибания и вспышек вулканических явлений сопровождались интрузиями силлов основных и ультраосновных пород, не несущих заметного никелевого оруденения (Горбунов, 1968). Данный этап завершился интенсивным складкообразованием раннекарельской фазы складчатости, в результате которой осадочно-вулканогенные толщи тундровой серии были смяты в крутые изоклинальные складки северо-западного простирания, сопровождавшиеся разрывами. С этими тектоническими деформациями тесно связано образование синтетектонических интрузивных тел гранодиоритов и плаггиомикроклиновых гранитов, обязанных своим происхождением реоморфизму архейского гранитогнейсового фундамента.

Второй этап развития Печенгской геосинклинальной зоны во многом схож с первым. Вначале происходило новое общее погружение, причем центр его несколько смещался к северо-востоку. В этот период формировался верхний структурный ярус геосинклинальной зоны — печенгская серия покровных эффузивных диабазов и туфогенно-осадочных пород общей мощностью 10—12 тыс. м (Pt_2).

В стратиграфическом отношении в серии выделяются четыре крупных эффузивных покрова, разделенных пачками туфогенно-осадочных пород (снизу вверх):

1. Мелкозернистые метадиабазы, метапорфиры, миндалекаменные породы мощностью от 1200 до 3000 м. На них налегают кварциты, песчаники и доломиты в виде линз мощностью до 100—200 м.

2. Метадиабазы, метапорфиры, альбитофиры, кератофиры, туфы мощностью 1200—1600 м. Выше — линзы конгломератов, кварцитов, аркозов, филлитов и доломитов мощностью до 50 м.

3. Афанитовые диабазы, миндалекаменные породы, туфы мощностью от 1000 до 3000 м. Выше — хорошо выдержанная по простираению толща филлитов, песчаников и туффитов мощностью в среднем 1000 м. В пределах этой так называемой рудовосной толщи и расположены все известные медно-никелевые месторождения Печенги.

4. Рудовосная толща по надвигу перекрывается покровом авгитовых диабазов с прослоями пикритовых диабазов, туфов и туффитов общей мощностью свыше 4000 м. Интрузивная фация этого цикла представлена силами габбро-диабазов в туфогенно-осадочной толще.

Таким образом, около 80% общей мощности стратиграфического разреза протерозоя составляют изверженные породы — производные основной магмы.

Конец второго этапа характеризуется новым складкообразованием (поздне-карельская фаза складчатости), формированием надвигов, разрывов и отслоений и внедрением ультраосновной и основной магмы, образовавшей никеленосные массивы и генетически связанные с ними медно-никелевые месторождения. В этот период заканчивается формирование складчатой структуры Печенгской геосинклинальной зоны, которая затем постепенно переходит в устойчивый складчатый пояс.

Примыкающие с обеих сторон к складчатому поясу блоки архейд в процессе развития также были подвергнуты тектонической переработке, вследствие чего служили дополнительной арعпой протерозойского магматизма, включая образование мелких интрузивных тел никеленосных ультраосновных пород и сульфидных медно-никелевых месторождений. К ним принадлежат месторождения Аллареченского района.

Завершающий этап развития пояса проходил уже в условиях установления геосинклинального режима при заметном ослаблении тектонических движений. На данном этапе по заложенным ранее разрывным нарушениям образовывались малые интрузии: плагиопорфиры, дайки диабазов и гидротермальные жилы.

Никеленосные интрузии

В Печенгском рудном узле выявлено более 110 никеленосных интрузивов основных и ультраосновных пород и около 60 интрузивных тел габбро-диабазов. Они размещены в пределах туфогенно-осадочной толщи, имеют пластовую или линзовидную форму, согласно с вмещающими породами повторяют очертания крупных складок и погружаются к юго — юго-западу под углами 30—60° в соответствии с общим залеганием пород. Размеры интрузивов колеблются в широких пределах: мощность от 2 до 700 м, протяженность от 200 до 7000 м.

Пространственное распределение интрузивов в рудном узле неравномерное (см. рис. 2). Около 3/4 общего объема сосредоточено в центральной части узла, в области максимального прогиба синклинали. Здесь же находятся и все известные промышленные медно-никелевые месторождения. На обоих флангах интрузивные тела малочисленны и невелики по размерам; нет там и месторождений.

Распределение и локализация никеленосных интрузивов в пределах туфогенно-осадочной толщи контролируются прежде всего складчатыми структурами. Все значительные интрузивы приурочены к крупным синклинальным складкам и имеют утолщения в их замковых частях.

По внутреннему строению никеленосные интрузивы разделяются на две группы: 1) дифференцированные интрузивы, сложенные (снизу вверх) измененными перидотитами — верлитами (серпентинитами), пироксенитами, габбро и монцогаббро; 2) недифференцированные, обычно маломощные интрузивы, полностью состоящие из серпентинитов или габбро. Возрастные различия между ними не установлены.

Разнообразный петрографический состав интрузивных тел, наличие наряду с дифференцированными габбро-пироксенит-перидотитовыми массивами самостоятельных перидотитовых и габбровых тел свидетельствуют о неоднородном составе никеленосной магмы, что обусловлено, по-видимому, частичным разделением родоначальной магмы на перидотитовую и габбровую еще до момента внедрения в верхние части земной коры.

Средний состав родоначальной никеленосной магмы примерно соответствует меланократовому оливиновому габбро. По природе она, видимо, является гибридной, возникшей за счет глубинной перидотитовой магмы. Лишь несколько повышенное содержание титана и незначительное содержание хрома приближают ее к базальтовой магме.

Размещение месторождений

Все разведанные медно-никелевые месторождения сконцентрированы в центральной части рудного узла и группируются в двух рудных полях.

На западном крыле Центрального прогиба месторождения Каула, Промежуточное, Фланговое, Каммикиви и Западное Ортоайви образуют линейно-вытянутое Западное рудное поле. Никеленосные интрузивы и месторождения расположены в пределах одной межпластовой тектонической зоны смятия в верхах рудоносной туфогенно-осадочной толщи.

На восточном крыле прогиба, на участке месторождений Спутник — Северное Онки, рудоносные массивы и месторождения залегают в нижних частях туфогенно-осадочной толщи, образуя Восточное рудное поле. Оно также приурочено к одной межпластовой зоне смятия, расположенной в непосредственной близости от подстилающих диабазов третьего покрова.

В центре прогиба рудоносные массивы и месторождения размещаются в виде двух полос: одна в низах туфогенно-осадочной толщи (месторождения Восточное Ортоайви, Северное Соукерийоки и Мирона), а другая — в верхах толщи (месторождение Райсоайви, рудопроявления рч. Соукерийоки и др.).

На флангах Печенгского рудного узла промышленные месторождения пока не выявлены, хотя мелкие дифференцированные интрузивы с бедным вкрапленным орудуением имеются. Основными причинами сокращения размеров никеленосных массивов, по-видимому, являются, во-первых, гораздо меньшая мощность и постепенное выклинивание туфогенно-осадочной толщи на обоих флангах, а во-вторых — совершенно иное, чем в центре узла, субмеридиональное простираание структур, контролирующих размещение и локализацию интрузивов.

Все месторождения приурочены к массивам ультраосновных и основных пород, главным образом к их нижним перидотитовым (серпентинитовым) частям. Лишь некоторые второстепенные рудные тела целиком залегают среди филлитов, но и в этих случаях всегда можно проследить связь их с материнскими интрузивами. Особенно это касается жиллообразных тел сплошных и брекчиевидных руд, являющихся анофизами основных рудных тел. Исключение составляет Заполярное месторождение, представленное одним протяженным

пластообразным телом прожилково-вкрапленных и брекчиевидных руд, приуроченным к зоне разлома на контакте диабазов третьего покрова и филлитов. Почти на всех известных месторождениях сульфидное оруденение не ограничивается материнскими породами, оно распространяется также во вмещающие туфогенно-осадочные породы в виде послонных инъекций, мелких прожилков и вкрапленности. Точно также отмечается масса мелких сульфидных жил и в самих серпентинитах, и в этом случае сульфидное оруденение имеет несомненно эпигенетический характер.

Морфология и условия залегания рудных тел

Формы рудных тел в основном пластообразные, плитообразные и линзообразные, в равной мере вытянутые по простиранию и по падению. Нередко протяженность их по падению больше, чем по простиранию.

По морфологии и структуре месторождения Западного рудного поля значительно отличаются от Восточного. Это различие обусловлено главным образом разным уровнем эрозионного среза. Все месторождения Западного рудного поля значительно эродированы и представлены самыми нижними частями, тогда как месторождения Восточного рудного поля имеют большую сохранность и на глубине полностью еще не оконтурены.

Типичным и наиболее изученным представителем месторождений Западного рудного поля является Каула, одно из первых открытое в Печенгском районе.

Западное рудное поле

Месторождение Каула

Месторождение представлено двумя рудными телами — Основным и Отдельным, приуроченными к нижней части дифференцированного массива, мощность которого по падению на глубину в пределах месторождения сначала уменьшается с 160 до 40 м, а затем, многократно разветвляясь, постепенно полностью выклинивается (рис. 3). В лежащем боку рудного массива проходит Главная оруденелая тектоническая зона, выполненная брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами, погружающаяся на юг под углами 35—40° и пересекающая под очень острым углом сильно дислоцированную толщу вмещающих туфогенно-осадочных пород с заключенными в ней мелкими интрузивными телами измененных ультраосновных пород.

Рудное тело Основное имеет форму неправильной пластообразной залежи, простирающейся в широтном направлении и падающей на юг под углом в среднем 38° (рис. 4). Протяженность его по падению примерно в 1,6 раза больше, чем по простиранию, а учитывая его значительную эродированность это отношение будет еще большим. Мощность рудного тела на верхних горизонтах колеблется в пределах 30—70 м, на флангах и при выклинивании на глубине она постепенно уменьшается. Преобладают вкрапленные руды, составляющие около 84% от общего объема рудного тела, в том числе оруденелые серпентиниты 58% и оруденелые филлиты 26%. Уменьшение мощности рудного тела вначале происходит исключительно за счет выклинивания оруденелых серпентинитов при более или менее постоянном объеме оруденелой тектонической брекчии.

При выходе тектонической зоны в филлиты постепенно происходит уменьшение мощности сплошных, брекчиевидных руд и сопровождающих их оруденелых вмещающих пород, а также понижение содержания никеля и меди вплоть

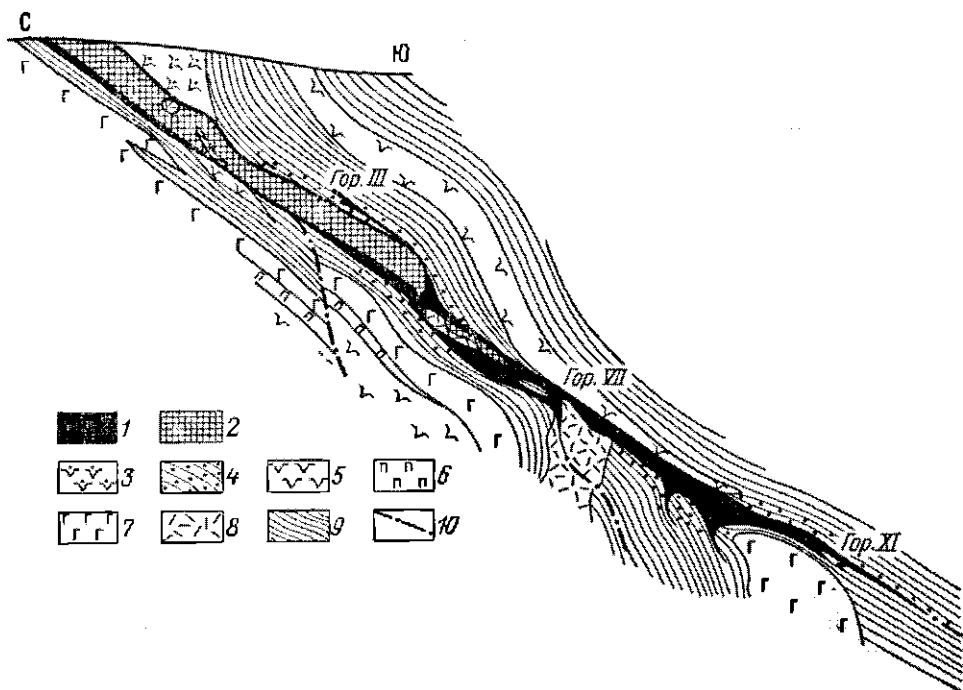


Рис. 3. Геологический разрез месторождения Каула.

1 — сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 — богатые вкрапленные руды в серпентинитах; 3 — рядовые вкрапленные руды в серпентинитах; 4 — оруденелые филлиты; 5 — серпентиниты; 6 — пироксениты; 7 — габбро; 8 — диабазы; 9 — филлиты; 10 — тектонические нарушения

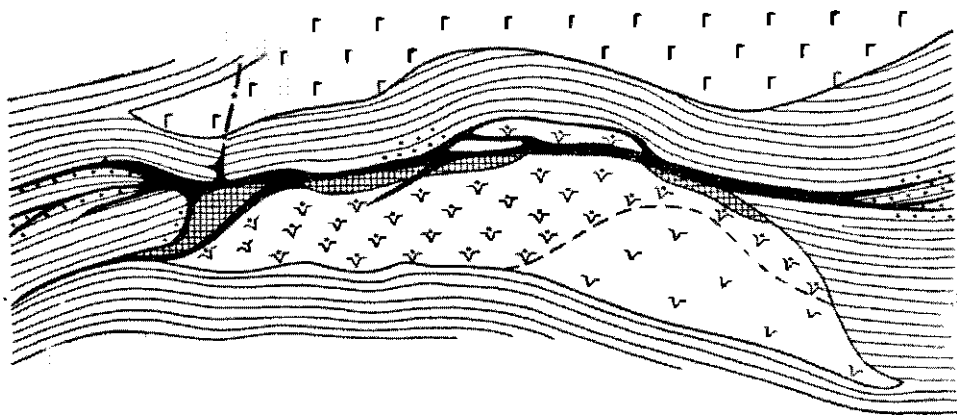


Рис. 4. Схематический геологический план горизонта 312 м месторождения Каула.

Условные обозначения см. на рис. 3

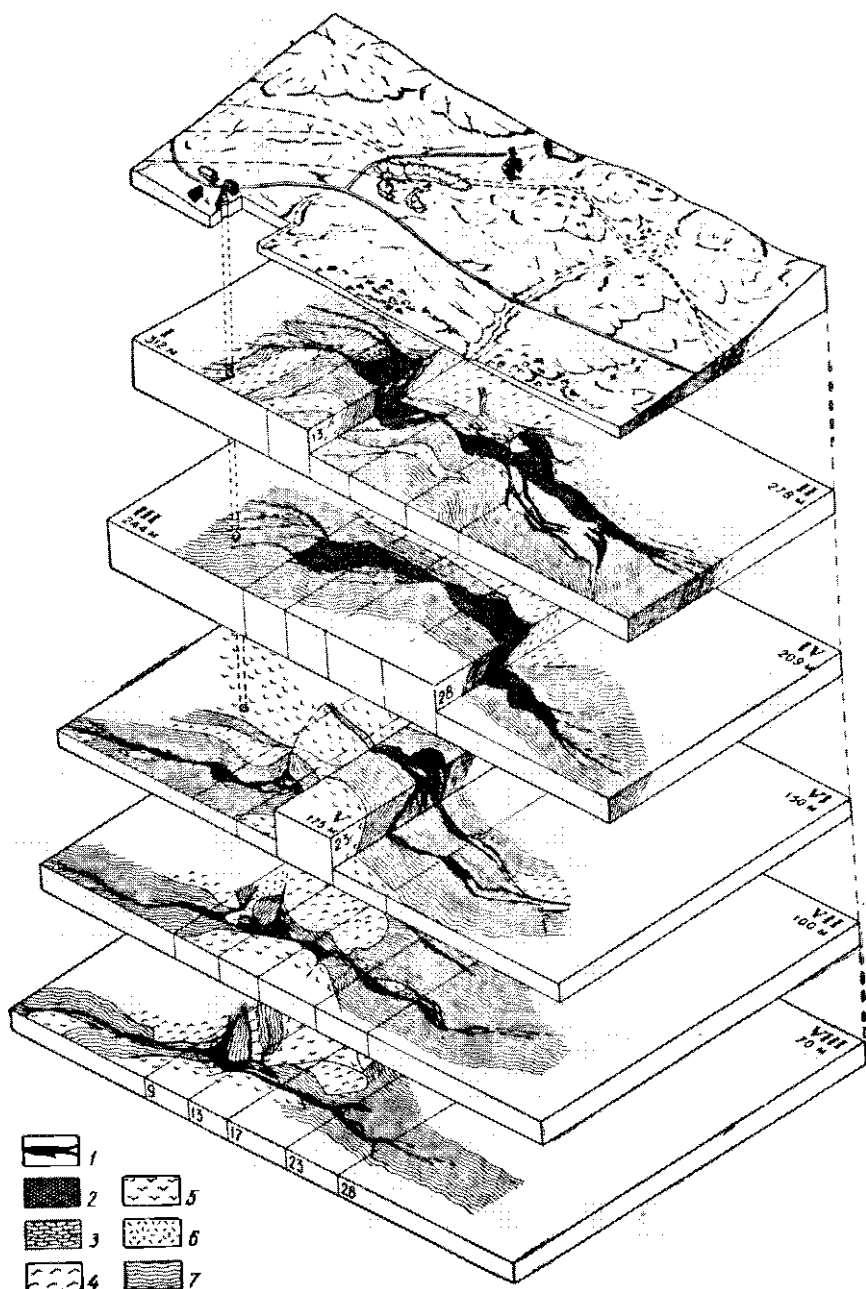


Рис. 5. Блок-диаграмма месторождения Каула.

1 — сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 — богатые вкрапленные руды в серпентинитах; 3 — оруденелые филлиты; 4 — раббро; 5 — серпентиниты; 6 — диабазы; 7 — филлиты

до полной замены обычных медно-никелевых руд чисто пирротиновыми. Зона пирротинового оруденения прослежена до глубины 800 м от поверхности.

Рудное тело Отдельное представляет собой крутопадающую апофизу Основного тела в его лежащем боку. Образование этой апофизы и многих других, расположенных в обоих боках Основного рудного тела, обусловлено расщеплением Главной оруденелой сдвиговой зоны, причем в лежащем боку веер более крутопадающих на юг оперяющих трещин расходится к северо-востоку, а висячем — к югу от нее (см. рис. 4).

В структуре месторождения Каула важную роль играет также оруденелый поперечный (меридиональный) взброс, смещающий западный фланг рудного тела. Некоторое количество сплошных руд локализовалось также вдоль контактовых поверхностей интрузива с филлитами, особенно на глубоких горизонтах месторождения. Многочисленны жилы сплошных сульфидов вдоль полостей отслоений в складчатых туфогенно-осадочных породах.

Месторождения Промежуточное, Фланговое, Каммикиви и Мирона по морфологии и структуре имеют много общих черт с Каулой. В горизонтальных, а также и в вертикальных сечениях большинства рудных тел отмечаются плавные изгибы, являющиеся отражением складчатой структуры вмещающих пород. Помимо простых форм в некоторых месторождениях наблюдаются и сложные формы, представляющие собой совокупность мелких жиллообразных и плоских линзообразных тел, располагающихся в пространстве под некоторым углом друг к другу, как, например, это отчетливо наблюдается на месторождении Каула (рис. 5).

Восточное рудное поле

В пределах Восточного рудного поля расположены месторождения Ждановское, Спутник, Заполярное и Северное Онки. Более полно изучены Ждановское и Заполярное.

Месторождение Ждановское

Ждановское месторождение состоит из шести взаимосвязанных рудных тел удлиненно-линзообразной (пластообразной) формы, расположенных в приподошвенной части крупного сложнодислоцированного габбро-перидотитового массива, падающего на юго-запад под углами $40-60^\circ$, и протягивающихся почти непрерывной изогнутой цепью в юго-восточном направлении. Рудные тела имеют названия: Юго-Западное, Западное, Центральное, Восточное, Юго-Восточное и Южное (рис. 6).

Размещение рудных тел в массиве тесно связано с его внутренним строением, характеризующимся полосчатым расположением слагающих его пород (от подошвы к кровле): оруденелых серпентинизированных перидотитов и пироксеновых оливинитов (вкрапленных сульфидных руд), безрудных серпентинизированных перидотитов, пироксенитов и габбро. Последние преобладают, составляя в центре месторождения в среднем около 65% от объема массива, тогда как на долю серпентинизированных перидотитов и оливинитов, включая руды, приходится около 30%, а на пироксениты — около 5%.

Форма и условия залегания оруденелых серпентинизированных перидотитов и оливинитов конкордантны общей форме и условиям залегания массива (см. рис. 6). Эта закономерность в основном выдерживается и в центральной, наиболее расширенной части массива, приуроченной к глубокому мульдообразному

прогибу. Исключение составляют лишь крутые ее борта, в пределах которых рудный слой и слои перидотитов и пироксенитов выклиниваются. Затем они появляются вновь за пределами мульды в боковых синклинальных прогибах и гипсометрически выше ее дна, составляя соответственно Западное и Вос-

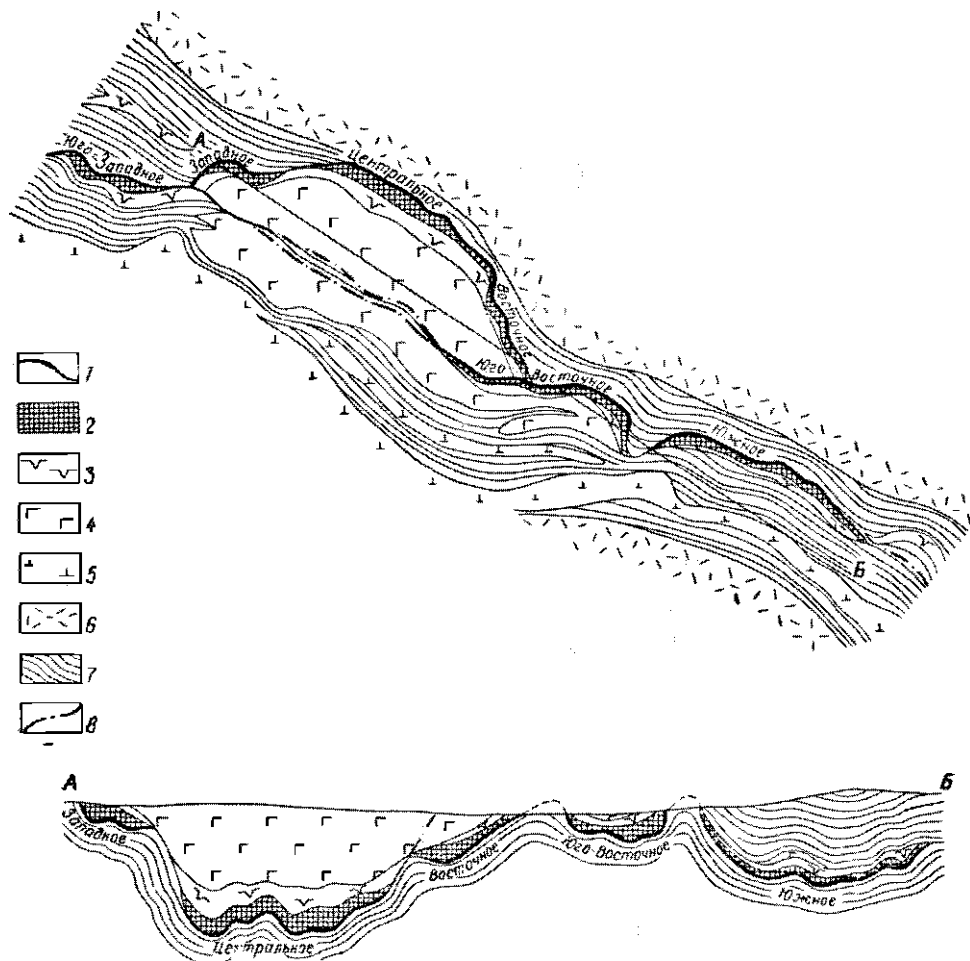


Рис. 6. Схема геологического строения Ждановского месторождения.

1 — оруденная тектоническая зона; 2 — вкрапленные медно-никелевые руды в измененных перидотитах; 3 — серпентиниты и перидотиты; 4 — габбро; 5 — габбро-диабазы; 6 — эффузивные диабазы; 7 — филлиты и песчаники; 8 — тектонические нарушения

точное рудные тела. Именно благодаря такому обрыву рудных полос и кажется вполне вероятной грабенообразная природа происхождения Центрального прогиба, борта которого, круто падающие навстречу друг другу, в структурном отношении представляют собой сбросы.

Отмеченные особенности строения массива свидетельствуют о тесной взаимосвязи тектонических движений и интрузивной деятельности, а также о влиянии складчатых форм на локализацию сульфидного оруденения: все крупные рудоносные перидотитовые слои приурочены к синклинальным изгибам.

Сопоставляя мощности рудных тел с мощностью перидотитового слоя и всего массива, следует прежде всего отметить почти прямую зависимость между величиной перидотитового слоя и мощностью рудных тел; менее отчетлива (но все же заметна) зависимость между общей мощностью массива и рудными телами. Мощность массива и рудных тел заметно увеличивается в синклинальных прогибах и уменьшается в антиклинальных — вплоть до полного выклинивания.

На первичные структурные особенности залегания и строения рудных тел наложили существенный отпечаток разрывные тектонические нарушения, возникшие в эпигенетическую стадию. Среди них особое значение имеют межпластовые сдвиги и надвиги и оперяющие их расколы, а также поперечные и продольные взбросы.

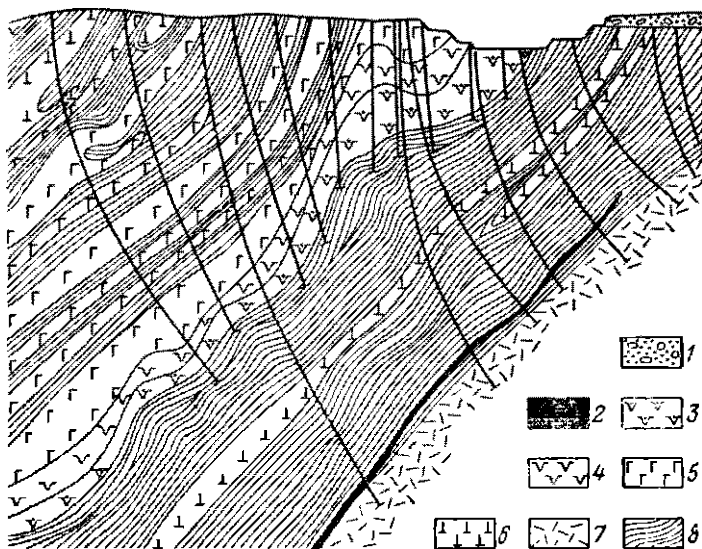
Значительные смещения отмечены вдоль круто падающей на юго-запад под углами $70-80^\circ$ так называемой Верхней сдвига-надвиговой зоны, являющейся ответвлением от Главной. Эта зона разбивает первоначально единый массив на два блока — Центральный, наиболее опущенный, и надвинутый на него Юго-Западный (см. рис. 6). Амплитуда смещения по вертикали $300-500$ м. В местах примыкания к Главной зоне резко увеличивается мощность брекчиевидных руд как в Западном, так и Восточном рудных телах.

Месторождение Заполярное

Месторождение открыто Г. Вареней в 1967 г. Оно расположено к северо-востоку от Ждановского и приурочено к межпластовой зоне разлома на контакте диабазов третьего покрова и подстилающей Ждановский массив серпентинитов толщи филлитов.

Рис. 7. Поперечный разрез через центральную часть Восточного рудного поля. По Г. Варене.

1 — морена; 2 — брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды Заполярного месторождения; 3 — оруденные серпентиниты Ждановского месторождения; 4 — серпентиниты; 5 — габбро; 6 — габбро-диабазы; 7 — диабазы; 8 — филлиты



Месторождение представлено одним протяженным по простиранию и падению пластообразным телом брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд. Простирание рудного тела $320-330^\circ$, падение юго-западное $45-65^\circ$ (рис. 7).

Брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды находятся приблизительно в равных количественных соотношениях. По составу руды месторождения аналогичны соответствующим типам руд месторождений Западного рудного поля. Из прочих рудных минералов А. Генкиным отмечены богатый кобальтом герсдорфит, сереброродержащий пентландит и алтаит. Отношение $Ni : Cu : Co$ соответствует 40 : 25 : 1.

Особенности строения рудных тел

Общей характерной особенностью месторождений Печенгского района является асимметрично-полосчатое строение рудных тел. Основу рудных тел во всех месторождениях составляют сингенетические — ликвационные вкрапленные руды, залегающие в виде изогнутых пластообразных залежей в нижних перидотитовых частях интрузивов, при этом содержание сульфидов постепенно увеличивается сверху вниз от висячего бока к лежащему.

У подошвы интрузивов по разрывным нарушениям, главным образом вдоль поверхности контакта с вмещающими породами, залегают эпигенетические массивные и брекчиевидные сульфидные руды, нередко распространяющиеся за пределы материнских интрузивов.

Во всех месторождениях устанавливается необычайно большое влияние складчатых структур на распределение и локализацию вкрапленного оруденения. Рудные тела заметно увеличиваются в мощности на участках синклинальных прогибов и в углублениях дна интрузивов (см. рис. 6). Одновременно с увеличением мощности рудных тел увеличивается интенсивность сульфидной вкрапленности, а также количество сплошных сульфидных и брекчиевидных руд. Необычайно важной закономерностью распределения сульфидного оруденения является постепенное сгущение ликвационной вкрапленности и увеличение общего количества сульфидных руд по направлению падения интрузивов — зональность оруденения в плоскости падения (рис. 8). С глубиной степень оруденения постепенно увеличивается. Наибольшее количество рудных тел локализуется в самых глубоких частях вдоль нижних контактов интрузивов, особенно в участках пересечения поперечных взбросов с межпластовыми тектоническими зонами; они продолжают также по тектоническим зонам на некоторое расстояние даже после того, как полностью выклинился материнский массив. Наличие тесной пространственной связи в распределении богатых сингенетических вкрапленных и эпигенетических сплошных сульфидных руд указывает на общность первоисточника и их генетическое родство.

Локализация эпигенетических сплошных и брекчиевидных руд контролируется разрывными тектоническими нарушениями, среди которых наиболее существенны межпластовые сдвиги-надвиги, четко проявившиеся вдоль нижних контактов интрузивов. Значительно меньшую роль играют поперечные взбросы. Сульфидные руды локализуются в них только вблизи материнских интрузивов на расстоянии не более 50 м и лишь на месторождении Каула до 200—250 м. Отмечается масса мелких послонных сульфидных инъекций в филлитах, а также секущих сульфидных жил в самих вкрапленных рудах.

Инъекционное прожилково-вкрапленное оруденение в филлитах полностью контролируется трещинами, выполнение которых сопровождается некоторым метасоматозом боковых пород.

Таким образом, локализация сульфидных руд в отдельных месторождениях обусловлена, с одной стороны, элементами внутренней структуры и формой материнского интрузива, особенно конфигурацией его дна, а с другой — пост-

магматическими наложенными структурными элементами. При этом разрывные тектонические нарушения должны рассматриваться, во-первых, как рудовыводящие и рудораспределяющие каналы, по которым эпигенетические сульфидные массы перемещались из материнского массива во вмещающие породы, а во-вторых, как рудовмещающие структурные формы для брекчиевидных и сплошных сульфидных руд.

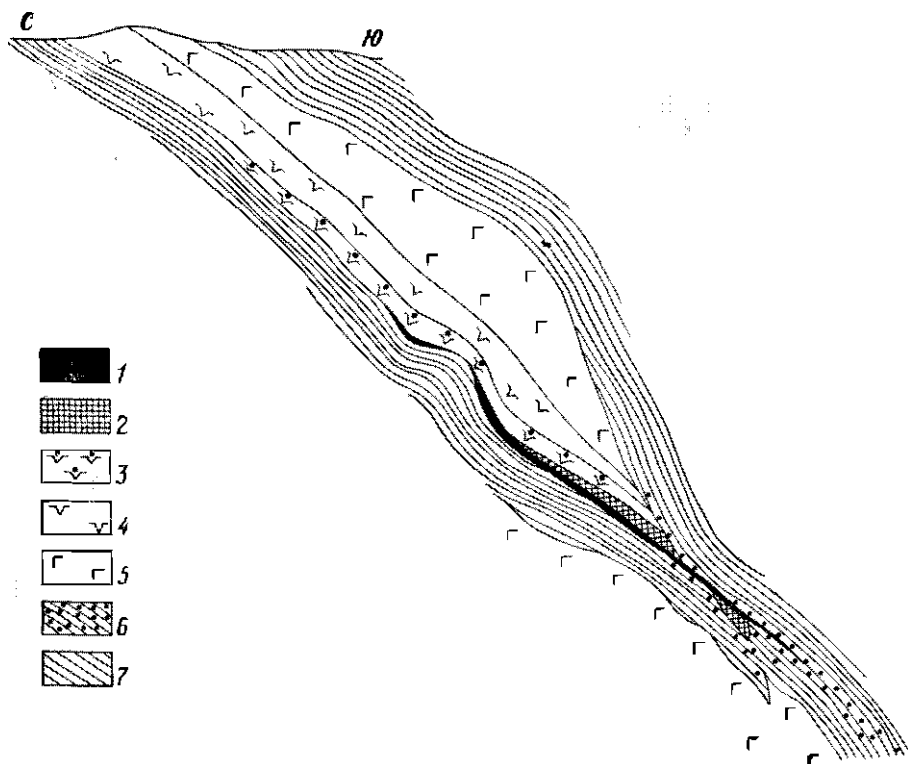


Рис. 8. Схема вертикальной зональности медно-никелевого оруденения в ультраосновных массивах Печенги.

1 — сплошные и брекчиевидные руды; 2 — сильнооруденелые серпентиниты; 3 — оруденелые серпентиниты; 4 — серпентиниты; 5 — габбро; 6 — оруденелые филлиты; 7 — филлиты

Существенный отпечаток на первичные структурные особенности рудных тел накладывали послерудные тектонические нарушения, смещающие их отдельные части на значительные расстояния; при этом часть руд претерпела интенсивный динамометаморфизм.

Типы руд

По текстурным особенностям и составу выделяются четыре основных типа медно-никелевых руд: 1) вкрапленные в серпентинитах; 2) брекчиевидные; 3) сплошные сульфидные; 4) прожилково-вкрапленные в сланцах. Вкрапленные руды в серпентинитах подразделяются по содержанию никеля на богатые и бедные;

первые направляются прямо на металлургический передел, вторые — на обогащение.

Главнейшими рудными минералами во всех типах руд, как и всюду в сульфидных медно-никелевых месторождениях, являются пирротин, пентландит и халькопирит. В оруденелых серпентинитах к числу главных рудных минералов относится магнетит. В некоторых частях рудных тел обилен пирит. Второстепенные рудные минералы — виоларит, сфалерит, борнит, кубанит, макишавит, валлериит; сравнительно редки хлоантит, никелин, кобальтин, миллерит, галенит, платиноиды. Из числа первичных минералов во вкрапленных рудах изредка встречаются оливин и моноклинный пироксеп — титан-авгит.

При процессе серпентинизации за счет оливина и некоторой части пироксена образуются хризотил и антигорит, а за счет пироксена — амфиболы и хлорит; в трещинах и пустотах развиваются хризотил-асбест и серпофит. При этом процессе возникают новообразования магнетита за счет оливина и пирротина, карбонаты за счет оливина и пироксена, а также самостоятельные новообразования биотита. Под влиянием гидротермального метаморфизма в рудах возникают тальк, карбонаты, пирит.

Отложение брекчиевидных и сплошных сульфидных руд сопровождалось новообразованиями карбонатов (кальцита, доломита, сидерита) и нередко за счет кремнезема метасоматически оруденелых филлитов и песчаников образовывался кварц.

Вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды в материнских ультраосновных породах принадлежат к наиболее распространенным типам руд во всех месторождениях рудного поля (за исключением Заполярного). В них заключена подавляющая часть запасов металлов. В слабо измененных перидотитах сульфиды располагаются главным образом в промежутках между зернами серпентинизированного оливина и пироксена и представляют собой типичную сидеронитовую вкрапленность. В нацело серпентинизированных перидотитах — серпентинитах сульфиды располагаются также преимущественно в промежутках между бывшими зернами оливина, но всегда в тесных срастаниях с пластинчатым хлоритом, количество которого тем больше, чем выше степень изменения пород.

В богатых вкрапленных рудах, залегающих в приподожвенных частях рудных тел, наряду с вкрапленниками широко распространены прожилки сульфидов. При микроскопическом изучении в них наряду с первичной сидеронитовой вкрапленностью сульфидов в промежутках между псевдоморфозами серпентина, хлорита и талька по оливину наблюдаются также срастания сульфидов с серпентином на месте зерен оливина, образующих своеобразные рудно-силикатные псевдоморфозы по его зернам (рис. 9). Такие псевдоморфозы подчеркивают реликтовую пойкилитовую структуру оруденелых серпентинитов. Одновременно с образованием сульфидных псевдоморфоз по оливину происходит замещение сидеронитового сульфидного немета хлоритом вплоть до возникновения своеобразных негативных структур, когда сульфиды и силикаты меняются местами. Отмеченные структурные особенности вкрапленных руд указывают на их интенсивный метаморфизм, связанный с массовой серпентинизацией пород материнского массива.

В дальнейшем произошли последующие гидротермальные изменения во вкрапленных рудах: амфиболизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация и локальное переотложение сульфидов с перегруппировкой вещества вследствие кристаллизации. Этот процесс сопровождался образованием сети наложенных сульфидно-карбонатных, серпофитовых и других жил.

Брекчиевидные руды относятся к типу богатых промышленных руд. Они выполняют тектонические зоны, проходящие обычно вдоль подошвы массивов, нередко в виде жил заходят по тектоническим нарушениям во вмещающие туфогенно-осадочные породы. Количество их в рудных телах

Рис. 9. Структура богатой вкрапленной руды. Основная масса пирротина (по) и пентландита (пн) сосредоточена в бывших зернах оливина. В промежутках — сульфидно-хлоритовый агрегат.

Серые рельефные зерна — магнетит (мг), черные в псевдоморфозах — серпентин. Полированный шлиф. Ув. 70.

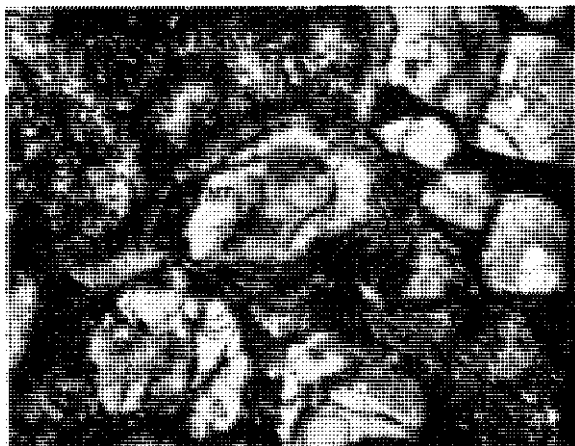
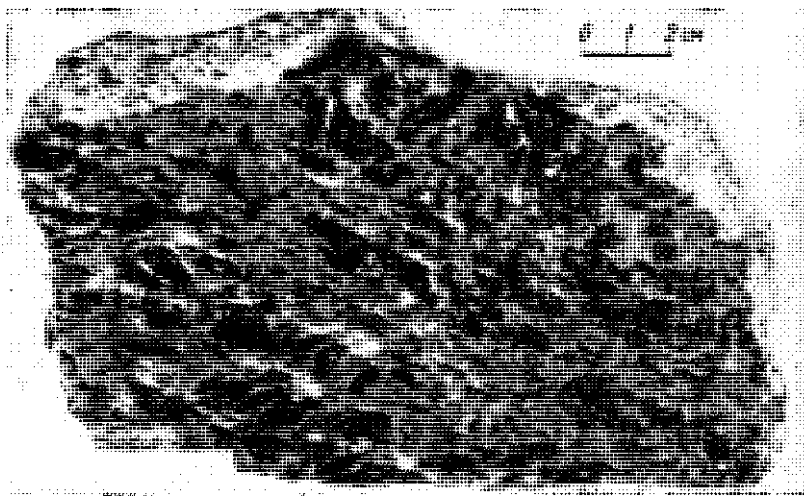


Рис. 10. Брекчиевидная руда. Обломки серпентинита сцементированы мелкозернистой сульфидной массой, состоящей из пирротина, пентландита и халькоприта. Полированный шлиф.



колеблется от 2 до 35 %. Руды состоят из обломков оталькованных серпентинитов, филлитов и туффигов, сцементированных сульфидами (рис. 10). В промежутках между обломками наряду с сульфидами в небольшом количестве присутствуют карбонаты, кварц, хлорит. Обломки силикатных пород имеют чечевицеобразную удлиненную форму, ориентированы параллельно тектонической зоне.

Количественные соотношения между обломками и сульфидным цементом в отдельных месторождениях различные. Максимальное содержание сульфидов (до 60—75 %) отмечается в брекчиевидных рудах месторождений Каула и

Заполярного, в которых нередко наблюдается постепенный переход к сплошным сульфидным рудам.

Сплошные сульфидные руды пространственно тесно связаны с брекчиевидными, в сущности это их разновидность с ничтожно малым количеством обломков силикатных пород. Концентрируются они преимущественно в самых нижних частях рудных тел, вдоль тектонических контактов рудо-

носных массивов с вмещающими сланцами, или же в трещинах и полостях отслоений в сланцах. Тонкие секущие прожилки сплошных сульфидов встречаются также в дайках диабазов. Руды состоят преимущественно из пирротина (60—80%), в значительно меньших количествах присутствуют пентландит и халькопирит. Пентландит обычно выделяется в виде порфировидных зерен размером до 5—10 мм.

В процессе метаморфизма в сплошных рудах происходят явления дисульфидизации и окисления первичных сульфидов с образованием по ним метасоматическим путем пирита, магнетита, нередко сидерита и виоларита в сопровождении хлорита, талька, доломита.

Сплошные руды в тектонических зонах подвергаются динамометаморфизму, благодаря чему среди них нередко наблюдаются полосчатые текстуры с чередованием полосок пирротина, пентландита и халькопирита. Под микроскопом в динамометаморфизованных рудах наблюдается мелкозернистое строение с характерными двойниками давления пирротина.

Прожилково-вкрапленные руды в сланцах широко распространены только на месторождениях Заполярном и Каула. В других месторождениях мощность оруденелых сланцев вблизи тектонических зон колеблется от 0,5 до 2 м. Сульфиды в них представлены мелкой вкрапленностью и прожилками. Весьма интересные текстуры появляются, когда сульфиды располагаются по поверхностям отслаивания пloyчатых филлитов (рис. 11) или одновременно выполняют трещины отслаивания и кливажа.

Отношение Ni : Cu : Co в рудах Печенги выражается соответственно:

- 1) сплошные сульфидные 55—50 : 28 — 23 : 1;
- 2) брекчиевидные 56 : 22 : 1;
- 3) вкрапленные в серпентинитах 35—25 : 17—14 : 1;
- 4) прожилково-вкрапленные в сланцах 47 : 48 : 1.

Аллареченское рудное поле

Аллареченское рудное поле, включающее медно-пикелевые месторождения Аллареченское и Восток, а также ряд рудопроявлений, расположено в югу от Печенгского рудного узла в области развития гнейсов Терско-Нотозерской



Рис. 11. Оруденелый пloyчатый филлит. Полированный штуп.

антиклинорной зоны, характеризующейся широким развитием брахиформных структур и куполов.

Район представляет собой сильно размытый выступ архейского кристаллического основания, сложенного биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и амфиболитами, интенсивно мигматизированными плагиомикроклиновыми гранитами. Среди поля гнейсов и амфиболитов в виде мелких групп и отдельных массивов отмечаются небольшие интрузивы ультраосновных и основных пород, приуроченные к зонам региональных разломов северо-восточного простирания. Важную роль в распределении интрузивов играют и складчатые структуры. Так, Аллареченский рудный массив приурочен к субмеридиональному крутопадающему тектоническому нарушению, непосредственно примыкающему к глубинному региональному Алла-Аккаяр-вinsky разлому, а месторождение Восток — к зоне межпластовых скольжений по контакту амфиболитов и гнейсов на крыле складки.

Среди интрузивов ультраосновных и основных пород выделяются: 1) более древняя и наиболее распространенная группа никеленосных интрузивов, сложенных сильно метаморфизованными перидотитами, пироксенитами и полевошпатовыми пироксенитами, 2) группа более редких интрузивов никеленосных метаперидотитов. Возраст их определяется условно как протерозойский. Первую группу можно до некоторой степени сопоставлять с никеленосными интрузивами, распространенными среди сланцев тундровой серии, вторую — с никеленосными габбро-перидотитовыми интрузивами Печенгского рудного узла.

Никеленосные интрузивы имеют пластообразно изогнутую и линзовидную форму, мощность их от 5 до 20—40 м, протяженность до 1000 м. Сложены они почти нацело серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами), в зоне эндоконтакта рассланцованными и превращенными в амфибол-биотитовые и хлорит-тальковые породы. По химическому составу ультраосновные породы Аллареченского района сходны с никеленосными породами Печенги.

Контактные изменения вмещающих пород под влиянием интрузии перидотитов довольно слабые. Они выразились в гранатизации, амфиболитизации и сульфидном оруденении. Мощность зоны экзоконтактовых изменений 0,1—1,5 м.

Аллареченское месторождение

Аллареченское месторождение связано с межпластовым интрузивом метаморфизованных перидотитов, состоящим из двух соединяющихся ветвей мощностью от 2—3 до 15—20 м, вытянутых в меридиональном направлении, согласно общему простиранию гнейсов и амфиболитов (рис. 12).

Восточная слабо оруденелая ветвь на всем протяжении имеет согласное с вмещающими породами пологое падение к западу, западная интенсивно оруденелая ветвь ограничивается крутопадающим сбросом вдоль флексурообразного перегиба. Таким образом, общая конфигурация рудоносного интрузива определяется сочетанием меридионального тектонического нарушения и примыкающего к нему межпластового отслоения в гнейсах.

Рудное тело в соответствии с формой интрузива представляет собой изогнутую корытообразную залежь, вытянутую в меридиональном направлении на 1060 м при мощности от 3 до 15—20 м. Максимальная глубина дна залежи в центре месторождения 80 м. К северу и югу она постепенно воздымается и выходит на поверхность, точнее под ледниковые отложения, мощность которых колеблется от 5 до 15 м.

Западный борт и примыкающая к нему придонная часть прослеживаются без перерыва на всем протяжении. Именно здесь и сосредоточена основная масса как богатых сингенетических вкрапленных руд в материнских породах, так и эпигенетических сплошных сульфидных руд, локализовавшихся в полости крутопадающего сброса и оперяющих его трещинах. При этом жилы сплошных руд распространены в равной мере как во вмещающих гнейсах, так и в материнских породах. Кроме того, жилы сплошных руд встречаются в породах подошвы и кровли массива. Жилы, расположенные над интрузивом, сложены обычными

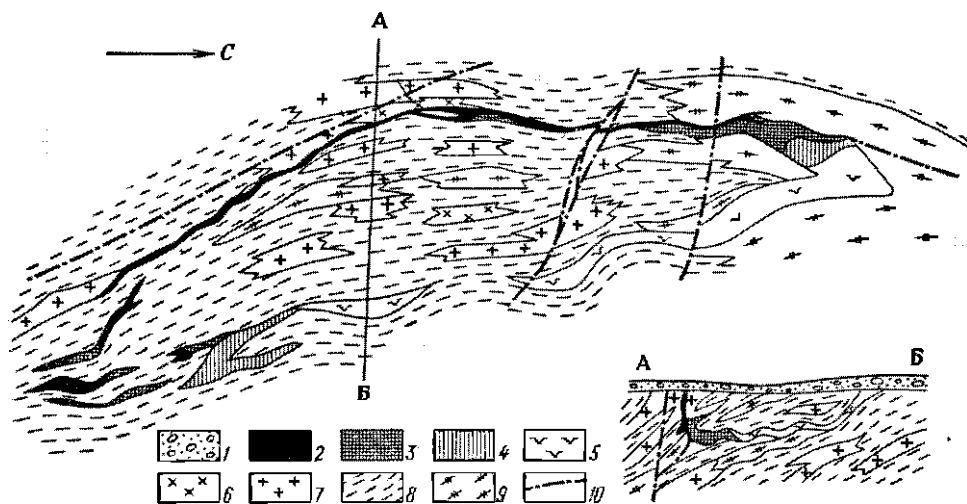


Рис. 12. Схема геологического строения (план горизонта 130 м) Аллареченского месторождения.

1 — морена; 2 — сплошные сульфидные руды; 3 — интенсивно оруденелые метаперидотиты; 4 — оруденелые метаперидотиты; 5 — метаперидотиты; 6 — плагиоклазовые гранито-гнейсы; 7 — плагиоклазовые гранито-гнейсы; 8 — биотитовые гнейсы; 9 — полевошпатовые амфиболиты; 10 — тектонические нарушения

пентландит-халькопирит-пирротинowymi рудами, а под ним — существенно халькопиритовыми рудами с борнитом. Наибольшее удаление сульфидных жил от интрузива не превышает 150 м.

Восточный борт залежи и примыкающая к нему придонная часть оказались слабо насыщенными сульфидами, за исключением южного ее конца, где метаперидотиты на всем протяжении несут богатую сульфидную вкрапленность. Сгущение сингенетической сульфидной вкрапленности в метаперидотитах в придонной части залежи наблюдается в местах дополнительных синклинальных изгибов, тогда как в антиклинальных изгибах оруденение заметно ослабевает. Более того, здесь сам интрузив резко утоняется или даже выклинивается, затем вновь появляется в соседнем синклинальном прогибе.

Вкрапленное сульфидное оруденение в рудном теле распределено неравномерно: самые богатые руды сосредоточены у его западного края; здесь же размещены и сплошные сульфидные руды; в центре и на восточном краю залежи преобладают бедные вкрапленные руды.

Концентрация сингенетической сульфидной вкрапленности в западной придонной части массива вблизи оруденелого сброса говорит о том, что на распределение сульфидов внутри материнского массива, вероятно, оказали

влияние разрывные тектонические нарушения. По времени проявления они относятся к завершающему этапу формирования массива, когда силикаты уже полностью затвердели, а отликвировавшиеся капли сульфидов находились еще в подвижном состоянии. Внезапное падение давления в тектонической зоне могло привести к нарушению равновесия в интрузиве, и благодаря возникшему градиенту давления жидкие сульфиды устремились в сторону пониженного давления — к западной окраине интрузива.

Границы сингенетического вкрапленного сульфидного оруденения (как и в других медно-никелевых месторождениях) определяются здесь только опробованием. Для строения приконтактных зон рудных перидотитов характерно широкое развитие более позднего, наложенного медного оруденения в виде серии метасоматических халькопиритовых прожилков, параллельных контактам рудного тела. В этом отношении Аллареченское месторождение сходно с печенгскими месторождениями Каула, Каммикиви и др.

Границы сплошных сульфидных руд обычно резкие, прямолинейные. Вблизи контактов в руде нередко наблюдаются магнетитовые оторочки, а также включения амфиболитов, гранитов и материнских пород, и сплошные руды переходят в брекчиевидные. Вдоль контактов главной сульфидной жилы, приуроченной к сбросу, отмечаются отчетливые послерудные подвижки и динамометаморфизм руд. Наличие обломков гранитов в сплошных рудах указывает на относительно более молодой возраст оруденения и интрузии ультраосновных пород.

Сульфидные медно-никелевые руды Аллареченского месторождения резко разделяются на три типа (Яковлев, Яковлева, 1974): 1) сингенетические вкрапленные в перидотитах; 2) сплошные сульфидные; 3) вкрапленные в гнейсах и амфиболитах.

Главные рудные минералы здесь, как и в месторождениях Печенги, — пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит; второстепенные — ильменит, пирит, виоларит, макинавит, изредка кубанит, сфалерит, борнит, миллерит.

Первичные породообразующие минералы вкрапленных руд представлены оливином (до 20—50%), ромбическим пироксеном — гиперстеном (до 10%), вторичные — амфиболом, серпентином, иддингситом, хлоритом, биотитом, тальком и карбонатом, присутствующими в разных количествах.

Вкрапленные руды в перидотитах относятся к наиболее распространенному типу руды. Они составляют 80% всех запасов руд. Количество вкрапленных сульфидных выделений в породе варьирует от весьма густой вкрапленности до редкой; размер вкрапленников колеблется от 0,01 до 1—3 мм.

Среди многообразия форм сульфидной вкрапленности наиболее распространены следующие.

1. Ксеноморфные выделения сульфидов сложной формы и различных размеров в промежутках между идиоморфными зернами частично серпентинизированных оливина и пироксена. Этот тип минеральных сростаний характерен для сингенетических руд с типичной сидеронитовой структурой.

2. Каплеобразные выделения сульфидов в первичномагматических силикатах — пироксене и оливине. Такие выделения состоят обычно из смеси всех трех главных рудообразующих сульфидов — пирротина, пентландита и халькопирита.

3. Тончайшие просечки и вкрапленность сульфидов по трещинам в измененном оливине, пироксене, амфиболе и других силикатах.

4. Выделения сульфидов в тесных сростаниях с актинолитом и хлоритом в промежутках между псевдоморфозами вторичных силикатов по оливину и пироксену. Подобная вкрапленность преобладает в приконтактовых биотит-амфиболовых и хлорит-талковых породах. Она сходна с сульфидной вкрапленностью в гидротермально измененных ультраосновных породах Печенгского района.

5. Линзообразные и резко удлиненные агрегаты сульфидов в рассланцованных измененных перидотитах, возникшие в результате перекристаллизации первичных сульфидных руд под воздействием ориентированного давления.

В богатых вкрапленных рудах широко развита прожилковая форма сульфидного оруденения, представленная наложенными метасоматическими прожилками халькопирита и трещинными сульфидными жилами.

Сплошные сульфидные руды составляют 20 % от общих запасов руд. Для них характерны крупнозернистое строение и очень высокое содержание никеля, местами до 15—17 %. Нередко отмечается полосчатая текстура сплошных сульфидных руд, обусловленная появлением прожилков и линзочек более позднего пирита, образовавшегося метасоматическим путем по пирротину и пентландиту.

В сплошных рудах повсеместно отмечаются округлые включения боковых пород размером от 1 до 10—20 мм. Обломки представлены раздробленными и смятыми агрегатами амфибола и биотита. В одном случае встречен обломок микроклинового гранита. Количество обломков постепенно увеличивается к бокам жил, местами составляя 10—50 % рудной массы. В этом случае руда приобретает типичную брекчиевидную текстуру. Вблизи контактов жил сплошные руды раздроблены и деформированы послерудными подвижками. В тех редких случаях, когда по границе жилы не отмечается послерудных подвижек, массивная сульфидная руда словно припаяна к боковой породе.

Вкрапленное оруденение в гнейсах и амфиболитах не имеет самостоятельного значения. Сульфиды, главным образом халькопирит и борнит в сопровождении граната, биотита и амфибола, не выходят за пределы 1,5—2-метровой зоны экзоконтакта рудного массива.

В целом сульфидные руды Аллареченского месторождения, к настоящему времени полностью отработанного, характеризовались высоким содержанием никеля. Среднее содержание никеля в сплошных рудах 13,7 % (нередко до 18,5 %), несколько ниже содержание никеля в сульфидной фракции вкрапленных руд из-за явлений замещения пентландита более поздними магнетитом, макинавитом и даже серпентином. Эти явления в месторождениях Воронежского массива получили более широкое развитие и привели к резкому снижению качества руд.

Отношение Ni : Cu (также более высокое, чем в рудах Печенги) колеблется от 2,3 : 1 до 3,3 : 1; отношение Ni : Co от 50 : 1 до 80 : 1.

Месторождения Мончегорского района

Месторождения Мончегорского района находятся в пределах пластообразного дифференцированного интрузива основных и ультраосновных пород, залегающего между зеленокаменными вулканогенно-осадочными породами свиты Имандра-Варзуга и подстилающими их архейскими гнейсами (рис. 13). Общая площадь интрузива около 50 км². В плане он имеет форму широкой подковы и разделяется на три части: западную — массив гор Ниттис-Кумужья-Травяная, центральную — массив горы Сонча и восточную — массив Нью-Поаз.

Западная и центральная части интрузива внизу сложены перидотитами, сверху — пироксенитами — бронзититами. Среди пироксенитов выделяется несколько слоев течения, сложенных перидотитами и оливковыми пироксенитами. Некоторые из них несут вкрапленность сульфидов. Самые глубокие придонные слои представлены оруденелыми полевошпатовыми перидотитами, а вблизи контакта с гнейсами — норитами и габбро-норитами. Слоистость в общем повторяет корытообразную форму дна массива, который погружается на юго-запад под углом 10—15°.

Восточная часть интрузива сложена преимущественно норитами. Здесь помимо вертикальной расслоенности интрузива Е. Козловым (Геология и рудные месторождения..., 1956) отмечается горизонтальная зональность, выраженная в уве-

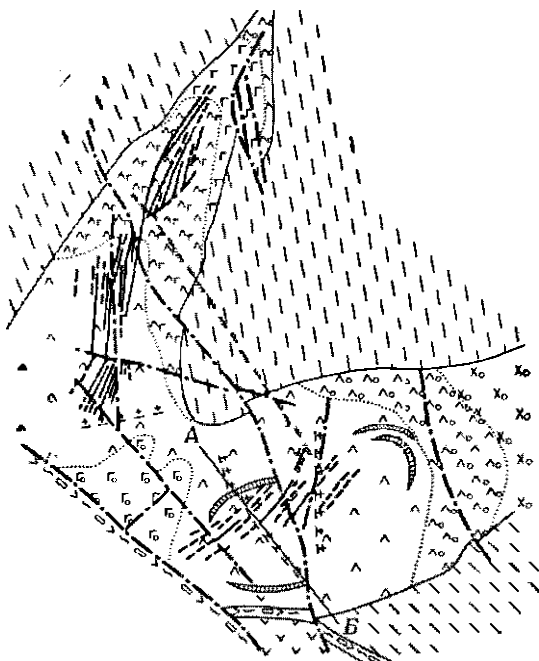
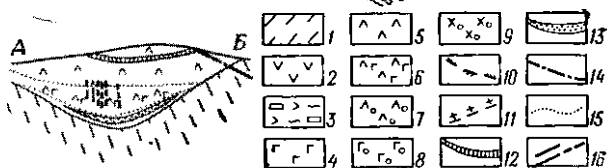


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Мончегорского плутона (массивы Ниттис-Кумужья-Травяная и Сопча).

1 — гнейсы архей; 2 — метагаббро и метагаббро-нориты; 3 — зона чередования основных и ультраосновных пород с метагабброидами Главного хребта Мончи; 4 — перидотиты; 5 — пироксениты; 6 — породы зоны перемежаемости пироксенитов и перидотитов; 7 — полевошпатовые пироксениты; 8 — оливиниты; 9 — меланократовые нориты; 10 — дайка кварцевого порфира; 11 — дайки диабазы; 12 — пласт вкрапленных руд «З30» горы Сопча; 13 — придонная залежь вкрапленных руд; 14 — тектонические нарушения; 15 — границы пород плутона; 16 — рудные жилы



личении в породах содержания плагиоклаза в направлении с запада на восток.

В Мончегорском рудном поле выделяются два морфогенетических типа сульфидного медно-никелевого оруденения: 1) пластообразные залежи сингенетических вкрапленных руд; 2) жилы сплошных сульфидных руд.

Месторождения вкрапленных руд

Донная залежь массива Ниттис-Кумужья-Травяная приурочена к горизонту существенно полевошпатовых пород основного состава. Залежь в поперечном сечении имеет серповидную форму в соответствии с формой дна интрузива (см. рис. 13). Мощность ее постепенно увеличивается к осевой части до 20—30 м. Оруденение отделено от контакта интрузива горизонтом безрудных кварцевых габбро-норитов мощностью 5—10 м. Верхняя и нижняя границы залежи устанавливаются по пределам минимального содержания металлов.

Сульфиды в породах образуют равномерную вкрапленность в промежутках

между силикатами, а нередко и замещают их. Состав сульфидов: пирротин (60%), пентландит (18—19%), халькопирит (16%), второстепенные — пирит, магнетит, хромит, ильменит. Содержание металлов в руде невысокое. Отношение Ni : Cu колеблется от 2 : 1 до 1,5 : 1. В руде содержатся кобальт, селен, теллур и др.

Рудный пласт Сопчи, или «пласт 330», пространственно приурочен к слою оруденелых перидотитов в массиве Сопча, выходящему на поверхность на отметке 330 м. Мощность оруденелых пород 2—4 м. Петрографический состав залежи неоднороден: в нижней части развиты оливиниты, выше залегают перидотиты, переходящие в эруптивную брекчию из оливинита и пегматоидного пироксенита. Содержание сульфидов и металлов примерно в 1,5 раза выше, чем в донной залежи.

Месторождение вкрапленных руд на горе Нюд приурочено к так называемому критическому горизонту, располагающемуся в зоне перехода от оливиновых норитов к нормальным норитам.

Выделяется несколько морфологических типов сульфидного оруденения: вкрапленный, прожилково-вкрапленный, прожилковый и гнездовой. Наиболее широко распространены вкрапленные руды, которые часто приурочены к участкам вмещающих пород пегматоидной структуры. Приуроченность отдельных участков сульфидных гнезд к системам тектонических трещин и присутствие жильного оруденения указывают на значительную роль тектонических процессов в формировании месторождений горы Нюд.

Главные рудные минералы — пирротин (83—92%), пентландит (5%), халькопирит (2—7%), магнетит (3%); с сульфидами ассоциируют амфибол, биотит, хлорит, тальк.

Месторождение сплошных сульфидных руд Ниттис-Кумужья-Травниая

Сульфидные жилы приурочены к крутопадающим продольным трещинам в осевой части массива и образуют рудное поле, состоящее из 50 отдельных параллельно расположенных жил и прослеживаемое на расстояние свыше 3,5 км (см. рис. 12). Месторождение полностью отработано. В последнее время аналогичные жилы в меньшем количестве разведаны в глубоких частях массива Сопча.

Мощность жил от 5 до 50 см, в раздувах увеличивается до 1—3 м; установлено закономерное уменьшение мощности жил с глубиной и полное их выклинивание в интервале 500—600 м выше подошвы интрузива. Ни одна из сульфидных жил не доходила даже до донной залежи вкрапленных руд. Протяженность жил по простиранию 100—1400 м, по падению 450 м. В южной части рудного поля жилы не выходили на дневную поверхность. Помимо крутопадающих продольных жил встречались также горизонтальные и очень короткие поперечные рудные перемычки, соединяющие основные жилы.

Форма рудных жил плитообразная. П. Лялин (1956 г.), детально изучивший рудные жилы в процессе отработки месторождения, отмечает следующие их типичные морфологические изменения: уступообразное изменение мощности, раздувы при переходе из одной трещины в другую, соединение и раздвоение, ответвления в форме тонких апофиз.

При пересечении даек сульфидные жилы часто расширяются или разветвляются на сеть тонких секущих прожилков (рис. 14). В местах раздува наблюдаются ксенолиты диабазов. Все это свидетельствует о том, что образование трещин разрыва, впоследствии выполненных сульфидными массами, происходило после внедрения дайкового комплекса. Контакты сульфидных жил с вме-

паяющими породами очень резкие. Околорудные гидротермальные изменения боковых пород незначительны и выражаются в образовании амфибола (антофиллита), а также тонкой сети жилок тальк-брейнеритового состава.

Сплошные руды состоят из зернистого агрегата пирротина (65—85%), в котором заметны включения пентландита, халькопирита и магнетита. Количественные соотношения пирротина и халькопирита в разных участках жил неодинаковы. Встречаются участки и прожилки, почти сплошь сложенные халькопиритом и кубанитом. В раздувах жил среди сульфидов нередко встречаются почти неизмененные крупные кристаллы плагиоклаза и пироксена.

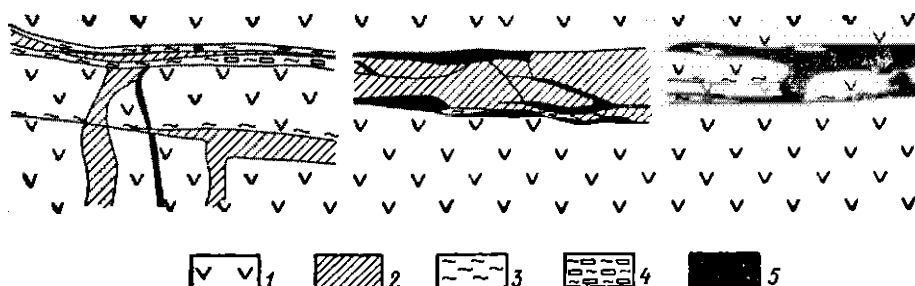


Рис. 14. Соотношение рудных жил и даек диабаза. Зарисовки кровли штрека.

1 — пироксениты; 2 — диабазы; 3 — рассланцованные пироксениты; 4 — рассланцованные пироксениты с обломками диабаза; 5 — сульфидные жилы

В южной части рудного поля на глубине установлены даже постепенные переходы руд в грубокристаллические габбро-пегматиты, сменяющиеся затем габбро-норитами. Пирит, как правило, в рудах отсутствует. Лишь в зонах послерудных скольжений и динамометаморфизованных руд появляются многочисленные выделения пирита по пирротину. Как показывают строение и минеральный состав руд, они образовались в одну стадию минерализации после застывания материнских пород и внедрения дайкового комплекса. Содержание металлов в сплошной руде (в %): Ni 1,5—6,5; Cu 0,5—22,0; Co 0,2—0,35.

Месторождения Воронежского массива

Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления Воронежского кристаллического массива генетически связаны с ультраосновными и основными массивами троснянско-мамонского комплекса, широко развитого в пределах нижне-среднелотарской песчано-сланцевой толщи воронцовско-оскольской серии, слагающей восточное крыло Мамонско-Петровской синклинорной зоны (рис. 15). Кристаллический фундамент этой территории залегает под покровом осадков палеозоя, мезозоя и кайнозоя мощностью от 50 до 200 м и более.

Геологическая позиция никеленосных интрузивов определяется приуроченностью их к зонам региональных глубинных разломов и оперяющих их трещин, прорслеживающихся в складчатой сланцевой толще в северо-северо-западном направлении на сотни километров. Геофизическими методами и бурением здесь закартировано свыше 300 интрузивов, из них в 20 установлена медно-никелевая минерализация.

Никеленосные интрузивы имеют округлую, удлиненно-вытянутую форму, располагаются преимущественно среди обогащенных углистым материалом

песчано-сланцевых пород с обильной пирит-пирротиновой минерализацией. Сложены они серпентинизированными дунитами, перидотитами, пироксенитами и габбро-норитами. Нередко встречаются крупные более поздние массивы габбро и габбро-норитов. Магматический процесс завершился формированием небольших тел гранитоидов (кварцевые диориты, адамеллиты).

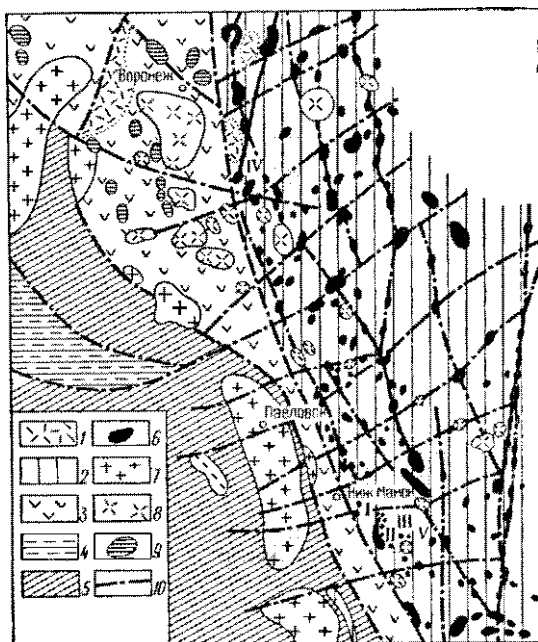


Рис. 15. Схема геологического строения и размещения основных и ультраосновных интрузий юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. Составлена по материалам С. Молоткова, Ю. Зайцева, О. Египко, Н. Чернышева.

1 — курбакинско-байгоровская толща; 2 — песчано-сланцевая толща воронцовско-оскольской серии; 3 — вулканогенная толща воронцовско-оскольской серии; 4 — курская метаморфическая серия; 5 — обонь-михайловская серия; 6 — основные и ультраосновные породы трошанско-мамоновского комплекса; 7 — граниты и гранодиориты павловского комплекса; 8 — плагиограниты, диориты стойленско-усманского комплекса; 9 — основные и ультраосновные породы; 10 — тектонические нарушения. Месторождения и рудопроявления: I — Нижнемамонское, II — Подколодновское, III — Юбилейное, IV — Остаховское, V — Мартовское

Повышенное содержание в породах хрома, титана, калия, натрия и сульфидов никеля, низкое отношение молекулярных количеств магния и железа указывают на близость родоначальной магмы к перидотитовой (Чернышев, 1971).

Возраст интрузий (по определению калий-аргоновым методом) среднепротерозойский (1770—1980 млн. лет).

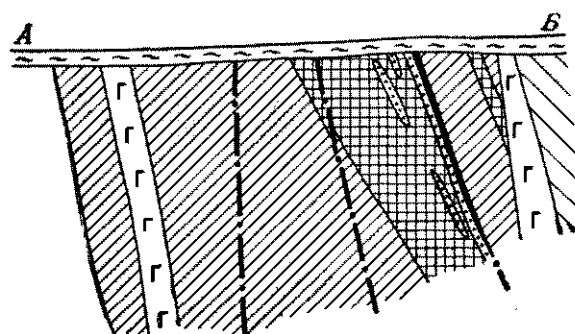
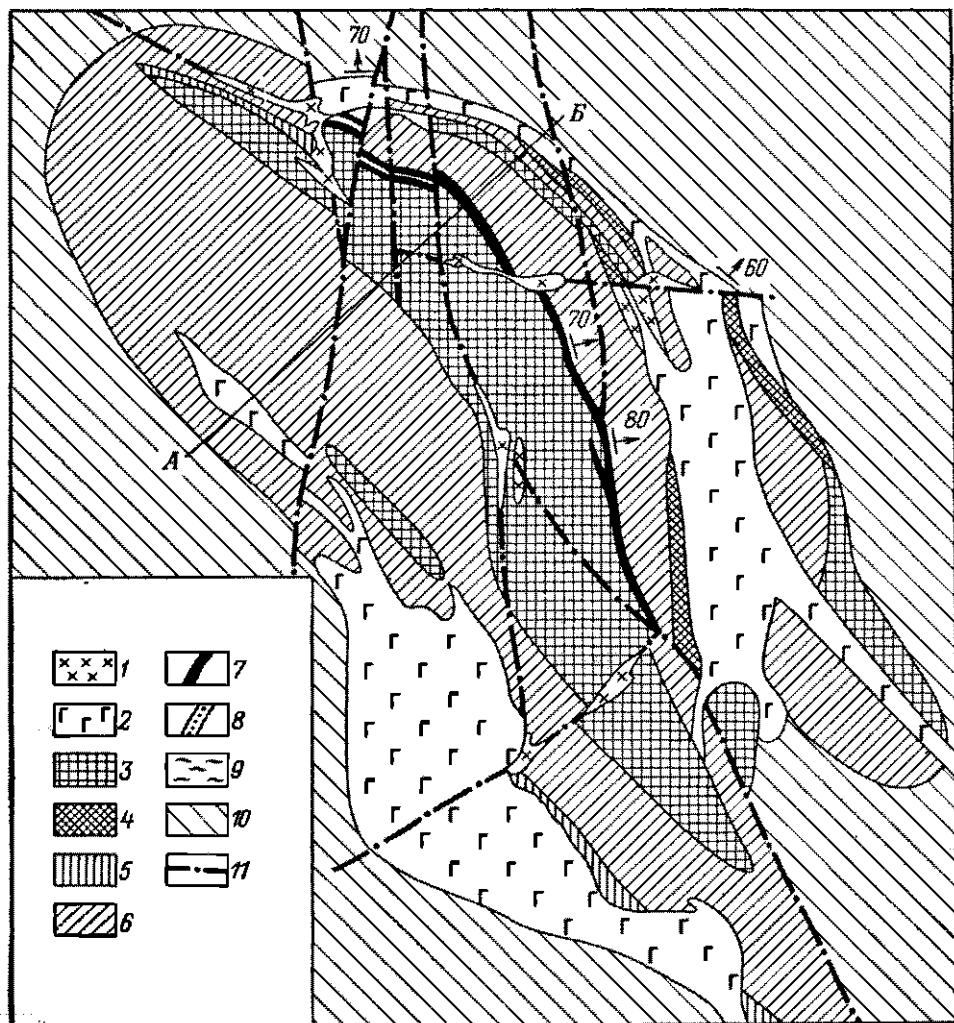
В юго-восточной части Воронежского кристаллического массива разведаны Нижнемамонское и Подколодновское медно-никелевые месторождения, а также Юбилейное, Остаховское, Мартовское, Садовское и ряд других рудопроявлений (Горбунов и др., 1970).

Нижнемамонское месторождение

Нижнемамонское месторождение находится к юго-востоку от г. Павловска близ с. Нижний Мамон. Оно приурочено к дифференцированному габбро-перидотитовому интрузиву эллипсоидальной формы, вытянутому в северо-западном направлении в соответствии с общим простиранием вмещающей его песчано-сланцевой толщи воронцовско-оскольской серии (рис. 16). Интрузив круто падает на северо-восток под углами 70—80°, местами лежащий бок его выполаживается

Рис. 16. Схема геологического строения Нижнемамонского месторождения.

1 — диориты; 2 — габбро-нориты; 3 — перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты); 4 — плагиоклазовые перидотиты; 5 — оливковые пироксениты; 6 — серпентиниты; 7 — аподунитовые серпентиниты (рудные); 8 — рудная минерализация; 9 — породы осадочного чехла; 10 — песчано-сланцевая толща воронцовской серии; 11 — тектонические нарушения



до 40—60°. Протяженность интрузива 4 км, площадь на выходе около 6 км². Он разбит на ряд блоков серий круто падающих на восток под углами 70—80° субмеридиональных сбросов; отмечены также субширотные тектонические нарушения, падающие на север и юг под углами от 40 до 70—80°.

Сложен интрузив преимущественно ультраосновными породами: перидотитами (свыше 70 %) и дунитами (около 2 %), большей частью превращенными в серпентиниты, а также оливиновыми пироксенитами (2 %), которые прорваны мезо- и лейкократовыми габбро-норитами и габбро второй интрузивной фазы. В целом наблюдается следующая последовательность в чередовании пород (снизу вверх): гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, оливиновые пироксениты. Дуниты, образующие сравнительно выдержанный горизонт мощностью 7—15 м висячем боку центральной перидотитовой полосы, заключают основную массу вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд.

В пределах интрузива разведаны два рудных тела: Основная рудная залежь и Нижнее.

Основная рудная залежь приурочена к зоне контакта серпентинизированных дунитов с перидотитами и оливиновыми пироксенитами, осложненной межпластовым тектоническим нарушением. Общая протяженность залежи более 2000 м, она прослежена на глубину 250—350 м. Границы рудной залежи нечеткие; участки относительно богатого оруденения чередуются с участками убогих рассеянных руд. Нижняя часть залежи обычно сложена бедными вкрапленными рудами в перидотитах и оливиновых пироксенитах с содержанием Ni 0,2—0,6 %, Cu 0,15—0,4 %. Выше в серпентинизированных дунитах располагаются наиболее богатые равномерно и густо вкрапленные руды (с содержанием никеля от 0,5 до 0,95 % и меди — до 0,8 %), среди них встречаются жильные тела массивных и брекчиевидных сульфидных руд. Верхняя часть рудной залежи представлена оруденелыми серпентинитами, в которых сульфидная вкрапленность и содержание металла постепенно уменьшаются от лежачего бока к висячему, обуславливая ее асимметричное строение. Рудная залежь сопровождается шлейфами рассеянного сульфидного оруденения, нередко образующего в разрезе массива ряд самостоятельных зон.

Рудное тело Нижнее также приурочено к донной части линзообразного слоя серпентинизированных дунитов. Оно отличается более однородным строением и местами сложено густо вкрапленными рудами полосчатой текстуры.

Значительный интерес представляют также маломощные (0,3—0,4 м) жильные тела массивных сульфидных руд, пространственно приуроченные к контакту ультраосновных пород с прорывающими их дайками гранитоидов. Содержание никеля в сплошных сульфидных рудах не превышает 2—3 %.

Подколодновское месторождение

Подколодновское месторождение расположено к югу от Нижнемамонского. Оно приурочено к штокообразному крутопадающему гипербазитовому массиву площадью около 3 км², имеющему концентрически-зональное внутреннее строение, обусловленное многократным чередованием полос ультраосновных пород различного состава, параллельных его контактовой поверхности (рис. 17). Среди ультраосновных пород отмечены серпентиниты (55—60 %), перидотиты (гарцбургиты, верлиты, лерцолиты) и их роговообманковые разновидности (20—25 %), оливиновые пироксениты (1—2 %). В центральной части штока ультраосновные породы нацело серпентинизированы. Вкрапленное сульфидное оруденение приурочено к слоям серпентинизированных дунитов или горизонтам

тонкого чередования их с перидотитами и оливиновыми пироксенитами. На месторождении выделены две рудные залежи — Западная и Центральная, имеющие в плане форму полукольца.

Западная залежь протяженностью свыше 1000 м располагается вблизи контакта интрузива, круто падает к центру его и прослежена на глубину 250—300 м. Сульфидное оруденение в пределах залежи концентрируется в виде удлиненных линз или полос мощностью 0,5—5 м и протяженностью от 100 до 600 м. Расстояние между рудными линзами варьирует от 3—5 до 15—20 м. Нижняя часть залежи сложена гнездово-вкрапленными сульфидными рудами в амфиболизированных перидотитах, а верхняя — равномерно вкрапленными рудами в серпентинитах. Содержание никеля в них колеблется от 0,4 до 1,2%. В ряде случаев к зонам дробления приурочены жилы и гнезда сплошных и вкрапленно-прожилковых сульфидных руд.

Центральная залежь протяженностью 300—350 м приурочена к полосе нацело серпентинизированных дунитов или к участкам тонкого переслаивания их с

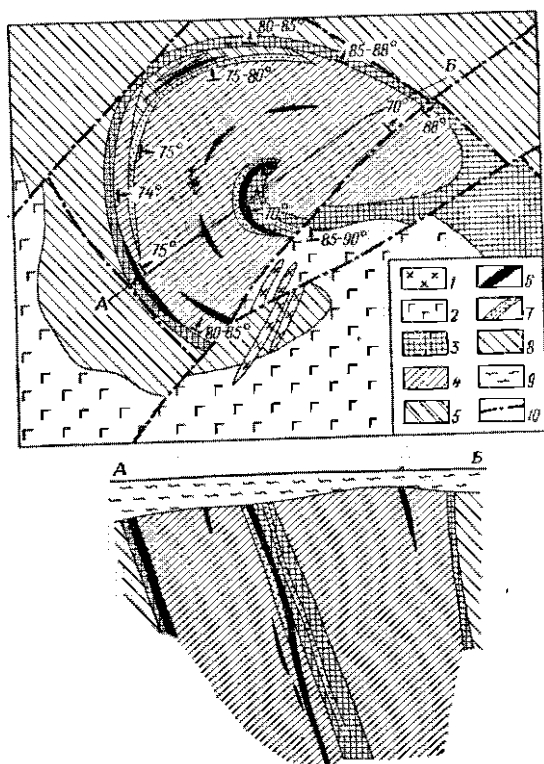


Рис. 17. Схема геологического строения Подколдовского месторождения.

1 — диориты; 2 — габбро-диориты; 3 — перидотиты; 4 — серпентиниты; 5 — дуниты; 6 — аподунитовые серпентиниты (рудные); 7 — рудная минерализация; 8 — песчано-сланцевые отложения и гнейсы воронцовской серии; 9 — породы осадочного чехла; 10 — тектонические нарушения

перидотитами и оливиновыми пироксенитами. Густо вкрапленные сульфидные руды образуют в пределах залежи несколько прерывистых по простиранию и падению линзообразных тел, ориентированных в соответствии с общей стратификацией никеленосного массива.

Помимо отмеченных рудных залежей в пределах массива среди серпентинитов встречаются многочисленные зоны сульфидно-магнетитовой минерализации. Сульфиды во вкрапленниках почти нацело замещены магнетитом в ассоциации с серпентинитом; при этом можно наблюдать все стадии процесса их замещения. По текстурно-структурным особенностям сульфидно-магнетитовая минерализация в серпентинитах (так называемые теневые руды) обладает удивительным сходством с обычными вкрапленными и гнездово-вкрапленными сульфидными рудами в перидотитах и дунитах.

Таким образом, сульфидное медно-никелевое оруденение в гипербазитах Воронежского кристаллического массива концентрируется в виде круто- и пологопадающих согласных с их внутренней структурой пластообразных залежей ликвационных вкрапленных руд, сочетающихся с жилами массивных

и брекчиевидных руд, приуроченных к обогащенным оливином слоям серпентинитов (измененных дунитов и перидотитов), участкам переслаивания их с другими разностями ультраосновных пород и эндоконтактовым зонам интрузивных тел.

Сульфидные медно-никелевые руды воронежских месторождений разделяются на два основных типа: 1) вкрапленные руды в измененных ультраосновных породах; 2) сплошные и брекчиевидные руды. Из трех главных рудообразующих сульфидов в обоих типах руд резко преобладает пирротин (85—95%); содержание пентландита и халькопирита не превышает 3—8%. Из второстепенных сульфидов отмечаются кубанит, макинавит, валлериит, пирит, марказит, борнит, халькозин и др. Во вкрапленных рудах широко распространены хромшпинелиды и магнетит.

Вкрапленные руды слагают подавляющую массу рудных тел. Сульфидные вкрапленники размером от 1 до 5 мм (редко до 12 мм) располагаются в промежутках между псевдоморфозами серпентина по оливины и, несмотря на интенсивный метаморфизм, в руде легко обнаруживается реликтовая сидеронитовая структура.

Сплошные и брекчиевидные руды наблюдаются в виде жил и гнездообразных выделений мощностью до 0,5—1,5 м, приуроченных к трещинам разрыва в приподожвенных частях массивов с богатым вкрапленным оруденением, или вдоль контактовых поверхностей. Обломки силикатов размером от 1 до 25 мм имеют округлую форму, состоят из серпентинизированного оливина. Количество их не превышает 25—30%.

Общей особенностью минерального состава обоих типов руд является их интенсивный гидротермальный метаморфизм, при котором сульфиды никеля и меди в значительной мере подверглись замещению вторичным магнетитом вплоть до образования полных псевдоморфоз (так называемые теневые руды, по Н. Чернышеву). Именно этим явлением и можно объяснить относительно низкое содержание никеля и меди в густо вкрапленных, а также в сплошных и брекчиевидных рудах.

Месторождения Норильского района

Сульфидное медно-никелевое оруденение в Норильском районе впервые было установлено в 1920 г. на месторождении Норильск I Н. Урванцевым. В связи с открытием Талнахского, а затем Октябрьского месторождений (Г. Маслов, В. Егоров, Е. Суханова, В. Нестеровский и др.) Норильский район по запасам сульфидных медно-никелевых руд выдвинулся на первое место в Советском Союзе.

Норильский рудный район занимает крайнюю северо-западную окраину Сибирской платформы (рис. 18). Его геологическая структура сформировалась под воздействием тектонических движений, имевших место в позднегерцинский период в Енисейской складчатой зоне. Основной структурный элемент района — Хантайско-Рыбинский вал — ограничен с запада Норильско-Хараелахским, а с востока Имангдинским региональными глубинными разломами. Норильско-Хараелахский разлом, к которому приурочены главнейшие месторождения, фиксируется в виде линейной флексуры, вытянутой вдоль осей Норильской и Хараелахской мульд, разделенных небольшим антиклинальным поднятием.

Нижний структурный ярус платформенного чехла сложен карбонатными и глинистыми осадками нижнего и среднего палеозоя. Выше с резким угловым несогласием налегает континентальная песчано-аргиллитовая угленосная тол-

ща среднего карбона — перми (тунгусская серия), которая многократно перекрывается базальтами, туфами и туффитами верхней перми и триаса.

Выделяются четыре цикла траппового вулканизма (Годлевский, 1959): 1) пермский — субщелочные титан-авгитовые базальты и силлы титан-авгитовых порфиритов; 2) первый триасовый — вначале андезито-базальты, затем пикритовые базальты и силлы пойкилофитовых долеритов; 3) второй триасовый — базальты и интрузии рудоносных габбро-долеритов; 4) третий триасовый — базальты и дайки габбро-долеритов.

Трапповый вулканизм во времени сопряжен с интенсивными тектоническими движениями, обусловившими образование брахискладок и разломов и вывод по ним основной магмы с больших глубин. Дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района представляют собой особую глубинную ветвь трапповой магмы, переходную к подкоровому хондритовому веществу (М. Годлевский). Они относятся к гипабиссальной фации глубинности. Форма интрузивов пластообразная, неправильная, корытообразная, обусловленная локализацией в пологих синклинальных складках вдоль межформационных срывов в осадках девона и тунгусской серии и лишь изредка вдоль контактовых поверхностей с базальтами.

Рудоносные дифференцированные интрузии имеют анизотропное строение — от более основных дифференциатов (пикритовых долеритов) внизу до более кислых — гибридных пород — вверху.

В Норильском рудном районе известны следующие сульфидные медно-никелевые месторождения, генетически и пространственно тесно связанные с дифференцированными интрузивами габбро-долеритов: Норильск I, Норильск II, Гора Черная, Талнахское, Октябрьское, Имангда и ряд рудопроявлений. Все месторождения, за исключением Имангды, располагаются в зоне Норильско-Хараелахского глубинного разлома (см. рис. 18). Отношение $Ni : Cu : Co$ в рудах месторождений Норильского района составляет: 1) в сплошных 30—20 : 30—120 : 1; 2) во вкрапленных в интрузиве 27—15 : 21—51 : 1; вкрапленных и прожилково-вкрапленных в породах экзоконтакта 40—25 : 40—500 : 1.

Месторождение Норильск I

Месторождение Норильск I приурочено к одноименному дифференцированному интрузиву пластообразной формы, вытянутому в северо-восточном направлении на 12 км. Мощность его колеблется от 30 до 350 м, в среднем составляя около 130 м (рис. 19). В поперечном сечении он имеет линзовидную с крутыми бортами форму. На севере интрузив расчленяется на две ветви — западную («Угольный ручей») и восточную («Медвежий ручей»).

Подстилающие породы представлены пермскими осадками, трахидолеритами, трахибазальтами и андезито-базальтами; в кровле залегают базальты с толеитовой структурой.

Подшва интрузива характеризуется наличием мульдообразных прогибов и воронок глубиной до 150 м и шириной до 600—1000 м, килевых выступов, крутых и пологих флексурообразных изгибов бортов. Кровля интрузива более ровная с нологими куполообразными вздутиями и усложняется лишь в головной части наличием маломощных апофиз.

Внутреннее строение интрузива отличается четкой расслоенностью, с закономерным чередованием пород (сверху вниз): 1) эруптивные брекчии, гибридные породы и такситовые долериты; 2) габбро-диориты, габбро- и оливинсодержащие долериты; 3) оливиновые габбро и норит-долериты; 4) пикритовые габбро-

и норит-долериты; 5) такситовые и контактовые долериты. Ультраосновные дифференциаты слагают до четверти разреза интрузива (рис. 20).

Контактово-метасоматические изменения в целом незначительны. Кроме маломощного ореола роговиков в трещинных зонах устанавливаются известковые скарны. Широко развиты процессы наложенной биогитизации и хлоритизации, часто отмечаются околорудные альбит-микроклиновые породы.

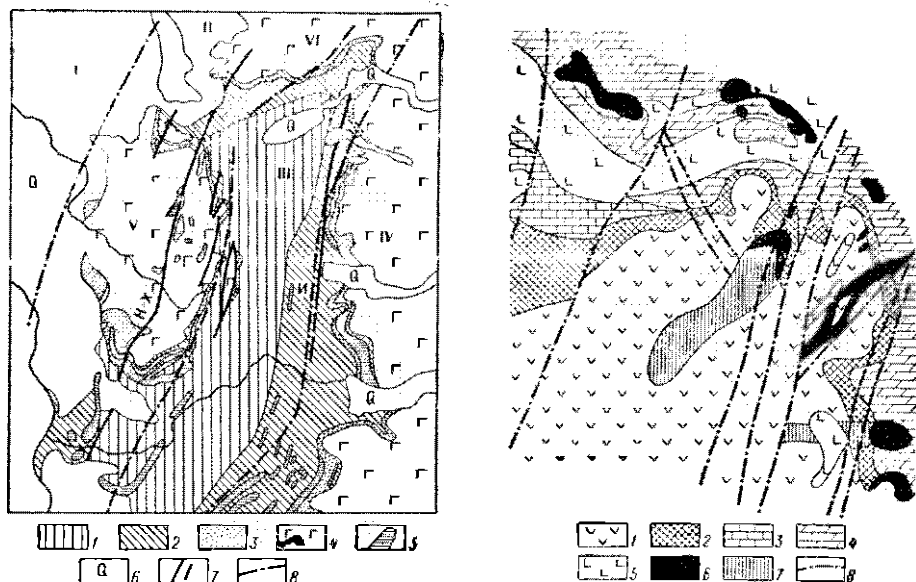


Рис. 18. Геолого-тектоническая схема Норильского района. Составлена по материалам Норильской экспедиции.

1 — нижний палеозой (C_{1-2} —O) — морские отложения; 2 — средний палеозой (S — C_1) — морские и лагунные отложения; 3 — верхний палеозой (C_2 — P_2) — континентальные отложения; 4 — лавовая толща (Т); 5 — интрузии траппов; 6 — четвертичные отложения; 7 — разломы; 8 — границы тектонических структур. Главные тектонические структуры: I — Дудинский вал, II — Норильско-Хараелахский прогиб, III — Хантайско-Рыбинский вал, IV — Тунгусская синеклиза, V — Норильская муфта, VI — Хараелахская муфта, Н—Х — Норильско-Хараелахский разлом, И — Имандгинский разлом

Рис. 19. Схематическая геологическая карта Норильского рудного поля. По М. Смирнову (1963).

1 — эффузивная вулканогенная серия; 2 — тунгусская серия; 3 — известняки нижнего карбона; 4 — девонские отложения; 5 — недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии габбро-диабазов; 6 — дифференцированные интрузии габбро-диабазов; 7 — контуры подземного продолжения интрузий; 8 — сбросы

Сульфидное медно-никелевое оруденение представлено преимущественно в виде вкрапленности и гнездообразных скоплений нирротина, пентлакдита и халькопирита, главным образом в нижних богатых оливином дифференциатах: пикритовых, такситовых и контактовых долеритах. Более ограничено распространены шпировые рудные тела среди такситовых долеритов в придонной части интрузива. Руды в этих шпирях содержат большое количество основного плагиоклаза, оливина, пироксена и постепенно переходят в бедную вкрапленность. Локально развиты и типичные жильные тела сплошных сульфидов, располагающиеся в низах интрузива и в подстилающих породах, а также прожилково-вкрапленное оруденение в породах экзоконтакта.

В целом сульфидное оруденение образует сравнительно выдержанный рудный горизонт, совпадающий в плане с контурами интрузива (см. рис. 19).

В пределах этого горизонта выделяется ряд слоев в зависимости от изменения морфологии и внутреннего строения интрузива.

В вертикальном разрезе внутри тел на фоне рядовых (10—20% сульфидов) выделяются слои богато вкрапленных (20—50% сульфидов) руд, в отдельных местах отмечается до шести расположенных друг над другом таких прослоев. Наибольшая мощность вкрапленных руд (до 20 м) характерна для глубоких мультисубгоризонтальных прогибов подошвы интрузии и в пределах килевых частей, при соответственном сокращении мощности на пологих участках и в крутых флексуриобразных перегибах.

В плане контуры тел богато вкрапленных руд частично совпадают с контуром жильных полей сплошных сульфидных руд. Степень изменения концентрации сульфидов по мощности значительно больше, чем в плане.

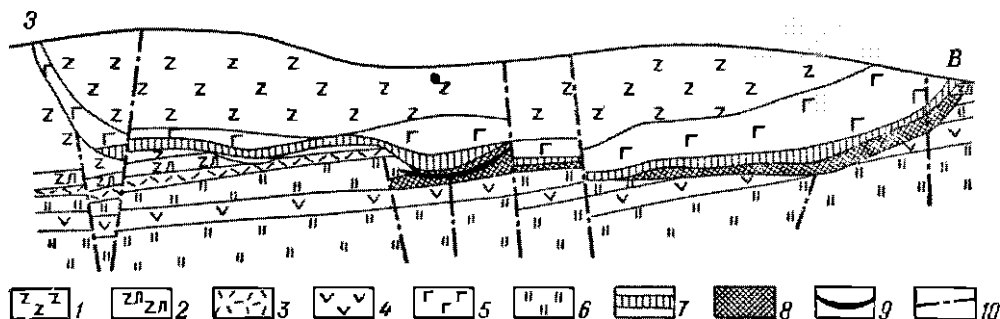


Рис. 20. Геологический разрез месторождения Норильск I. По А. Тарасову (1968).

1 — эффузивы наращенные; 2 — лабрадоритовые базальты; 3 — титан-авгитовые базальты; 4 — силлы титан-авгитовых долеритов; 5 — габбро-долеритовая интрузия Норильск I; 6 — осадочные породы тунгусской серии; 7 — вкрапленные руды в интрузии; 8 — вкрапленные руды в породах экзоконтакта; 9 — жильные руды; 10 — тектонические нарушения

Для пикритовых габбро-долеритов наиболее характерна мелкая интерстиционная и крупная каплевидная вкрапленность сульфидов, причем обычно сверху вниз по разрезу количество сульфидов возрастает (максимумы отмечаются в 2—5 м выше почвы пикритов). Такситовым и контактовым габбро-долеритам свойственна крупногнездовая и лепешкообразная вкрапленность, встречаются и мелкие сульфидные прожилки. Состав руд обычный — пентландит-халькопирит-пирротинный. Из второстепенных минералов присутствуют магнетит, кубанит, минералы платиноидов. Отношение $Ni : Cu$ соответствует 1 : 1,5; $Co : Ni$ — 1 : 19.

Морфология и состав тел прожилково-вкрапленных руд в экзоконтакте интрузива Норильск I наиболее сложны и изменчивы. В целом они образуют вокруг него прерывистый ореол на расстоянии до 15 м при средней мощности промышленных руд 7—8 м. Интенсивность оруденения во многом зависит от состава вмещающих пород. В песчано-глинистых осадках тунгусской серии обычно густая мелкая или крупная редкая вкрапленность, встречаются крупные линзовидные тела, характеризующиеся мелкопрожилковым развитием сульфидов, а также присутствием маломощных коротких жил, линз и гнезд сплошных сульфидов. В покровах метаморфизованных базальтов преобладает округлая («миндалевидная») крупная вкрапленность сульфидов, образующая ряд прерывистых полос богатых так называемых контактных руд. В силлах титан-авгитовых долеритов преобладают мелкопрожилковые руды, тяготеющие к полям жильных руд.

В ряде случаев устанавливается закономерное изменение состава руд с удалением от контакта интрузива: от халькопирит-пирротин-пентландитового через халькопирит-миллеритовый к халькопирит-пиритовому. Самой внешней является зона пиритизации без цветных металлов.

Большинство исследователей норильских месторождений считают, что контактные руды образовались за счет инъекции сульфидов из материнского интрузива. По мнению Г. Роговера (1959), они более древние, доинтрузивные, возникли гидротермальным путем, причем часть их была позднее ассимилирована габбро-долеритовой магмой.

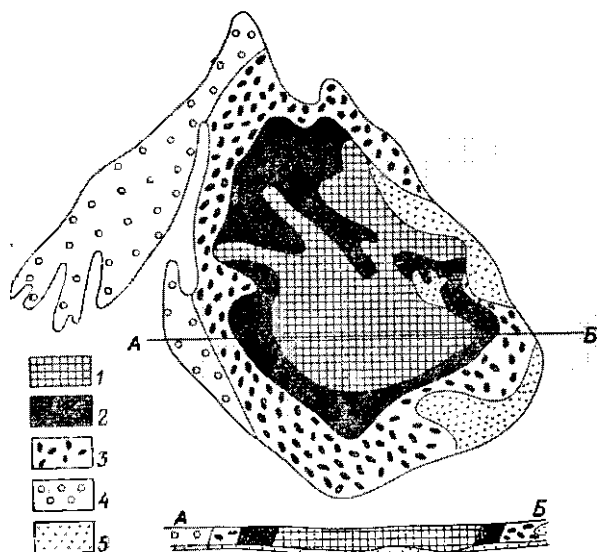


Рис. 21. Схема зонального строения одного из тел сплошных руд месторождения Норильск I (план и разрез по северной стенке камеры 30). По В. Изюмко (1968 г.).

1 — массивные пентландит-халькопирит-пирротин-кубанитовые руды; 2 — массивные пентландит-кубанит-пирротин-пиритовые руды; 3 — петельчатые пентландит-кубанит-пирротин-пиритовые руды; 4 — петельчатые пентландит-халькопирит-пирротин-пиритовые руды; 5 — оруденелые песчаники

Шлиры сплошных сульфидов, вскрытые в первые годы разведочных работ на северном мысе горы Рудной и в настоящее время отработанные, представляли собой сравнительно крупные (до $200 \times 100 \times 20$ м) лиязообразные тела с тупо закругленной северной частью. В окружающих такситовых долеритах вблизи шпиров наблюдался двухметровый ореол богато вкрапленных руд, пересекавший контакт интрузива.

Жилы сплошных руд преимущественно развиты в северной части интрузии, они обладают резкими, хотя и неровными, границами и имеют сложную форму; развиты следующие морфологические типы: плитообразный, лиязообразный, камерный, четковидный, ветвистый, сложнопараллельный и др. Жилы приурочены к пологой тектонической зоне, пересекающей как приподошвенные части интрузии, так и вмещающие породы. Максимальные мощности жил в центральной части достигают 3—4 м, в отдельных местах до 6—7 м.

По текстурным особенностям среди сплошных руд выделяются массивные, петельчатые, порфировые, полосчатые, брекчиевые, брекчиевидные и брекчированные, а по минеральному составу — пирротин-пиритовые, халькопирит-пирротин-пентландитовые, кубанит-пентландит-халькопиритовые, существенно халькопиритовые или кубанитовые, борнит-халькозин-пиритовые и миллерит-пиритовые руды.

В некоторых жильных телах установлена горизонтальная зональность в размещении этих типов руд (рис. 21). Иногда отмечаются пересечения жил

разного минерального состава. Так, вертикальные пентландит-халькопиритовые жилы горы Рудной секут пологие существенно пирротиновые жильные тела. Отношение $Ni : Cu$ в пирротиновых жилах 1 : 0,8; в халькопиритовых — от 1 : 2 до 1 : 5.

Для минерального состава руд месторождения Норильск I характерно наложение на более раннюю минерализацию магматического этапа более низкотемпературных минеральных ассоциаций с замещением ранних минералов типичными гидротермальными: карбонатами, хлоритом, галенитом, сфалеритом и др. (Генкин, 1964, 1968).

Месторождение Норильск II

Расположенное по соседству с месторождением Норильск I месторождение Норильск II обладает более сложной морфологией. В целом это хонолит с дайкообразным стволом, характеризующийся незакономерным чередованием в разрезе пикритовых и такситовых долеритов. Вкрапленное оруденение в обогащенных оливином породах сравнительно бедное, лишь во фронтальной части среди такситов отмечаются шпировидные выделения сплошных сульфидов.

Месторождение Гора Черная

Месторождение представляет собой пластообразную, вытянутую в широтном направлении залежь, корытообразную в поперечном сечении. Для рудоносного дифференцированного интрузива (мощность до 200 м) характерны значительная мощность кислых гибридных пород в кровле и широкий (до 40 м) ореол контактовых изменений (роговики, магнезиальные и известковые скарны). Последовательность дифференциатов выдерживается хорошо. Горизонт вкрапленных руд приурочен также к пикритовым, такситовым и контактовым долеритам. Состав их аналогичен составу руд месторождения Норильск I.

Месторождения Талнахское и Октябрьское

Талнахское месторождение, находящееся к северу от месторождения Норильск I, открыто в 1961 г. В процессе детальной разведки к северо-западу от него было открыто Октябрьское месторождение.

Геологические особенности рудного поля. В строении Талнахского рудного поля принимает участие тот же комплекс пород, что и на месторождении Норильск I: карбонатно-глинистые сульфатоносные осадки девона, песчано-сланцевые отложения пермокарбона (тунгусская серия), туфогенно-лавовая толща пермо-триаса и комплекс недифференцированных и дифференцированных трапповых интрузивов триасового возраста.

Тектоническое строение поля определяется его приуроченностью к юго-западному флангу Хараелахской мульды, пересекаемому зоной Норильско-Хараелахского рудоконтролирующего глубинного разлома субмеридионального простирания (см. рис. 18). Преобладает моноклиналиное залегание пород с падением на северо-восток под углами от 5 до 15°. В палеозойских осадках отмечаются линейные приразломные малоамплитудные складки, в толще базальтов — разноориентированные смещения отдельных блоков.

Основной разрывной тектонической структурой района является Центральный грабен, образованный главным швом Норильско-Хараелахского глубинного разлома и системой сопряженных сбросов и поперечных малоамплитудных

нарушений (рис. 22). В зоне глубинного разлома породы, подстилающие отложения тунгусской серии, смяты в крупную флексурную складку, которая морфологически выражена резким воздыманием слоев глубоко размытого палеозоя и явилась результатом перемещения блоков фундамента.

Восточная часть рудного поля в тектоническом отношении представляет собой моноклираль, осложненную лишь несколькими субпараллельными нор-

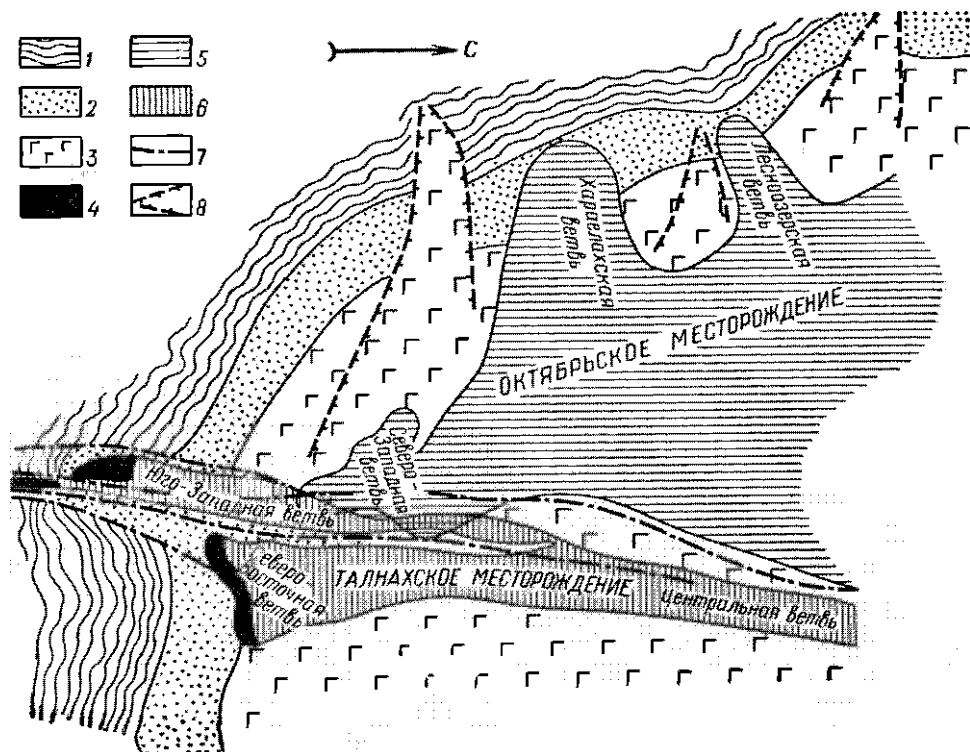


Рис. 22. Схема геологического строения Талнахского рудного поля. По В. Кравцову и др. (1970 г.).

1 — средне-нижнепалеозойские карбонатно-мергелистые отложения; 2 — терригенные осадки тунгусской серии (C_2-P); 3 — вулканогенная толща нижнего триаса; 4 — выходы рудоносной интрузии под четвертичные отложения; 5 — площадь распространения ветвей нижнего рудного этажа; 6 — площадь распространения ветвей верхнего рудного этажа; 7 — тектонический шов Центрального грабена; 8 — трещинно-блоковые провальные структуры

мальными сбросами, ступенчато сдвигающими блоки пород по мере приближения к глубинному разлому. Западная часть, наоборот, имеет сложное мозаично-блоковое строение с широким развитием пликтивных и дизъюнктивных дислокаций. Характерны структуры проседания над кровлей интрузивных тел, сопряженные с флексуро-сбросовыми смещениями вдоль бортов и синклиналиными прогибами ниже подошвы рудоносных интрузий.

Структура месторождений. Формирование Талнахского и Октябрьского месторождений генетически и пространственно связано со становлением межпластового дифференцированного разветвленного Талнахского массива габбро-долеритов. Ветви интрузива в плане расходятся от предполагаемого подводящего канала, расположенного в северо-восточной части рудного поля (см.

рис. 22). В поперечном сечении они имеют линзовидную или корытообразную форму. Фронтальная часть интрузива на юге эродирована и породы обнажаются под четвертичными отложениями; к северу наблюдается постепенное слабосекущее погружение массивов от подошвы туфолавовой толщи до карбонатно-глинистых осадков нижнего девона.

Собственно Талнахское месторождение приурочено к интрузивным ветвям так называемого верхнего рудного этажа: северо-восточной, центральной и юго-западной (Кравцов и др., 1971; Егоров, Суханова, 1963; Смирнов, 1966; Кавардин, Митенков, 1971). Эти ветви, имеющие в плане форму узких лент, вытянуты на много километров вдоль главного шва глубинного разлома и представляют собой отдельные части единого интрузивного тела, разобранного сбросами. Мощность интрузивных тел (ветвей) меняется от 250 до нескольких метров на участках выклипывания.

В пределах нижнего рудного этажа выделяются Северо-Западная, Хараелахская и Лесноозерская ветви, залегающие в породах девона и слагающие собственно Октябрьское месторождение. Это менее мощные (до 100—150 м) пластообразные тела, на флангах расщепляющиеся на серию апофиз и послонных инъекций, местами имеющих характер магматической брекчии.

В районе Талнахского месторождения буровыми скважинами среди пород девона подсечен еще один дифференцированный так называемый Нижнеталнахский интрузив, имеющий мощность от 175 до 380 м. Форма его пластообразная с двумя штокообразными выступами вблизи зоны глубинного разлома. В отличие от вышеохарактеризованных данный массив песит лишь сравнительно бедное вкрапленное оруденение в приподошвенной части.

Интрузивные ветви представляют собой в различной степени расслоенные магматические тела, в общем случае с закономерным чередованием следующих горизонтов (сверху вниз): 1) эруптивные брекчии, контаминаты и лейкократовые габбро; 2) габбро-долериты (метадолериты) и кварцсодержащие долериты; 3) безоливиновые и оливинсодержащие долериты; 4) оливинные долериты; 5) пикритовые долериты, оливиниты и троктолиты; 6) такситовые и контактовые долериты. Обогащенные оливинном пикритовые долериты составляют около 10 % мощности интрузива, в юго-западной ветви — до 20 %.

Особенностью внутреннего строения Хараелахской ветви является отсутствие, как правило, отмеченной последовательности отдельных дифференциатов. Устанавливается их переслаивание и смещение ультраосновных пород к кровле массива, а также широкое развитие магматических псевдобрекчий (обломки габбро-долеритов цементируются такситовыми долеритами и лейкогаббро).

Рудоносные интрузивы сопровождаются мощным (до 150—200 м) ореолом вмещающих метаморфических пород, ширина которого уменьшается от фронтальных к прикорневым частям. Основная масса измененных пород локализуется в кровле интрузий, в нижнем экзоконтакте их мощность в среднем около 20 м. Контактные роговики развиты крайне незначительно, наиболее распространены метасоматиты альбит-микроклинового состава, магнезиальные скарноиды, серпентиниты и известковые скарны. Локально отмечаются околорудные метасоматиты и пострудные препитовые, кальцитовые, кварцевые и другие гидротермальные жилы.

В пределах многочисленных зон разломов распространены милониты, бласомилониты и катаклазиты по осадочным и магматическим породам, а также по сульфидным рудам.

Основная масса сульфидных медно-никелевых руд локализуется в придонной части интрузива. Главными рудоносными дифференциатами служат

пикритовые, такситовые и контактовые долериты; иногда вкрапленность отмечается и в породах габбрового состава. Экзоконтактовые прожилково-вкрапленные руды развиты в измененных осадочных породах, преимущественно в периферических частях массива, на участках его выклинивания.

В соответствии с размещением отдельных интрузивных ветвей в пределах Талнахского и Октябрьского месторождений выделяется несколько рудных залежей, состоящих из пространственно сближенных тел, сложенных вкрапленными, прожилково-вкрапленными и сплошными рудами. Контуры залежей в плане повторяют в целом контуры интрузива и имеют пластообразную форму. В периферических частях, сложенных обычно профильно-вкрапленными рудами, залежи нередко расщепляются на несколько апофиз.

В пределах Талнахского рудного поля обнаружено более ста рудных минералов. Многие из них открыты впервые: талнахит, годлевскит, шадлуит, кубический халькопирит, аномально анизотропный кубический халькопирит, таймырит, соболевскит, маякит и др.

Главнейшими рудными минералами во всех типах руд являются пирротин, халькопирит, кубанит и пентландит. В сплошных рудах нередко отмечаются значительные скопления талнахита, моихукита и троилита.

По текстурно-структурным особенностям и составу выделяется три типа промышленных руд: 1) вкрапленные в материнских породах — пикритовых, такситовых и контактовых долеритах; 2) сплошные сульфидные; 3) вкрапленные и прожилково-вкрапленные в измененных породах экзоконтакта.

Вкрапленные руды в материнских породах составляют более 70% от общей массы руд. Они слагают протяженные пластообразные тела, повторяющие особенности морфологии и внутреннего строения интрузивных массивов. Мощность тел, как правило, пропорциональна общей мощности интрузива и зависит главным образом от количества в разрезе существенно оливиновых пород. Наибольшая мощность руд (более 50 м) характерна для желобообразного прогиба подошвы интрузива. В ряде участков вкрапленные руды образуют в разрезе серию линзовидных тел мощностью 5—10 м, разделенных слабообруденными габбро-долеритами.

Медно-никелевое оруденение представлено в виде вкрапленности и гнездообразных скоплений сульфидов главным образом в нижних богатых оливином дифференциатах: пикритовых, такситовых и контактовых габбро-долеритах. С глубиной концентрация рудных минералов возрастает и вкрапленные руды сменяются сплошными. Основные рудные минералы вкрапленных руд — пирротин, халькопирит и пентландит, второстепенные — троилит, кубанит, талнахит, пирит и магнетит. Более или менее существенные скопления троилита, кубанита и талнахита отмечаются в рудах, приуроченных к раздувам мощностей пикритовых долеритов. По направлению к флангам и фронтальной части месторождений количество этих минералов постепенно уменьшается.

В вертикальном разрезе наиболее отчетливая зональность проявляется в центральных частях ветвей интрузива. Сверху вниз уменьшается количество троилита, кубанита и талнахита. Кубанит-халькопирит-пирротиновые руды постепенно переходят в халькопирит-пирротиновые и пирротиновые. По мере приближения к донной части массива состав и соотношение сульфидов во вкрапленных рудах предопределяется составом сплошных руд. Около 80% всего объема вкрапленных руд сложено пирротин-халькопиритовой и халькопирит-пирротиновой разновидностями. В южной части Октябрьского месторождения преобладают пирротиновые руды. Сверху вниз возрастает содержание меди, никеля, кобальта и благородных металлов.

Отношение $Cu : Ni : Co = 45 : 25 : 1$.

Сплошные сульфидные руды составляют свыше 18% запасов. На Талнахском месторождении в плане они имеют форму полос и неправильных линз (рис. 23), а на Октябрьском — преимущественно неправильную и овальную, осложненную наличием безрудных участков внутри рудных тел. В вертикальном разрезе крупные тела сплошных руд образуют пласты, а небольшие тела локализуются в виде линз и жил с изменчивой мощностью. Пострудные тектонические нарушения осложняют форму рудных тел, разобщая их на серию блоков. Мощность рудных тел обычно колеблется в пределах 2—10 м, в раздувах достигает 40 и иногда более метров. Руды представлены пирротиновой, халькопиритовой, кубанитовой, талнахитовой и моихукитовой разновидностями, связанными между собой постепенными переходами. Запасы двух последних разновидностей незначительны; на разрезах они объединены с халькопиритовыми и кубанитовыми рудами (см. рис. 23 и 24).

Пирротиновые руды в основном состоят из пирротина (70—90%), халькопирита (5—15%), кубанита (2—5%), магнетита (7—10%) и нерудных минералов (2—10%). Пирротин представлен в двух модификациях: гексагональной и моноклинной. Они наблюдаются как обособленно одна от другой, так и в тесном взаимном прорастании. Преобладает гексагональный пирротин, слагающий наиболее мощные участки. На флангах рудных тел и в мало мощных ответвлениях чаще наблюдается моноклинный пирротин или обе его модификации.

Внутри зерен пирротина развиты многочисленные пластинчатые и пламенеобразные выделения пентландита размером $0,01 \times 0,1$ мм, ориентированные вдоль его базальной отдельности, представляющие собой продукт распада. Широко распространены каймы пентландита шириной 0,1—0,4 мм, отделяющие пирротин от халькопирита. В центральных частях участков распространения пирротиновых руд и на границе с халькопиритовыми и кубанитовыми рудами размеры зерен пентландита достигают 3—5 мм.

На Талнахском месторождении пирротиновые руды составляют около половины, а на Октябрьском свыше 80% запасов сплошных руд.

Халькопиритовые руды состоят из тетрагонального халькопирита (65—80%), пентландита (10—15%), кубанита (5—10%), пирротина (5—7%), магнетита (3—5%) и нерудных минералов (5—10%). Размеры зерен пентландита 2—15 мм, халькопирита и других сульфидов 0,5—2 мм.

Кубанитовые руды образовались путем замещения пирротина и халькопирита сплошных руд кубанитом. В их составе кубанита 30—70%, пентландита 10—15%, магнетита 5—10%, нерудных минералов 5—10%. В небольших количествах отмечаются реликты пирротина и халькопирита, троилит, талнахит и моихукит. Размеры зерен пентландита 1—3 мм, кубанита 0,5—7 мм.

В талнахитовых рудах талнахита 60—65%, пентландита 10—15%, кубанита 5—25%, магнетита 5—7%, нерудных минералов 5—10%. Часто встречаются, но не образуют скоплений валлериит, макинавит, шадлуит, галенит и сфалерит.

Моихукитовые руды кроме моихукита содержат кубический и аномально анизотропный кубический халькопирит, пентландит, пирротин, магнетит и нерудные минералы. Размеры зерен моихукита и кубического халькопирита от 0,2 до 2 мм. Аномально анизотропный кубический халькопирит образует агрегаты мелких (не более 0,2 мм) лапчатых зерен.

В сплошных рудах Талнахского месторождения отношение $Cu : Ni : Co$ соответственно 49 : 33 : 1, а Октябрьского 46 : 24 : 1.

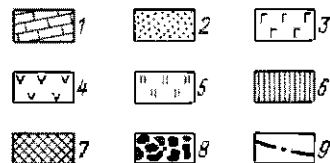
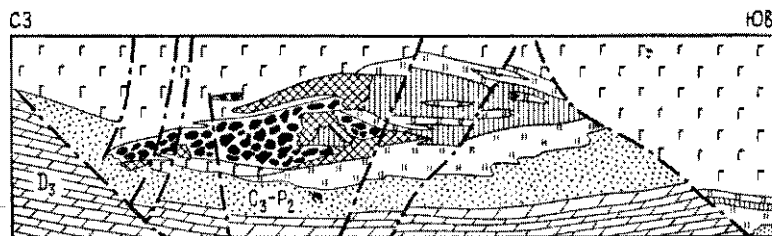
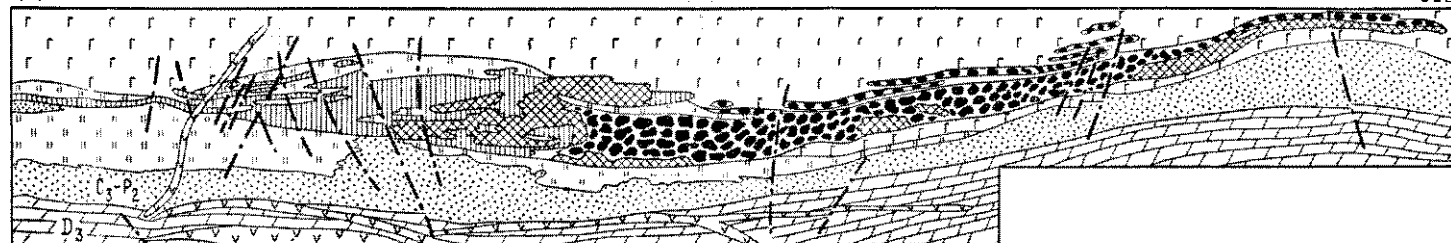


Рис. 23. Схема геологического строения залежи сплошных руд в юго-западной части Талнахского месторождения. По Л. Сухову и В. Изюмко (1971 г.).

1 — доломиты, мергели; 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 — габбро-долериты Талнахской интрузии; 4 — долериты недифференцированных силлов; 5 — контактово-измененные породы; 6 — пентландит-халькопирит-пирротиновые руды; 7 — пентландит-халькопирит-пирротин-кубанитовые руды; 8 — пентландит-кубанит-халькопиритовые руды; 9 — тектонические нарушения

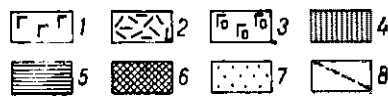
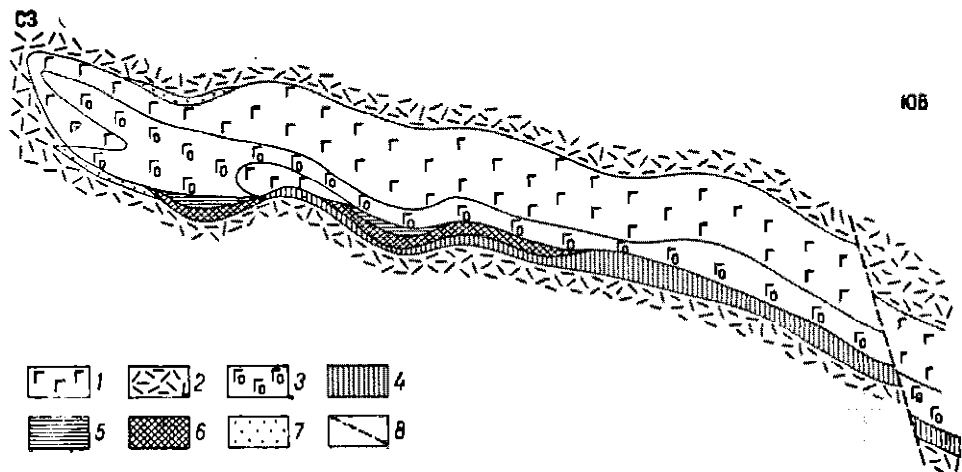


Рис. 24. Схематический разрез Первой Харслахской залежи Октябрьского месторождения. Составил Ф. Сысоев по материалам Норильской экспедиции.

1 — габбро-долериты; 2 — контактово-измененные осадочные породы среднего девона; 3 — вкрапленные руды в интрузиве; 4 — сплошные пирротиновые руды; 5 — сплошные халькопиритовые руды; 6 — сплошные кубанитовые руды; 7 — прожилково-вкрапленные руды в измененных породах экзоконтакта; 8 — тектонические нарушения

Прожилково-вкрапленные руды в породах экзоконтакта распространены незначительно. На их долю приходится около 6% запасов. Они, как правило, обрамляют сплошные руды по периферии, образуют линзы в подстилающих породах, иногда отмечаются в кровле интрузива (см. рис. 24). Мощность их изменяется от нескольких дециметров до 2—3 м.

Главные рудные минералы прожилково-вкрапленных руд — пирротин, халькопирит и пентландит. В существенных количествах отмечаются миллерит, пирит, борнит и магнетит. Соотношение пирротина и халькопирита меняется в широких пределах. Однако чаще преобладает пирротин. Пентландит образует узкие каймы (0,1—0,2 мм) между пирротинном и халькопиритом. Вследствие малых размеров сульфидов и тесного взаимного прорастания, руды плохо поддаются обогащению.

Отношение Cu : Ni меняется от 1 : 1 до 20 : 1, среднее отношение Cu : Ni : Co соответственно 127 : 30 : 1.

Месторождения Северного Прибайкалья

Сульфидное медно-никелевое оруденение в Северном Прибайкалье генетически связано с интрузивами габбро-пироксенит-дунитовой формации, относимыми к довыренскому интрузивному комплексу верхнего протерозоя. Никеленосные

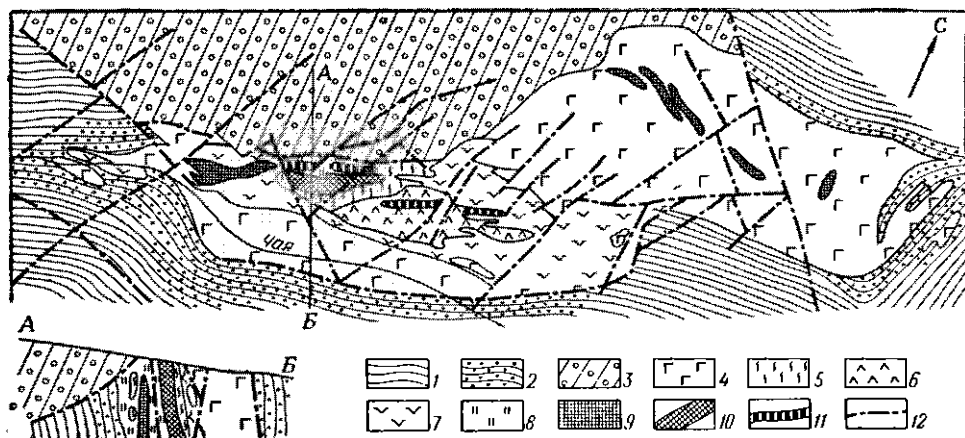


Рис. 25. Схема геологического строения Чайского базит-гипербазитового массива. По Ю. Чешенко.

1 — метаморфические сланцы нижнего протерозоя; 2 — они же, ороговикованные; 3 — конгломераты и песчаники нижнего кембрия; довыренский базит-гипербазитовый комплекс верхнего протерозоя: 4 — габбро-нориты, оливиновые габбро и габбро-диориты, 5 — серпентиниты, 6 — дуниты, 7 — перидотиты, 8 — пироксениты, 9 — плагио-перидотиты с сидеронитовым сульфидно-никелевым оруденением; 10 — богатые гнездово-вкрапленные руды в брекчированных серпентинитах; 11 — проекции скрытых рудных тел вкрапленных руд в перидотитах и гнездово-вкрапленных руд в брекчированных серпентинитах на горизонтальную плоскость; 12 — тектонические нарушения

базит-гипербазитовые интрузивы располагаются в виде пояса в пределах Бодайбинского прогиба.

Наиболее крупными массивами являются Йоко-Довыренский, Чайский и Нюрундуканский. Массивы имеют согласное с вмещающими породами залегание, плитообразную форму и асимметричное строение, причем ультраосновные породы располагаются у подошвы массивов. В Йоко-Довыренском массиве

от лежащего бока к висячему выделяются горизонты оливинитов, перидотитов, оливиновых габбро и габбро-норитов. Сопровождающие интрузив дайкообразные тела гипербазитов и базитов располагаются параллельно северо-западному контакту интрузива.

Внутреннее строение Чайского массива более сложное. Центральная часть его сложена дунитами и серпентинитами, которые окаймляются полосой пироксенит-перидотитового состава, а периферическая — габброидами и гибридными породами (рис. 25). Соотношение различных типов интрузивных пород в массиве весьма сложное.

В пределах никеленосных массивов выделяются два типа сульфидного медно-никелевого оруденения: 1) вкрапленное; 2) жильное. Вкрапленное оруденение пространственно приурочено преимущественно к слоям плагиоклазовых перидотитов и прослеживается по простиранию и падению на сотни метров при мощности в несколько метров. Морфологически оно представлено зонами мелкой неравномерной ксеноморфной вкрапленности сульфидов размером 0,2—1, редко до 5 мм. Жилы и гнезда сплошных сульфидов широко развиты в зонах брекчированных оруденелых серпентинитов, а также вблизи нижних контактов интрузивов. Нередко отмечаются жилы брекчиевидных руд, в которых сульфиды цементируют обломки перидотита, пегматоидного габбро и вмещающих пород.

Минеральный состав руд обычный: пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; второстепенные — пирит, ильменит, титаномагнетит, хромит, валлеирит, сфалерит. В обоих типах руд отмечается повышенное содержание кобальта. Отношение $Ni : Co$ составляет 11—18 : 1, $Ni : Cu$ 1,5—3,0 : 1.

СИЛИКАТНЫЕ НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Экзогенные месторождения силикатных никелевых руд, отнесенные в существующих классификациях полезных ископаемых к группе выветривания, повсеместно связаны с тем или иным типом коры выветривания серпентинитов. В Советском Союзе эти месторождения распространены главным образом на Урале, известны они также в Казахстане и на Украине. Вне СССР месторождения никелевых руд широко распространены в Новой Каледонии, Австралии, Индонезии, на Филиппинах, на Кубе и в других странах Карибского моря, в некоторых странах экваториального пояса, а также в США, Греции и др.

Образование месторождений выветривания на Урале происходило в течение длительного континентального периода, который наступил со времени поздней перми, в условиях переменного-влажного субтропического климата. Основной этап формирования коры выветривания приходится на поздний триас — раннюю юру. На значительной части Урала этот процесс с перерывами продолжался до палеогена включительно в условиях как субтропического, так и теплого климата.

Вследствие поднятий в юрское время, палеогене и в последующих периодах кора выветривания на значительных пространствах была полностью или частично уничтожена эрозией. Однако в ряде районов Зауральского пещеплана, в депрессиях палеоген-неогеновой континентально-морской цокольной равнины и некоторых других районах Зауралья площадная кора выветривания хорошо сохранилась и имеет мощность от 20 до 70 м. В геоморфологических районах остаточных горных массивов и абразионного Зауральского пещеплана кора выветривания распространена в виде узких прерывистых полос, приуроченных к тектоническим зонам разломов.

Степень гипергенного изменения силикатных пород зависит от многих факторов: минерального состава, трещиноватости, количества атмосферных

осадков, температуры, продолжительности выветривания и др. На основе наблюдений, проводившихся на уральских никелевых месторождениях, И. Гинзбург (1947) теоретически обосновал процесс формирования профиля коры выветривания на ультраосновных породах. Он показал, что при выветривании происходит стадийное разложение минералов, а также перенос относительно подвижных элементов из верхних горизонтов коры выветривания, по мере просачивания водных растворов, в более низкие. С увеличением рН среды с глубиной эти элементы вновь выпадают в осадок в виде вторичных минералов.

Различная миграционная способность элементов определяет их размещение в профиле коры выветривания, а также господство тех или иных минералов (Гинзбург, 1947; Глазковский, 1963; Никитин, 1962).

Небольшой рН выпадения гидроокислов железа (2,3) и высокая способность кобальта к окислению обуславливают накопление этих элементов в верхней части профиля, в зоне охристо-кремнистых образований. Здесь же накапливаются алюминий и хром, а часть кремния остается в виде кремнезема. Никель концентрируется преимущественно в средней части профиля, в зоне нонтронитов, а также в нижней части зоны охристо-кремнистых образований и верхней (рыхлой) части выщелоченных серпентинитов. Высокие концентрации кремнезема и магния свойственны нижним горизонтам профиля коры.

Такое распределение элементов характерно для профиля коры выветривания площадного распространения. В коре выветривания, формирующейся в крутопадающих зонах тектонических разломов, относительно малоподвижные элементы слагают среднюю часть элювиальной толщи, образуя мощные клиновидные залежи охристо-кремнистых образований, а более подвижные концентрируются в краевых частях толщи.

А. Никитина, И. Витовская, К. Никитин (1971) выделяют в корах выветривания ультраосновных пород два типа профилей: керолит-нонтронит-гетитовый (полный профиль) и керолит-гетитовый (сокращенный). Полный профиль состоит из следующих зон (сверху вниз): 1) охристо-кремнистых образований, 2) нонтронитизированных серпентинитов, 3) выщелоченных серпентинитов. Сокращенный профиль отличается отсутствием зоны нонтронитизированных серпентинитов.

Верхняя зона профиля коры выветривания на ультраосновных породах представлена охристо-кремнистыми образованиями. Она состоит из гетита, гидрогетита, кварца; в небольших количествах наблюдаются галлуазит, асболоан и гиббсит, а также остаточные рудные минералы — магнетит и хромит.

Зона нонтронитизированных серпентинитов имеет три подзоны: а) обохренного нонтронита, б) нонтронита, в) нонтронитизированного серпентинита. Господствующий минерал зоны — нонтронит, в подчиненном количестве присутствуют керолит, гидрогетит, а также остаточные рудные минералы.

Нижняя зона имеет две подзоны: а) рыхлых выщелоченных затронутых нонтронитизацией серпентинитов, б) выщелоченных серпентинитов. Господствующие минералы зоны — керолит и серпентин, в небольшом количестве присутствуют инфильтрационные минералы: опал, халцедон, магнезит, никелевый керолит и гарниерит, слагающие прожилки.

В связи с тем, что в серпентинитах часто присутствуют дайки основных и кислых пород, в толще элювиальных образований в тех или иных количествах отмечаются каолинит, гидратированный хлорит и вермикулит.

Наиболее высокие содержания никеля характерны для гарниерита (15—35%), непунта (15—30%), асболоана (до 15%), хлорита (до 10%), никелевого

Таблица 1

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППИРОВКА НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Характерные особенности	Морфогенетический	
	I. Площадного типа	
Краткая характеристика	Iа. Месторождения, связанные с корой выветривания керолит-нотронит-гетитового профиля	Iб. Месторождения, связанные с корой выветривания керолит-гетитового профиля
Условия образования и особенности размещения месторождений	На приподнятых плато. Преимущественно в зоне аэрации на ультраосновных породах, часто в контактах с дайками основных и кислых пород	
Зональность коры выветривания	Вертикальная	
Профиль коры выветривания	Керолит-нотронит-гетитовый	Керолит-гетитовый
Основные рудоносные породы в литологическом разрезе месторождения	Охры или охристо-кремнистые образования, нотрониты, выщелоченные серпентиниты	Охры или охристо-кремнистые образования, выщелоченные серпентиниты
Форма рудных тел	Пластообразная, лиязовидная, рудные тела крупных размеров	
Мощность рудных тел, м	3—20	3—50
Наиболее распространенные и характерные рудные минералы	Нотронит, керолит, гидрохлорит, никелевый керолит, галлуазит, гетит, марганцевые минералы, празофан	Гетит, гидрогетит, керолит, гидрохлорит, серпентинит
Преобладающий технологический сорт руды	Железисто-магнезиальный, магнезиальный	Железистый, железисто-магнезиальный
Характерные месторождения	в СССР	Айдарбакское, Кемпирсайское, Батамшинское, Тайкеткенское, Капитановское, Деренюхское и др.
	за рубежом	Месторождения Кубы, Филиппин, Индонезии, Австралии и др.

тип месторождения			
II. Линейного типа		III. Линейно-площадного типа	
IIa. Месторождения линейно-трещинные	IIб. Месторождения контактово-карстовые	IIIa. Месторождения трещинно-площадные	IIIб. Месторождения карстово-площадные
В районах с горным рельефом. Ниже уровня грунтовых вод по зонам тектонических разломов в ультраосновных породах и на контактах последних с мраморами		В условиях холмисто-увалистой и низкогорной местности. В зоне аэрации и ниже уровня грунтовых вод	
Горизонтальная		Горизонтальная и вертикальная	
Керолит-гетитовый	Керолит-гетитовый с подстилающими карстовыми образованиями	Сочетание линейной и площадной коры выветривания с полным или сокращенным профилем	Сочетание контактово-карстовой и площадной коры выветривания с полным или сокращенным профилем
Охристо-кремнистые образования, выщелоченные серпентиниты	Карстовые образования, выщелоченные серпентиниты, охристо-кремнистые образования и др.	Охристо-кремнистые образования, нонтрониты, выщелоченные серпентиниты	Карстовые образования, выщелоченные серпентиниты
Клинообразная, пластообразная и липзовидная	Пласто- и гнездообразная	Пласто- и клинообразная, линзовидная	Пластообразная, карманообразная и липзовидная
3—10	3—30	3—10	3—30
Керолит, серпентин, гидрогетит, гетит, никелевый керолит, асболян	Никелевые силикаты, гидрохлориты, никелевый керолит, ферригаллуазит, гетит, гидрогетит, асболян, хризопраз	Гидрогетит, нонтронит, гетит, керолит, никелевые силикаты, асболян	Никелевые силикаты, гидрохлориты, никелевый керолит, гетит
Железистый, железисто-магнезиальный	Железисто-магнезиальный, кремнисто-магнезиальный	Железистый, железисто-магнезиальный	Кремнистый, глинисто-кремнистый
Рогожинское	Черемшанское, Синарское и другие месторождения Уфалейского и Полевского районов Урала	Анатолийское, Елизаветинское	Липовское
	Локрида (Греция)	Преобладающая часть месторождений Новой Каледонии, некоторые месторождения Индонезии	Ларимна (Греция)

керолита (до 15%), нонтронита (до 2,5%) и вермикулита (до 3,5%). В небольших количествах он отмечается в гетите¹, серпентине и магнетите. Нонтронит и керолит являются господствующими минералами в коре выветривания ультраосновных пород, поэтому с ними обычно связаны основные запасы никеля. На некоторых месторождениях отмечаются высокие содержания никеля в серпофите (до 2—4%), гетите (до 2,8%) и магнетите (до 1,5%).

На месторождениях, связанных с карстом, на контакте с мраморами совместно с гарниеритом, непуитом и никелевым керолитом отмечается большое количество никельсодержащего ферригаллуазита; содержание никеля в последнем достигает 6%.

На Южном Урале в раннем мезозое в условиях субтропического относительно засушливого климата формировалась кора выветривания с керолит-нонтронит-гетитовым профилем.

На Среднем и Северном Урале в раннем мезозое господствовал субтропический, относительно влажный климат. Преобладал гумидный режим выветривания. Обилие влаги и интенсивный процесс просачивания воды с относительно низким рН препятствовали сохранению нонтронита в средней части профиля, а также созданию высоких концентраций магния — в нижней. Вследствие этого кора выветривания на серпентинитах имеет керолит-гетитовый профиль. Охристо-кремнистые образования постепенно сменяются выщелоченными, а последние — дезинтегрированными серпентинитами.

В нижних горизонтах коры такого профиля обычно нет прожилков гинергенного магнетита, но иногда они встречаются в периферийных участках месторождений смешанного типа (Елизаветинское).

По форме залегания и условиям образования различают три типа коры и никелевых месторождений выветривания (табл. 1).

Кора выветривания площадного типа формировалась в условиях равнинного рельефа. Основные процессы выветривания протекали в зоне аэрации. В. Разумова и Н. Херасков (1963), анализируя закономерности распространения площадной коры выветривания на складчатом геосинклинальном основании Русской и Урало-Сибирской платформ, пришли к выводу, что пещепленизация лишь подготавливала условия, необходимые для формирования кор выветривания, но развивались коры выветривания на глыбовых поднятиях, обеспечивающих глубокий дренаж грунтовых вод и большую мощность элювия.

Значительные поднятия обуславливали расчленение земной поверхности, кора выветривания в одних случаях подвергалась полному размыву, в других эрозия коснулась лишь ее верхних горизонтов. И, наоборот, опускание местности способствовало сохранению кор выветривания и их захоронению.

Кора и никелевые месторождения выветривания линейного типа, как показали результаты изучения истории развития рельефа и палеогидрогеологии Уфалейского никеленосного района (Сысоев, 1963), формировались в районах с расчлененным горным рельефом, в условиях глубокой циркуляции подземных вод по зонам тектонических разломов. Интенсивность их циркуляции предопределялась разностью отметок между областью питания и пунктами разгрузки. Элювиальные образования этого типа хорошо сохранились в субмеридиональных зонах разломов, простирание которых совпадает с генеральным простиранием структур Урала.

Кора и месторождения смешанного линейно-площадного типа формировались в холмисто-увалистой и, возможно, низкогорной, слабо расчлененной

¹ И. Эдельштейн (1968) доказал, что в зоне охристо-кремнистых образований никель находится в окисной форме.

местности. Верхние горизонты коры формировались в зоне аэрации, более глубокие — в зоне полного насыщения, в условиях постоянной циркуляции подземных вод.

Таблица 2

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ В НИКЕЛЕВЫХ РУДАХ
ЗОНЫ ОХРИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (В ВЕС. %)

Месторождение	Тип коры выветривания	Компоненты					
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO
Северный Урал							
Серовское:							
участок 3	Площадной	18,0	62,5	5,0	1,8	6,0	0,5
участок 4	»	17,3	52,7	8,1	2,9	4,5	0,5
Средний Урал							
Елизаветинское	Линейно-площадной	40,3	44,3	2,6	1,3	1,3	1,01
Кунгурское	Линейный	23,46	52,6	6,47	0,97	4,72	0,77 *
Черемшанское	»	34,05	44,4	6,26	1,14	3,89	0,74 *
Спарское	»	28,84	52,34	6,51	—	5,48	1,01
Шелейское	»	26,42	47,72	8,98	—	4,41	—
Южный Урал							
Сахаринское	Площадной	23,2	55,2	6,43	2,17	2,62	—
Кайрактинское	»	27,9	43,8	13,6	0,84	2,70	0,98
Буруктаьское	»	33,41	45,5	5,15	1,95	3,0	0,98

* Верхние горизонты месторождений отработаны.

Вследствие поднятий местности в ряде районов Урала и выхода коры выветривания на поверхность ее профиль претерпел некоторые изменения, вызванные наложением новых процессов выветривания. Так, например, верхние горизонты коры выветривания на некоторых месторождениях линейного и смешанного типов Среднего Урала подверглись процессу нонтронитизации, а в охрах отмечается большое количество прожилков кварца, железистого халцедона и натечного лимонита. Нонтронитизированные серпентиниты, а также прожилки кварца, лимонита и сажи-стые скопления гидроокислов марганца констатированы под континентальными отложениями антропогена и плиоцена, но отсутствуют под отложениями более раннего возраста (Сысоев, 1975). В охристых образованиях Серовского месторождения (Северный Урал), перекрытого отложениями мела и палеогена, почти в два раза меньше кремнезема и марганца по сравнению с аналогичными образованиями на других месторождениях Урала, залегающих под отложениями антропогена и плиоцена (табл. 2).

На месторождениях площадного типа рудные тела имеют пластообразную форму. Мощность их обычно варьирует в пределах 3—20 м. В почве залежей

Таблица 3

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ НИКЕЛЯ
И КОБАЛЬТА В РУДАХ ОТДЕЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождение	Содержание в сухой руде, %		Отно- шение Ni : Co
	Ni	Co	
Липовское	1,63	0,057	29 : 1
Черемшанское	1,26	0,044	29 : 1
Октябрьское	1,12	0,036	31 : 1
Ново-Бурановское	1,17	0,050	23 : 1

нередко встречаются карманообразные и клиновидные углубления. Более сложны по морфологии рудные тела месторождений линейного и смешанного типов. Руды образуют множество параллельных крутопадающих тел пластообразной, клиновидной, линзовидной и других более сложных форм. Мощность их весьма изменчива и колеблется от 1 до 50 м.

Рудные тела на всех никелевых месторождениях выветривания не имеют четких геологических границ. Их контуры определяются по данным химических анализов. Никелевые руды имеют комплексный характер. Полезными компонентами являются никель, кобальт и железо, причем железо извлекается только из руд, перерабатываемых на ферроникель.

Изменение отношения никеля и кобальта колеблется в небольших пределах (табл. 3). Исключение составляет небольшое число месторождений, в запасах которых преобладает железистый сорт руд. Так, например, на Рогожинском месторождении 55% запасов никеля и 70% запасов кобальта связано с охристо-кремнистыми образованиями, а отношение $Ni : Co$ равно 11 : 1.

По технологическим свойствам среди силикатных никелевых руд различают железистый, магнезиальный, кремнистый и глиноземистый сорта, а также промежуточные сорта: железисто-магнезиальный, кремнисто-глиноземистый, железисто-кремнистый и др.

Месторождения площадного типа

Типичными представителями месторождений, связанных с корой выветривания керолит-нонтронит-гетитового профиля (подтип Ia), является группа месторождений Кемпирсайского массива, расположенного на южной оконечности Кемпирсайско-Серовского пояса гипербазитов. Для этого массива характерны следующие особенности:

1) значительные общие размеры и преимущественное распространение апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов;

2) отсутствие в срединных его частях существенных дизъюнктивных дислокаций;

3) наличие в эндоконтакте останцов кровли более древних габбро-амфиболитов, а также такситовых габбро-перидотитовых пород;

4) широкое развитие даек габбро-диабазов;

5) перекрытие массива и его коры выветривания меловыми и третичными морскими и континентальными отложениями; последние предохранили мезозойскую кору выветривания от глубокого преобразования и от размыва.

Остаточная кора выветривания серпентинитов сохранилась наиболее полно вдоль западного и восточного контактов массива с вмещающими его метаморфическими породами, а также на ряде участков в срединных частях массива, с широко развитой трещиноватостью, вызванной тектоническими подвижками. Суммарная площадь участков коры выветривания составляет около 15% общей площади массива.

Господствующим типом коры выветривания на Кемпирсайском массиве является кора полного профиля мощностью 15—30 м (без зоны дезинтеграции серпентинитов). На незатронутых эрозией участках наблюдается отчетливое зональное строение коры выветривания и никелевых месторождений. Зона охр обычно включает две подзоны: бесструктурных и структурных охр общей мощностью 3—8 м; зона нонтронитизированных серпентинитов при полном развитии коры состоит из трех подзон: обохренных поптронитов, нонтронитов и слабо нонтронитизированных серпентинитов общей мощностью 8—20 м;

зона выщелоченных серпентинитов включает горизонты опализации и карбонизации, имея общую мощность 7—12 м.

Строение коры выветривания существенно усложняется в полосе контакта серпентинитов с другими породами — габбро-амфиболитами кровли интрузива, дайковыми породами, такситами. В таких контактных зонах мощность продуктов выветривания за счет развития длинных узких впадин и карманов в фундаменте увеличивается до 60—80 м и более. Охры, нонтронитизированные и выщелоченные серпентиниты перемежаются здесь с охристо-глинистыми, каолинизированными продуктами выветривания габброидов. Таким образом, в этих условиях развивается кора керолит-гетитового профиля в сочетании с гидрохлорит-каолинит-гипсбитовым профилем и ему подобными. На возвышенностях, выступающих среди выровненного рельефа, кора выветривания полного профиля, как правило, не сохранилась; она представлена сильно окремненными выщелоченными серпентинитами и лишена оруденения.

Кемпирсайские месторождения характеризуются простой формой. Это пластообразные залежи с ровным нижним основанием, с изменчивой, но в целом все же выдержанной мощностью и с относительно равномерным оруденением. Однако отдельные месторождения внутри группы значительно отличаются по общим размерам, запасам руды, содержаниям никеля и кобальта, соотношениям количеств технологических сортов руды.

О химическом составе руд дает представление, например, химическая характеристика руд центральной группы Кемпирсайских месторождений — Шелектинского, Бескудукского, Тыгашайского и др. (в вес. %): SiO_2 43,57; Al_2O_3 5,06; Fe_2O_3 22,40; FeO 0,17; CaO 1,51; MgO 9,96; MnO 0,29; Cr_2O_3 1,34; Cu 0,008; п. п. п. 14,28. Руда такого состава отвечает железисто-магнезиальному технологическому сорту.

Морфологически более сложные месторождения площадной коры возникали в тех случаях, когда формирование коры выветривания и руд происходило не в один, а в два-три этапа в течение мезозоя и палеогена. Примером такого рода месторождений с несколькими ярусами рудных залежей служит Сахаринское.

Характеризуя условия залегания месторождений площадного типа, следует разделить их на неглубоко залегающие и погребенные. К последним относятся месторождения, связанные с древней корой выветривания, перекрытой осадочными образованиями. Примером последних могут служить месторождения Украины и Серовское на Северном Урале.

На Украине никелевые месторождения выветривания связаны с корами, образовавшимися на небольших серпентинитовых телах. Так, на Побужье последние залегают среди гнейсов и кварцитов тетерево-бугской архейской серии, в опущенных блоках Украинского щита. Протерозойские гипербазиты, в том числе связанные с породами криворожской серии, обнаруживаются в виде небольших пластообразных тел или залегают в субширотных разломах (Девладовское, Тарноватское месторождения). Степень сохранности древней коры выветривания различна. Например, на массивах Среднего Приднестровья мощность коры колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Здесь она представлена двумя профилями: керолит-нонтронит-гетитовым и керолит-гетитовым. Особенностью украинских кор выветривания является присутствие вверху разреза гипсбит-гидрогетитовых пород. Рудные тела большей частью имеют очертания узких линз или полос, осложненных в разрезе пережимами и раздувами. Руды перекрыты сверху третичными и четвертичными отложениями мощностью до 80—100 м.

Никелевые месторождения, связанные с корой выветривания сокращенного керолит-гетитового профиля (подтип 16), распространены преимущественно на Среднем и Северном Урале. Типичный пример — Серовское месторождение. К этому же подтипу относятся и известные месторождения окисных и силикатных никелевых руд Кубы. Они характеризуются в основном развитием двух рудных зон: верхней зоны красных и желтых охр с включением конкреций лимонита и нижней зоны выщелоченных серпентинитов с богатым никелем серпофитом. Охры верхней зоны представляют собой железную руду с содержанием никеля 0,6—1,2%, являющуюся ценным сырьем для получения никеля и ферроникеля. Выщелоченные серпентиниты представляют собой силикатную никелевую руду.

К площадному типу относятся также месторождения силикатных и окисных руд Австралии, преобладающая часть месторождений Индонезии, Филиппин и ряда других стран экваториального пояса.

Кемпирсайское месторождение

Месторождение расположено в северной половине Кемпирсайского массива, около пос. Батамшинск, и приурочено к склону выступающей здесь возвышенности с абсолютной отметкой 456 м. Месторождение является сохранившимся участком древней коры выветривания серпентинитов. Участок тяготеет к восточному контакту ультраосновного массива с породами габбрового состава. В его пределах преимущественно распространены аподунитовые серпентиниты хризотиловой разности. Меньшую площадь занимают апоперидотитовые (гарцбургитовые и лерцолитовые) серпентиниты. Свежие неизмененные коренные породы подсечены лишь скважинами и на поверхность не выходят.

Рудное поле пересечено дайками габбро-диабазов мощностью от 5 до 15 м. Главная из них имеет северо-восточное простирание и прослежена на 2 км, другие дайки имеют северо-западное простирание и прослеживаются на меньшую длину. Эти жильные тела играют существенную роль в рудообразовании, поскольку именно к ним тяготеют более мощные и одновременно более богатые никелем участки рудных залежей (рудные карманы).

Покровные отложения в пределах участка представлены пестроцветными глинами третичного возраста и четвертичными суглинками. Мощность их изменчива (от 1 до 15 м), а местами они отсутствуют (рис. 26).

Раннемезозойская кора выветривания сформировалась как на ультраосновных породах, так и на габброидах. Кора выветривания, развитая на серпентинитах, представлена на участке двумя профилями — полным керолит-понтронит-гетитовым и керолит-гетитовым. Кора выветривания полного профиля распространена на большей части месторождения и с нею связаны основные рудные залежи. Мощность коры, включая зону выщелоченных серпентинитов, сильно изменчива, что объясняется наличием ряда значительных углублений (депрессий в рельефе) в серпентинитах, особенно вблизи крупных габбро-диабазовых даек. Колеблется она в пределах от 5 до 30 м.

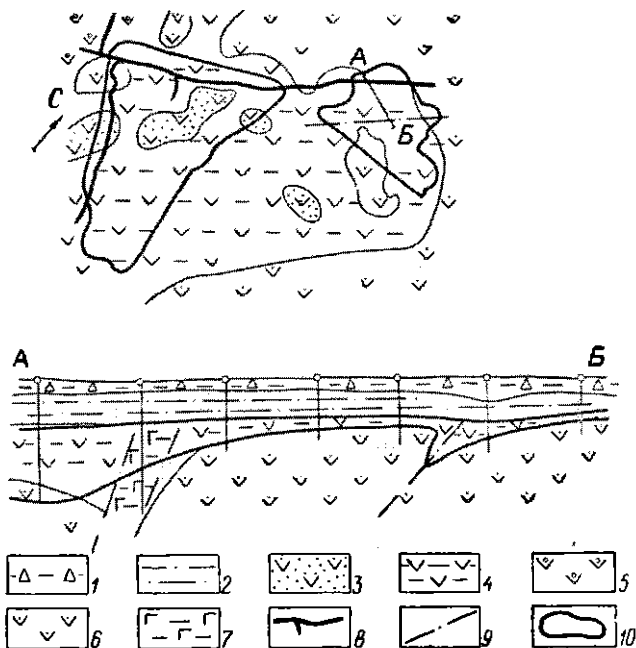
Нижняя рудоносная зона выщелоченных серпентинитов сложена трещиноватыми или кусковатыми осветленными породами; мощность ее 10—20 м. По химическому составу выщелоченные серпентиниты отличаются от неизмененных пород пониженным содержанием MgO (от 36,4 до 24,0%) и повышенным содержанием SiO₂. Для этой зоны характерно развитие карбонатизированных и опализованных серпентинитов. Наблюдается различная степень доломитизации породы — от тонких прожилков до сплошной доломитизации. Процессы

опализации также создают несколько разновидностей измененной серпентиновой породы: сетчато-опализованной, пятнисто-опализованной, равномерно-опализованной.

Выше по разрезу зона выделоченных серпентинитов переходит в зону нонтронитизированных серпентинитов, причем местами через промежуточную подзону слабо нонтронитизированной породы, местами без нее. Эта часть разреза представляет собой главную рудоносную зону, сложена темно-зелеными глиноподобными образованиями, сохранившими, как правило, структуру материнской породы. Мощность ее колеблется от 3 до 7 м, а в рудных карманах

Рис. 26. Схема геологического строения Кемпирсайского месторождения. Составил А. Глазковский по материалам Кемпирсайского рудоуправления

1 — глины антропогена; 2 — глины неогена; 3 — охристо-кремнистые образования по серпентиниту; 4 — нонтронитизированные серпентиниты; 5 — силифицированные серпентиниты; 6 — выделоченные серпентиниты; 7 — монтмориллонитизированные и каолинизированные габбро-диабазы; 8 — дайка габбро-диабазы; 9 — тектонические нарушения; 10 — контур рудного тела



достигает 10—20 м. В наиболее чистых разностях нонтронитов содержание главных компонентов изменяется (в вес. %): SiO_2 от 34 до 42; Fe_2O_3 от 19 до 35; MgO от 4 до 12. Для верхних горизонтов нонтронитовой зоны характерно присутствие мелких прожилков бейделлита и гипса.

Зона нонтронитизированных серпентинитов постепенно через подзону обохренных нонтронитизированных серпентинитов переходит в зону охристо-кремнистых образований. Нередко переход одной зоны в другую бывает резким. Верхняя зона коры выветривания мощностью 0,5—3,0 м состоит из кварца, гидроокислов железа, гидроокислов марганца, а также реликтовых минералов — магнетита, хромшпинели, талька и др. Среди охристо-кремнистой породы присутствуют линзы чистых охр желтого цвета с высоким содержанием железа.

Кора выветривания керолит-гетитового профиля известна в западной части участка, в основном уже вне рудных залежей. Гипсометрически она расположена на вершине и крутом склоне возвышенности «Бугор», на 10—20 м выше рудных залежей. В коре этого профиля выше зоны выделоченных серпентинитов лежит зона плотных сетчатых обычно ожелезненных серпентинитов, иногда кавернозных.

Выветривание габбро-диабазов, слагающих дайки, привело к формированию специфической зональной коры, в которой выделяются (сверху вниз): 1) вишнево-красные глинисто-охристые образования, состоящие из каолинита, монтмориллонита и гидрогематита; 2) глинистые породы зеленой окраски, состоящие в основном из каолинита и монтмориллонита; 3) выщелоченная порода, сохранившая структуру габбро-диабазы. Во всех этих рыхлых и глинистых породах содержание никеля ниже кондиционного, но к зальбандам даек оно резко повышается.

Комплекс никель- и кобальтсодержащих минералов, встречаемых в Кемпирсайском месторождении, обычен для уральских, казахстанских и украинских никелевых месторождений площадного типа (подтип Ia). Отметим особенности минерального состава отдельных рудоносных зон:

1) для зоны нонтронитизированных серпентинитов — преобладание нонтронитов с содержанием никеля 0,7—1,3%; приуроченность более богатых никелем нонтронитов (до 2,5%) к локальным рудным карманам (под прикрытием охр и покровных отложений); совместное нахождение богатых разностей нонтронитов с никелевыми хлоритами и землистыми разностями гарниерита;

2) для зоны выщелоченных серпентинитов — преобладание разностей породы с содержанием никеля 0,7—1,3% и критом только для верхних горизонтов зоны, характеризующихся обилием нонтронита;

3) для зоны охристо-кремнистых образований — общее невысокое содержание никеля в охрах, в связи с чем лишь 15—20% массы последних может быть отнесено к рудам; преимущественное распространение в данной зоне марганцевых минералов и соответственно более высокое содержание кобальта (0,04—0,07%).

По результатам разведочных работ в пределах месторождения выделено и околонуено два рудных участка: Главный и Северо-Восточный (см. рис. 26). Рудные тела в их пределах имеют форму пластообразных залежей с весьма неровной нижней поверхностью, сильно колеблющейся мощностью и неравномерным распределением оруденения. Морфологически более сложен Главный рудный участок, в пределах которого установлено большее количество рудных карманов.

Средняя мощность пустых пород, перекрывающих рудные залежи, 7 м. Средний химический состав руд по шлакообразующим компонентам (в вес. %): SiO_2 20,60; Fe_2O_3 47,20; Al_2O_3 3,40; MgO 9,30. Средняя плотность сухой руды 1,16 г/см³ при естественной влажности 32,5%. Среднее содержание никеля в руде в целом по месторождению 1,15%, кобальта 0,054%. Руда представлена в основном железисто-магнезильным технологическим сортом.

Сахаринское месторождение

Сахаринское месторождение расположено к юго-востоку от Магнитогорска, на восточном крыле Магнитогорского мегасинклиналия. Район месторождения представляет собой слегка всхолмленную равнину, изрезанную редкой сетью долин небольших рек и ручьев, над которой возвышается несколько вытянутый в меридиональном направлении холм, именуемый горой Сахарой. Холм занимает центральную часть месторождения, имеет отметку +470 м над уровнем моря. Периферическая часть месторождения располагается по подножию холма с отметками от +422 до +430 м.

В строении месторождения участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования силурийского, раннедевонского, среднедевон-

ского и раннекаменноугольного возраста, прорванные интрузиями основного и ультраосновного состава, а также континентальные отложения позднего олигоцена, раннего миоцена и антропогена, кора выветривания и ее фундамент — породы, слагающие Куйсакский габбро-пироксенит-дунитовый массив.

Дуниты в пределах массива сложено тело площадью около 5 км², вытянутое в меридиональном направлении, и ряд мелких тел. От габбро они отделены каймами (мощностью от 20 до 200—300 м) верлитов и пироксенитов. Дуниты сильно серпентинизированы. По данным химических анализов серии образцов средняя степень серпентинизации превышает 70 %, т. е. большая их часть представлена аподунитовыми серпентинитами. Аподунитовые серпентиниты секутся дайками габбро, пироксенитов, диабазовых порфиров и диоритов мощностью от нескольких дециметров до 1—2,5 м. Дайки имеют преимущественно меридиональное простирание и крутое западное падение.

Дизъюнктивные подвижки и зоны смятия в серпентинитах, фиксирующиеся на широтных геологических разрезах в виде корытообразных и клиновидных ответвлений в основании коры выветривания, имеют субмеридиональное простирание. Основной массив сер-

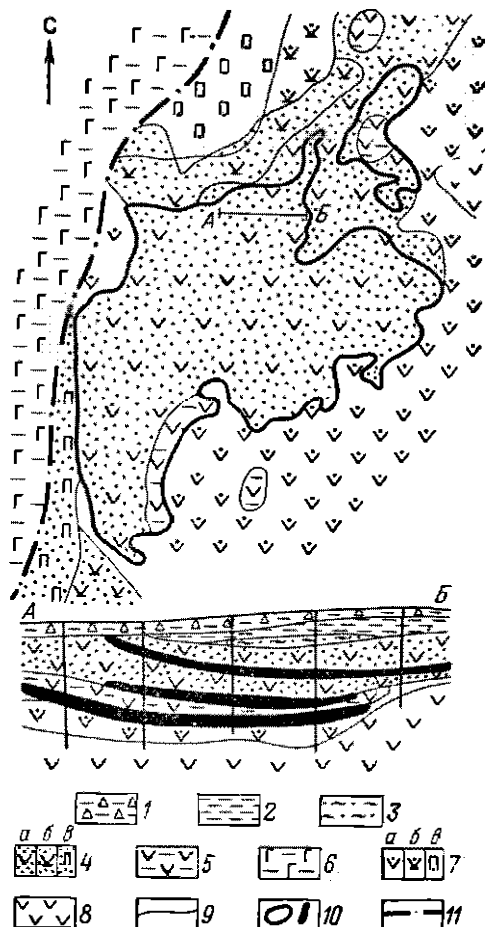


Рис. 27. Схема геологического строения коры выветривания Сахаринского месторождения. Составил Ф. Сысов по материалам Магнитогорской ГРП.

1 — делювиальные глины антропогена; 2 — пестроцветные глины неогена; 3 — глины позднего олигоцена; 4 — охристо-красные образования; а — по серпентиниту, б — по верлиту, в — по пироксениту; 5 — нонтронитизированные серпентиниты; 6 — монтмориллонитизированное и коалинизированное габбро; 7 — выщелоченные породы: а — серпентиниты, б — верлиты, в — пироксениты; 8 — аподунитовые серпентиниты, затронутые выветриванием; 9 — границы зон выветривания; 10 — рудные тела; 11 — тектонические нарушения

пентинитов в западной части имеет тектонический контакт с габбро, пироксенитами и верлитами (рис. 27).

Кора выветривания сплошным пластом перекрывает все палеозойские породы и далеко уходит за пределы месторождения. Мощность ее колеблется от 15 до 70 м (не считая зону дезинтеграции). Наибольшая мощность элювиальных образований приходится на центральную часть месторождения. На преобладающей части месторождения кора выветривания имеет керолит-нонтронит-гетитовый (полный) профиль. Лишь на участках, где мощность незначительна, преимущественно в периферических частях месторождения, иногда отмечается керолит-гетитовый профиль. Полный профиль составляют следующие зоны (сверху вниз):

1) охристо-кремнистые образования . . .	1—25 м
2) нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты	2—30 м
3) выщелоченные серпентиниты	10—30 м
4) дезинтегрированные серпентиниты . . .	до 45 м

Верхняя граница коры выветривания относительно ровная и определяется очертаниями пологой возвышенности. Нижняя граница извилистая, с вытянутыми в меридиональном направлении узкими углублениями. Нижняя граница выщелоченных серпентинитов колеблется в пределах отметок от +360 до +399 м (чаще от +380 до +385 м). Основание зоны нонтронитов и нонтронитизированных серпентинитов достигает отметки +372 м и поднимаются до отметки +426 м (на большей части площади от +390 до +400 м). Нижняя граница охристо-кремнистых образований по аподунитовым серпентинитам колеблется в пределах абсолютных отметок от +386 до +440 м (на большей части площади от +410 до +420 м).

Более низкие (от +360 до +380 м) отметки основания коры выветривания свойственны западной части месторождения, вдоль меридионального тектонического нарушения, отделяющего серпентиниты от пироксенитов и верлитов. Узкие корытообразные углубления в основании элювиальной толщи не превышают 10—15 м. Нижняя граница коры выветривания чаще имеет постепенные понижения и повышения как в широтном, так и в меридиональном направлениях.

В зоне охристо-кремнистых образований, не перекрытых глинами олигоцен-эоцена, особенно в верхней ее части, отмечается обилие прожилков лимонита и халцедона, а также трещин, выполненных гидроокислами марганца.

Минеральный состав пород коры выветривания на серпентинитах Куйсакского массива в основном аналогичен составу соответствующих элювиальных образований, свойственных коре выветривания Кемпирсайского массива. От последней отличается лишь широкое распространение и значительная мощность охристо-кремнистых образований, а также несколько повышенное количество вермикулита в зоне выщелоченных серпентинитов и зоне нонтронитов, обусловленное наличием даек диоритов и диабазовых порфиритов, содержащих биотит.

Верхний горизонт магнетитов на Сахаринском месторождении приурочен в основном к нижней части зоны охристо-кремнистых образований, второй — к нижней части зоны нонтронитов, третий локализован в зоне перехода от выщелоченных серпентинитов в дезинтегрированные.

Магнетит в охристо-кремнистых образованиях наблюдается в виде паточных образований, внешне напоминающих цветную капусту. Это, вероятно, вызвано последующими явлениями выщелачивания, придавшими скоплениям магнетита весьма неправильные формы. Магнетит в двух других горизонтах образует прожилки мощностью 0,3—3 см. В пределах верхнего и среднего горизонтов магнетит составляет 5—7 % объема породы, а в нижнем — до 15—20 %.

Рудные тела в пределах большей части площади месторождения образуют три яруса. Лишь в периферической части рудного поля, где значительная часть коры выветривания уничтожена эрозией, верхний, а иногда и средний рудные ярусы отсутствуют. Рудные тела верхнего яруса приурочены преимущественно к средней части зоны охристо-кремнистых образований. Средний ярус промышленной концентрации никеля локализован в верхней части зоны

Таблица 4

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ В СЕРПЕНТИНИТАХ И ПРОДУКТАХ ИХ ВЫВЕТРИВАНИЯ
НА САХАРИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Породы	Количество проб на анализ	Количество объединенных проб на статистический анализ	Компоненты, вес. %						Средняя плотность сухого вещества, г/см ³	Содержание компонентов, г на 1 м ³ породы					
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe _{в.д.}	MgO	Ni		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe _{в.д.}	MgO	Ni
Аподушниковые серпентиниты	1	22	35,9	0,95	0,60	7,0	40,75	0,15	2,7	969	26	16	189	1100	4
Слабо выщелоченные опаллизованные серпентиниты (относительно плотные)	3836	5	46,2	2,06	1,14	8,47	21,68	0,19	2,1	970	43	24	178	455	4
Выщелоченные серпентиниты (рыхлые, затронутые нитропитизацией)	1921	70	46,86	3,91	1,23	11,56	16,03	0,39	1,51	708	52	18	174	242	6
Нитропитизированные серпентиниты	3472	165	43,49	5,24	1,91	18,46	7,61	0,89	1,30	565	68	25	240	99	12
Охристо-кремнистые образования	3087	98	23,22	6,13	2,17	39,43	2,62	0,56	1,27	295	78	28	501	33	7

нонтронитов в подзонах сильно обохренных нонтронитов и нонтронитов, а нижний — в диапазоне, охватывающем нижнюю часть зоны нонтронитов (подзона нонтронитизированных серпентинитов) и верхнюю рыхлую часть выщелоченных серпентинитов (см. рис. 27).

Трехъярусный характер локализации оруденения, а также наличие трех горизонтов концентрации гипергенного магнетита на месторождении, вероятно, обусловлены соответствующим числом поднятий местности и соответственно — понижений уровня подземных вод. Некоторые факты позволяют определить периоды времени, благоприятные для образования коры выветривания. Первый этап формирования коры выветривания относится, как и в Кемпирсайском районе, к позднему триасу — ранней юре. К этому времени относится, по-

видимому, и образование верхнего горизонта магнетитов. Второй этап формирования рудного горизонта и эрозия верхних горизонтов коры выветривания в основном приходится на период раннего мела, так как в это время происходило поднятие местности, сопровождавшееся ростом открытого карста в известняках. Так, например, одной из буровых скважин в 20 км к югу от месторождения были пересечены заполняющие карстовую впадину в известняках каолиновые глины мощностью 3 м с остатками флоры позднеюрского возраста. Выше их

Т а б л и ц а 5

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ НИКЕЛЯ В МИНЕРАЛАХ
ПО ЗОНАМ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
САХАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (в вес. %)

Минерал	Зоны коры выветривания		
	охристо-кремнистые образования	нонтронитизированный серпентинит	рыхлый выщелоченный серпентинит
Серпентин керолитизированный	—	0,91	1,09
Нонтронит	2,66	1,90	1,80
Гидрохлорит вермикулит	5,73	3,54	2,78
Никелевый керолит	—	5,80	12,81
Гетит-гидрогетит	0,71— 0,88	0,59	0,34

залегают отложения синарской свиты (апт — альб) мощностью около 80 м, сложенные кварцевыми песками, бокситовидными глинами и лигнитами.

Отсутствие континентальных отложений мезозоя, палеоцена, эоцена и раннего олигоцена на Сахаринском месторождении и прилегающих к нему участках позволяет считать, что третье по счету поднятие местности в процессе формирования коры выветривания происходило в раннем олигоцене. Возможно, оно началось несколько ранее, в позднем эоцене, и по времени совпадает с началом регрессии эоценового моря. В это же время, вероятно, формировался нижний горизонт магнетитов, образующий вместе с дезитегрированными серпентинитами так называемые корни коры выветривания.

В течение позднего олигоцена и миоцена район был относительно стабилен. Отложения позднего олигоцена и миоцена сохранились под четвертичными глинами на возвышенных местах района. Среднее содержание основных компонентов в серпентинитах и продуктах их выветривания приведено в табл. 4. Основными никельсодержащими минералами в рудах являются нонтронит, гидрохлорит керолитизированный серпентин, никелевый керолит, вермикулит и гидрогетит. Содержание никеля в них по данным исследований К. Самариной приведено в табл. 5.

Вследствие переменной мощности рудных тел, а также отсутствия в периферической части месторождения (в результате эрозии) верхнего и среднего

рудных ярусов суммарная мощность рудных тел колеблется от 3 до 25 м. Около 95% занасов руд залегает выше уровня подземных вод. Средняя мощность вскрыши составляет 25 м, а средний ее коэффициент равен 2,5.

Серовское месторождение

Серовское месторождение находится к северо-западу от г. Серова, на западной окраине Зауральской континентально-морской цокольной равнины и приурочено к коре выветривания керолит-гетитового профиля Кольско-Вагранского массива серпентинитов. Кора выветривания залегает в депрессиях под толщей мезо-кайнозойских континентальных и морских отложений мощностью от 10 до 200 м. Наиболее ранние из них — континентальные осадки средней и поздней юры и раннего мела; наиболее распространенные — морские отложения палеогена. На преобладающей приподнятой части массива кора выветривания почти не сохранилась.

Мощность элювиальных образований в депрессиях колеблется от 20 до 90 м. Массив, несущий никеленосную кору выветривания, сложен хлоритизированными апоперидотитовыми серпентинитами с подчиненным количеством серпентинизированных дунитов и пироксенитов. В массиве отмечается большое количество даек граподиоритов, диоритов и амфиболитов.

Профиль коры выветривания состоит из трех зон: 1) охр; 2) выщелоченных серпентинитов; 3) дезинтегрированных серпентинитов. Приблизительно на 1/3 площади распространения погребенной коры выветривания зона охр в позднемеловое и палеогеновое время уничтожена морской абразией.

Охры представляют собой тонкозернистую рыхлую породу, состоящую из гидрогетита, гидрогематита, ферригаллуазита, гидрохлорита, талька, магнетита и хромшпинели. Мощность зоны охр колеблется от 5 до 15 м (иногда до 30 м). Выщелоченные серпентиниты образуют три подзоны: 1) рыхлых выщелоченных, обохренных, затронутых нонтронитизацией серпентинитов; 2) рыхлых выщелоченных, керолитизированных и силицифицированных серпентинитов; 3) выщелоченных, относительно крепких пористых серпентинитов. Минеральный состав: серпентин, кварц, керолит, нонтронит, гидрохлорит, арагонит, магнетит, хромшпинель, тальк. Мощность зоны 10—40 м. Мощность дезинтегрированных серпентинитов не установлена. По данным некоторых скважин она достигает 40 м.

На преобладающей части площади распространения коры выветривания, залегающая под бобово-конгломератовыми железными рудами и другими отложениями озерно-болотного происхождения, вследствие просачивания бедных кислородом и обогащенных углекислотой и сероводородом болотных вод подвергалась сложным процессам преобразования на глубину от 10 до 30 м. Химические реакции с минералами остаточной коры обусловили образование новых минеральных комплексов. По данным исследований К. Бородиной, наиболее характерными метасоматическими минералами преобразованной коры выветривания ультраосновных пород Серовского месторождения являются железистые хлориты, минералы ряда шамозит-серпентин, сидерит, манганосидерит, родохрозит, нирит, марказит и миллерит. До глубины 3—5 м в измененных элювиальных образованиях преобладает шамозит, отмечаются скопления маггемита и магнетита. С глубиной количество новообразованных минералов инфильтрационно-метасоматической коры выветривания постепенно уменьшается.

В конце позднего мела и в начале раннего палеогена вследствие поднятия и эрозии отдельные небольшие участки коры выветривания были обнажены.

Как реликтовая, так и преобразованная кора выветривания на этих участках вновь подверглась процессам химического разложения.

Рудные тела имеют пластообразную форму, локализируются в зоне охры (с подзоной лептохлоритов) и в верхней части зоны выщелоченных серпентинитов (рис. 28). Руды представлены железистым, магнезиальным и глиноземистым технологическими сортами. Железистый сорт руд представлен охрами и обохренными выщелоченными серпентинитами, а магнезиальный — выщело-

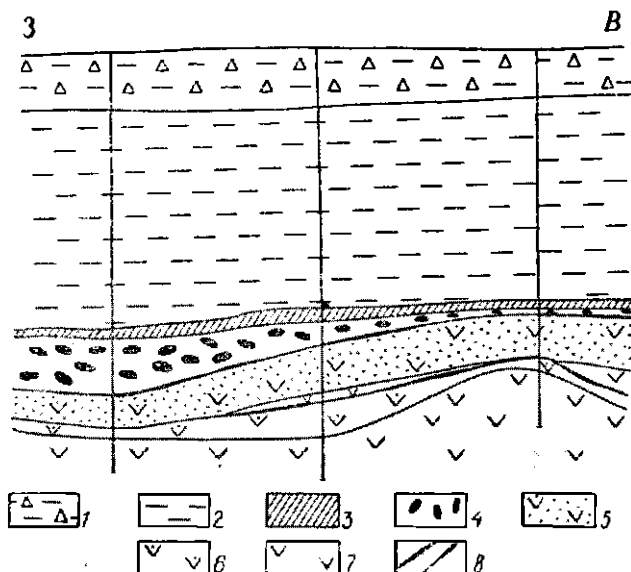


Рис. 28. Разрез по одному из участков Серовского месторождения. По Л. Кононовой.

1 — глины антропогена; 2 — диатомиты, опоки и аргиллиты палеогена; 3 — песчаники и конгломераты раннего мела; 4 — бобово-конгломератные руды; 5 — охры по серпентиниту; 6 — выщелоченные серпентиниты; 7 — серпентиниты; 8 — рудное тело

ченными серпентинитами; глиноземистый характерен для выщелоченных серпентинитов, изобилующих дайками разложившихся амфиболитов, диоритов и гранитов. Средний химический состав руд месторождения приведен в табл. 6.

Таблица 6

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ В РУДАХ СЕРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (в %)

Технологический сорт руды	Доля запасов сорта руд в общем по месторождению, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	S
Железистый	44,2	22,44	0,15	5,65	2,26	39,23	12,52	0,77	4,31	0,16
Магнезиальный	39,9	44,94	0,03	3,83	0,98	14,46	5,84	1,13	17,49	0,06
Глиноземистый	15,9	37,74	0,61	15,02	0,66	14,90	9,57	1,06	8,30	0,05
Среднее по месторождению	100	39,30	0,24	6,37	1,22	20,54	8,18	1,04	12,49	0,07

По гидрогеологическим условиям месторождение относится к типу небольших замкнутых артезианских бассейнов напорных пластово-трещинных вод. При карьерной разработке предполагается полная срезка пьезометрических напоров с полным или почти полным осушением водоносных горизонтов, вскрытых в бортах карьеров. Средний коэффициент вскрыши 5,6.

Месторождения линейного типа

Месторождения линейного типа характеризуются четко выраженной локализацией элювиальных образований в пределах тектонических зон брекчирования пород. Наиболее типичные линейные месторождения находятся в пределах Уфалейского и Полевского районов Среднего Урала, что связано с особенностями их строения — развитием сравнительно небольших пластовых интрузий серпентинитов в толщах зеленокаменных пород, подвергшихся значительным плинктивным и дизъюнктивным дислокациям.

Уфалейский район входит в состав Тагило-Магнитогорского прогиба, в его средней части, где эта крупная уральская структура сильно сужена и приподнята. Древнейшими породами в районе являются протерозойские (или раннепалеозойские) кристаллические сланцы. Выше по разрезу залегает серия пород зеленокаменной толщи (S_1 — D), которая включает свиты углисто-кварцитовых сланцев, мраморов, хлоритовых, амфиболовых и других метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород.

Внедрение в позднем девоне ультраосновной магмы привело к образованию Уфалейского межпластового массива и множества небольших тел перидотитов. Перидотиты почти нацело серпентинизированы. В процессе формирования среднепалеозойской эвгеосинклинали, последующих тектонических подвижек и денудации серпентиниты образовали выходы в виде ряда субпараллельных полос в толще сланцев раннего силура и девона. Уфалейский массив занимает центральную часть Дегтярско-Уфалейского синклинория и образует две сближенных полосы выходов — в западном и в восточном крыльях синклинали. Общая протяженность массива 35 км, мощность западной и восточной серпентинитовых тел изменяется от 0,7 до 3 км. Пластообразные тела серпентинитов, расположенные к северу, западу и востоку от Уфалейского массива, имеют протяженность 1—6 км и мощность от нескольких десятков метров до 0,3 км. Лишь Черемшанский массив в центральной части достигает мощности 0,5 км.

В пределах главного Уфалейского массива известны одно небольшое месторождение линейно-трещинного подтипа (Рогожинское) и ряд мелких рудных залежей контактово-карстовых руд. Наиболее крупные месторождения линейного типа относятся к контактово-карстовому подтипу. Широко распространены они и в Уфалейском, и в Полевском районах. Эти месторождения приурочены к маломощным межпластовым телам серпентинитов, залегающим в толще сланцев и мраморов, на участках, претерпевших интенсивную складчатость. На всех контактово-карстовых месторождениях отмечается продольная и поперечная складчатость. Сланцы собраны в крутые складки, серпентиниты и мраморы брекчированы и разбиты на множество блоков (Корин, 1956; Сысоев, 1964).

Рудные тела месторождений контактово-карстового подтипа залегают не только в остаточной коре выветривания, но и в карстовых образованиях. Последние представляют собой продукты обрушившейся в подземные карстовые полости остаточной коры выветривания, обогащенные в условиях щелочной среды инфильтрационными минералами: гарниеритом, непуитом, никелевым

керолитом, никельсодержащим ферригаллуазитом и др. Наряду с этим инфильтрационные минералы образуют скопления, выстилающие днища карстовых полостей. Содержание никеля в остаточной коре серпентинитов в уральских месторождениях довольно постоянно и колеблется в пределах 1—1,3%. Среднее содержание никеля на месторождениях линейного типа, связанных с карстом, в основном зависит от соотношения запасов руд в остаточной и контактово-карстовой корах выветривания (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

ЗАВИСИМОСТЬ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ НИКЕЛЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОТ СООТНОШЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ РУД

Месторождение	Содержание никеля в сухой руде, %			Доля запасов карстовых руд по отношению к общим, %
	среднее по месторождению	в рудах остаточной коры выветривания	в рудах карстовых образований	
Синарское	1,08	0,87	1,53	29,2
Черемшанское	1,26	0,95	1,76	37,1
Шелсинское	1,55	1,00	1,76	72,3

Глубина развития карстовых образований самая различная и на ряде месторождений (Черемшанское, Синарское, Крестовско-Тюленевское и др.) измеряется сотнями метров. На некоторых месторождениях имеются участки открытого карста, выполненного песчано-глинистыми отложениями, переслаивающимися с лигнитами. Лигниты, залегающие вблизи элювиальных образований по серпентиниту, нередко содержат от 0,7 до 8% никеля, входящего в состав гипергенных сульфидов. В жаркие сухие периоды лета забор карьеров, сложенных лигнитами, покрываются корочками светло-зеленого моренозита.

Месторождения или отдельные участки линейно-трещинного подтипа по сравнению с контактово-карстовыми имеют менее сложное строение и, как правило, относительно низкое содержание никеля в рудах. Представителем месторождений линейно-трещинного подтипа (IIa) служит Рогожинское, а контактово-карстового (IIб) — Черемшанское и Синарское месторождения.

Рогожинское месторождение

Рогожинское месторождение находится в северной части Уфалейского серпентинитового массива. В строении месторождения в основном принимают участие апонеридотитовые серпентиниты. Подчиненное значение имеют глинисто-хлоритовые и другие сланцы, принадлежащие к эффузивно-метаморфическому комплексу и сохранившиеся на участке в виде ксенолитов кровли интрузии. Серпентиниты представлены двумя разновидностями: апонеридотитовыми, с сохранившимися зернами бастита, и антигоритовыми, в которых реликтовые минералы отсутствуют. Среди серпентинитов встречаются небольшие жиллообразные тела хлоритовых пород, несущие густую вкрапленность магнетита.

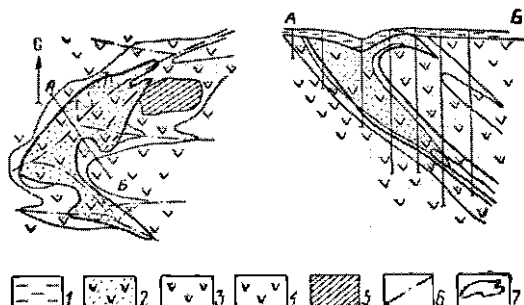
Структура и морфология месторождения определяются системой разрывных нарушений. Основная рудоконтролирующая зона разлома имеет северо-восточное (60—65°) простирание, параллельное контактам массива, и падение на юго-восток под углом 50°. Она прослежена скважинами более чем на 300 м. Главная

зона разлома сопровождается серией оперяющихся зон повышенной трещиноватости широтного и юго-восточного простирания (рис. 29). Кора выветривания развита на метаморфических породах и серпентинитах. Сохранившаяся кора выветривания хлоритовых сланцев представлена безрудными глинами с обломками слабо разложившей породы. Кора выветривания серпентинитов имеет симметричное строение со сменой зон от середины разлома к его бокам. Представлена охристо-кремнистыми образованиями, выщелоченными серпентинитами и дезинтегрированными серпентинитами.

Охристо-кремнистые образования по серпентинитам являются главной никеленосной породой. Наиболее развиты эти руды в верхней части месторождения, где выполняют среднюю часть зон дробления. Мощность их 2—28 м. Охристо-кремнистые образования состоят из гидрогетита, гетита, лимонита,

Рис. 29. Схема геологического строения Рогожинского месторождения. Составил Ф. Сысоев по материалам Уфалейской ГРП.

1 — делювиальные глины; 2 — охристо-кремнистые образования; 3 — выщелоченные серпентиниты; 4 — серпентиниты; 5 — сланцы; 6 — тектонические нарушения; 7 — контур рудного тела



гидрогематита, кварца, галлуазита и минералов группы водных окислов марганца.

Выщелоченные серпентиниты местами сохраняют текстуру и структуру первичной породы или превращены в глинистую массу со щебенкой обожженных серпентинитов. Породы состоят из реликтовых минералов — антигорита и др., а также из новообразований гидрогетита, кварца, галлуазита. Рудопосность выщелоченных серпентинитов слабая. Никеленосные продукты выветривания серпентинитов на месторождении перекрыты слоем делювиальных глин и охристо-кремнистых пород мощностью 6—12 м.

Рудное тело Рогожинского месторождения представляет собой наклоненную под углами 50—55° залежь сложной формы, сплошную в верхних горизонтах и расчлененную в нижних. Длина залежи по простиранию 160 м. Глубина залегания руд (по вертикали) 120 м.

Помимо основного рудного тела разведкой выявлено несколько сильно вытянутых рудных линз, ориентированных в том же направлении. Литологические разновидности никелевых руд характеризуются следующими соотноше-

Таблица 8

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ В СУХИХ РУДАХ РОГОЖИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (в %)

Тип руды	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Ni	Co
Охристо-кремнистые образования	13,28	65,06	9,47	4,00	0,86	0,098
Обожженные выщелоченные серпентиниты	34,04	40,03	9,13	9,50	0,75	0,060
Выщелоченные серпентиниты	36,44	20,74	5,46	26,28	0,78	0,030

ниями: 1) охристо-кремнистые образования по серпентинитам 55%, 2) обожженные выщелоченные серпентиниты 16%; выщелоченные серпентиниты 25%; 4) разложенные жильные породы 4% (табл. 8).

Руды относятся к железистому и железисто-магнезиальному техническим сортам. По содержанию никеля они не удовлетворяют кондициям, но рассматриваются как необходимая железистая добавка для шихтовки никелевой руды с других месторождений, предназначенной для шахтной плавки.

Черемшанское месторождение

Черемшанское месторождение находится к северу от г. Верхний Уфалей. В 1907 г. в северо-восточной части месторождения, на контакте серпентинитов с мраморами, П. Кротов обнаружил силикатные никелевые руды, а в 1911 г. горный инженер Н. Керзин обратил внимание на высокое содержание никеля в лигнитах¹.

В геологическом строении месторождения принимают участие серпентиниты, мраморы, углисто-глинисто-кремнистые сланцы раннего силура (лландовери), переслаивающиеся с хлорит-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами, роговики, элювиальные образования по серпентинитам и сланцам, глинистые пески с пластами лигнитов среднего олигоцена, глины плиоцена и антропогена. Толща осадочно-метаморфических пород раннего силура имеет северо-западное (310—320°) простирание и северо-восточное (50—70°) падение, состоит из двух пластов сланцев и двух пластов мраморов. Суммарная мощность осадочно-метаморфических пород 300—500 м.

Внедрение ультраосновной магмы, образовавшей Черемшанский массив, происходило между нижним пластом мраморов и верхним пластом сланцев. В северо-восточной и южной частях месторождения она проникла в мраморы верхнего пласта, расщепила их на несколько пачек и захватила множество блоков-ксенолитов. Среди серпентинитов встречаются ксенолиты сланцев.

Черемшанский массив серпентинитов имеет пластообразную форму и согласное с вмещающими породами залегание. Его протяженность 6,3 км, средняя мощность 0,4 км. К югу массив расщеплен на ряд апофиз мощностью от 20 до 200 м.

Толща мраморов и сланцев, в пределах которой расположен Черемшанский массив серпентинитов, зажата между двумя крупными массивами: с запада расположен Уфалейский массив гипербазитов, с востока — Чусовской массив кварцевых диоритов. В юго-восточной части месторождения кварцевые диориты непосредственно контактируют с серпентинитами, а севернее они отделены от серпентинитов толщей роговиков и диабазов (рис. 30). Среди серпентинитов иногда встречаются дайки диоритов, диабазовых порфиритов и гранат-пироксеновых пород.

Черемшанский массив в основном сложен антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами, не сохранившими реликтовых минералов. Лишь в западной части месторождения встречаются участки, сложенные апопиритовыми серпентинитами, а в южной и центральной частях массива констатированы серпентинизированные дуниты. Вблизи контакта с кварцевыми диоритами серпентиниты превращены в тальковые, хлоритовые, тальк-

¹ С 30-х годов этого столетия за лигнитами с кондиционным содержанием никеля в фондовой геологической литературе по Верхне-Уфалейскому району укоренилось наименование «керзиниты».

карбонатные и актинолит-хлоритовые породы. Среднее содержание никеля в массиве 0,19%.

В эпоху герцинской складчатости в палеозойском комплексе пород, зажатых между двумя крупными интрузивами, образовалась серия крупных

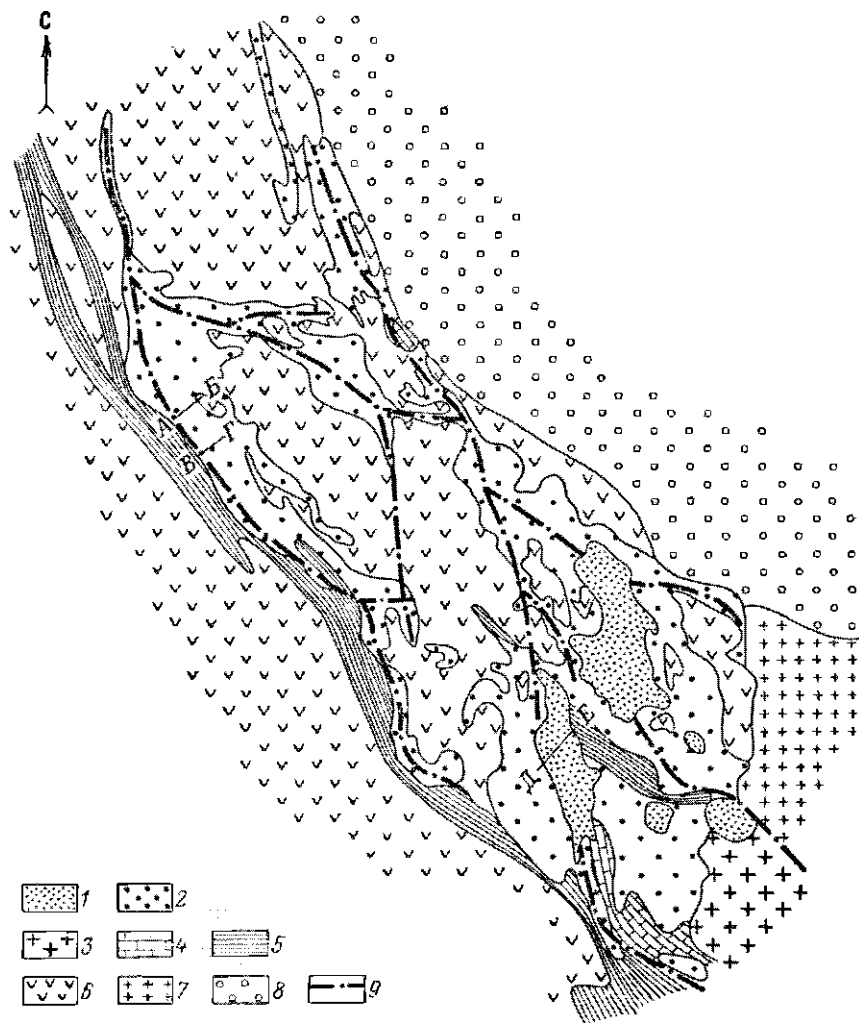


Рис. 30. Схематическая карта коры выветривания Черемшанского месторождения. По Ф. Сысоеву.

1 — глинистые пески с пластами лигнитов среднего олигоцена; 2 — элювиальные образования по серпентиниту; 3 — коагелизированные диориты; 4 — мраморы; 5 — сланцы; 6 — серпентиниты; 7 — кварцевые диориты; 8 — роговики; 9 — тектонические нарушения

разломов и оперяющих их зон дробления и милонитизации. Дроблению в большей степени подвергнуты серпентиниты лежащего и висящего боков массива и контактирующие с ними мраморы. Разломы имеют преимущественно северо-западное простирание и северо-восточное ($50-70^\circ$) падение.

Кора выветривания пород палеозоя представляет собой протяженные крутопадающие залежи. В северо-западной части месторождения на протяжении 0,4 км она представлена линейно-трещинным подтипом (рис. 31), на остальных участках остаточная кора подстилается карстовыми образованиями.

Северо-западная часть месторождения разведана до глубины 150—200 м, а вся центральная и южная — до глубины 250—420 м, причем предел развития коры выветривания в глубину не установлен. Так, в южной части скв. 1509 остановлена в рыхлых выщелоченных серпентинитах на глубине 415,8 м, а скв. 1459 — на глубине 423 м в карстовых образованиях с содержанием

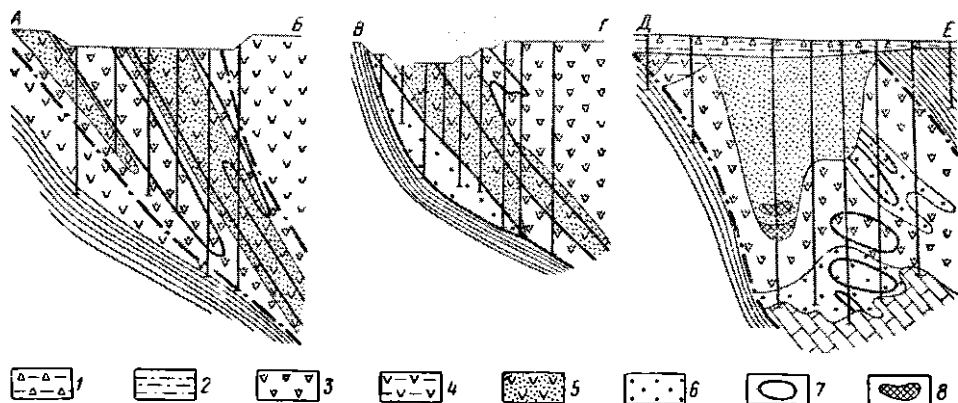


Рис. 31. Схематические разрезы Черемшанского месторождения. По Ф. Сысоеву.

1 — делювиальные глины антропогена; 2 — глины плиоцена; 3 — выщелоченные серпентиниты; 4 — нонтронитизированные серпентиниты; 5 — охристо-кремнистые образования по серпентиниту; 6 — карстовые образования; 7 — контуры руды в коре выветривания; 8 — рудные тела в лигнитах. Остальные обозначения см. на рис. 30.

никеля 2,62%; в северо-восточной части выщелоченные серпентиниты выклиниваются на глубине 70—100 м.

Остаточная кора выветривания на месторождении представлена охристо-кремнистыми образованиями по серпентиниту, выщелоченными серпентинитами, песчано-глинистыми и щебенчатыми продуктами выветривания сланцев. В верхних горизонтах месторождения иногда встречаются пластообразные тела нонтронитизированных серпентинитов, выклинивающиеся на глубине 30—50 м от поверхности. Охристо-кремнистые образования обычно слагают среднюю часть элювиальной толщи. Залегают они среди выщелоченных серпентинитов, где образуют несколько параллельных клиновидных залежей. Мощность их, как и глубина распространения, самая различная: в северо-западной и юго-восточной частях месторождения 40—50 м, а максимальные глубины подсечения 160—200 м. Содержание никеля в охристо-кремнистых образованиях колеблется в пределах 0,2—3%. Наиболее высокие его содержания связаны с присутствием асболона, а вблизи мраморов — никелевых силикатов и ферригаллуазита.

Выщелоченные серпентиниты образуют три подзоны: 1) рыхлых выщелоченных, сильно обохренных серпентинитов, прилегающих к зоне охристо-кремнистых образований; 2) рыхлых выщелоченных керолитизированных, затронутых нонтронитизацией серпентинитов; 3) относительно плотных, выщелоченных силицифицированных серпентинитов. Последние постепенно переходят в дезинтегрированные серпентиниты. Первые две разновидности выще-

лоченных серпентинитов обычно имеют промышленное содержание никеля. Суммарная мощность зоны выщелоченных серпентинитов в пределах одной зоны разлома колеблется от 20 до 80 м. Содержание никеля в выщелоченных серпентинитах изменяется от 0,4 до 3 5% и зависит от количества в них никелевого керолита и гидратированного хлорита.

Дезинтегрированные серпентиниты залегают в висячем боку коры выветривания и в местах ее выклинивания. В северо-западной части месторождения они констатированы и в лежащем боку элювиальных образований. Мощность их обычно не превышает 20 м. Линзы дезинтегрированных и слабо затронутых выветриванием серпентинитов часто встречаются среди более разложенных их разновидностей.

Карстовые образования, как правило, подстилают остаточную кору выветривания серпентинитов (см. рис. 31), а иногда сланцев и роговиков. При наличии крупных ксеяолитов мрамора в серпентинитах карстовые образования залегают в толще элювия последних. Для карстовых образований характерна пласто- и гнездообразная форма залегания. Мощность их изменяется от 1—2 до 80 м.

Карстовые образования сложены выщелоченным серпентином, керолитом, гидрогетитом, кварцем, ферригаллуазитом и тальком; в меньших количествах присутствуют никелевый керолит, непуит, гарниерит, гидратированный хлорит, магнетит и хромшпинель.

В мраморах наряду с широкими и протяженными карстовыми впадинами наблюдается большое количество меньших по размеру пустот выщелачивания самой различной, часто весьма причудливой формы. Такие пустоты обычно заполнены рыхлыми образованиями, состоящими из одних инфильтрационных минералов. Почти повсюду на закарстованной поверхности мраморов лежит тонкий слой гарниерита, никелевого керолита или непуита, выше залегают галлуазит и ферригаллуазит. В последнем часто наблюдаются тонкие прослойки асболана и непуита. Карстовые образования обычно имеют брекчиевидное сложение, вызванное перемешиванием продуктов карста вследствие их просадки и обрушения в ходе развития карста.

Тонкозернистые глинистые пески с линзами и пластами лигнита среднего олигоцена залегают в глубоких впадинах на мраморах. Мощность этих отложений колеблется от 70 до 230 м, а пластов лигнита в них — от нескольких дециметров до 28 м. Вблизи серпентинитов и их элювия содержание никеля в лигнитах достигает 2—8%.

Отложения среднего олигоцена перекрыты пестроцветными глинами плиоцена мощностью от 5 до 30 м. По всей площади месторождения распространены делювиальные глины антропогена мощностью от 1 до 8 м.

С остаточной корой выветривания на месторождении связано 60% запасов руд. Руды, представленные карстовыми образованиями, составляют 37%. Небольшое количество никеля заключено в лигнитах (2,3%) и делювии серпентинитов (0,7%).

Рудные тела имеют пластообразную форму, осложненную раздувами и пережимами, и согласное с вмещающими породами залегание. Большая часть их имеет северо-восточное и восточное падения под углами 50—70°. Мощность рудных тел 1—35 м. Средний коэффициент вскрыши 1 : 25.

Синарское месторождение

Синарское месторождение, приуроченное к массиву апоперидотитовых серпентинитов протяженностью 1,2 км и средней мощностью 250 м, находится

к востоку от г. Верхний Уфалей. Серпентиниты залегают среди осадочно-вулканогенных метаморфизованных пород ольховско-макаровской толщи. Наиболее распространены в пределах рудного поля породы зеленокаменного состава. Угристо-кремнистые, кварц-серицитовые и другие сланцы подстилают и перекрывают падающую на восток тектоническую структуру на протяжении всей рудоносной площади. Интрузивный комплекс представлен серпентинитами, породами семейства габбро и диоритами. Сланцы, слагающие лежащий и висячий бока структуры, сингенетичны и состав их определяется в основном

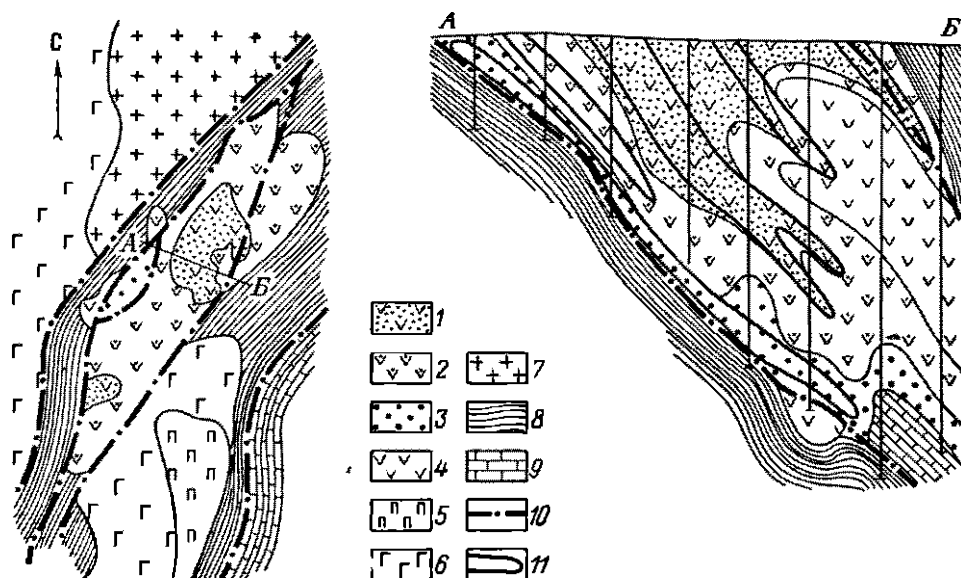


Рис. 32. Схема геологического строения Синарского месторождения. По Ф. Сисоеву, К. Пряжкоу и др.

1 — охристо-кремнистые образования по серпентиниту; 2 — выщелоченные серпентиниты; 3 — мраморные образования; 4 — серпентиниты; 5 — диабазовые порфиры; 6 — габбро; 7 — диориты; 8 — сланцы; 9 — мраморы; 10 — тектонические нарушения; 11 — контур рудного тела

такими минералами, как кварц, хлориты, углистое вещество, серицит, эпидот и др. Подстилаемые сланцами мраморы имеют мелкозернистую структуру, белый или серый цвет, нередко сланцевую текстуру.

Геологическое строение Синарского месторождения определяется в большей мере особенностями тектоники палеозойского фундамента на этом участке. Месторождение размещено в зоне крупного и сложного разлома, проходящего вдоль контактов полосы зеленых сланцев с массивом габбро на западе и с мраморами, перекрытыми сланцами, на востоке. Сланцы этой полосы образуют лежащий бок структуры и рудной зоны, имеющей общее северо-восточное ($35-40^\circ$) простирание с падением на юго-восток под углами $50-60^\circ$. Подстилающие и покрывающие сланцы в средней части структуры образуют заметный синклинальный прогиб, собранный в складки второго и третьего порядков как по простиранию, так и по падению. Взбросо-надвиги смещают толщи пород, создавая тектонические контакты между сланцами, мраморами и серпентинитами (рис. 32).

Структура месторождения создавалась в течение нескольких тектоно-магматических циклов, с которыми связаны внедрение ультраосновной, а затем основной и средней магмы и складчатость зеленокаменного фундамента. Мраморы и серпентиниты испытали дробление и в конечном итоге приобрели блоковое строение. К этому периоду тектогенеза относится образование роговиков, гранит-порфиров и других жильных пород. С последующей гидротермальной стадией связано образование антигорита, хлоритов, талька. Наиболее поздние тектонические подвижки в складчатых палеозойских породах произошли, вероятно, в астурийскую фазу герцинской складчатости и выразились в эпейрогенических движениях в уже сформированном складчатом фундаменте. Они привели к новому дроблению и делению территории на блоки. Вновь возникшие трещинные зоны послужили путями движения подземных вод и развития гипергенных процессов.

На площади всего Синарского месторождения мраморы подвергались растворению на большую глубину, измеряемую десятками и даже сотнями метров. Лежащие на них серпентиниты, подвергшиеся дроблению, затем выветриванию, разложены и превращены в элювий. Последний вместе с ксенолитами плотных пород был опущен в карстовые полости и послужил основным материалом для образования никелевых руд.

На закарстованной поверхности мраморов прослеживаются три подземные гряды, ограниченные зонами дробления согласно с общим простиранием рудной зоны. Установлена более существенная степень раздробленности контакта серпентинитов и мраморов (восточная часть рудной зоны), чем контакта мраморов с подстилающими их сланцами. В связи с этим восточная часть головы мраморного пласта располагается на более низких отметках, чем западная. Разведочными работами зафиксированы поперечные нарушения в мраморе, также повлиявшие на положение рудных тел. Морфология рудных тел Синарского месторождения определяется не только характером тектонических нарушений, обусловивших формирование линейной коры выветривания, но и формами опускания никеленосного элювия в карстовые полости. Как и во всех других случаях, отстройка контуров рудных тел производится по данным разведочных скважин с учетом кондиций по содержанию никеля в пробах и геологических блоках.

Форма рудных скоплений вырисовывается как наклонная рудная залежь с углами падения 40—50° (на восток) и мощностью по нормали 170 м, при отклонениях по отдельным разрезам от 70 до 280 м. Рудная залежь не является единым сплошным телом, а состоит из отдельных «пластов» и вытянутых линз, местами осложненных пережимами и раздувами, возникавшими в местах сопряжения тектонических нарушений. Непосредственно на головах мраморного пласта руды выполняют карстовые углубления с развитием своеобразных форм провисания рудных тел — прогнутые «пласты» и линзы.

Т а б л и ц а 9

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ В РУДАХ СИНАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (в вес. %)

Компоненты	Технологический сорт руды			
	желе- зистый	магнети- зальный	крем- нистый	глинозе- мистый
SiO ₂	25,84	38,74	51,17	38,18
Al ₂ O ₃	6,51	5,88	8,24	15,56
Fe ₂ O ₃	52,34	42,22	17,08	18,44
MgO	5,48	20,64	9,21	8,76
Ni	0,90	1,09	1,48	1,46
Co	0,058	0,042	0,039	0,087

Руды месторождения представлены следующими литологическими разновидностями продуктов коры выветривания (в %): охры по серпентиниту 47,6; выщелоченные серпентиниты 22,1; карстовые образования 29,2; разложенные сланцы 1,1. Наиболее сложны и разнообразны по минеральному составу карстовые образования. Среди них выделяется несколько разновидностей: руды по серпентиниту, руды по габбровым породам, руды окремненные и др. По гранулометрическому составу карстовые руды делятся на глыбово-алевролитовые, пелито-алевролитово-щебенчатые и пелито-алевролитовые.

Технологические сорта руд на месторождении находятся в следующих соотношениях (в %): железистые 49,3; мегнезиальные 30,5; кремнистые 8,6; глиноземистые 11,6.

Химический состав руд месторождения приведен в табл. 9.

Месторождения линейно-площадного типа

К месторождениям линейно-площадного (смешанного) типа относятся Елизаветинское, Липовское, и некоторые отработанные никелевые и железно-никелевые (Анатолийское, Колюткинское, Бруснянское и др.), расположенные в пределах Зауральского абразионного неогена. Примером карстово-площадных месторождений служит среднеуральское Липовское, на нескольких участках которого сформирована кора выветривания как площадного, так и линейного типа, что обусловило сочетание на его территории нескольких видов силикатно-никелевых залежей.

Липовское месторождение

Липовское месторождение находится к северо-западу от г. Реж Свердловской области. Оно приурочено к группе небольших пластообразных тел серпентинитов общей площадью около 2,5 км², мощностью 30—300 м и протяжением от 100 м до 2 км, залегающих среди мраморов, гнейсов и амфиболитов мурзинской свиты предположительно позднепротерозойско-кембрийского возраста. Эти породы образуют брахисинклиналь, зажатую между Мурзинским, Адуйским и Соколовским массивами гранитов, инъецированы многочисленными дайками гранитов, аплитов и пегматитов и перекрыты мезо-кайнозойскими континентальными отложениями (рис. 33).

Континентальные отложения сложены бокситовидными глинами раннего мела, песчаными глинами и песками с прослоями лигнитов позднемелового возраста, песчано-глинистыми отложениями с прослоями лигнитов олигоцена, глинами и суглинками неогена и антропогена. Отложения мела и палеогена залегают непосредственно над карстовыми образованиями и рудами в карстовых депрессиях мраморов. Суммарная мощность континентальных осадков 15—90 м.

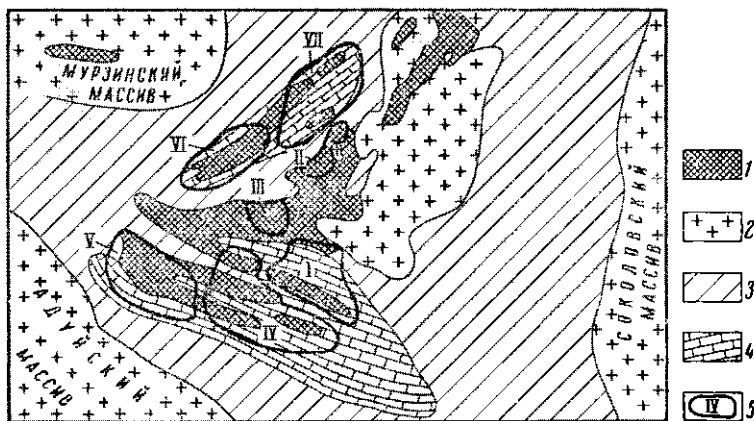
Ультраосновные массивы сложены преимущественно анодунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Гранитная магма оказала сильное метаморфизирующее воздействие на серпентиниты, выразившееся не только в их хлоритизации и отальковании, но и в широком развитии хлоритовых, амфиболовых, хлорит-амфиболовых, тальк-хлоритовых и тальк-карбонатных пород.

Кора выветривания на серпентинитах представлена площадным и линейным типами, на поперечных разрезах образующих грибообразную форму элювиальных образований (рис. 34).

На месторождении выделено семь рудных участков, в строении каждого из них принимают участие обычно один или два подтипа смешанной коры выветривания.

Рис. 33. Схематическая геологическая карта Липовского месторождения. Составил Ф. Сысоев по материалам Режской ГРП.

1 — серпентиниты; 2 — граниты; 3 — гнейсы; 4 — мраморы; 5 — границы рудных участков



Остаточная кора выветривания площадного распространения на Липовском месторождении развита на участках II и III и составляет их периферическую часть. Мощность ее не превышает 10—20 м; представлена преимущественно выщелоченными и дезинтегрированными породами.

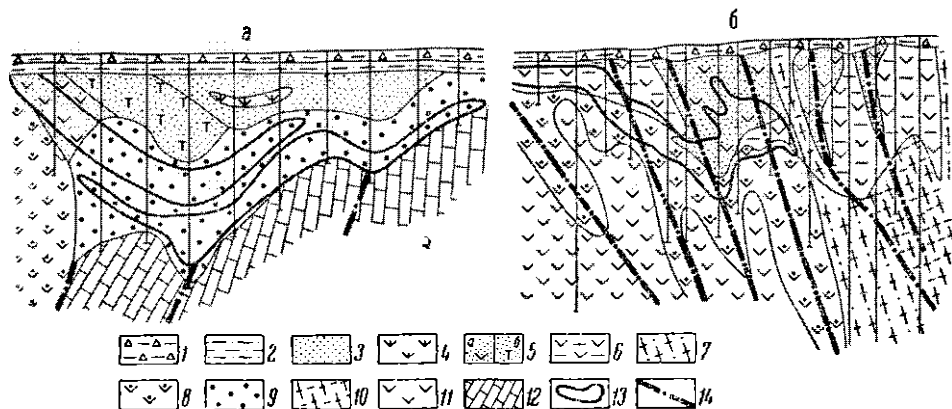


Рис. 34. Схематические геологические разрезы Липовского месторождения: а — участок IV б — участок III. По А. Кудряшовой.

1 — делювиальные глины антропогена; 2 — глины палеогена; 3 — песчано-глинистые отложения позднего олигоцена; 4 — лигниты; 5 — охристо-кремнистые образования; 6 — по серпентиниту, 7 — по тремолитовой породе; 8 — нотронитизированные серпентиниты; 9 — коалинизированные гнейсы; 10 — выщелоченные серпентиниты; 11 — карстовые образования; 12 — выветрелые гнейсы; 13 — серпентиниты; 14 — мраморы; 15 — контур рудного тела; 16 — тектонические нарушения

Линейная кора является главным носителем вискелевого оруденения. По строению подразделяется на три подтипа: линейно-трещинный, контактово-трещинный и контактово-карстовый.

Линейно-трещинная кора распространена на участках II и III. Рыхлые продукты выветривания в поперечном разрезе имеют клинообразную форму

и прослеживаются до глубины 40—100 м. В обе стороны от осевой части зоны дробления характерна следующая смена зон: 1) охристо-кремнистых образований; 2) нонтронитизированных обохренных серпентинитов (только в верхних горизонтах); 3) выщелоченных карбонатизированных серпентинитов; 4) дезинтегрированных серпентинитов (см. рис. 34, а). Оруденение связано с охристо-кремнистыми образованиями, нонтронитизированными серпентинитами и выщелоченными слабо затронутыми нонтронитизацией серпентинитами. Главные никеленосные минералы — керолит, нонтронит, никелевый гидрохлорит, гидроокислы железа, гарниерит. Рудные тела приурочены к охристо-кремнистым образованиям и выщелоченным серпентинитам. Наиболее высокие концентрации никеля характерны для нонтронитизированных выщелоченных серпентинитов.

Контактово-трещинная кора развита на контактах серпентинитов с гнейсами, гранитами и дайками жильных пород. Известна на западе VII участка, на севере III и IV и на востоке II участков. Породы на контактах обычно смяты и сильно раздроблены. Элювиальные образования по простиранию прослеживаются на несколько сот метров (до 700 м) и имеют мощность до 25—50 м. Максимальная глубина распространения их 150—160 м.

Контактово-трещинная кора характеризуется горизонтальной зональностью и сокращенным профилем выветривания. Зоны охристо-кремнистых образований, выщелоченных хлоритизированных серпентинитов и дезинтегрированных серпентинитов по мере удаления от контактов последовательно сменяют друг друга в направлении массива серпентинитов. В верхних горизонтах коры выветривания на участках II и III встречаются линзы и клиновидные тела нонтронитизированных серпентинитов. Гнейсы и граниты на контакте с серпентинитами также разложены и представлены монтмориллонитизированными и каолинизированными разностями, сменяющимися постепенно дезинтегрированными и свежими породами. Рудные тела локализованы и в охристо-кремнистых образованиях, нонтронитизированных серпентинитах и выщелоченных серпентинитах. Главные никеленосные минералы — никелевый гидрохлорит, нонтронит и монтмориллонит.

Наиболее распространена на месторождении контактово-карстовая кора. Она развита в контактах серпентинитов с мраморами на участках I, IV, V, VI и VII. Контакты серпентинитов с мраморами всюду осложнены тектоническими нарушениями. Максимальная глубина распространения рыхлых карстовых образований достигает 200 м. Ширина карстовых полостей и щелей 15—20 м, в редких случаях до 70—95 м. Преобладающая часть карстовых образований имеет пологое залегание с крайне неровной нижней границей, обусловленной закарстованностью мраморов (см. рис. 34, а).

Общие закономерности карстования мраморов, характер и условия залегания карстовых образований и специфика их оруденения такие же как на контактово-карстовых месторождениях Уфалейского района. Отличают месторождение следующие особенности:

- 1) меньшая интенсивность карстования;
- 2) обилие в карстовых образованиях гидрохлорита, монтмориллонита, гидробиотита, мусковита, каолинита, которые в уфалейских месторождениях имеют подчиненное распространение;

- 3) высокое содержание среди продуктов выветривания глиноземсодержащих минералов, обусловившее формирование наряду с железисто-кремнеземистыми и магнезиальными рудами большого количества кремнисто-глиноземистых промышленных руд.

По составу среди карстовых образований выделены следующие основные типы руд:

1) карстовые образования, состоящие из элювия серпентинитов: а) охристо-кремнистые образования, б) обохренные выщелоченные серпентиниты, в) выщелоченные серпентиниты;

2) карстовые образования, состоящие из разложившихся хлоритовых, хлорит-тремолитовых и тальк-хлоритовых пород;

3) карстовые образования гранитного состава;

4) карстовые образования гнейсового состава;

5) карстовые образования смешанного состава.

Карстовые образования составляют преобладающую часть запасов руды (81,6%) и никеля (87,6%) на месторождении.

В лигнитах, залегающих на склонах карстовых депрессий, сложенных элювием серпентинитов, содержание никеля иногда превосходит 1%, однако их роль в общих запасах никелевых руд на месторождении незначительна.

Морфология рудных тел Липовского месторождения в большинстве случаев определяется типом профиля коры выветривания, а также формой карстовых полостей. Обычно они имеют вид неправильных пластообразных, гнездообразных и клиновидных залежей (см. рис. 34) самых различных размеров и мощности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Генкин А. Д. Медно-никелевые руды. — В кн.: Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964, с. 65—95.

Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., «Наука», 1968. 106 с.

Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М., Изд-во АН СССР, 1956. 328 с. (Материалы Лабор. геол. докембрия, вып. 3). Авт.: Н. А. Елисеев, Е. К. Козлов, П. В. Лялин и др.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. М., Изд-во АН СССР, 1947, 134 с. (Труды ИГН, вып. 81).

Глазковский А. А. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 20. Никель. М., Госгеолтехиздат, 1963, 280 с.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968. 352 с.

Горбунов Г. И., Чернышев Н. М., Буковшин В. В. Новая никеленосная провинция в районе Воронежского кристаллического массива. — «Советская геологин», 1970, № 4, с. 90—109.

Егоров В. Н., Сузанова Е. Н. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы. — «Разведка и охрана недр», 1963, № 1, с. 17—21.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., «Наука», 1964. 176 с.

Зонтов Н. С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения Северного мыса горы Рудной (Норильский район). — «Геология рудных месторождений», 1959, № 5, с. 3—20.

Кавардин Г. И., Митенков Г. А. Медно-никелевые руды Талнахского месторождения. — В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 123—181. (Труды НИИГА, т. 167).

Корин И. З. О контактово-карстовом типе месторождений в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 244—256.

Кравцов В. Ф., Седых Ю. Н., Гор Ю. Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла. — В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 8—30. (Труды НИИГА, т. 167).

Литвиненко И. В., Ленина И. С. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 139—147.

Моор Г. Г., Урванцев Н. Н. Медно-никелевое оруденение Норильского района. — В кн.: Полезные ископаемые Советской Арктики. Л., Госгеолтехиздат, 1958, с. 60—79. (Труды НИИГА, т. 97).

Никитин К. К. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 190 с. (Труды ИГЕМ, вып. 69).

Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., «Наука», 1971. 89 с.

Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 4—35. (Труды ГИН, вып. 77).

Роговер Г. Б. Месторождение Норильск I. М., Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.

Смирнов М. Ф. Строение Норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М., «Недра», 1966. 58 с.

Сысоев Ф. А. К вопросу о генезисе никелевых месторождений выветривания линейного типа. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963. с. 210—220.

Сысоев Ф. А. О приуроченности крупных никелевых месторождений линейного типа к небольшим массивам гипербазитов. — «Разведка и охрана недр», 1964, № 10, с. 3—6.

Сысоев Ф. А. О времени образования прожилков бурого железняка и халцедона в верхних горизонтах никелевых месторождений выветривания на Среднем Урале. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 220, № 1, с. 185—186.

Тарасов А. В. Структурный контроль медно-никелевого оруденения на месторождении Норильск I. — «Геология и геофизика», 1968, № 5, с. 39—49.

Чернышев Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1971. 312 с.

Чешенко Ю. А., Бабурин Л. М. О некоторых особенностях строения Чайского массива в Северном Прибайкалье. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1970, № 2, с. 151—155.

Эдельштейн И. И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М., «Наука», 1968. 199 с.

Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минеральный состав руд и окислительных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — В кн. Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5. Л., «Наука», 1967, с. 16—63.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОБАЛЬТА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Близкие свойства элементов триады железо — кобальт — никель в значительной мере предопределяют их совместное нахождение, но при крайне неблагоприятном положении наименее распространенного кобальта. При определенных условиях специфические свойства элемента могут проявляться настолько отчетливо, что в ряде случаев возникают не только повышенные, но и преобладающие его концентрации по сравнению с постоянными и более распространенными спутниками. По отношению к никелю это особенно характерно для гидротермальных процессов с участием мышьяка. Нередко достаточно высокие концентрации кобальта, по сравнению с никелем, возникают также в соединениях с серой главным образом при высокотемпературных гидротермальных или метаморфических процессах. Характерны, наконец, повышенные содержания кобальта в гипергенных процессах, но в этих условиях уже с более близким к нему марганцем.

Отмеченные особенности поведения кобальта в общем дают довольно сложную картину его распределения в главных типах рудных месторождений. С одной стороны, в классе гидротермальных месторождений выделяются мышьяковые собственно кобальтовые месторождения, имеющие самостоятельное значение, и с другой — разнообразные кобальтсодержащие месторождения других ведущих металлов (главным образом никеля, железа, меди и некоторых других), где кобальт присутствует в количествах переменных по содержанию, но достаточных для его попутного извлечения.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОБАЛЬТА

Общим для гидротермальных месторождений является тесная связь кобальта с мышьяком. В зависимости от условий минералообразования количественные отношения между кобальтом и никелем в отдельных месторождениях могут сильно меняться — от резкого преобладания кобальта над никелем до обратных отношений между ними; существенно отличаются при этом и сопровождающие элементы.

По особенностям состава выделяются группы: 1) более простых мышьяково-кобальтовых месторождений с характерным преобладанием кобальта над никелем (50 : 1—10 : 1); 2) несравненно более сложных мышьяково-никель-кобальтовых месторождений с одновременно присутствующими серебром, висмутом и ураном (так называемая пиятметальная $Ag-Co-Ni-Bi-U$ рудная формация), с отдельными из этих металлов (главным образом серебром и висмутом) или с повышенным содержанием меди; отношение $Co : Ni$ в этой группе сильно колеблется: иногда достигает 10 : 1, снижается до 1 : 10 и даже 1 : 50, но чаще приближается к отношению 1 : 1.

По геологической обстановке в ряде случаев отчетливо наблюдается приуроченность месторождений первой и второй групп к глубинным разломам или к сопряженным с ними нарушениям. Характерно при этом появление

основных и ультраосновных интрузий, иногда сложно дифференцированных плагитогранитных интрузий, сопровождаемых производными основного состава и более поздними, но обычно предрудными дайками диабазов. Наконец, часть сложных мышьяково-никель-кобальтовых месторождений образует особую подгруппу, располагаясь непосредственно среди ультраосновных пород.

Мышьяково-кобальтовые месторождения

Месторождения этого типа немногочисленны. Несмотря на сравнительно небольшие размеры, они все же представляют значительный интерес по характеру и условиям проявления собственно кобальтовой минерализации, практически при отсутствии никеля или при весьма незначительном его содержании.

Преобладающая часть месторождений располагается в молодых складчатых областях альпийского цикла. Среди вмещающих пород наиболее обычны терригенные или вулканогенно-осадочные породы мезозойского возраста, значительно реже — палеозойские и докембрийские. Как правило, в связи с крупными нарушениями всюду прослеживаются интрузии умеренно кислых плагитогранитных магм с обильными сериями жильных пород от кислых до значительно более распространенных основных и средних. Иногда обнаруживаются также выходы небольших интрузивных тел ультраосновного и основного состава, расположенные на участках развития тех же крупных разломов.

Оруденение локализовано или в жильных зонах смятия и трещиноватости, или по нарушенным контактам даек основного состава. Характерны многократные приоткрытия рудных зон. На ранних стадиях распространены процессы окварцевания и хлоритизации вмещающих пород, в ряде случаев с развитием турмалинизации и биотитизации. Главные, и как правило, более ранние рудные минералы всюду представлены характерной ассоциацией сульфоарсенидов кобальта и железа ряда кобальтин — глаукоdot — кобальтсодержащий арсенопирит. Сульфиды железа, меди, небольшие количества сфалерита, галенита и другие менее распространенные сульфиды обычно более поздние. Часть месторождений содержит минералы висмута, реже золота, серебра, селена и теллура.

Преобладают вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные текстуры руд со сравнительно редкими переходами в более концентрированные формы оруденения. Тектурно-структурные особенности руд и изменения боковых пород в общем указывают на относительно высокотемпературный характер главной стадии кобальтового оруденения.

В пределах СССР к этому типу оруденения относятся: Северный кобальтовый рудник Дашкесанского района («Дашкесанкобальт») в Азербайджане, группа месторождений Сеймчанского района в Магаданской области и ряд рудопроявлений на Северном Кавказе, изученных и разведанных еще недостаточно. Типичными примерами за рубежом могут служить значительные по запасам месторождения района Блекбирд в штате Айдахо (США), а также месторождение Маунткобальт в провинции Квинсленд (Западная Австралия), месторождения некоторых районов Трансвааля, Чили и др.

Северный кобальтовый рудник Дашкесанского района (Дашкесанкобальт)

Северный кобальтовый рудник Дашкесанского района располагается в его крайней северной части вблизи известного железорудного месторождения. Разнообразная, в том числе кобальтовая минерализация в пределах района

связана с гранитоидной интрузией ранней стадии альпийского цикла. Занимая центральное положение в Дашкесанской геосинклинали, интрузия расчленена на производные от норитов и габбро в ее краевых частях до кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов — в центральной. В северо-северо-восточном «антикавказском» направлении интрузия и вмещающие средне- и верхнеюрские породы, залегающие на жестком массиве Азербайджанского плато, пересечены крупным разломом с опирающимися его нарушениями, нередко инъецированными дифференциатами основного состава.

На площади кобальтового рудника осадочно-вулканогенные породы байоса (порфириновые туфы, туфопесчаники, туфобрекчия, туфоконгломераты и глинистые песчаники с прослоями диабазовых и авгит-плагиоклазовых порфиритов) содержат многочисленные дайки диабазовых порфиритов, часть которых по нарушенным контактам интенсивно минерализована.

Наиболее изучена Главная рудная зона северо-западного простирания с заключенной в ней раздробленной дорудной дайкой. В результате неоднократных нарушений возникла сложная по строению зона дробления и смятия, захватывающая как тело дайки, так и вмещающие породы. По простиранию зона прослежена на 2 км с выявленной рудоносностью на протяжении 550 м; по падению она вскрыта на глубину до 300 м.

Оруденение имело форму вкрапленности, прожилков и линз среди перетертого глинисто-хлоритового материала зоны, а также среди обломков вмещающих пород и дайки. Процесс минералообразования протекал в нескольких стадий, разделенных внутрирудными подвижками. После ранних нарушений контакты вмещающих пород и дайки были интенсивно хлоритизированы. Вслед за этим выделились главные рудные минералы, представленные кобальтином, глаукодотом и кобальтсодержащими арсенопиритом. вместе с пиритом, небольшими количествами нирротина, кварца и серицита. Рудоотложение было более интенсивным в участках максимального дробления, определяв первичный характер рудной минерализации.

Тектонические подвижки следующей стадии существенно повлияли на распределение оруденения и его форму. Нарушения сбросового характера вызвали перемещение материала сформированной зоны. Рудный материал в ней был раздроблен и перераспределен с разубоживанием за счет перетертой глинисто-хлоритовой массы и обломков слабо минерализованных вмещающих пород. Участки концентрированного оруденения приобрели характер измененных и размазанных в плоскости падения линзообразных рудных столбов или рудных струй, склоняющихся к северо-западу. В эту стадию минерализации выделились небольшие количества халькопирита, сфалерита, галенита, частично переотложенных сульфоарсенидов, теннантита, самородного золота, марказита, барита и цеолитов. Процесс формирования жильной зоны завершился тектоническими подвижками, обусловившими возникновение тонких трещинок с кальцитом, пересекающих рудную брекчию в самых различных направлениях.

Содержание кобальта в рудах месторождения значительно колебалось. Минимальные содержания наблюдались вблизи поверхности, а на нижних горизонтах в отдельных блоках повышались в 4—5 раз. В рудных столбах и рудных струях отсортировывались штуфные концентраты. Примеси никеля были небольшими и в штуфных и флотационных концентратах обычно не превышали сотых, редко десятых долей процента. Отношение $Co : Ni$ примерно 50 : 1.

Верхне-Сеймчанское месторождение

Верхне-Сеймчанское месторождение является одним из наиболее крупных проявлений собственно кобальтового оруденения в Сеймчанском районе Магаданской области. Расположено в северной части Балыгычанского поднятия

Верхояно-Чукотской складчатой зоны, к юго-востоку от Колымского срединного массива.

Вмещающие породы представлены терригенными среднеюрскими отложениями, входящими в комплекс геосинклинальных образований триаса и юры (песчаники, песчано-глинистые и известковистые сланцы, конгломераты), собранными в изоклинальные складки и интенсивно метаморфизованными. С поздней стадией консолидации геосинклинали связываются: повторное складкообразование, крупные региональные разломы, внедрение трещинных гранитоидов омсукчанского комплекса (верхний мел — палеоцен) и небольших ин-

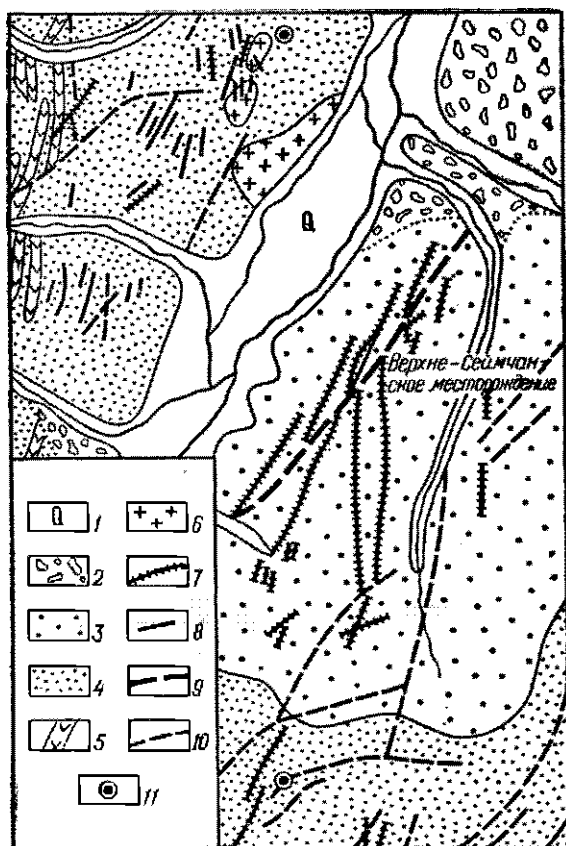


Рис. 35. Схематическая геологическая карта участка Верхне-Сеймчанского месторождения. По О. Грачевой и Л. Крыловой (1959).

1 — аллювий; 2 — аллювиальные и ледниковые отложения; 3 — средняя кора; 4 — верхний триас (норийский ярус); 5 — диорит-порфириды; 6 — гранодиориты; 7 — кварц-хлоритовые жилы; 8 — кварцевые жилы; 9 — Главная зона разлома Верхне-Сеймчанского месторождения; 10 — разрывные нарушения разных порядков; 11 — рудопроявления кобальта

трузий ультраосновного и основного состава. Распространенные в районе проявления оловянного и кобальтового оруденения пространственно разобщены.

Кобальтовое оруденение, приуроченное к метаморфизованным осадочным породам кровли массива Большой Каньон, контролируется Главной зоной разлома, прослеженной по простиранию на 1500 м и по падению на 400—500 м. Рудные тела располагаются в трещинах оперения, идущих под острым углом к Главной зоне (рис. 35). Длина отдельных жил достигала 800 м. Вследствие новаторных нарушений рудные жилы имеют сложное строение с участками дробления и брекчирования боковых пород.

Выделяется несколько стадий минералообразования, разделенных тектоническими подвижками. К ранней относятся метасоматические преобразования вмещающих пород, выраженные преимущественно в их хлоритизации и турмалинизации. По-видимому, к еще более ранним образованиям, возникшим под влиянием гранитоидных интрузий и многочисленных даек диорит-порфиритов, принадлежат широко распространенные минералы титана (сфен, рутил, брукит, анатаз), а также аксинит, циркон, апатит, ксенотим и др.

Вторая и наиболее важная рудная стадия характеризуется отложением кобальтина, отчасти глаукодота и арсенопирита, в ассоциации с кварцем, хлоритом, зеленым и синим турмалином. В меньшей степени развиты минералы группы скуттерудита, а среди нерудных минералов — элидот, цонзит, альбит. По форме выделений для преобладающего кобальтина характерна вкрапленность мелких зерен и хорошо образованных кристалликов, местами переходящая в прожилки и небольшие гнезда. По данным химических анализов минерал содержит небольшие количества никеля, но при относительно высоком содержании примесей висмута, селена и теллура. Те же элементы входят в состав мало распространенных и, вероятно, более поздних соединений селена и теллура с висмутом, свинцом, серебром и золотом (гуанахуатит — $\text{Bi}_2(\text{Se}, \text{S})_3$, тетрамит — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, клаусталит — PbSe , гессит — Ag_2Te , кренерит — AuTe_2). В столь же незначительных количествах обнаружены самородный висмут, самородное серебро, прустит, пираргирит, ставнин, миллерит, герсдорфит.

При менее значительных подвижках, проявленных к тому же с различной интенсивностью в отдельных рудных жилах и на разных горизонтах месторождения, наблюдаются небольшие количества сульфидов (халькопирита, сфалерита, галенита, пирита, пирротина, марказита) совместно с кварцем, серицитом, карбонатами и отчасти флюоритом. Уже в связи с послерудными нарушениями, смещающими рудные тела, обнаруживаются халцедоновидный кварц, кальцит и флюорит.

В целом для Верхне-Сеймчанского месторождения в качестве главных рудных минералов характерны относительно высокотемпературные и специфические по составу безникелевые сульфоарсениды при преобладании среди них кобальтина. В очень небольшом количестве никель фиксируется в составе руд только на поздних стадиях минералообразования в виде миллерита и герсдорфита. Не менее характерны интенсивные процессы хлоритизации, окварцевания и турмалинизации, сопровождающие кобальтовое оруденение, а также обусловленные, по-видимому, чисто региональными особенностями повышенные примеси висмута, селена и теллура.

Мышьяково-никель-кобальтовые месторождения

По сравнению с предыдущей группой мышьяково-никель-кобальтовые месторождения более широко распространены и значительно более разнообразны по составу. Кроме повышенных концентраций никеля характерны вполне закономерные, нередко повторяющиеся ассоциации мышьяковых соединений всех трех элементов триады с минералами серебра, урана, висмута. Однако количество этих элементов непостоянно: в отдельных месторождениях они могут отсутствовать, содержаться в виде небольших примесей или, наоборот, повышенные количества какого-либо из них представляют особый практический интерес. Разнообразие состава некоторых месторождений иногда усложняется высоким содержанием меди, примесей молибдена, сурьмы, ртути и золота. Представителем месторождений этой группы в СССР служит Ховуаксинское в Тувинской АССР. В приведенной ниже характеристике группы учитываются также особенности ряда зарубежных месторождений.

Все наиболее известные в настоящее время месторождения (районов Кобальт и Большого Медвежьего озера в Канаде, Бу-Аззер в Марокко, Ховуаксинского в Тувинской АССР, Рудных Гор в Саксонии и Чехославакии) имеют много общего в геологической позиции, характере и составе оруденения (Halls,

Stumpfl, 1969; Крутов, 1970; Богомол, 1970, 1971; Keil, 1932; Дымков, 1960; Baumann, 1968). Три первых располагаются среди докембрийских пород Канадского щита и Африканской платформы, активизированных в нижнем и среднем протерозое. Процессы рудной минерализации связываются в них с подновлением глубинных разломов в период гренвилльской и катангской орогении позднепротерозойского времени. Характерно также положение Ховуаксинского месторождения, приуроченного к зоне глубинного Кызыл-Убсунурского разлома, и месторождений Рудных Гор, распределение которых контролируется разломами по границе палеозойских метаморфических пород и Эйбенштокского гранитного массива. Возраст оруденения в Ховуаксинском месторождении определяется как позднекаледонский и в месторождениях Рудных Гор — как послегерцинский.

Распределение оруденения среди вмещающих пород подчинено, с одной стороны, особенностям их состава и, с другой — развитию серии последовательно возникавших разрывных нарушений, неоднократно подновлявшихся. Избирательная приуроченность оруденения характерна для серпентинитов в Бу-Аззере, амфиболитов и диабазов в месторождениях Рудных Гор, интенсивно скарнированных терригенно-карбонатных пород Ховуаксинского месторождения. В месторождениях района Кобальт развитие рудовмещающих нарушений ограничено в основном вулканогенно-осадочными отложениями нижнего гурона, залегающими между сложной по составу серией киватина и перекрывающими гурон силлами диабазов Ниписсинга.

Обычная форма большинства месторождений — маломощные жилы, входящие в систему оперения крупных нарушений. В благоприятных по физическим свойствам вмещающих породах при этом возникают пучки жил, их сближенные параллельные группы или слабо расходящиеся сети с переходом к штоковообразным зонам. В нарушенных контактах серпентинитов при том же первичном структурном контроле в распределении оруденения более характерны линзообразные залежи, колонны жил, параллельные контактам, карманы среди серпентинитов, наконец, сравнительно маломощные жилы и прожилки в породах, вмещающих серпентиниты, на небольшом удалении от контактов.

Состав и последовательность процесса рудной минерализации близки для большинства месторождений группы. В сводной схеме могут быть выделены стадии: 1) кварц-карбонат-настурановая (часто с гематитом), 2) арсенидная никель-кобальтовая и 3) сульфидная. Все три стадии полностью выдержаны только в типичных месторождениях пятиметальной формации Рудных Гор и Большого Медвежьего озера, в остальных месторождениях ранняя стадия урановой минерализации выпадает (Кобальт-Онтарио, Ховуаксинское) или ограничена проявлениями браннеритового оруденения (Бу-Аззер).

Вторая стадия представлена отчасти сульфоарсенидами (серия кобальтина — аллоклазита — глаукодота — арсенопирита от 10—15% рудной массы в Бу-Аззере до значительных количеств в Кобальт-Онтарио) и, как правило, преобладающими арсенидами серий шмальтина — скуттерудита, саффорита — леллингита, раммельсбергита, никелина, иногда мало распространенного брейтгауптита. Висмут, сопровождающий арсениды в виде самородного висмута или висмутина, выделяется позднее. В качестве жильных минералов обычны карбонаты (доломит, анкерит, кальцит, реже сидерит), хлорит, кварц, барит; среди ультраосновных пород — тальк, хризотил-асбест, серлофит.

К сульфидной стадии наряду с небольшими количествами сульфидов меди, цинка, свинца, иногда молибдена относится отложение главной порции серебра, частично в самородном виде, частично в виде аргентита и сульфосолей.

Для многих месторождений района Кобальт в самородном серебре наиболее поздних стадий характерны примеси сурьмы (12—13%) и ртути (4—5%) (Halls, Stumpfl, 1969). Часть месторождений содержит также примеси золота от долей и единиц до десятков грамм на тонну (Бу-Аззер).

Текстуры и структуры арсенидных руд отражают сложные процессы их отложения и последующих преобразований. Для всех месторождений характерны типичные колломорфные образования с признаками перекристаллизации, явлениями распада, замещений и переотложения. Вследствие значительного преобразования первично отложенных руд под воздействием растворов и тепловых потоков микроскопические определения возрастных отношений арсенидов нередко противоречивы. В этих условиях более обоснованы схемы, увязанные с геологическими данными. В частности, наблюдения над горизонтальной и вертикальной зональностью в распределении оруденения показывают, как правило, более раннее отложение арсенидов железо-кобальтового состава по сравнению с кобальт-никелевыми и никелевыми. Это характерно для руд месторождений района Бу-Аззер (Крутов, 1970), Кобальт-Онтарио (Halls, Stumpfl, 1969), Рудных Гор (Keil, 1932), а также Ховуаксинского месторождения, где руды существенно кобальтового состава приурочены к наиболее глубоко эродированному участку с проявлениями интенсивной и относительно высокотемпературной минерализации.

Кроме Ховуаксинского месторождения в пределах Тувинской АССР и отчасти в прилегающих районах распространены рудопроявления с повышенным содержанием меди, при подчиненных примесях кобальта, никеля, с карбонатным составом жильного выполнения. В них резко преобладают блеклые руды преимущественно теннантитового состава, сопровождаемые небольшими количествами других сульфидов. Главная часть кобальта и никеля (при примерно равных их отношениях) сосредоточена в тончайшей вкрапленности герсдорфита, иногда в незначительных примесях среди других сульфидов. Примером таких рудопроявлений служит Узун-ой в 10 км к северу от Ховуаксинского месторождения, Акчат и другие в Западной Туве, а также Хараджуль и Бутарахты в Хакасии. Близко к ним по характеру минерализации герсдорфит-халькопиритовое рудопроявление Чимбастау в Южном Казахстане. В отличие от существенно медных известно также рудопроявление Акол в Западном Саяне с характерной низкотемпературной ассоциацией сурьмянистого серебра с никелином, маухеритом, небольшими количествами герсдорфита, арсенопирита и сульфидов.

При рассмотрении особенностей классических мышьяково-никель-кобальтовых месторождений, с достаточно определенным сходством в геологическом положении, условиях локализации и в составе арсенидного оруденения, естественно возникает вопрос и о вероятной близости их происхождения. Такую общность прежде всего можно видеть в приуроченности оруденения к участкам развития глубинных разломов, нередко с интрузиями ультраосновного и основного состава, обнажающимися на поверхности. Рудные растворы и арсенидная минерализация всюду позднее этих интрузий, совпадая по времени с тектонической активизацией тех же долгоживущих разломов.

Особый интерес представляет подгруппа мышьяково-никель-кобальтовых месторождений, расположенных непосредственно среди ультраосновных пород. К ним относятся крупные месторождения кобальтовых руд района Бу-Аззер, а также многочисленные рудопроявления (Ишкинское на Южном Урале, Лабинское на Северном Кавказе, Ак-Хем в Тувинской АССР, Ковбой-Майн в штате Орегон США; Добшина в Словакии, Крувино и Усsegлио

в Пьемонте и др.). В этих месторождениях и рудопроявлениях сульфоарсенидное оруденение или арсенидное с подчиненными количествами сульфоарсенидов приурочено к тектонически нарушенным контактам серпентинитов с вмещающими породами. В соответствии с особенностями минерального состава отношения $Co : Ni$ сильно колеблются от средней величины 8 : 1 (в центральных участках района Бу-Аззер) до 1 : 50 (в Лабинском месторождении, вследствие преобладания здесь никелина и сурьмяно-никелевых соединений). Остальные из указанных месторождений занимают промежуточное положение.

На примере месторождений района Бу-Аззер хорошо устанавливается проникновение гидротермальных растворов с глубины по контактам серпентинитов. Подновленные нарушения, давшие доступ растворам, совпадают здесь по времени с региональными напряжениями и проявлениями глубинной магматической деятельности. По совокупности имеющихся данных процесс арсенидной минерализации рассматривается как результат воздействия мышьяксодержащих растворов на серпентинизированные ультраосновные породы. Существенное значение при этом имели процессы избирательной мобилизации металлов триады, обусловленные температурной обстановкой и особенностями растворов.

Ховуаксийское месторождение

Характеристика месторождения, открытого в 1947 году, составлена в основном по материалам его первооткрывателей (Унков, 1958, 1961; Богомол, 1970, 1971; и др.), а также по результатам исследований, проведенных геологическими организациями (Геология СССР, 1966; Новые данные...; 1967; Захаров, 1968; Рудашевский, Кузнецова, 1970; Лебедев, 1971₁, 1971₂; и др.).

Месторождение расположено в непосредственной близости к зоне глубинного Кызыл-Убсунурского разлома, прослеживаемого в северо-восточном направлении по границе двух крупных структурных единиц Тувы — Восточно-Таннуольского антиклинория и Западно-Таннуольского синклинория (Тувинского межгорного прогиба). На юго-востоке с этой зоной сопряжены крупные Унгешский и Чумуртукский разломы (рис. 36).

Примыкающая к району месторождения краевая часть Восточно-Таннуольского антиклинория сложена осадочно-вулканогенными породами нижнего кембрия, смятыми в складки и прорванными интрузиями таннуольского плагиогранитного комплекса ($Сп_2$ — $Сп_3$). Более ранние ($Сп_2$) ультраосновные интрузии актовракского комплекса связаны с зонами глубинных разломов. Ближайшие выходы этих пород расположены среди нижнекембрийских отложений области сочленения Восточно-Таннуольского антиклинория с докембрийским Сангиленским массивом.

В нижнекембрийских отложениях района месторождения преобладают диабазовые, андезитовые и более кислые разности вулканогенных пород сергидской свиты (алданский ярус). В юго-западной части, отделенной от месторождения Унгешским разломом (см. рис. 36), в сложной, еще недостаточно выясненной геологической обстановке обнаруживаются крупные блоки известняков и доломитов ирбитейской свиты (ленский ярус). Породы салаирской складчатой системы Восточно-Таннуольского антиклинория образуют нижний структурный этаж района.

После перерыва в локальных прогибах северного крыла Восточно-Таннуольского антиклинория были отложены терригенно-карбонатные осадки сидура, а вслед за ними осадочно-вулканогенные породы нижнего девона, вместе обра-

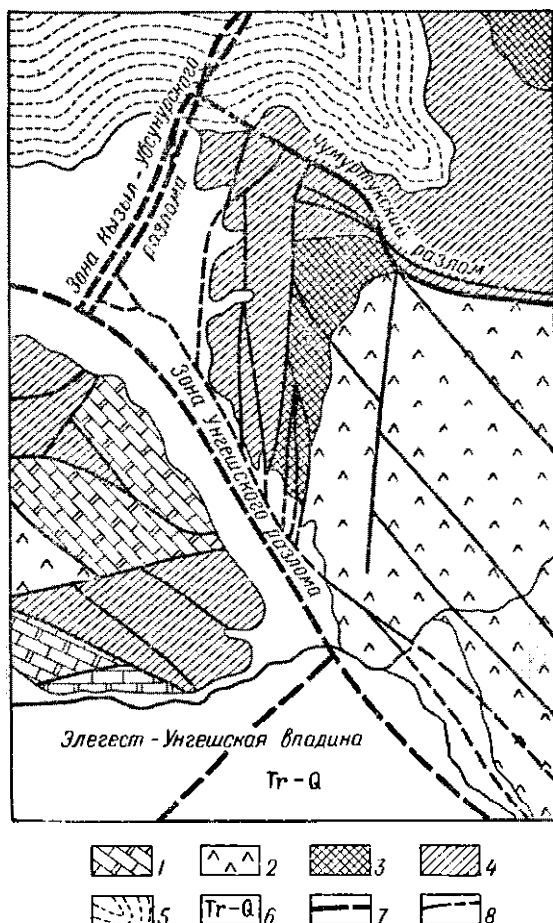
зующие средний структурный этаж района. Тектоническая деятельность, начавшаяся в конце силура и давшая доступ мощным излиянием нижнедевонского времени, была особенно интенсивной в течение эйфельского века, на который падает перерыв в осадконакоплении. Она завершилась крупными субвулканическими интрузиями и внедрением многочисленных даек преобладающего основного состава.

Сформированная структура в живетское и более позднее время (D_3 , C_{1-3} , J_2) была перекрыта терригенными континентальными отложениями Тувинского межгорного прогиба (верхний структурный этаж района). Эти отложения собраны в складки, северо-восточного или поперечного простирания, отражающие движения блоков среднего и нижнего этажа в мезозойское время. Проявления магматической деятельности в породах верхнего структурного этажа не установлены¹.

Значительная часть района по крупным впадинам перекрыта мощными третичными и четвертичными отложениями.

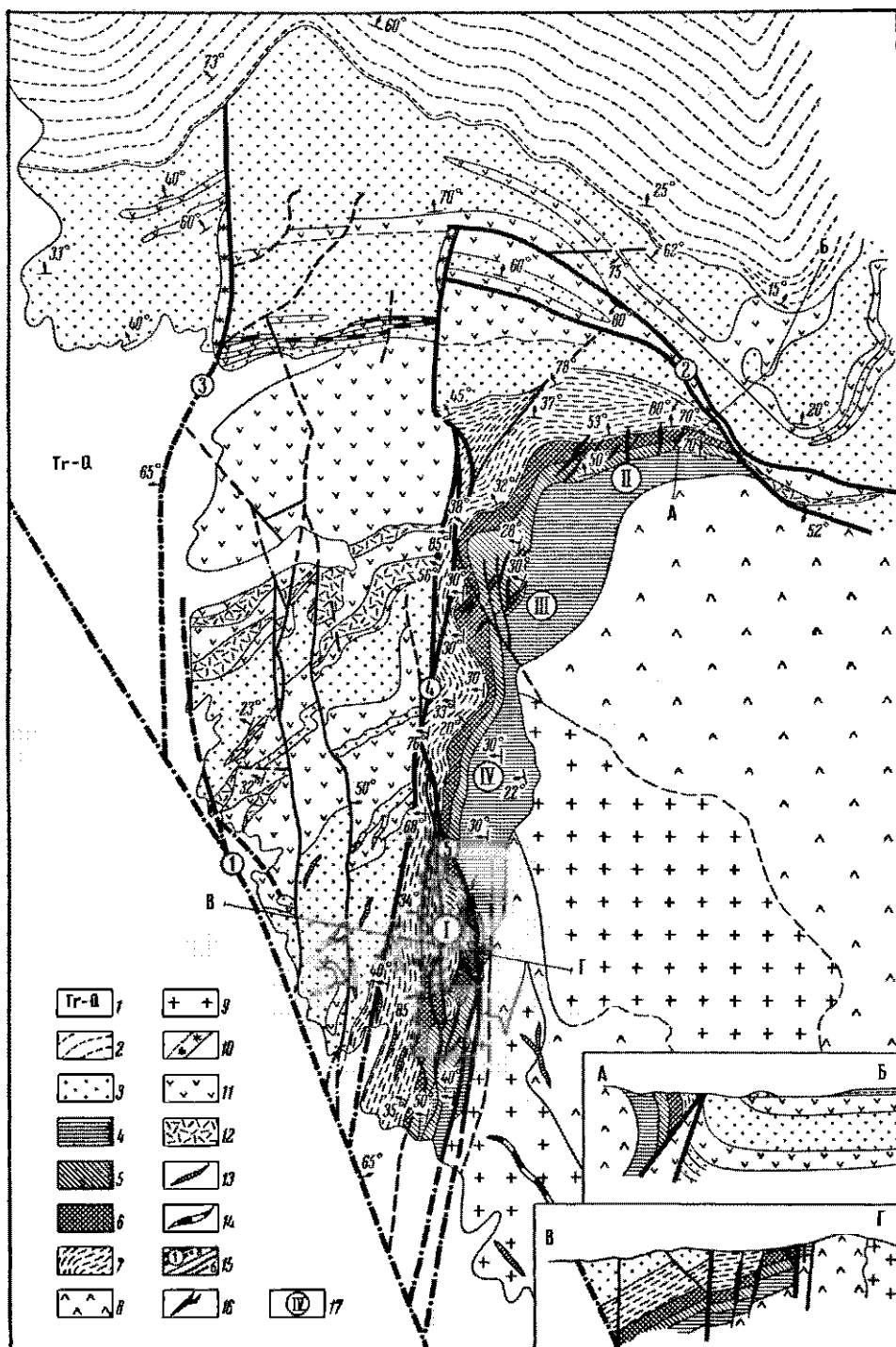
Рис. 36. Тектоническая схема района Ховуаксинского месторождения. По А. Богомолу (1970) и материалам Тувинской экспедиции КГУ.

нижний структурный этаж: 1 — известняки и доломиты ленинского яруса (ирбитейская свита), 2 — осадочно-вулканогенные породы алданского яруса (серлигенная свита) с интрузиями таянуольского комплекса; средний структурный этаж: 3 — терригенно-карбонатные отложения S_{1-2} (чергакская свита), 4 — осадочно-вулканогенные породы D_1 (кендейская свита); верхний структурный этаж: 5 — терригенные континентальные отложения живетского яруса D_2 , верхнего девона и нижнего карбона, 6 — третичные и четвертичные отложения; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — тектонические нарушения



Геология рудного поля. Рудное поле, сложенное в основном породами среднего структурного этажа, приурочено к участку сочленения трех крупных региональных разломов — Кызыл-Убсунурского, Унгешского и Чумуртукского. На юго-востоке оно граничит с салаирской складчатой системой Восточно-Таннуольского антиклинория, а на севере окаймляется осадками Тувинского межгорного прогиба, начиная с живетского яруса D_2 . По многостадийному развитию тектонических движений, большому разнообразию интенсивных предрудных преобразований вмещающих пород и по специфическому

¹ Тувинские геологи (Лебедев, 1971₁₋₂ и др.) часть субвулканических залежей, интрузивных тел различного состава и даек, развитых в районе, относят к так называемому торгальскому комплексу (D_3-C_1).



составу рудной минерализации площадь рудного поля существенно отличается от смежных участков района, примыкающих с северо-востока и юго-запада.

Породы среднего структурного этажа в пределах рудного поля представлены силурийскими и нижнедевонскими отложениями с широко распространенными субвулканическими залежами и дайками (рис. 37). Возраст и возможная роль в истории района гранитов, выступающих среди нижнекембрийских пород в юго-восточной части района, спорны.

Силурийские осадочные отложения чергакской свиты (венлок—лудлоу), залегающие с резким угловым несогласием на кембрийских породах Восточно-Тайноульского антиклинория, подверглись интенсивным складчатым и разрывным нарушениям одновременно с существенными метасоматическими их преобразованиями. Первичный состав этих отложений восстанавливается при сравнении с расположенными к северо-востоку неизмененными осадками того же возраста. В пределах рудного поля прослеживается следующий разрез силурийских пород, подразделяемый на четыре пачки (снизу вверх): *a* — песчаниковая с прерывистым горизонтом базальных конгломератов и редкими прослоями алевролитов, эта пачка наименее затронута метасоматическими преобразованиями; *b* — чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями тонкослоистых известняков; замещена скарнами, перемежающимися с алевролитами, иногда редкими прослоями нескарнированных известняков; *c* — существенно карбонатная с прослоями известковистых песчаников и мало распространенных алевролитов; практически полностью превращена в скарпы; *d* — чередование алевролитов и песчаников с редкими прослоями известняков и известковистых песчаников; развитие скарнов и более поздних метасоматических преобразований ограничено в ней отдельными участками, чаще в южной части рудного поля.

Общая мощность пачек *a—d* силура 600 м, причем интенсивно скарнированных толщ *b—c* около 120 м.

Разрез силурийских осадочных пород завершается мало распространенными на месторождении красноцветными песчаниками и алевролитами хондергейской свиты верхнего силура.

Нижнедевонская осадочно-вулканогенная толща (кендейская свита) занимает западную половину рудного поля. Она представлена туфами, туфоконгломератами, туффитами и песчаниками, перемежающимися с покровами кварцевых и трахитовых порфиров. Разрез толщи (1700—1800 м) значительно осложняется заключенными в ней субвулканическими пластовыми залежами основных и средних пород, почти удваивающими ее мощность (до 3300 м). На юге рудного поля, по приближении к нарушениям зоны Унгешского разлома, крупнообломочные туфы и туфоконгломераты нижних горизонтов толщи интенсивно скарнированы.

Рис. 37. Схема геологического строения Ховуаксинского рудного поля. По А. Богомолу (1970).

1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — живетские осадочные отложения; 3 — нижнедевонские осадочно-вулканогенные породы; 4—7 — силурийские породы: 4 — конгломераты, песчаники, алевролиты (пачка *a*), 5 — переслаивание скарнов и алевролитов (пачка *b*), 6 — скарпы (пачка *c*), 7 — переслаивание алевролитов и песчаников (пачка *d*); 8 — вулканогенные породы нижнего кембрия; 9 — граниты; 10 — дайки трахитовых порфиров; 11 — субвулканические пластовые залежи диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиров; 12 — субвулканические пластовые залежи андезитовых порфиров; 13 — дайки диабазов; 14 — дайки кварцевых порфиров; 15 — разрывные нарушения: *a* — первого порядка (1 — Юго-Западный разлом, 2 — Северный надвиг, 3 — Северо-Западный (Жерловый) разлом, 4 — Западный разлом, 5 — Восточный разлом), 6 — разрывные нарушения разных порядков; 16 — рудные жилы; 17 — участки восточного блока рудного поля: I — Южный, II — Северный, III — Средний, IV — Промежуточный

Живетские осадочные отложения в северной части рудного поля местами с отчетливым угловым несогласием залегают на различных горизонтах нижнедевонской толщи.

Третичные и четвертичные отложения широко распространены в юго-западной части рудного поля за нарушениями, входящими в систему Унгеншского разлома. Их мощность достигает здесь 200 м и более.

Интрузивные породы рудного поля различаются по составу, форме залегания и времени внедрения.

Граниты, с которыми многие исследователи района связывают процессы рудообразования, расположены в юго-восточной части рудного поля среди вулканогенных пород нижнего кембрия. По имеющимся данным граниты не проникают в породы силура и отчетливо наблюдаемого активного контакта с ними не имеют. Подстилая их, они вместе с нижнекембрийскими эффузивами полого погружаются к западу. Отсутствует также какая-либо пространственная связь между гранитами и интенсивностью в развитии процессов метасоматоза. Наоборот, отмечаются случаи их скарнирования и других преобразований, включая проявления наиболее поздних процессов рудной минерализации.

Определения абсолютного возраста гранитов калий-аргоновым методом колеблются в пределах 340—480 млн. лет, указывая, с одной стороны, на время наиболее интенсивных преобразований в период 340—380 млн. лет и подтверждая, с другой — вероятное приближение максимальных цифр (460—480 млн. лет) к истинному возрасту гранитов.

Таким образом, как геологические данные, так и определения абсолютного возраста последнего времени (Кондратьев, Рудашевский, 1971) заставляют отнести граниты к досилурийскому таннуольскому комплексу¹.

Дайки трахитовых порфиров, которые можно рассматривать как наиболее ранние интрузивные образования, тесно связаны с крупными меридиональными нарушениями в северо-западной части рудного поля. Они представляют собой, вероятно, жерловую фацию покровов трахитовых порфиров, широко развитых вблизи этих нарушений.

Пластовые субвулканические залежи основного и среднего состава характерны для всего разреза нижнедевонской толщи. По составу преобладают породы основного состава (диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты); менее распространены андезитовые порфириты (как в верхних, так и в нижних частях разреза).

Дайки основного состава (диабазы и диабазовые порфириты) обнаружены во всех породах рудного поля — от кембрийских эффузивов и гранитов до пластовых субвулканических залежей, но наиболее широко распространены среди метасоматических пород его южной части. По времени образования подразделяются на более ранние доскарновые и поздние послескарновые, непосредственно предшествовавшие процессу рудной минерализации.

Дайки кварцевых порфиров встречаются значительно реже. Одна из наиболее крупных даек сечет южный выход гранитов; две других залегают среди нижнедевонских пород в северной части рудного поля.

Структура рудного поля определяется развитием сложной системы складчатых и разрывных нарушений. Силурийские и нижнедевонские породы слагают западное и северное крылья антиклинальной асимметричной складки

¹ В. И. Лебедев (1971₁₋₂) часть выходов гранитов относит к таннуольскому комплексу, а часть (в том числе южный шток, см. рис. 37) — к раннегерцинскому торгалыкскому комплексу.

северо-западного простирания. Западное крыло с падением к западу под углом в среднем 30° разбито на ряд ступенчато перемещенных блоков. На северном крыле, после изгиба слоев в осевой части складки, падение изменяется на северное под углами от $40-50$ до $60-80^\circ$ с переходом в запрокинутое на юг (до $60-85^\circ$) там, где северное крыло косо срезается крупным надвигом (см. рис. 37).

Разрывные нарушения по характеру и времени заложения условно подразделяются на трещины трех порядков.

К трещинам первого порядка относятся нарушения, ограничивающие площадь рудного поля и разделяющие его на крупные тектонические блоки (см. рис. 37): 1) Юго-Западный разлом с падением 65° к северо-востоку, входящий в систему региональных нарушений Унгешской зоны; 2) Северный надвиг в зоне Чумтурукского разлома, состоящий из нескольких ветвей; падает на юго-запад под углами $52-66^\circ$; вдоль этого разлома породы нижних горизонтов нижнего девона, силура и кембрия надвинуты на верхние горизонты нижнедевонской толщи с запрокидыванием слоев в обоих крыльях; 3) Северо-Западный (Жерловый) разлом, проходящий внутри нижнедевонской толщи и падающий к западу под углом 65° ; в северной части разлом перекрывается живетскими осадками без каких-либо признаков смещения последних; 4) Западный разлом с крутым падением ($82-85^\circ$) на запад; образует тектонический контакт между силурийской и нижнедевонской толщами, разделяя все рудное поле на два крупных блока — восточный и западный, при амплитуде смещения от десятков метров на юге до $2-2,5$ км на севере; для этого разлома характерны несколько ветвей, из которых наиболее крупная — ветвь, отходящая среди силурийских пород на юго-восток (так называемый Восточный разлом).

К разрывным нарушениям второго порядка относятся менее крупные трещины того же преобладающего северо-западного или меридионального простирания внутри двух главных тектонических блоков рудного поля.

Трещины третьего порядка немногочисленны. Сопряженные с нарушениями второго порядка, они обычно безамплитудны и развиты преимущественно среди скарипированных пород силурийской толщи.

Наиболее ранними, заложенными еще на границе силура и нижнего девона, являются разломы первого порядка. Они возникли при глыбовых движениях Салаирской складчатой системы и предшествовали мощной вулканической деятельности нижнего девона. Позднее те же разломы послужили каналами для внедрения пластовых субвулканических интрузий и сопровождавших их даек. Предрудные диабазовые дайки, широко распространенные в южной части рудного поля, связаны главным образом с разломами Унгешской зоны.

Складчатые и разрывные деформации в пределах рудного поля проявились в обстановке сжатия с юго-запада на северо-восток. В результате образовались открытая к юго-востоку антиклинальная складка и одновременно — сопряженная система сколовых нарушений северо-западного и меридионального направлений. В связи с вновь возникавшими напряжениями разрывные нарушения неоднократно подновлялись.

Дорудные процессы и условия локализации мышьяково-никель-кобальтового оруденения. Рудовмещающие силурийские отложения, занимающие восточную половину рудного поля, подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям. Известняки, как правило, замещены гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами, а известковистые песчаники и алевролиты — гранат-пироксен-скаполитовыми и пироксен-скаполитовыми скарнами.

В подчиненном количестве среди скарнов присутствуют магнетит, апатит, эпидот, амфиболы и другие более редкие минералы. Характерна пластообразная форма скарнов, подчиненная изменениям в составе первичных осадочных пород. Секущие прожилки скарнов сравнительно редки.

Отчетливо наблюдается увеличение интенсивности скарнирования пород южной части рудного поля, особенно на участке вблизи сопряжения Западного и Юго-Западного разломов. Скарны развиты не только в обогащенных карбонатным материалом пачках *b* и *c*, но также в пачке *d* и отчасти в *a*. Процессы скарнообразования захватывают здесь также часть диабазовых даек и, кроме того, в виде линейных зон прослеживаются вдоль трещин, секущих породы нижнедевонской толщи. По направлению к северу интенсивность скарнирования силурийских отложений в средней части рудного поля убывает, но на крайнем севере вновь несколько возрастает.

Послескарновые процессы характеризуются гистерогенными изменениями ранее выделившихся минералов и широко проявленными процессами щелочного метасоматоза, захватившего не только скарны, но и неподвергшиеся скарнированию песчаники и алевролиты силурийских пород. Ранняя стадия изменения скарнов характеризуется развитием пироксена, гранатов, апатита поздних генераций и характерного для месторождения хлоргастингсита («дашкесапит»), содержащего 2—3% хлора при незначительных примесях фтора. Присутствуют небольшие количества датолита и флюорита. При воздействии щелочных растворов скарны (главным образом скополитосодержащие) преобразуются в пренит-полевошпатовую породу с ортоклазом и альбитом, а цемент нескарнированных песчаников и алевролитов замещается кварцем и ортоклазом с небольшими количествами сфена, турмалина и апатита (Новые данные..., 1967; Рудашевский, Кузнецова, 1970).

Завершающая стадия послескарнового процесса представлена сравнительно редко встречающимся кобальтином, значительно более распространенным кобальт- и никельсодержащим пиритом, халькопиритом, небольшими количествами теннантита, сфалерита, галенита в ассоциации с кальцитом, хлоритом и кварцем.

Арсенидное никель-кобальтовое оруденение наложено на все более ранние метасоматиты рудного поля. Оно связано с последним этапом развития трещинной структуры, заключавшимся в подновлении и приоткрытии ранее существовавшей системы разрывных нарушений и одновременно в возникновении новых трещин оперения со сбросовыми смещениями скарнов и сопровождающих их метасоматитов. Между формированием метасоматитов и арсенидным оруденением внедрялись диабазовые дайки, распространенные главным образом в южной части рудного поля вблизи крупных разломов.

Рудопроявлению предшествовала интенсивная карбонатизация по подновленным и вновь возникшим нарушениям. Последовавшее за карбонатизацией отложение арсенидов имело отчетливо выраженный избирательный характер с приуроченностью главной их массы к горизонтам скарнов. Лишь частично арсенидное оруденение проникает в верхние горизонты силурийских отложений. В еще более редких случаях оно обнаруживается в пачке *a* силура, в гранитах и в нижнедевонских отложениях.

Избирательная приуроченность арсенидной минерализации к скарнированным горизонтам *b* и *c* силура определяет наличие оруденения, скрытого под налегающими на них породами. Это установлено для западной полосы пачки *d* между выходами рудных жил на поверхности и Западным разломом. Две крупные рудные жилы скрытого оруденения обнаружены в меридиональных разло-

мах южной части восточного блока (см. рис. 37, разрез по ВГ). Одна из скрытых рудных жил обнаружена в крайней северо-западной части рудного поля. Скрытое оруденение возможно также в силурийских отложениях, смещенных по Западному разлому на различную глубину — минимальную на юге и более значительную на севере. Скарнированные горизонты силура установлены рядом буровых скважин.

Морфология рудных тел, их состав и закономерности в распределении оруденения. Рудные тела месторождения представляют собой типичные трещинные жилы, связанные с системой разрывных нарушений всех трех порядков. По выявленным запасам существенная роль принадлежит многочисленным рудовмещающим трещинам второго порядка; в них заключено 70% запасов. Менее значительна роль крупных нарушений первого порядка (28%), из которых только часть является рудовмещающим. На долю небольших крутопадающих и безамплитудных трещин третьего порядка падает всего 2% запасов.

В наиболее изученном восточном блоке рудного поля, сложенном силурийскими отложениями, выделяются два участка максимальных тектонических напряжений с развитыми в них пучками рудоносных трещин: Южный, ограниченный Юго-Западным, Западным и Восточным разломами, и Северный — в ви́сьем боку Северного надвига. Между ними располагаются менее значительные и хуже разведанные Средний и Промежуточный участки (см. рис. 37).

Параметры рудных жил на этих участках зависят от соотношения элементов залегания рудоносных трещин и вмещающих оруденение скарнированных горизонтов силура. На Южном участке при совпадении субмеридионального прости́рания большинства разломов и вмещающих пород, но при различном их падении (близком к вертикальному у разломов и пологом у вмещающих пород), наблюдается выдержанный их характер по прости́ранию и ограниченный по падению (в 2—6 раз). На Северном участке разломы расположены вкрест прости́рания пород, круто падающих на север. Поэтому рудные тела в скарнированных горизонтах силура имеют небольшую длину по прости́ранию и более развиты по падению. На Среднем участке, где происходит изменение прости́рания силурийских пород с меридионального на широтное, характерны резкие различия в залегании рудоносных трещин и вмещающих пород, а следовательно, и значительные колебания размеров жил по прости́ранию и падению.

Формы рудных жил довольно разнообразны. Кроме более или менее протяженных жил характерны кулисно залегающие серии линз с переходом к маломощным прожилкам и к вкрапленности. В сопровождающих оруденение метасоматических оторочках количество арсенидов резко сокращается. Распространены также метасоматические жильные зоны с преобладанием карбонатов, содержащие бедную вкрапленность арсенидов и сульфидов.

Появление концентрированных форм оруденения с образованием раздувов жил, рудных колонн и столбов обычно для участков сопряжения трещин разных порядков, их разветвлений, изменений в прости́рании и локальных изгибов стенок трещин. В строении рудных тел нередко обнаруживаются зонально-полосчатые и более редкие брекчиевидные текстуры, однако случаи пересечения жил различного минерального состава не наблюдались. Послерудные нарушения со смещением рудных жил развиты слабо и обычно незначительны.

Минеральный состав рудных жил, занимающих центральные части метасоматических трещинных зон, представлен арсенидами кобальта, никеля и железа в ассоциации с кальцитом, доломитом, реже адкеритом. К периферии в составе околосильных метасоматитов, наряду с карбонатами, наблюдается

появление хлорита, кварца, рассеянных сульфидов и арсенидов, железистого талька, каолинита и гидромусковита (Рудашевский, Кондратьев и др., 1972). В различных количественных соотношениях сохраняются также реликтовые минералы скарнов.

Среди арсенидов, слагающих рудные жилы, наиболее распространен неоднородный зональный шмальтин-хлоантит со значительными колебаниями отношения $\text{Co} : \text{Ni}$ (от 4 : 1 до 1 : 4), но в среднем по месторождению это отношение приближается к 1 : 1. Кроме крупнокристаллических зерен и кристаллов, шмальтин-хлоантит наблюдается также в тончайших зернах среди широко распространенных почковидных агрегатов арсенидов смешанного состава. Скуттерудит, обычно сопровождающий шмальтин-хлоантит, входит в состав его зон, часто располагающихся по периферии крупных зерен и кристаллов, парастает на них или обнаруживается в секущих прожилках. Вне шмальтин-хлоантита скуттерудит самостоятельных выделений не образует.

Второй по распространенности рудный минерал саффлорит с резко подчиненными примесями никеля (до отношения $\text{Co} : \text{Ni}$ равного 30 : 1) наблюдается в крупно- и среднезернистых пластинчатых или радиально-лучистых агрегатах; в его составе присутствует небольшое количество висмута и сурьмы. Железистый аналог саффлорита — леллингит — принадлежит к числу сравнительно мало распространенных минералов.

Собственно никелевые арсениды — никелин и раммельсбергит — чаще обнаруживаются в рудных жилах Северного участка, хотя характерные для них слабо дифференцированные почковидные агрегаты входят в состав руд всех участков. Небольшие обособленные линзы этих минералов сравнительно редки. Примеси кобальта и железа в составе никелина и раммельсбергита незначительны (соответственно 0,5—1% и 1—2%); содержание висмута достигает 1—1,5% и сурьмы 0,7—1,2%.

К особенностям минерального состава руд следует отнести сравнительно слабое развитие сульфоарсенидов кобальта, никеля и железа (кобальтина, герсдорфита, глаукодота, арсениопирита).

В качестве наиболее поздних образований в составе арсенидных руд месторождения иногда обнаруживается ассоциация минералов, содержащая теннантит, халькопирит, борнит, реже сфалерит и галенит в сопровождении кальцита, небольших количеств кварца и барита. Появление этой ассоциации характерно для некоторых рудных жил Северного участка, мелких рудопроявлений среди нижнедевонских пород и гранитов Южного участка. При химическом и микроскопическом изучении мышьяковых блеклых руд устанавливаются примеси кобальта и никеля преимущественно в форме тонкой вкрапленности герсдорфита.

Близкая по характеру медная минерализация с теми же небольшими примесями кобальта и никеля обнаруживается и за пределами рудного поля, главным образом к северу от него (рудопроявления Узун-ой, Бош-таг, Худеш, и др.). Несмотря на имеющиеся указания на находки саффлорита в наиболее детально изученном рудопроявлении Узун-ой, арсенидное оруденение ходуаксинского типа здесь практически отсутствует.

Типы руд определяются количественными соотношениями главных рудных минералов, среди которых преобладает переменный по составу шмальтин-хлоантит. В ассоциации с ним распространен или железо-кобальтовый саффлорит, или существенно никелевые арсениды — никелин и раммельсбергит. Сравнительно небольшие примеси скуттерудита всюду наблюдаются совместно со шмальтин-хлоантитом. Столь же мало распространен леллингит как компонент зо-

нальных агрегатов саффорита или как составная часть поздних перекристаллизованных арсенидов.

В соответствии с наблюдаемыми сочетаниями важнейших ассоциаций арсенидов выделяются два главных типа руд — саффорит-шмальтиновый и шмальтин-раммельсбергит-никелиновый с отчетливо выраженным преобладанием первого на Южном участке и второго — на Северном. Между этими главными типами руд существуют взаимные переходы — при совместном нахождении крайних по составу ассоциаций или в их обособлении по отдельным блокам и участкам рудных жил. Столь же неравномерны и отношения кобальта к пикелю в составе руд. В сравнительно редких случаях чисто саффоритового состава руд эти отношения достигают 30 : 1, при увеличивающемся содержании шмальтин-хлоантита снижаются до 5 : 1 и 2 : 1, а при преобладании никелина и раммельсбергита уменьшаются до обратных значений. В среднем для руд Южного участка отношение кобальта и никеля составляет 1,5—2 : 1, а для руд Северного 0,5—0,7 : 1. В небольших жилах Среднего участка вследствие неоднородного состава руд те же отношения колеблются еще более значительно (0,2 : 1 — 2 : 1). В среднем по всей разведанной части месторождения отношение Co : Ni около 1 : 1. Содержание висмута в главных типах руд примерно одинаковое, лишь с некоторой тенденцией повышения его в рудах, обогащенных кобальтом.

Текстурно-структурные особенности руд чрезвычайно характерны, указывая на вполне специфические условия их отложения и широко распространенные явления последующих преобразований.

Среди карбонатного выполнения рудных жил кроме вкрапленности и прожилков обычна полосчатость, параллельная зальбандам, иногда текстуры дробления и брекчирования. Широко распространены типичные почковидные агрегаты, состоящие в основном из пикелина и раммельсбергита при чередовании с концентрическими оболочками шмальтин-хлоантита, саффорита и карбонатов. В существенно кобальтовых рудах преобладают зернистые изометричные агрегаты или даже хорошо образованные кристаллы шмальтин-хлоантита совместно с удлинненными и радиально-лучистыми образованиями саффорита.

Изучение структур руд приводит к заключению о различной степени преобразования арсенидов, входивших в состав первоначально выделившегося высокодисперсного смешанного геля. Эту первичную форму выделений в значительной мере сохраняют наименее раскристаллизованные никелин и раммельсбергит. Саффорит в процессе изменений приобретает узорчатую и фестончатую структуры с дифференциацией на обособленные и чередующиеся зоны железо-кобальтового (саффоритового) и железистого (леллингитового) состава. Особенно резко выраженные преобразования характерны для шмальтин-хлоантита с тонкозональной структурой, подчиненной кристаллографическим направлениям, при обычном обособлении зон скуттерудитового состава по периферии кристаллов и зерен. Как конечный продукт перекристаллизации, скуттерудит развивается также по прожилкам и нарастает на шмальтин-хлоантит, образуя оторочки или зоны окаймления.

С этой точки зрения часто выделяемые при микроскопических исследованиях многочисленные генерации арсенидов должны рассматриваться лишь как последовательные стадии перекристаллизации высокодисперсных смесей арсенидов в соответствии с их различающейся кристаллизационной способностью, а не как результат последовательного ритмического отложения при непрерывно менявшемся составе растворов. При таком истолковании процесса могут быть исключены противоречащие геологическим данным выводы о последовательном

отложении в начале никелевых арсенидов и вслед за ними — арсенидов кобальтового и железо-кобальтового состава.

Зона окисления арсенидных руд, сложная и разнообразная по составу, широко развита в выходах рудных жил на поверхность. Условно выделяются полностью окисленные руды, содержащие 0—5% первичных рудных минералов, и полуокисленные с содержанием тех же минералов 25—30%. По распространенности в разведанной части месторождения на долю нервых падает около 10% и на долю вторых до 35—40%.

Среди минералов зоны окисления наиболее распространены арсенаты кобальта и никеля группы эритрица — аннабергита, с которыми в полуокисленных рудах существенно никелевого состава ассоциируют так называемые сажистые руды (до 1/3 остаточных арсенидов с арсенолитом и аннабергитом), а в существенно кобальтовых — арсенаты с повышенным содержанием железа типа ховахсита («бурый землистый кобальт»). В глубоко окисленных рудах вместе с эритрином и аннабергитом наблюдаются соединения типа смольяниновита («желтый землистый кобальт»), нередко развивающиеся за счет дальнейшего окисления ховахсита, и не менее сложные по составу минералы группы гетерогенита («черный землистый кобальт»). Вследствие окисления арсенидов в карбонатной среде в составе арсенатов кобальта и никеля характерны примеси кальция и магния. Образуются также кальциево-магниево-арсенаты (розелит, фармаколит и др.), арсенаты меди и цинка.

На основании приведенных данных можно сделать следующие основные выводы о геологических условиях формирования месторождения.

1. Время образования Ховуаксинского месторождения относится к завершающей стадии каледонского цикла (конец нижнего девона — эйфель). Все наиболее существенные особенности его обусловлены приуроченностью к сложно построенному тектоническому блоку, ограниченному региональными разломами. В пределах этого блока, в связи с возникновением системы складчатых и разрывных нарушений, последовательное развитие получили процессы интенсивного скарнообразования, щелочного кварц-полевошпатового метасоматоза и наложенного карбонатно-арсенидного оруденения.

2. Процессы минералообразования были прерывными, протекавшими при менявшейся тектонической обстановке и составе растворов, но сближенными во времени. Мышьяксодержащие рудные растворы поступали по системе глубинных разломов вслед за внедрением послескарновых даек, завершивших проявления раннедевонского магматизма.

3. Текстурно-структурные особенности руд указывают на их отложение в основном в форме высокодисперсных смесей арсенидов с последующей перекристаллизацией. Горизонтальная зональность в распределении оруденения свидетельствует о более раннем отложении руд существенно кобальтового состава.

КОБАЛЬТСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этой группе относятся разнообразные по характеру месторождения комплексных руд никеля, меди, железа, реже других металлов (Pb—Zn, Au, Fe—Mn). По запасам и добыче металла они резко преобладают над собственно кобальтовыми месторождениями. В СССР среди них особенно велика роль сульфидных медно-никелевых и силикатно-никелевых месторождений при подчиненном значении медноколчеданных и железорудных. За рубежом доминирующая

роль принадлежит стратиформным медным месторождениям Центральной Африки (до 70% добычи и 50% достоверных реализуемых запасов) и наряду с ними тем же силикатно-никелевым, сульфидным медно-никелевым и колчеданным месторождениям. Исключительный интерес в будущем может представить эксплуатация кобальтсодержащих железо-марганцевых конкреций глубоководных океанических осадков.

Ниже приводится краткая характеристика кобальтсодержащих месторождений СССР и для полноты картины — основные сведения о типах месторождений, широко известных за рубежом, но в нашей стране пока не выявленных (главным образом стратиформные кобальтсодержащие медные и свинцово-цинковые месторождения). В характеристике использованы ранее опубликованные данные (Крутов, 1959, 1965; Шишкин, 1965 и др.) с дополнениями последнего времени и с изменениями в систематике месторождений.

Сульфидные медно-никелевые месторождения в основных и ультраосновных породах содержат небольшие, но постоянные примеси кобальта, представляющие практический интерес при совместной переработке руд. К наиболее крупным месторождениям этого типа в СССР относятся месторождения Норильского района в Красноярском крае, месторождения районов Монча-тундры и Печенгских тундр на Кольском полуострове.

Во всех сульфидных медно-никелевых месторождениях главным кобальтсодержащим минералом является пентландит в обычной и характерной ассоциации с пирротинном, халькопиритом, нередко с магнетитом, кубанитом и другими менее распространенными минералами. Характер выделений и время кристаллизации пентландита различны. Наблюдаются ориентированные структуры распада среди пирротина с пламенивидными формами вблизи трещинок, прожилки, каемки и оторочки по границам с соседними минералами, часто обособления в виде порфириовидных выделений, достигающих 1—2 см и иногда более. Последующие изменения пентландита приводят к образованию других никелевых минералов (миллерита, годлевскита, хизлевудита, виоларита, полидимита) с теми же небольшими примесями кобальта. Сравнительно редко при изменениях пентландит-пирротиновых руд происходит образование кобальтсодержащего пирита с повышенными примесями металла.

При содержании в мономинеральных фракциях пентландита 0,5—3% кобальта в состав этого минерала обычно входит от 50 до 90% всего количества металла в рудах. Остальная часть при содержании от тысячных, сотых и реже десятых долей процента рассеивается в сульфидах железа, никеля и меди, в магнетите, а также в силикатных минералах (оливине, пироксенах, серпентине и других железо-магнезиальных силикатах). С наложением наиболее поздних гидротермальных стадий иногда связано появление незначительных количеств арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов никеля (никелин, маухерит, раммельсбергит, герсдорфит, брейтгауптит) в кальцит-хлоритовых секущих прожилках.

В преобладающих пентландит-халькопирит-пирротиновых рудах отношения $Co : Ni$ значительно колеблются: достигают 1 : 20—1 : 25 (что характерно, например, для жильных и сингенетических вкрапленных руд Монча-тундры) или снижаются до 1 : 50—1 : 70 (в син- и эпигенетических рудах Печенги). В рудах Норильска эти отношения занимают промежуточное положение. В эксплуатируемых медно-никелевых месторождениях Канады среднее отношение $Co : Ni$ равно 1 : 30—1 : 40.

Скарновые, преимущественно магнетитовые месторождения (значительно реже медные и золоторудные) содержат примеси кобальта главным образом

в форме кобальтсодержащего пирита, иногда в виде сульфоарсенидов и арсенидов кобальта.

В месторождениях с кобальтсодержащим пиритом (многочисленные магнетитовые скарновые месторождения Урала, Казахстана, юга Сибири) более ранние его генерации обычно характеризуются повышенным содержанием кобальта (до 1—2 и 3%) при отсутствии или незначительном содержании никеля. В поздних его выделениях примеси кобальта снижаются при одновременном повышении примесей никеля до преобладания второго над первым. Индивидуализированные сульфиды кобальта (линнеит, карролит) и никеля (миллерит) очень редки. На зарубежных месторождениях этого типа для получения кобальта используются магнетитовые руды месторождения Корнуэлл в Пенсильвании (США). Среднее содержание кобальта в рудах 0,04—0,06%, а в выделенных пиритовых концентратах 1,4%; ежегодно из этих руд добывается до 600—800 т металла.

Стадия мышьяковой собственно кобальтовой минерализации известна в большом числе магнетитовых скарновых месторождений (Дашкесан в АзССР, Покровское на Северном Урале, Саякское в Казахстане, Одрабашское, Абаканское и другие в Алтае-Саянской области). В составе руд, как правило, преобладают сульфоарсениды кобальта и железа, сравнительно редко обнаруживаются арсениды тех же металлов. При резко подчиненных примесях никеля отношения $Co : Ni$ в среднем 30 : 1. В магнетитовых скарнах стадия мышьяковой минерализации обычно следует за тектоническими нарушениями, захватывающими сформированные скарны, и предшествует стадии выделения поздних сульфидов.

Гидротермальные свинцово-цинковые месторождения с индивидуализированными минералами кобальта крайне редки. Примером таких месторождений в СССР служат небольшое недостаточно изученное месторождение Беркут в Южной Киргизии, а также давно известные представляющие лишь минералогический интерес мелкие свинцово-цинковые жилы на Мурманском побережье.

Более распространены свинцово-цинковые рудные жилы с примесями кобальта в сфалерите, блеклых рудах, пирите и арсенопирите (тысячные, реже сотые доли процента), что установлено, например, в месторождениях Садонского района. Практический интерес представляют только цинковые (сфалеритовые) концентраты, при переработке которых необходима очистка сульфата цинка от примесей кобальта в электролитном процессе. За рубежом для извлечения кобальта используются цинковые концентраты месторождений Австралии и США (штат Айдахо).

Колчеданные месторождения содержат кобальт преимущественно в составе пирита при содержании его в этом минерале от тысячных и сотых долей процента до 2,5—3% (в промышленных месторождениях чаще при колебаниях средних величин в пределах 0,3—1%). Сравнительно редко присутствуют небольшие количества кобальтовых и никелевых минералов — линнеита, зигенита, миллерита, пентландита.

Среди многочисленных колчеданных месторождений Кавказа, Урала и Казахстана повышенной кобальтоносностью обладают руды, приуроченные к метаморфизованным основным и ультраосновным породам. Примером таких месторождений может служить Пышминско-Ключевское на Среднем Урале, в котором вмещающие оруденение основные эффузивы и серпентиниты превращены в хлоритовые, лиственитовые и местами в тальковые породы. В составе руд кроме кобальтсодержащего пирита в ассоциации с пирротинном, халько-

пиритом, кубанитом и магнетитом присутствуют небольшие количества линнеита, миллерита и пентландита. Близкая картина характерна также для крупного медноколчеданного месторождения Оутокумпу в Восточной Финляндии, где повышенная кобальтоносность руд примерно того же состава связана с процессами интенсивного преобразования ультраосновных пород или черных сланцев с кобальт- и никельсодержащими сульфидами железа, меди и цинка.

Примером более редких кобальтоносных колчеданных полиметаллических руд является крупное месторождение Боудвин-Майн в Бирме, приуроченное к зоне нарушений в контакте песчаников с риолитами и их туфами кембрий-ордовикского возраста. Среднее содержание кобальта в месторождении 0,07—0,15%, а никеля 0,20—0,30%, но при смене серебро-свинцово-цинковых руд на глубине преобладающими цинково-медными и медными рудами, одновременно с обогащением их герсдорфитом и более редкими сульфоарсенидами кобальта и железа, содержание кобальта повышается до 1%, никеля — до 2%.

Стратиформные медные месторождения в песчаниках и сланцах, а также свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах, известные на территории СССР (Джезказганское, Удоканское, Ачисай и др.), не принадлежат к числу месторождений, существенно обогащенных примесями кобальта.

За рубежом к первому типу относятся крупнейшие кобальт-медные месторождения Центральной Африки (Замбия, Заир, Уганда), поставляющие на мировой рынок до 70% кобальта. В первичных рудах этих месторождений, эксплуатируемых главным образом в Замбии и отчасти в Уганде, основным кобальтсодержащим минералом служит также пирит, в небольшом количестве — линнеит и карролит. Среднее содержание кобальта в рудах 0,15—0,18%. Для месторождений провинции Шаба (Заир) характерны жильообразные рудные тела, залегающие в той же рудной свите. В составе этих жил, переходящих местами в штокверкообразную систему прожилков, вместе с кобальтсодержащим пиритом обнаруживаются индивидуализированные кобальтовые и никелевые сульфиды серий каттиерит — вазсит и линнеит — карролит — зигенит.

Примерами второго типа стратиформных кобальтсодержащих свинцово-цинковых месторождений могут служить проявления зигенитового оруденения в «свинцовом поясе» Юго-Восточного Миссури (рудники Миссури-Кобальт и Ля Мотт), а также кварц-карбонатные жилы с кобальт-никелевыми арсенидами в Арбурезе и Риу-Плану на о. Сардиния.

К месторождениям выветривания относятся зоны окисления кобальтсодержащих мышьяковых и сернистых руд, а также кобальтсодержащие силикатно-никелевые месторождения в коре выветривания ультраосновных пород.

Зона окисления кобальтсодержащих руд, как правило, не дает значительных скоплений вторичных соединений, имеющих самостоятельное значение. Только исключительно благоприятные условия длительного континентального выветривания сульфидных кобальт-медных руд провинции Шаба (Заир) привели к образованию мощной зоны окисления, разработка которой, начиная с 1926 г., дает главную часть мирового производства кобальта.

Комплексные кобальт-никелевые руды коры выветривания ультраосновных пород имеют значительные запасы металла, эффективно осваиваемые как у нас, так и за рубежом. В СССР к ним относятся месторождения Урала и Казахстана. Во всех типах этих месторождений кобальтоносность руд определяется в основном присутствием гидроокислов марганца (асболонов и псиломелан-вадов), содержащих переменные количества кобальта — до 14% в составе асболонов и до 2% в псиломелан-вадах. В зависимости от характера месторождений отношения $Co : Ni$ в рудах колеблются от 1 : 10 до 1 : 60.

Иногда вблизи ультраосновных пород и развитой на них коры выветривания наблюдаются: 1) инфильтрационные образования асболанов в раздробленных кварцевых жилах с повышенным содержанием кобальта (Адамовский район на Южном Урале); 2) концентрации асболанов и кобальтсодержащих псиломелан-вадов, подчиненные осадочным озерным и дельтовым отложениям (Шайтантасское месторождение в Казахстане); 3) сульфиды никеля с небольшими примесями кобальта, возникшие при сероводородном брожении в карстовых бассейнах коры выветривания (Айдырлинское месторождение на Южном Урале).

За рубежом крупные месторождения кобальтсодержащих силикатно-никелевых руд известны в Центральной Америке (Бразилия, Венесуэла, острова Карибского моря), Новой Каледонии, Австралии и Индонезии.

Осадочные месторождения кобальтсодержащих руд кроме имеющих такое происхождение стратиформных месторождений и концентраций асболанов и псиломелан-вадов обнаруживаются иногда в современных озерных осадках Центральной и Южной Карелии. Накопление сравнительно небольших количеств гидроокислов железа и марганца связано с разрушением пород основного состава и метаморфических пород с проявлениями в них сульфидной минерализации.

Особый интерес представляют так называемые железо-марганцевые конкреции, широко распространенные в глубоководных четвертичных осадках Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Только для более детально обследованных отложений Тихого океана площадь распространения конкреций определяется десятками миллионов квадратных километров с содержанием их около 10^4 т на 1 км^2 . По данным анализов конкреции содержат 0,3—0,5% кобальта (иногда до 1,5—2%). Если учесть значительное распространение железо-марганцевых конкреций в глубоководных осадках всех океанов, то общие запасы кобальта могут быть определены цифрами 1—2 млрд. т, т. е. приблизительно в 1000 раз больше запасов, выявленных на суше. Даже частичное их использование может резко изменить структуру запасов, добычи и потребления металла.

К метаморфическим кобальтсодержащим месторождениям могут быть отнесены так называемые фальбанды — слои и линзы рассеянной рудной вкрапленности, залегающие в метаморфических породах. Среди последних обычны амфиболиты, тальковые и амфиболовые сланцы. Для состава рудной вкрапленности характерно присутствие сульфоарсенидов или арсенидов кобальта и железа, нередко — кобальтсодержащего пирита до преобладания над другими рудными минералами.

На территории СССР кобальтсодержащие фальбанды известны в архейских породах Северной Карелии и Кольского полуострова. В пределах Балтийского щита они характерны также для метаморфических пород Южной Норвегии (месторождения Скуттеруд и Снарум) и Юго-Восточной Швеции. Для части фальбандов Южной Норвегии (Конгсберг), Восточных и Западных Альп (Шладминг, Туртаманиталг и др.) типичны более поздние карбонатные жилы, несущие серебряное или арсенидное существенно никелевое оруденение только на участках пересечения ими фальбандов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богомолов А. А. Особенности геологического строения и локализации оруденения Ховуаксинского кобальтового месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 6, с. 30—45.

Богомол А. А. Геологические и геохимические критерии поисков скрытого оруденения на Ховуаксинском кобальтовом месторождении. Кызыл, Тувинское книжн. изд-во, 1971, с. 98—103. (Материалы по геол. Тувинской АССР, вып. 2).

Геология СССР. Том XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1966. 460 с.

Грачева О. С., Крылова Л. И. Структура и минералогические особенности Верхнесеймчанского редкометального месторождения. Л., 1959, с. 13—24. (Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 9).

Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960. 100 с.

Захаров Е. П. О локализации оруденения на Хову-Аксинском кобальтовом месторождении Тувинской АССР. — В кн.: Геол. иссл. в Красноярск. крае и Тув. АССР. Кызыл, Тувинское книжн. изд-во, 1968, с. 57—65.

Кондратьев А. В., Рудашевский Н. С. О возрасте оруденения Ni—Co Ховуаксинского месторождения (Тувинская АССР). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 6, с. 1418—1421.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959. 232 с.

Крутов Г. А. Кобальт. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965, с. 232—275.

Крутов Г. А. Месторождения пикель-кобальтовых руд района Бу-Аззер (Марокко). — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 4, с. 27—40.

Лебедев В. И. О дайках Хову-Аксинского рудного узла. Кызыл, Тувинское книжн. изд-во, 1971, с. 74—86. (Материалы по геол. Тувинской АССР, вып. 2).

Лебедев В. И. Об условиях образования медно-никель-кобальт-мышьяковых жил. Кызыл, Тувинское книжн. изд-во, 1971, с. 128—137. (Материалы по геол. Тувинской АССР, вып. 2).

Новые данные о Ховуаксинском месторождении. — «Труды Гипроникель», 1967, т. 35, с. 227—269. Авт.: Н. Н. Шишкин, В. А. Михайлова, А. В. Кондратьев и др.

Рудашевский Н. С., Кузнецова Л. Г. Пренит-полевошпатовые метасоматиты Ni—Co Ховуаксинского месторождения (Тувинская АССР). — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, 2 сер., ч. 99, вып. 5, с. 528—538.

Рудашевский Н. С. и др. Железистый тальк из метасоматитов Ховуаксинского месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1972, 2 сер., ч. 101, вып. 1, с. 44—51.

Унксов В. А. Типы медно-никель-кобальт-мышьяковой минерализации в Алтае-Саянской складчатой области. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, 2 сер., ч. 87, вып. 5, с. 554—566.

Унксов В. А. Об особенностях двух главных типов мышьяково-пикель-кобальтовых месторождений. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1961, т. 60, с. 133—138.

Шишкин Н. Н. Генетические типы месторождений кобальтовых и кобальтсодержащих руд и некоторые особенности их минерального состава. — «Советская геология», 1965, № 11, с. 34—45.

Baumann L. Die Mineralparagenesen des Erzgebirges — Charakteristik und Genese. Freiberg, «Freib. Forsch. — H., R. C.», 230, 1968.

Halls C., Stumpfl E. F. Geology and ore deposition Western Kerr Arch, Cobalt, Ontario. 9 Commonw. Min. a. Met. Congr. 1969, Min. a. Petrol. geol. section. London (Office Congr. a. Inst. Min. a. Met.).

Keil K. Beiträge zur Kenntnis der Co—Ni—Bi—Ag — Erzgänge. N. Jb. f. Min., 1932, Hf. 4, s. 95—132.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Широкие диапазоны свойств природных соединений меди и их многообразие создают возможность ее переноса и концентрации при геологических процессах в различных условиях температур, давления, кислотности растворов и других параметров природных процессов. Скопления меди известны в большинстве генетических типов рудных месторождений от заведомо высокотемпературных магматических до низкотемпературных осадочных. Месторождения меди формировались в самых разнообразных геологических обстановках, практически на всем протяжении развития Земли — от глубокого докембрия до кайнозойской эры включительно.

Отсутствие четких общепризнанных геологических критериев создает большие трудности при определении принадлежности отдельных месторождений меди к тому или иному генетическому классу, а также обуславливает появление различных интерпретаций генезиса одних и тех же месторождений. Этим объясняется отсутствие в геологической литературе общепринятой генетической классификации медных месторождений. В то же время достаточно четко выделяется девять общеизвестных промышленных типов месторождений меди, которые хорошо укладываются в шесть генетических групп (табл. 10), выделенных В. Смирновым (1976). Доля отдельных типов месторождений в общих запасах меди развитых капиталистических и развивающихся стран указана в табл. 10 ориентировочно, так как систематизированные данные о запасах меди отдель-

Таблица 10

ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

Генетическая группа месторождений	Промышленно-генетический тип месторождений	Общие запасы меди, %	
		СССР	Развитые капиталистические и развивающиеся страны
I. Магматическая	А. Медно-никелевый	33,1	2,5
II. Карбонатитовая	Б. Ванадиево-железо-медный	0,7	—
III. Скарновая	Карбонатитовый	—	0,5
IV. Гидротермальная	Скарновый	2,0	1,4
	А. Медно-порфировый	13,9	62,6
	Б. Кварц-сульфидный (жильный)	1,5	2,1
V. Колчеданная	В. Самородной меди	—	0,8
VI. Стратиформная	Медноколчеданный	21,8	8,6
	Медистых песчаников и сланцев	27,0	21,5
Итого:		100,0	100,0

ных месторождений многих зарубежных стран, в частности США, Республики Заир, не публикуются.

Значение отдельных промышленно-генетических типов в сырьевой базе меди СССР, развитых капиталистических и развивающихся стран различно. В СССР главное значение имеют четыре промышленных типа месторождений меди: медно-никелевый, медистых песчаников и сланцев, медноколчеданный и медно-порфировый. Промышленные представители двух типов — карбонатитового и самородной меди — пока не выявлены. В развитых капиталистических и развивающихся странах главное значение имеют два типа — медно-порфировый и медистых песчаников и сланцев. Существенно меньшее значение имеют медноколчеданный и медно-никелевый типы, хотя в отдельных странах они преобладают: медноколчеданный — в Испании, Австралии, Японии и некоторых других странах, медно-никелевый — в Канаде.

Ниже приводятся общие характеристики особенностей геологического строения месторождений меди отдельных промышленно-генетических типов и основных закономерностей их размещения, а также описания характерных месторождений СССР.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы представлены двумя весьма неравноценными промышленно-генетическими типами: медно-никелевым и ванадиево-железо-медным.

Сульфидные медно-никелевые месторождения, охарактеризованные в разделе «Месторождения никеля», весьма существенны в общем балансе запасов и добычи меди.

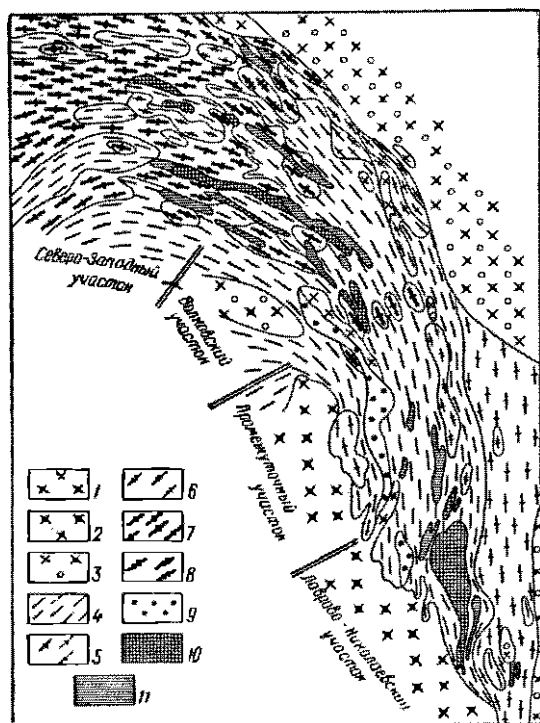
Ванадиево-железо-медные месторождения в сырьевой базе меди имеют скромное значение. Они представлены телами позднемагматических вкрапленных борнит-титаномагнетитовых руд в габброидах. Ряд объектов этого типа (Волковское месторождение, Серебрянское рудопроявление и др.) локализован в дифференцированных массивах габброидов платиноносного пояса Урала. Из зарубежных отметим месторождение Енжел в Калифорнии (США), также приуроченное к массиву габброидов.

Волковское месторождение

Волковское месторождение расположено в северной части Среднего Урала, на его восточном склоне. В его пределах выделяется четыре участка: Северо-Западный, Волковский, Промежуточный и Лаврово-Николаевский (рис. 38).

Месторождение находится в пределах платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала, приуроченного к западной части Тагильского синклинория. Пояс сложен рядом массивов, вытянутых в виде прерывистой цепочки в меридиональном направлении, сложенных преимущественно габбро, пироксенитами и дунитами и в подчиненном количестве горблендитами. Все массивы залегают среди основных эффузивов, относящихся к ордовика — нижнему девону. Наиболее крупный Тагильский массив вытянут в меридиональном направлении на 120 км при ширине до 20 км. Волковское месторождение расположено в самой северной части Тагильского массива, которая известна в литературе под названием «Волковского габбрового массива» и характеризуется развитием интенсивного вкрапленного медносульфидного оруденения.

Волковский массив в плане представляет собой вытянутое в северо-северо-западном направлении интрузивное тело. В строении его принимают участие габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и комплекс мелкозернистых ороговикованных пород (Тимохов, 1963). Жильные породы, не имеющие широкого развития на площади массива, представлены микрогаббро, габбро-порфиритами и диоритовыми порфиритами. Простирание указанных разновидностей пород, слагающих массив, как и слабо выраженных элементов их полосчатости, меняется (с юга на север) от меридионального до почти широтного, а падение — от пологого ($30-35^\circ$) западного до крутого ($75-80^\circ$) юго-западного.



Большая часть массива сложена габбро, представленным следующими разновидностями: пироксеновыми (с габбровой и офитовой структурами), биотитсодержащими, оливковыми и оливинсодержащими, гиперстенсодержащими. Все эти разновидности габбро отличаются не только по темновесным компонентам, но и по составу плагиоклазов (рис. 39). Закономерное увеличение анортитовой

Рис. 38. Схематическая геологическая карта Волковского месторождения. По К. Тимохову и М. Киселеву.

1 — диориты пироксеновые и роговообманковые; 2 — диориты кварцсодержащие; 3 — габбро-диориты; 4 — габбро пироксеновые габброидной структуры; 5 — габбро пироксеновые офитовой структуры; 6 — габбро биотитсодержащие; 7 — габбро оливковые и оливинсодержащие; 8 — габбро гиперстенсодержащие; 9 — мелкозернистый комплекс пород (ороговикованные габбро и диориты); 10 — ванадисто-железо-медные, 11 — ванадийсодержащие железные руды

титовой молекулы в плагиоклазах габбро наблюдается как в направлении с юга на север, так и от периферии к осевой части массива. В этих направлениях состав плагиоклазов постепенно меняется от лабрадоритового до битовнитового и анортитового. Основность плагиоклаза увеличивается также с глубиной.

В расположении перечисленных пород отмечается вертикальная зональность: кварцевые диориты и диориты занимают верхнюю часть разреза, пироксеновые габбро — среднюю, а оливин- и гиперстенсодержащие — нижнюю. Некоторая закономерность в распределении пород наблюдается и в плане: кварцевые диориты и диориты слагают южную часть массива, а при движении на север они сменяются сначала габбро-диоритами и лабрадоритовыми габбро офитовой структуры, а затем габбро лабрадоритовыми с габброидной структурой и, наконец, в северной части массива наиболее распространены оливковые и оливинсодержащие габбро.

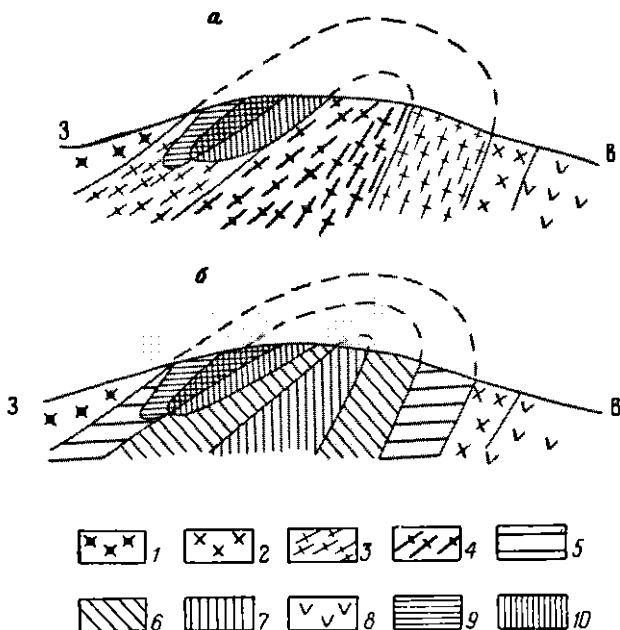
Аналогичная смена пород отмечается в направлении от западного и восточного контактов массива к его центру (см. рис. 39). Такое распределение пород

в массиве создает своеобразие его внутреннего строения, сходное с антиклинальной складкой, в ядре которой залегают оливиновые и оливинсодержащие габбро с плагиоклазом преимущественно анортитового, отчасти битовнитового состава. Диориты, прикрывающие габбро, в значительной мере эродированы, причем наиболее глубоко эрозионный срез проявлен на севере массива.

Первичной структуре массива подчинено распределение медносульфидного, и также титаномagnetитового и апатитового оруденений. Медносульфидное оруденение тяготеет к сводовой части антиклинальной складки и находится в висячем боку габбрового массива. Промышленные концентрации меди приуро-

Рис. 39. Схема внутреннего строения Волковского массива с учетом характера распределения темновесных в габбро (а) и основности плагиоклазов (б). По К. Тимохову.

1 — диориты кварцсодержащие; 2 — диориты; 3 — габбро пироксенные; 4 — габбро оливиновые и оливинсодержащие; 5 — габбро лабрадорные; 6 — габбро битовнитовые; 7 — габбро анортитовые; 8 — вмещающие породы; 9 — медносульфидное оруденение; 10 — титаномagnetитовое и апатитовое оруденение



чены главным образом к пироксеновым габбро (габбровой структуры) с плагиоклазом лабрадорного, в меньшей мере битовнитового состава. Однако и в этих разновидностях габбро оруденение распределяется неравномерно — максимальные скопления рудных минералов отмечаются в такситовых меланократовых разновидностях габбро. Руды характеризуются постепенным переходом в безрудные породы, так что границы рудных тел условны и определяются только по данным опробования.

В пределах массива оруденение концентрируется в виде рудной зоны, согласной с простиранием и падением вмещающих пород. Протяженность ее по простиранию свыше 3 км. Рудная зона, в свою очередь, состоит из серии плоских линзовидных залежей, расположенных более или менее параллельно друг другу. Всего на месторождении выделено свыше 200 рудных тел. Падение их меняется от крутого (60°) южного на Северо-Западном участке до сравнительно пологого (38°) западного — на Лаврово-Николаевском (рис. 40). Большинство рудных залежей сложено медносульфидными, а также титаномagnetитовыми и апатитовыми рудами, реже встречаются самостоятельные тела медносульфидных руд.

Несмотря на то что чаще всего медносульфидное и титаномagnetитовое оруденение встречаются совместно, в расположении их в вертикальном разрезе

массива наблюдается некоторая разобщенность: медносульфидное оруденение занимает более высокое положение по отношению к титаномагнетитовому. Последнее чаще всего встречается в пироксеновых, преимущественно битовнитовых габбро, тогда как медносульфидное располагается в пироксеновых, преимущественно лабрадоровых габбро. Характер медносульфидного оруденения в основном вкрапленный, а титаномагнетитового и апатитового — вкрапленный и шпировый. Иногда наблюдаются редкие и мелкие прожилки хальконрита в габбро совместно с энидотом, хлоритом и карбонатом, рассматриваемые

как более поздние образования по отношению к вкрапленному оруденению.

Руды месторождения комплексные: главный компонент медь, существенное значение также имеют железо, ванадий, титан и фосфор. В качестве примесей в них отмечаются селен, теллур и др. Главными носителями меди в сульфидных рудах являются борнит и халькопирит, в незначительном количестве присутствует первичный халькозин. На долю борнита приходится 75—80% (от общего содержания меди в руде), халькопирита 20—25% и халькозина 2—3%. Кроме медных минералов широко распространены в рудах ванадийсодержащий титаномагнетит и апатит, реже встречаются пирротин и пирит и еще реже — сфалерит и галенит.

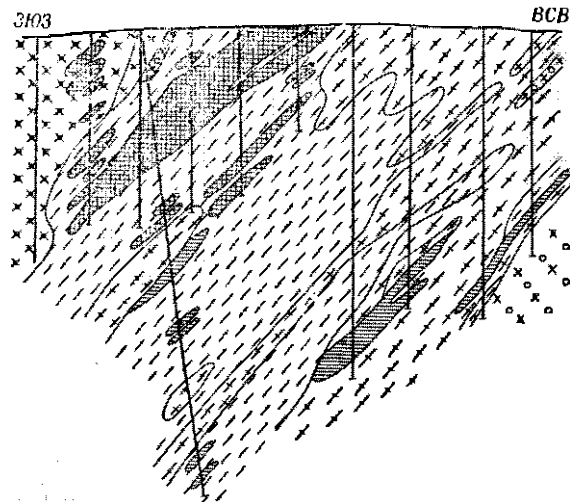


Рис. 40. Геологический разрез Лаврово-Николаевского участка Волковского месторождения. По К. Тимофееву.

Условные обозначения см. на рис. 38

Преобладающими нерудными минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, содержание которых колеблется соответственно от 43 до 65 и от 30 до 38%. О несколько более поздней кристаллизации рудных минералов по отношению к породообразующим свидетельствует расположение титаномагнетита, борнита и халькопирита в промежутках между силикатными минералами с образованием сидеронитовой структуры. Наиболее ранний минерал — титаномагнетит — образует по отношению к сульфидам идиоморфные выделения. Нередко наблюдается замещение его борнитом, реже халькопиритом.

Борнит ассоциируется чаще всего с халькопиритом, образуя с ним зернистые и графические сростания. В решетчатых структурах распада твердого раствора халькопирита в борните широко распространено замещение борнита вторичным халькозином. Размер выделений борнита колеблется в очень больших пределах — от 0,001 до 10 мм, преобладает 0,5—2 мм.

Халькопирит встречается в тесной ассоциации с борнитом, реже в виде самостоятельных выделений. Размер его зерен — от пылевидных частиц до 4 мм (и более), обычно не превышает 1—2 мм. Халькозин в рудах известен как гиногенный, так и гипергенный. Первый встречается главным образом в графических сростаниях с борнитом, второй — по трещинам в борните или в виде каемок вокруг него.

Для медносульфидных руд характерна как равномерно-, так и неравномерно-

нокрашенная текстура; чаще они встречаются совместно. По генетическому типу в рудах выделено три группы структур:

1) структуры отложения (кристаллизации); наиболее характерны аллотриоморфная и графическая: к первой относится широко распространенная в описываемых рудах сидеронитовая, ко второй — графическая (срастания белого халькозина с борнитом, борнита с халькопиритом, титаномагнетита с нерудными минералами);

2) структуры распада твердых растворов (магнетит — ильменит, борнит — халькопирит, борнит — халькозин);

3) структуры замещения (коррозионные): магнетита нерудными минералами и сульфидами; титаномагнетита — борнитом, борнита — халькопиритом и халькозином.

На месторождении выделено два типа руд: преобладающие ванадиево-железо-медные и ванадийсодержащие железные. Ванадиево-железо-медные руды по содержанию железа, в свою очередь, подразделены на подтипы: 1) лаврово-николаевский (со средним содержанием железа 11—12%) и 2) северо-западный (с содержанием железа в среднем 17,5%).

В распределении выделенных типов руд на месторождении выявляется некоторая закономерность: ванадиево-железо-медные руды северо-западного подтипа и ванадийсодержащие железные руды расположены главным образом в осевой части месторождения, сложенной битовнитовой разновидностью габбро, тогда как руды лаврово-николаевского подтипа характерны для верхних горизонтов Лаврово-Николаевского участка, сложенных лабрадоровыми габбро. С глубиной последние сменяются ванадиево-железо-медными рудами северо-западного подтипа. Для всех участков с глубиной отмечается увеличение количества ванадийсодержащих железных руд и ванадиево-железо-медных руд второго подтипа.

Рудные тела, выходящие на поверхность, представлены окисленными рудами, частично отработанными в прошлом столетии. Выделяются зоны окисленных и смешанных руд средней мощностью около 25 м каждая. Количество окисленных и смешанных руд невелико — менее 10% от общих запасов месторождения. Главные рудные минералы зоны окисления — лимонит, малахит, азурит и ковеллин.

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карбонатитовые месторождения оформились как самостоятельный промышленный тип медных месторождений сравнительно недавно в связи с изучением месторождения Палабора в ЮАР, пространственно и генетически связанного с массивом ультраосновных-щелочных пород. Это комплексное месторождение меди, фосфатного сырья и магнетита, представляющее собой трубообразное тело размером 0,5—0,7 км в диаметре, прорывающее древние архейские граниты. Центральная часть тела сложена карбонатитами, периферия — магнетит-оливин-апатитовыми породами. Медная минерализация приурочена к карбонатитам и представлена прожилками и зонами вкрапленности. Образование ее происходило в два этапа, соответствующие по времени двум фазам формирования карбонатитов. В первом этапе главный медный минерал борнит, а во втором — халькопирит; значительно более редки халькозин, валлериит и кубанит. Среднее содержание меди в рудах 0,68%, помимо того, в них постоянно присутствует магнетит, содержание которого достигает 27%. Рудное тело

прослежено до глубины 900 м, причем его форма, минеральный состав вмещающих пород и руд, а также содержание в них меди практически не изменяются.

В СССР промышленных представителей карбонатитовых месторождений меди пока не выявлено, хотя примесь меди установлена в ряде карбонатитовых массивов Сибири и Кольского полуострова.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарновые месторождения играют скромную роль в сырьевой базе меди СССР и других стран. Список отечественных промышленных представителей этого типа ограничивается в значительной мере отработанными месторождениями Турьинской группы и Гумешевским на Урале, месторождениями Саянской группы в Казахстане и разведываемым Курутегерекским в Киргизии. В заметных, иногда промышленных концентрациях медь отмечается также в ряде железорудных скарновых месторождений (Высокогорское на Урале, Ирису и Соколовско-Сарбайское в Казахстане), а также в скарновых шеелитовых месторождениях Средней Азии, Якутии (Агылкынское) и Приморья (Восток II).

Месторождения меди этого типа относятся к группе известковых скарнов и локализуются в экзоконтактах гранитоидных интрузий, на границе последних с известняками и известковистыми терригенными породами. Скарнированию подвергаются не только вмещающие породы, но и сами гранитоиды. Промышленные рудные тела обычно размещаются в зонах экоскарнов на небольшом (сотни метров) удалении от контактов массива. Медное оруденение имеет наложенный характер и формируется в заключительные этапы или непосредственно после окончания процесса складкообразования. Рудные тела обычно имеют небольшие размеры, сложную форму и характеризуются комплексным составом руд. Наиболее характерный минеральный тип последних — халькопирит-магнетитовый (скарновый), а обычные сопутствующие компоненты — железо в форме магнетита, кобальт и др.

Месторождение Саяк I

Месторождение открыто Н. Наковником в 1930 г. Оно находится в Северо-Восточном Прибалхашье, в Казахстане. Наиболее важный тектонический элемент района Саянская мульда представляет собой структуру, наложенную на сложноскладчатый комплекс нижнепалеозойских пород, слагающих Балхашский антиклинорий. Мульда выполнена вулканогенно-осадочными породами саянской серии каменноугольного возраста общей мощностью 4000 м. В разрезе серии выделяется ряд свит; в верхней части разреза залегает пачка известняков мощностью 50—200 м, к которым приурочены все известные в районе проявления меди скарнового типа.

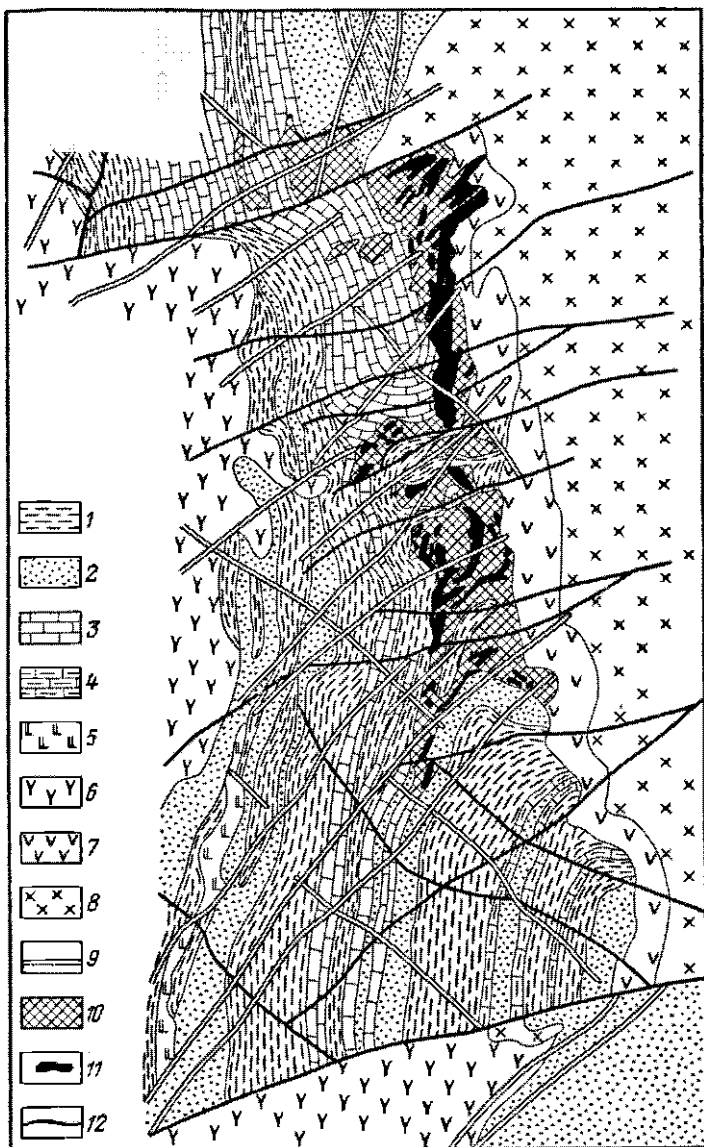
Мульда имеет овальные очертания и вытянута в близширотном направлении, размеры ее 40 × 60 км. Простирания слоев в общем параллельны границам структуры, углы падения изменяются от 40—70° вблизи ее бортов до практически горизонтальных в центральной части. Отложения саянской серии прорваны крупными интрузивами гранодиоритового и гранитного состава каменноугольного возраста и большим количеством даек. На контакте интрузивов широко распространены метасоматические образования, среди которых преобладают скарны, локализующиеся в карбонатных породах.

В пределах Саянской мульды установлена группа месторождений и рудопроявлений меди в основном скарнового типа (Саяк I, II, III, IV, Тастау, Мол-

дыбай). Самое крупное из них месторождение Саяк I расположено в северо-восточной части мульды (рис. 41). Оно приурочено к антиклинали второго порядка, ось которой простирается в близмеридиональном направлении ($345-350^\circ$)

Рис. 41. Схематическая геологическая карта месторождения Саяк I. По Г. Бурбукову и Ю. Тарновскому.

1—4 — тастыгудукская свита (нижний — средний карбон): 1 — туфоалевролиты, 2 — песчаники, 3 — известняки, 4 — известковистые туфоалевролиты; 5 — субвулканические тела диорит-порфиров; 6 — пермские (?) эффузивы среднего и основного состава; 7—8 — верхнекаменноугольные интрузивные породы: 7 — диориты, 8 — гранодиориты и кварцевые диориты; 9 — дайки диоритовых и диабазовых порфиров, гранодиорит-порфиров; 10 — скарны; 11 — рудные тела; 12 — разрывные нарушения



и полого погружается к югу с довольно значительными ундуляциями. Наличие ундуляций приводит к тому, что на современной поверхности обнажаются различные горизонты вмещающих пород и рудных тел. Складка несколько асимметрична. Углы падения пород в восточном крыле $30-35^\circ$, а в западном не превышают 15° . На участке месторождения установлена максимальная (для всей мульды) мощность известняков. Они образуют здесь два горизонта мощностью

30—50 и 130—150 м, разделенные пачкой туфопесчаников, местами выклинивающейся.

Породы восточного крыла антиклинальной складки прорваны гранитоидами. Контакт интрузива проходит почти параллельно оси складки в близмеридиональном направлении. Общее падение контакта гранитоидов крутое (60—70°) западное — в северной, вертикальное — в средней и восточное (60—70°) — в южной частях месторождения.

Площадь месторождения насыщена большим количеством даек, изменяющихся по составу от диабазовых и диоритовых норфиров до плагиогранитпорфиров. Простираются преимущественно северо-восточное (30—40°), падение крутое (75—80°) на юго-восток. Мощность даек в основном 3—5 м. По возрасту устанавливаются дайки дорудные, внутрирудные и послерудные.

Складчатая структура месторождения осложнена серией разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Характер большинства разрывных нарушений — сбросо-сдвиги с незначительными (метры и первые десятки метров) амплитудами смещений. Многие нарушения служили путями внедрения указанных даек. Северной и южной границами месторождения служат относительно крупные разломы субширотного простираения: Северо-Саякский и Молдыбайский.

Слагающие рудное поле породы в зоне контакта с гранодиоритами претерпели интенсивные изменения, выразившиеся в ороговиковании силикатных разностей, скарировании и мраморизации известняков. Наиболее широко распространенной и важной в практическом отношении разновидностью метасоматитов являются скарны. Скарновое поле протягивается вдоль контакта с интрузией на 3 км при ширине от 500 до 1000 м. Мощность скарновой зоны в приконтактной части совпадает с мощностью известняков и уменьшается по мере удаления от контакта к западу. В западной части рудного поля единая скарновая залежь расщепляется на несколько отдельных тел, сменяющихся по падению мраморами и мраморизованными известняками.

Среди скарнов различают гранатовые, пироксен-гранатовые и пироксеновые разности, относящиеся по составу к андрадит-гроссуляровому и диопсид-геденбергитовому рядам. Изучение скарнов позволило установить следующую схему метасоматической зональности: силикатная порода — пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода — пироксеновый эпидоэит (редко) — пироксен-гранатовый скарн — гранатовый скарн — пироксеновый (редко волластонитовый) скарн — мрамор. Кроме того, в пределах рудного поля отмечаются протяженные (до 200 м) и мощные (до 10—12 м) тела эпидозитов, эпидот-актинолитовых и кварц-актинолит-хлоритовых пород, связанных с послескарновыми метасоматическими изменениями. По гранатовым и пироксен-гранатовым скарнам происходит интенсивное развитие магнетита, вплоть до образования мономинеральных магнетитовых руд.

Заключительная стадия изменения пород фиксируется выделением сульфидов: халькопирита, борнита, пирротина, молибденита, кобальтина, которые накладываются на все типы пород Саякской мульды, преимущественно на метасоматические. Сульфиды тесно ассоциируют с эпидотом, актинолитом, кварцем, кальцитом — главными породообразующими минералами послескарновых метасоматитов. Халькопирит корродирует, замещает и сечет зерна граната и пироксена в скарнах, обволакивает и цементирует зерна скарных минералов. В рудах он образует неравномерно распределенную вкрапленность различных (от 0,5 до 5 мм) размеров, линзы и гнезда размером от 1—3 до 5, изредка до 12—15 см. Размеры зерен в агрегатах колеблются от 0,02 до 1 мм. Тесно ассоцииру-

ющие с халькопиритом борнит и пирротин слагают ксеноморфные зерна размером от долей до 4—5 мм. Кобальтин наблюдается в виде мелких (0,1—0,3 мм) идиоморфных зерен, а также агрегатов, рассеянных в породе. Молибденит встречается в кварц-молибденитовых прожилках длиной до 30 см, мощностью до 4—5 мм. Реже он образует мономинеральные маломощные (от долей до 1 мм) прожилки, тонкую вкрапленность и небольшие гнездообразные скопления. Размеры чешуек молибденита в агрегатах колеблются от 0,03 до 0,5 мм.

Промышленное оруденение локализуется исключительно в скарнах и послескарновых метасоматических образованиях. Наблюдается совпадение зональности метасоматических образований и оруденения. С востока на запад от контакта гранодиоритов выделяются: 1) зона околоскарновых пироксен-полевошпатовых пород и пироксен-гранатовых скарнов шириной от 10 до 150 м с магнетитовым и в незначительной мере борнит-халькопиритовым оруденением; 2) зона широкого развития гранатовых скарнов шириной от 100 до 150, реже до 200 м, с молибденит-борнит-халькопиритовым и в значительно меньшей мере магнетитовым оруденением; 3) зона преобладания эпидот-актинолит-хлоритовых пород шириной от 5—10 до 50 м с арсенопирит-кобальтиновой минерализацией (Условия и закономерности размещения..., 1975; Ю. Попов, 1972 г.).

Интенсивность сульфидного оруденения в скарнах и других метасоматических образованиях зависит от степени железистости породообразующих минералов. Гранаты в пироксен-гранатовых и гранатовых разностях с богатым оруденением содержат в среднем 70—80% андрадитовой и 20—30% безжелезистой гроссуляровой молекулы. В гранатах безрудных скарнов содержание последней возрастает до 60%. В интенсивно оруденелых пироксен-гранатовых и пироксеновых скарнах превалирует существенно железистый пироксен (свыше 60% геденбергитового минала). Эти же минералы в скарнах с бедным оруденением содержат лишь 20—25% геденбергитового минала, в безрудных — всего 5—9%. Выскожелизистые разности эпидотов и хлориты тюрингитового ряда входят в состав метасоматитов с богатым медным оруденением, в безрудных разностях аналогичных пород присутствуют только безжелезистые эпидоты — клиноцоизиты и хлориты (Ю. Попов, 1972 г.). Аналогичная закономерность была отмечена Д. Коржинским на Турьинских скарновых месторождениях.

На месторождении Саяк I выделяются два основных морфологических типа рудных тел: 1) залежи сложной, близкой к линзовидной формы, локализующиеся в скарнах и залегающие примерно согласно с вмещающими породами (рис. 42); 2) крутопадающие линейные зоны прожилково-вкрапленного оруденения в гранитоидах.

Рудные тела первого типа простираются в близмеридиональном направлении и локализируются в различных горизонтах скарновой толщи от приповерхностных частей до глубины 500 м. Размеры их варьируют в широких пределах, мощность от 0,1 до 50 м. Области максимальных мощностей рудных тел, преобладания массивных руд и высоких содержаний полезных компонентов тяготеют к зоне контакта с интрузивом. Граница рудных тел определяется опробованием.

Рудные тела второго морфологического типа представляют собой ряд параллельных и кулисообразно расположенных крутопадающих зон мощностью от первых единиц до 10—15 м, простирающихся в общем в близмеридиональном направлении. Рудные тела этого типа отличаются повышенным содержанием молибдена, но содержание меди и других сопутствующих компонентов в них значительно ниже, чем в рудных телах первого типа, поэтому, несмотря на широкое распространение, промышленная ценность их незначительна.

На месторождении локальная зона окисления распространяется на незначительную (10—15, максимум 20 м) глубину. В коренных выходах окисленных рудных тел наряду с гипергенными минералами — азуритом, купритом, халькозинном, скородитом — постоянно присутствуют минералы первичных руд. Наиболее распространены из них халькопирит, магнетит, борнит, пирротин, арсенопирит, кобальтин; менее распространены пирит, молибденит, сфалерит, галенит, марказит, мельниковит-пирит, нередко встречаются самородное

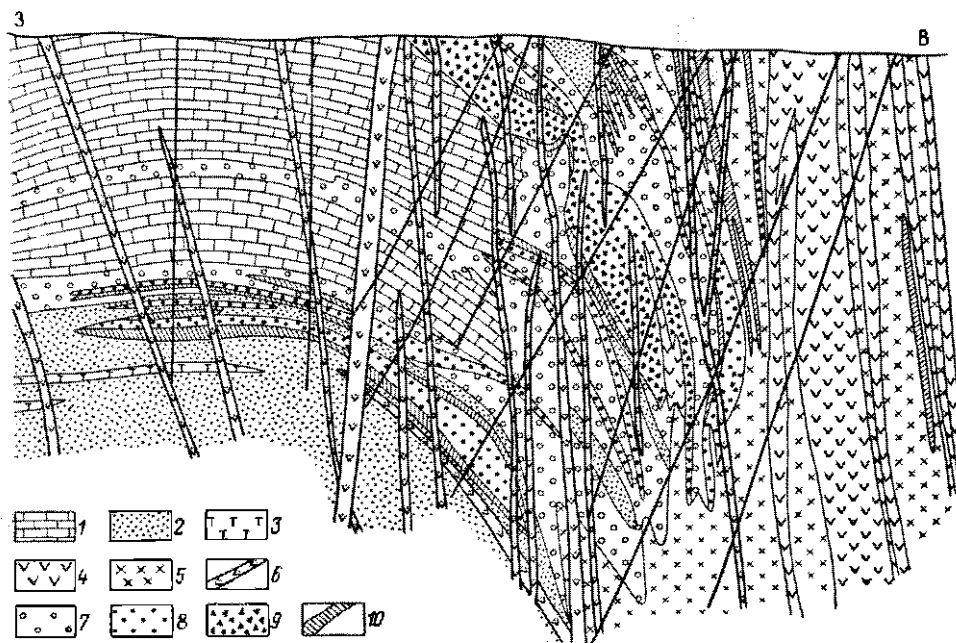


Рис. 42. Схематический разрез месторождения Саяк I. По Г. Бурдукову и Ю. Тарновскому.

1—3 — тастыкдукская свита (нижний — средний карбон); 1 — известняки, мраморизованные известняки, мраморы, 2 — песчаники, 3 — туфы смешанного состава; 4—5 — верхнекаменноугольные интрузивные породы; 4 — диориты, 5 — гранодиориты и кварцевые диориты; 6 — дайки диоритовых порфиров; 7 — скарны; 8—10 — руды: 8 — сплошные собственно медные и медные магнетитсодержащие, 9 — сплошные медно-магнетитовые, 10 — прожилково-вкрапленные

золото, электрум, калаверит, петцит, селенит и минералы висмута. Среди породообразующих минералов главную роль играют гранат, пироксен, эпидот, кальцит, кварц, хлорит, актинолит, калиевый полевой шпат, мусковит, скаполит. Реже встречаются биотит, сфен, везувиан, турмалин, волластонит.

Руды месторождения комплексные. Основное промышленное значение имеет медь; второстепенное — молибден, кобальт, висмут, селен, теллур, железо в форме магнетита; в незначительных количествах в рудах зафиксированы свинец, сурьма, мышьяк, никель, олово, вольфрам.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эта крупная генетическая группа месторождений меди объединяет три неравнозначных по практическому значению промышленно-генетических типа: 1) медно-порфировый, 2) кварц-сульфидный (жильный) и 3) самородной меди.

Медно-порфиновые месторождения

Медно-порфиновые месторождения представляют собой характерный генетический и важный промышленный тип месторождений, заключающий свыше 60% запасов меди развитых капиталистических и развивающихся стран. Их высокая промышленная ценность определяется крупными размерами рудных тел, неглубоким их залеганием, равномерным распределением металлов. Все это дает возможность вести работы по разведке и эксплуатации этих месторождений с высокими экономическими показателями, несмотря на сравнительно низкие содержания меди (0,4—1,2% в первичных рудах и до 2% в зоне вторичного сульфидного обогащения). Помимо меди из руд этих месторождений извлекаются значительные количества молибдена, селена, теллура, рения и др.

Медно-порфиновые месторождения распространены достаточно широко. Наибольшее их количество сконцентрировано в Западно-Американском медно-порфировом поясе, совпадающем со складчатыми сооружениями Кордильер и Анд. Медно-порфиновые месторождения и рудопроявления известны почти по всем протяжению пояса, но в некоторых частях их количество резко увеличивается. Такова область юго-западных штатов США, расположенная на южном окончании Кордильер, с известными месторождениями Сан-Мануэль, Майами, Рэй, Инспирейшен и многими другими. В Южной Америке не менее четко выделяется вытянутая в меридиональном направлении Чилийская рудная зона, заключающая ряд крупных месторождений этого типа Чили и Перу (Чукикамата, Эль-Тениенте, Эль-Сальвадор, Токепала и др.). Рудопроявления медно-порфирового типа известны на продолжении этого пояса и в пределах Антарктиды.

Открытия недавних лет позволяют высказать предположение о наличии Малазийского медно-порфирового пояса, расположенного в альпийских структурах Филиппинских островов, Калимантан и др. более мелких (месторождения Бунгенвиль, Кеннон-Копнер, Синолай, Мамут-Сабах, Толедо, Лусон и др.). В пределах других районов за рубежом выделить такие четкие области не удается. Разрозненные месторождения известны в Альпийском складчатом поясе Европы и Азии. Это крупное (с запасами свыше 4 млн. т меди) месторождение Сар-Чешмех в Иране, Майданпек и Великий Кривель в Югославии, Медет и Асарел в Болгарии и др.

На территории СССР промышленные медно-порфиновые месторождения известны в герцинских и каледонских складчатых сооружениях Казахстана (Коунрад, Бошекуль, Коксайское и др.), Западного Тянь-Шаня (Алмалыкская группа), а также в альпийских структурах Закавказья (Каджаран, Агарак, Джидаринское). Вероятно их наличие на востоке страны в пределах Тихоокеанского пояса.

Наблюдается явная зависимость между временем формирования складчатых систем и количеством известных в их пределах месторождений. Наибольшее их число (32 из учтенных 72) расположено в складчатых сооружениях альпийского возраста, 20 — в ларамидах, 16 — в поздних каледонидах и герцинидах, 3 — в ранних каледонидах и лишь одно — в байкалидах.

Медно-порфиновые пояса и провинции тяготеют к полициклическим геосинклинальным областям, характеризующимся длительным орогенным этапом развития. В этот отрезок времени в них накапливались мощные толщи преимущественно вулканогенных пород, принадлежащих к андезитовой, наземной дацитовой и порфировой формациям. Потенциально рудоносные интрузивные комплексы в этих областях сложны по составу и относятся к габбро-

диорит-гранитовой или габбро-монзонит-сиенитовой формациям (по Ю. Кузнецову). Площади их обычно измеряются сотнями квадратных километров.

Породы главной интрузивной фазы представлены, как правило, порфировидными разновидностями среднего состава, часто со щелочным (калиевым) уклоном. В заключительные фазы формировались малые интрузии, сложенные более кислыми породами: гранит- и гранодиорит-порфирами, реже диорит-порфирами. Рудные тела медно-порфировых месторождений имеют тесную пространственную и, по-видимому, нарагенетическую связь с этими интрузиями.

Помимо охарактеризованных ниже типичных медно-порфировых месторождений (Коунрад и Кальмакыр) в СССР известно также несколько объектов

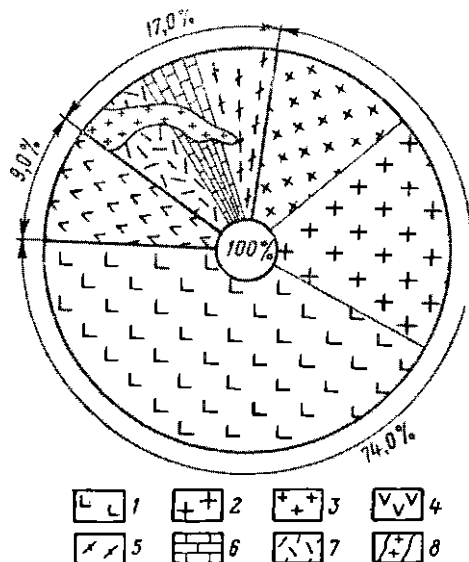


Рис. 43. Диаграмма состава рудовмещающих пород медно-порфировых месторождений.

1 — диориты, сиенит-диориты, монзониты; 2 — гранодиориты; 3 — гранит-порфиры; 4 — эффузивы среднего состава; 5 — кристаллические сланцы; 6 — известняки; 7 — эффузивы различного состава; 8 — малые интрузии и жилы гранодиорит-и гранит-порфиров, диорит-порфиров

этого типа в районах, сложенных почти исключительно вулканогенными породами, формирующимися в начальные этапы развития подвижных зон. К этой группе относится месторождение Бошекуль, расположенное на северо-западном окончании Чингизского хребта и локализованное в вулканитах основного состава бошекульской свиты ниже-среднекембрийского возраста.

Медно-порфировые руды чаще всего залегают в интрузивных образованиях (рис. 43). Все без исключения породы, вмещающие медно-порфировые руды, в той или иной степени затронуты процессами гидротермальных изменений. Причем для первичных руд существует сложная зависимость между содержанием полезных компонентов и распределением вторичных гидротермальных минералов. Руды зоны вторичного сульфидного обогащения часто размещаются практически независимо от состава пород. Интенсивность изменений обычно невысока. Превращение вмещающих пород во вторичные кварциты, имеющее место на Коунраде и некоторых других месторождениях Казахстана, скорее исключение, чем правило.

Медно-порфировые месторождения представляют собой штокверки — зоны гидротермально измененных пород, пронизанных сетью кварцевых, кварц-полевошпатовых или кальцитовых прожилков с гнездовыми выделениями, зернами и «примазками» рудных минералов. Значительная часть рудных минералов содержится также в виде мелкой вкрапленности в массе породы. На ряде

месторождений (например Бошекуль) часть прожилков сложена только рудными минералами. Мощность прожилков чаще всего измеряется сантиметрами и миллиметрами, а их длина — сантиметрами — первыми метрами.

Рудные тела медно-порфировых месторождений, как правило, не имеют четких геологических границ и постепенно переходят в слабо минерализованные породы. Форма их зависит от сложного сочетания многих факторов: конфигурации интрузивного массива, свойств вмещающих пород, характера дорудной и послерудной тектоники, первичных и вторичных процессов минерализации, гидрогеологических условий.

По характеру очертаний рудных тел в плане К. Пожарицким (1969) выделены два ведущих типа: 1) месторождения сложной, но в общем овальной или кольцевой формы; 2) месторождения удлиненной формы.

В вертикальном разрезе промышленные залежи медно-порфировых руд в большинстве случаев представляют собой горизонтальные либо слабо наклонные линзообразные, плащеобразные тела большой мощности или штоки. Для многих месторождений типична форма чаши или опрокинутого конуса.

На месторождениях медно-порфировых руд наблюдается зональность двух типов: первичная и вторичная. Первичная обычно выражена слабее, чем вторичная, и отмечена далеко не на всех месторождениях. Наиболее широко распространенный вид первичной зональности — пространственное разобщение медного и молибденового оруденений. Руды с повышенным содержанием молибдена концентрируются во внутренних частях контура медных руд (Каджаран), по периферии и даже за его пределами (Коунрад). На многих месторождениях такая зональность не отмечается.

Вторичная зональность является характерной и важной в практическом отношении особенностью медно-порфировых месторождений. В результате действия гипергенных процессов обычно образуется пять зон (сверху вниз): выщелачивания, окисленных руд, смешанных руд, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд. Вторичная зональность придает месторождениям горизонтальную расслоенность, а промышленные рудные тела приобретают уплощенную форму со значительно большей протяженностью в горизонтальном направлении.

Зона выщелачивания образуется под наносами или на выходах коренных пород на поверхность. Она представлена выветрелыми пористыми породами, часто окрашенными гидроокислами железа в буроватые тона. Медная минерализация проявляется примазками малахита, азурита, хризоколлы в мелких трещинах и кавернах пород. Содержания меди обычно убогие (0,1—0,2%). Мощность зоны выщелачивания в зависимости от климата и топографии местности колеблется в очень широких пределах — от 0 до 450 м (месторождение Эль-Сальвадор в Чили), в большинстве случаев она составляет 20—25 м.

Зона окисления обычно перекрывается выщелоченными породами, реже выходит непосредственно на поверхность в виде окисленных руд, представляющих собой окрашенные в зеленовато-серый, синеватый цвет породы, иногда плотные, иногда тонкопористые или пещеристые, пересеченные многочисленными кварцевыми прожилками и минерализованными трещинами. Рудные минералы зоны окисления разнообразны. Самые важные из них — малахит и азурит, куприт, брошантит, атакамит, тенорит, иногда самородная медь. В некоторых месторождениях в окисленных рудах в значительном количестве встречается хризоколла, примесь которой затрудняет переработку окисленных руд.

Зона вторичного сульфидного обогащения (цементации) располагается ниже зоны окисления или смешанных (сульфидно-окисленных) руд. Она образуется

за счет выпадения из нисходящих метеорных вод растворенной в них меди в виде вторичных сульфидов, главным образом халькозина, и обогащения медью первичной руды или слабо минерализованных пород. Верхняя граница зоны обычно ровная, четко выраженная, нижняя имеет неровные, неясные очертания. Руды зоны цементации отличаются серой или синевато-серой окраской, зависящей от присутствия резко преобладающего халькозина и отчасти ковеллина. Самым высоким содержанием меди характеризуется обычно верхняя часть зоны. Наиболее распространенными рудными минералами в зоне вторичного сульфидного обогащения являются пирит и халькозин, иногда халькопирит и ковеллин, реже встречаются энаргит, борнит, гематит. Глубина распространения зоны вторичного сульфидного обогащения в рядовых случаях 100—250 м, а ее мощность — от нескольких десятков до 200 м.

Зона первичных руд состоит из гидротермально измененных пород с прожилками и вкрапленностью рудных минералов. Для большинства месторождений характерен молибденит-халькопиритовый (медно-порфировый) минеральный тип руд. Помимо молибденита и халькопирита в них всегда присутствует пирит (2—5%), иногда борнит, подчиненное значение имеют энаргит, блеклые руды, халькозин, магнетит, сфалерит, галенит, гематит, иногда золото. Нижняя граница первичной сульфидной минерализации ни на одном месторождении пока не установлена, хотя некоторые из них разбурены до глубины 1000 м. По данным Р. Силлитоу (1975 г.), вертикальный размах потенциально промышленного медно-порфирового оруденения может достигать 3 км.

Месторождение Коунрад

Коунрадское месторождение открыто М. Русаковым в 1928 г., хотя как проявление медного оруденения было известно с начала нашего столетия и числилось под названием «Коунрад» на обзорной карте А. Тиме (1916 г.). Месторождение расположено в северо-западной части массива вторичных кварцитов, возвышающегося на 150—200 м над окружающей его плоской равниной. Площадь месторождения имеет концентрическое строение. Внутренняя, пониженная часть сложена измененными гранодиорит-порфирами, представляющими собой рудное тело, а окружающие гряды и отдельные высоты — вторичными кварцитами по эффузивам.

Коунрад — первое значительное медно-порфировое месторождение, открытое на территории СССР. Его посещали и изучали многие геологи, высказывавшие очень часто противоречивые представления о геологическом строении месторождения и генезисе руд. Не вдаваясь в детали этих представлений, можно выделить две группы исследователей. Первые (М. Русаков, К. Газизова и некоторые другие) считали, что породы краевых частей месторождения — «фельзиты» — представляют собой интрузивные кольцевые дайки (М. Русаков) либо экстррузивные тела — «корни» — покровов фельзитов, залегающих на размытой поверхности гранодиорит-порфиров. Эти дайки, по их мнению, служат источником оруденения и основными рудоконтролирующими элементами.

Существенно иная гипотеза, подтвержденная работами последних лет, была высказана Н. Наковником (1937). Им установлено, что вулканогенные породы кислого состава прорваны гранодиорит-порфирами и, естественно, не могут быть источником оруденения. Н. Наковником было впервые высказано (разделяемое большинством современных исследователей) предположение о вулканогенной природе структуры Коунрада: кислые эффузивы представляют собой

остатки вулканической постройки центрального типа, а гранодиорит-порфиры — субвулканическое интрузивное тело, локализованное в ее жерловой части.

Месторождение Коунрад расположено в области герцинской складчатости Центрального Казахстана. Оно приурочено к одноименному поднятию, находящемуся в восточной части Токрауской впадины — крупной наложенной структуры, сформированной в герцинское время на гетерогенном каледонском складчатом основании. Поднятие имеет в плане овальную форму и размеры 40×15 км. Почти вся эта площадь представляет собой поле развития интрузивных пород, слагающих южную часть одного из крупнейших в Казахстане Коунрад-Бектауатинского плутона. Стратифицированные образования слагают не более 10% территории. Наиболее древние из них отложения фамена, распространённые непосредственно к западу и северо-западу от месторождения, представлены серыми и зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами, содержащими прослой кварцитовидных песчаников, линзы гравелистов и мелкогалечных конгломератов.

Вулканогенные отложения турнейского возраста развиты только по периферии рудного тела. Они четко разделяются на две толщи: основных (C_1t^a) и кислых (C_1t^b) эффузивов. Основные эффузивы вскрыты в восточном борту карьера, а также в ряде обнажений у подножия горы Северный Коунрад. Они образованы чередованием андезитовых роговообманковых порфиров, диабазов, миндалекаменных порфиров, андезито-дацитов, туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Кислые эффузивы распространены шире, чем основные. Они слагают окружающие рудное тело сопки и значительную часть верхних уступов карьера. Кислые эффузивы, как правило, изменены до состояния вторичных кварцитов и только на северном склоне горы Северный Коунрад встречаются слабо измененные кварцевые альбитофиры. Возрастные взаимоотношения толщ определяются достаточно четко на верхних уступах восточного борта карьера, где кислые эффузивы налегают на основные и содержат в базальных слоях мелкие обломки диабазов.

По периферии массива вторичных кварцитов, в основном к юго-западу от него, развиты пестроокрашенные галечники предположительно мелового возраста, сцементированные песчано-глинистым материалом, а также мезо-кайнозойские коры выветривания, представленные пестрыми (красно-бурыми, желтыми и светло-серыми) глинами, содержащими обломки вторичных кварцитов и кварца. До начала разработки рудное тело месторождения Коунрад почти повсеместно было перекрыто чехлом этих образований мощностью 10—20 м.

Непосредственно к югу от месторождения расположен крупный массив гранитоидов (гранодиоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиров), принадлежащих к широко распространенному топарскому комплексу скорее всего среднекамен ооугольного возраста. Нижненермский интрузивный комплекс представлен дайками диорит-порфиров, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, образующих пояс, концентрически облекающий Коунрадский массив вторичных кварцитов с севера и северо-запада. Восточная часть района месторождения сложена лейкократовыми порфировидными гранитами акчатауского (пермского) интрузивного комплекса.

Рудное тело месторождения локализовано в основном в апикальной части штока гранодиорит-порфиров, относящегося к заключительной фазе топарского комплекса. Форма штока в плане грубоизометричная, несколько удлинённая в широтном направлении. По геофизическим данным (А. Строганов, Ю. Юнаковская, 1964 г.) шток имеет грубоконическую форму с более крутыми северо-западной и северной сторонами. На глубине 2—2,5 км, непосредственно

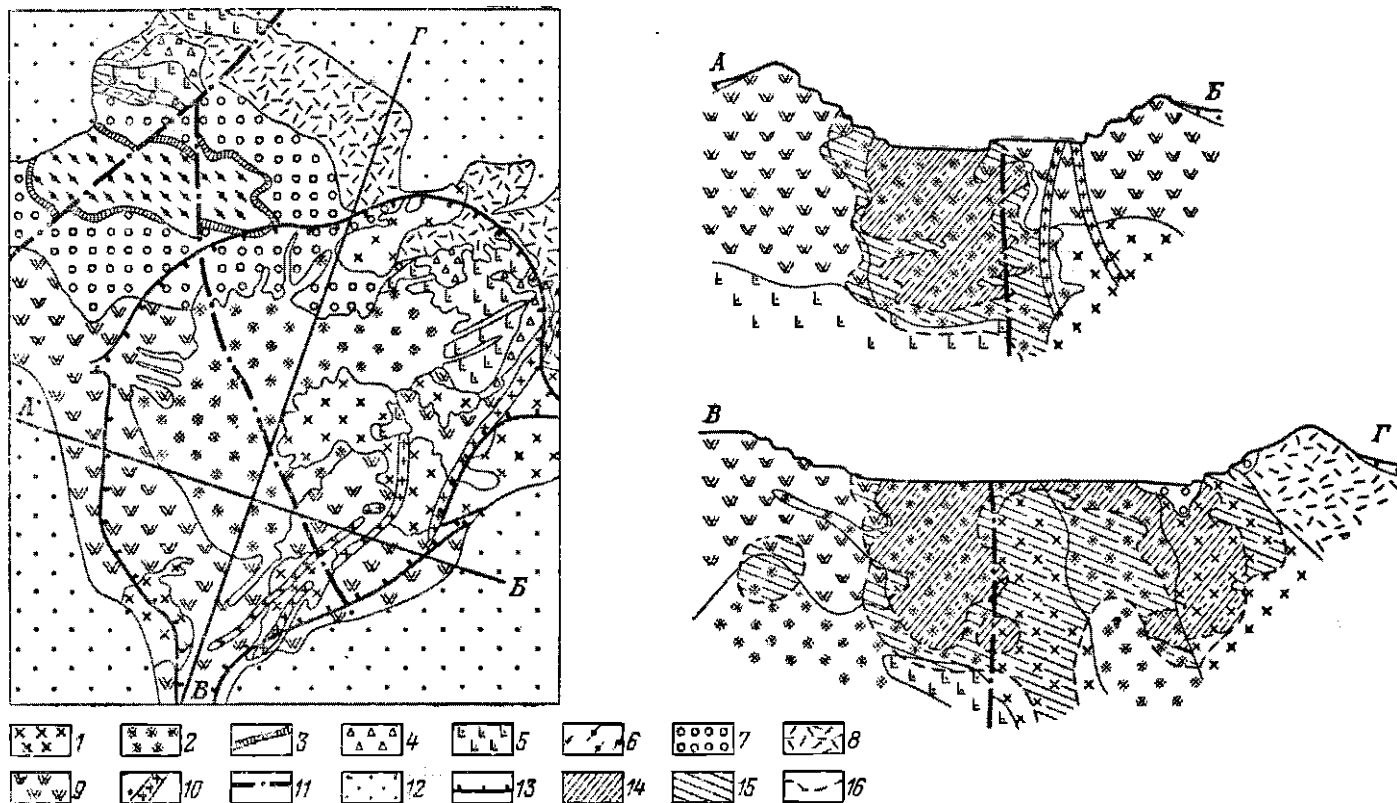


Рис. 44. Схема геологического строения месторождения Коунрад. По А. Полтавцу, Г. Гильмутдинову, М. Чеховичу и др.
 1 — гранодиорит-порфиры слабо измененные; 2 — вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам; 3 — горизонт игнимбритов; 4—5 — аффузивы основного состава (C_{11}^{13}); 4 — диабазы, 5 — лавобрекчии и туфы; 6—9 — вторичные кварциты по кислым аффузивам (C_{11}^{16}); 6 — сферолитовым и массивным фельзитам, 7 — альбитофирам и кварцевым порфирам, 8 — туфобрекчии кварцевых порфиров, 9 — флюидальным фельзитам; 10 — дайки кварцевых диоритов; 11 — разрывные нарушения; 12 — кайнозойские рыхлые отложения; 13 — контур карьера; 14 — богатые и рядовые руды; 15 — убогие руды; 16 — границы сортов руд

под месторождением, располагаются крупные отрицательно гравитирующие, по-видимому, гранитоидные массы. Форма штока осложнена апофизами и глыбоко опущенными в массив блоками эффузивных пород кровли (рис. 44).

Слабо измененные гранодиорит-порфиры на месторождении сравнительно редки. Они представляют собой темно-серые и зеленовато-серые полнокристаллические породы ярко выраженного порфировидного облика. Вкрапленники в них представлены амфиболами, плагиоклазами, реже кварцем и биотитом. Основная масса состоит из мелкозернистого (1—2 мм) агрегата того же состава. Широко развиты вторичные минералы — серицит, эпидот, карбонат и хлорит. Практически все рудное тело месторождения слагают так называемые вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам. Это неплотные породы светло-серого и желтовато-серого цвета, с ярко выраженной реликтовой структурой гранодиорит-порфиров, разбитые многочисленными различно ориентированными трещинами. Трещины обычно выполнены кварцем, реже кварцем с вкрапленностью пирита, еще реже сульфидами и кварцем. Рудные прожилки по составу делятся на мономинеральные (халькозиновые, халькопиритовые, молибденитовые) и полиминеральные (пирит-молибденитовые, блеклорудно-пирит-халькопиритовые, халькопирит-блеклорудно-галенит-сфалеритовые).

В средних горизонтах рудного тела повсеместно распространены халькозин и борнит, представляющие собой основную массу рудных минералов. Нерудная составляющая прожилков представлена кварцем, каолинитом, андалузитом, серицитом, турмалином, алунитом, пирофиллитом, эпидотом, диаспором. Мощность основной массы рудных прожилков составляет 1—2 мм (изменяется от долей миллиметра до 10 см). Длина их десятки сантиметров — первые метры, в исключительных случаях до нескольких десятков метров. Значительно изменяется и расстояние между прожилками — от 0,1 до 40—60 м (в среднем 5—10 м).

Безрудные кварцевые и кварц-пиритовые прожилки имеют, как правило, меньшие размеры, но встречаются неизмеримо чаще. Местами сеть этих прожилков настолько густа, что кварц сливается в сплошную жильную массу с мелкими реликтовыми участками, сохранившими структуру исходных пород. Устойчивых закономерностей ориентировки рудных прожилков, несмотря на неоднократное проведение массовых замеров, не обнаружено. Замечено, что с глубиной мощность прожилков возрастает, а их количество уменьшается. Прожилки являются видимой, наиболее эффектной частью коупрадских руд, однако основную ценность месторождения составляют сравнительно равномерно распределенные субмикроскопические рудные вкрапленники. Размеры их колеблются от тысячных долей до нескольких миллиметров (в среднем 0,2—0,5 мм). Расстояния между вкрапленниками в основной массе руд колеблются в пределах 0,1—3 см и сокращаются до минимума вблизи рудных прожилков и особенно в местах их выклинивания. В то же время иногда встречаются довольно значительные (10—15 м) блоки пород, совершенно лишенные рудных минералов, за исключением редких зерен пирита. Во вкрапленниках встречаются в основном те же минералы, что и в прожилках.

Породами, вмещающими рудоносный шток, служат кислые эффузивы, превращенные во вторичные кварциты — плотные, очень твердые породы светло-желтые, светло-серые с розоватым или голубоватым оттенком. Нередко в них наблюдается реликтовая флюидалность, придающая им полосчатый облик.

Исследованиями Н. Наковника (1937), И. Юдина (1969) и других установлена зональность метасоматических образований. Область контакта штока гранодиорит-порфиров представляет собой зону максимального кислотного

выщелачивания и сложена монокварцитами. Мощность зоны 10—60 м. По обе стороны от контакта наблюдается снижение интенсивности этого процесса. По гранодиорит-порфирам развиваются кварц-серицитовые разности вторичных кварцитов, на глубине 600—650 м они сменяются пропилитизированными и частично аргиллизированными породами. Во внешних частях рудного поля, по мере удаления от контакта штока, монокварциты сменяются андалузитовыми, затем серицитовыми разностями вторичных кварцитов. Мощность этих зон соответственно 100—300 и 200—400 м. Еще дальше от контакта располагается зона пропилитов шириной 200—300 м.

Все породы прорваны дайками среднего и основного состава. Первые представлены кварцевыми диоритами и диорит-порфирами свежего облика, вероятно, послерудными. Судя по составу, они могут принадлежать к жаксыто-галинскому комплексу. Если это сопоставление верно, то возраст медного оруденения определяется в узком пределе (как верхнекаменноугольный). Ко второй группе относятся незначительно распространенные заведомо послерудные дайки диабазов и диабазовых порфиритов.

Во многих точках карьера, лучше всего в его южном борту, вскрыты своеобразные обломочные породы — эксплозивные брекчии. Размеры обломков варьируют в широких пределах (от долей до 50 см), форма их разнообразная — угловатая, округлая, часто правильная, эллипсоидальная. Тела эксплозивных брекчий имеют неправильную, реже жиллообразную форму, размер их в поперечнике 0,5—1 м, длина жиллообразных тел до 100 м.

Рудное тело Коунрадского месторождения представляет собой штокверк, имеющий в плане изометричные очертания, а в разрезе — форму чаши, обусловленную наличием «конически-кольцевой системы трещин» (Газизова, 1957). Границы рудного тела определяются по данным опробования. Внутреннее строение штокверка характеризуется наличием двух типов зональности: первичной, концентрической, и вторичной, вертикальной. Последняя представлена обычно пятью зонами (по К. Газизовой, 1957): а) выщелачивания 0—80 м (ср. 25—30 м), б) окисления 0,5—60 м (ср. 20—25 м), в) смешанных руд 0—50 м (ср. 10—15 м), г) вторичного сульфидного обогащения 15—270 м (ср. 130—140 м), д) первичных руд (свыше 400 м).

Зона выщелачивания практически безрудна, содержание меди в ней редко достигает 0,2—0,25%. Зона крайне изменчива по мощности, прерывиста: на одних участках отсутствует, на других выщелоченные породы в виде «карманов» опускаются до глубины 80 м.

Зона окисления (медь в окисленной форме составляет свыше 50% от общего количества) характеризуется певыдержанной мощностью, нестротой минерального состава и резкой изменчивостью содержаний меди: отдельные линзы и гнезда богатых (1,5—2% меди) окисленных руд разделены практически безрудными породами. В настоящее время зона полностью отработана. Рудные минералы в ней — гематит, лимонит, ярозит, малахит, азурит, брошантит, халькопирит, атакамит, хризоколла; в отдельных образцах — самородная медь и куприт.

Зона смешанных руд по строению и минеральному составу является промежуточной между покрывающей и подстилающей ее зонами. Относительное содержание в ней меди в окисленной форме 25—50%.

Зона вторичного сульфидного обогащения содержит большую часть запасов меди. Главный рудный минерал зоны — халькозип, кроме него присутствуют (в порядке убывания) пирит, халькопирит, борнит, ковеллит, сфалерит, эпаргит, арсенопирит, блеклая руда, молибденит. По данным К. Газизовой (1957), зона представляет собой чашеобразное тело с хорошо выраженными

впадинами в юго-западной и северо-восточной частях месторождения, где вертикальная мощность руд достигает соответственно 270 и 100 м. Кровля зоны имеет наклон с северо-запада на юго-восток, перепад высот в этом направлении 30—40 м.

Для Коунрада характерно интенсивное развитие процессов вторичного сульфидного обогащения. Вероятно, решающую роль здесь сыграли специфические гидрогеологические особенности рудного поля, обусловленные физическими свойствами слагающих его пород: наличием замкнутого кольца водупорных вторичных кварцитов по эффузивам вокруг трещиноватых водопроницаемых пород, слагающих рудное тело. На рис. 45 видны некоторые важные для понимания природы месторождения особенности: 1) совпадение конфигурации изолиний кровли грунтовых вод, рельефа массива и контуров рудного тела; 2) четкая приуроченность участков повышенных мощностей халькозиновых руд к депрессиям уровня грунтовых вод; 3) общий наклон зеркала грунтовых вод на юго-восток, анало-

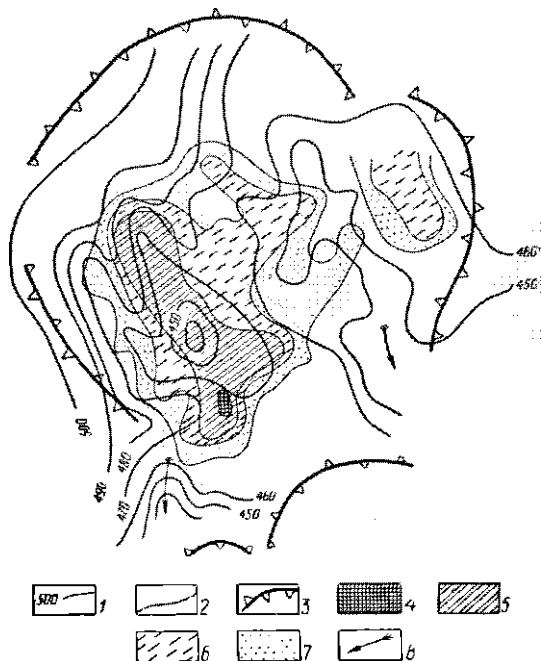


Рис. 45. Схема расположения изолиний кровли грунтовых вод и распределения мощностей зоны вторичного сульфидного обогащения. Составлена по данным Н. Наковника и К. Газизовой.

1 — изолинии кровли грунтовых вод (условные в м); 2 — изолинии мощностей халькозиновых руд (в м); 3 — осевая линия кольцевой гряды; 4—7 — мощности зоны халькозиновых руд: 4 — более 200 м, 5 — 150—200 м, 6 — 100—150 м, 7 — 50—100 м; 8 — области разгрузки грунтовых вод

гично кровле зоны халькозиновых руд. Обращает на себя внимание резкое, вплоть до выклинивания, сокращение мощности вторичных руд вблизи юго-восточной области разгрузки грунтовых вод, представляющей собой, по-видимому, мощный постоянный поток, разрушающий уже сформированную зону вторичного обогащения. Южная область разгрузки значительно более узкая, чем юго-восточная. Кроме того, здесь имеется перегиб поверхности грунтовых вод — «порог», вероятно, замедлявший, а временами полностью прекращавший движение подземных вод. Такой режим, по-видимому, наиболее благоприятен для формирования вторичных халькозиновых руд.

Зона первичных руд связана постепенным переходом с зоной вторичного сульфидного обогащения, что обусловлено уменьшением количества вторичных сульфидов меди, главным образом халькозина. Зона начинается с глубины 150—300 м от поверхности и прослежена буровыми скважинами до 600—650 м, нижняя ее граница неизвестна. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, молибденит, энаргит и блеклая руда, второстепенные — сфалерит, галенит, борнит и магнетит, очень редкие — арсенопирит, марказит, пирротит, идаит, самородное золото и серебро (Юдин, 1969).

Первичная зональность в пределах рудного тела выражается в некотором пространственном разобщении и различном распределении меди и молибдена. Наиболее богатые руды концентрируются в западной части рудного тела вблизи линии, примерно повторяющей контур карьера; как к центру карьера, так и к его периферии богатые руды сменяются более бедными.

Молибденовый контур в пространстве, по данным И. Юдина (1969), имеет форму сужающейся книзу воронки. Главная масса молибдена локализуется в контуре медных руд, однако распространен он несколько шире, чем последнее. Участки повышенных концентраций этого металла отчетливо тяготеют к крайним фланговым частям рудного тела.

Руды Коунрада характеризуются однообразием текстур и структур: резко преобладают вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры, изредка наблюдается брекчиевидная; наиболее распространенная структура — вкрапленная, реже цементоподобная, решетчато-сетчатая и др. Кроме того, в богатых участках зоны вторичного сульфидного обогащения широко распространены пестельчатые структуры замещения.

Процесс формирования руд Коунрада четко делится на два этапа: гипогенный и гипергенный. В первом этапе разные исследователи выделяют от одной до четырех стадий минералообразования. Наиболее достоверной представляется схема И. Юдина (1969), по мнению которого все рудные минералы образовались в одну стадию. Это подтверждается общностью состава парагенетических ассоциаций минералов и близкими интервалами температуры их образования. Как показали термометрические наблюдения, рудный процесс протекал в интервале температур 460—110° С, причем температуры образования минералов в прожилках и вкрапленниках близки между собой, что свидетельствует о единстве процесса формирования первичных сульфидов месторождения.

Месторождение Кальмакыр

Месторождение открыто С. Машковцевым в 1925 г. Оно расположено в северной части Кураминской структурно-фациальной зоны Западного Тянь-Шаня. Видную роль в создании общего структурного облика зоны играют крупные левые сбросо-сдвиги близширотного и северо-восточного простирания. Два из них (Бургундинский и Мисканский) делят Кураминскую зону на три блока с принципиально различным геологическим строением. В центральном, наиболее опущенном блоке преимущественно развиты вулканогенные толщи каменно-угольного возраста; в южном, наиболее приподнятом и глубоко эродированном — древние породы силурийского возраста, прорванные крупными массивами гранитоидов; в северном блоке, занимающем промежуточное положение, примерно в равном количестве развиты сиенито-диориты алмалыкского интрузивного комплекса (С₂), карбонатные и вулканогенные образования верхнего девона — среднего карбона.

Алмалыкский рудный район, включающий месторождение Кальмакыр, входит в состав северного блока Кураминской зоны. Строение района характеризуется обилием магматических пород, пестротой их состава и возраста. Интрузивные породы занимают более 55% его площади, вулканогенные толщи — около 40%, стратифицированные терригенные и карбонатные отложения — менее 5%. Широкое развитие интрузивных пород и обилие разрывных нарушений определяют своеобразие строения района. Крупные складчатые структуры здесь не выделяются. Только в наиболее опущенных блоках и остандах кровли интрузивных массивов картируются отдельные фрагменты складок, сложенных

различными по составу и возрасту породами: вулканогенными образованиями (от андезитов до липаритов) нижнего девона, конгломератами и известняками живецкого яруса, доломитами, известняками и мергелями франского и нижнекаменноугольного возраста. Разрез венчается толщей вулканогенных пород кислого и среднего состава с линзами конгломератов и органогенных известняков (минбулакская свита C_{1-2}). Кайнозойские отложения представлены широко развитыми покровами лёссов.

Медно-порфировые месторождения и рудопроявления района группируются в две полосы северо-западного простирания, приуроченные к Балыктинской и Накпайской зонам глубинных разломов (Королев, 1941 и др.). Позднее Н. Вольфсон, В. Гарьковец и А. Хваловский (1964) отнесли эти структуры к категории «скрытых зон глубинных разломов» или «зон повышенной проницаемости». Для этих зон характерны: гидротермальные изменения и повышенная трещиноватость пород, находящие отражение в гравитационных и магнитных полях, наличие первичных и вторичных ореолов рассеяния различных элементов и аномалий ВП (вызванной поляризации). Но наиболее важная особенность — локализация в их пределах небольших массивов гранодиорит-порфиров, располагающихся в местах пересечения этих зон сбросо-сдвигами субширотного простирания. Все без исключения месторождения и рудопроявления медно-порфирового типа Алмалыкского района пространственно связаны с этими массивами.

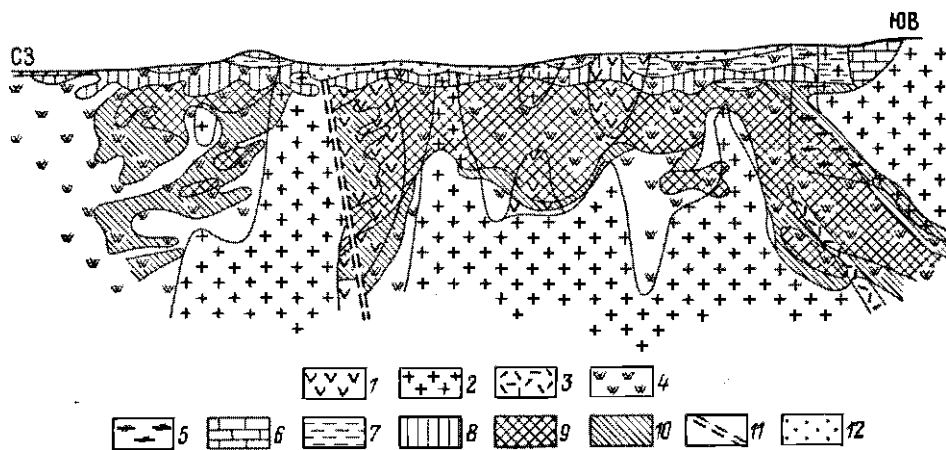
Месторождение Кальмакыр сложено в основном интрузивными породами. Отдельные останцы кровли и ксенолиты в них представлены кварцевыми порфирами нижнедевонского и известняками верхнедевонского возраста. Интрузивные породы принадлежат к крупному Алмалыкскому сиенито-диоритовому массиву, простирающемуся далеко за пределы месторождения. По данным А. Покровского (1959), массив сформировался в четыре фазы. На месторождении представлены первая и вторая: породы первой фазы — габбро-диориты и габбро — сохранились только в виде небольших ксенолитов; породы второй фазы слагают 3/4 площади месторождения — это сиенито-диориты и связанные с ними постепенными переходами разнообразные сиениты, монцопиты и диориты. Практически все промышленное оруденение сосредоточено в сиенито-диоритах. Они представляют собой крупно- и среднезернистые породы зеленоватосерого цвета гипидиоморфнозернистой структуры с массивной или неясно выраженной порфировидной текстурой. Состав их: плагиоклазы (от № 30 до 60) 45—50%, калиевый полевой шпат 25—30%, биотит, реже роговая обманка около 20%, кварц 2—3%, акцессорные минералы — апатит, магнетит, циркон, ильменит, турмалин, рутил и др. около 1%.

Важную роль в размещении руд месторождения Кальмакыр играют штоки гранодиорит-порфиров, прорывающие породы сиенито-диоритовой группы (рис. 46). Это серовато-розовые, светло-розовые порфировидные породы. Для них характерно наличие двух типов вкрапленников — овальных фанокристаллов розового калиевого полевого шпата и многочисленных таблитчатых выделений белого плагиоклаза. Вкрапленники имеют размеры 3—5 мм в длину и составляют от 10 до 80% общей массы породы. Основная масса, состоящая из калиевого полевого шпата, кварца, чешуек серицита, хлорита, имеет микрогранитовую, микросиенитовую структуру.

Гранодиорит-порфиры образуют в пределах месторождения два штока: Кальмакырский, расположенный в центральной его части, и Акчекинский, вскрытый частично в южном борту карьера. Контакты штоков в верхней части имеют крутые падения. На глубине они постепенно выполаживаются и осложнены

большим количеством разнообразно ориентированных апофиз, размеры которых колеблются в широких пределах: от 1 до 100 м в поперечнике при длине от 10 до 200 м. Наиболее молодыми интрузивными образованиями участка месторождения являются жилы гранодиорит-порфиров и интрузивных дацитовых порфиров. Жильные гранодиорит-порфиры отличаются от пород штока более темной окраской и многие исследователи называют их «черными». Вопрос о возрастных соотношениях даек и оруденения остается дискуссионным, но большинство исследователей считает их дорудными.

Все указанные породы изменены гидротермальными процессами: хлоритизированы, серицитизированы, биотитизированы, насыщены ортоклазом. По



Ил. 46. Геологический разрез месторождения Кальмакыр. По Е. Бутыевой, В. Деды, С. Денисову и др.

1 — сиенито-диориты; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — жильные гранодиорит-порфиры («черные»); 4 — измененные сиенито-диориты (вторичные кварциты); 5 — кварцевые порфиры; 6 — известняки; 7 — зона выщелачивания; 8 — руды зон окисления и вторичного сульфидного обогащения; 9—10 — первичные руды; 9 — рядовые и богатые, 10 — убогие; 11 — зона Кальмакырского разлома; 12 — лёссы

данным В. Викторова (1964 г.), в распределении измененных пород наблюдаются сложносочетающиеся горизонтальная и вертикальная зональности. На значительных глубинах, в зоне выклинивания промышленного оруденения, ведущим процессом являются ортоклазизация и обогащение пород магнетитом. В верхних, собственно рудных горизонтах наблюдается довольно пестрая картина метаморфических фаций. Гранодиорит-порфиры, залегающие в центре рудного тела, сильно окварцованы, к периферии месторождения количество вторичного кварца в породах заметно уменьшается. Аналогично располагаются зоны различной интенсивности серицитизации.

В периферических частях рудного тела концентрируются участки обильного развития вторичного биотита, хлорита и амфиболов. Последние сменяются на более глубоких горизонтах эпидотом. Повсеместно развита пиритизация, представляющая собой как бы общий фон всего месторождения и выходящая за его пределы. Однако в общем интенсивность изменения оруденелых пород Кальмакыра значительно ниже, чем на Коунраде.

Рудное тело месторождения Кальмакыр представляет собой штокверк, по форме напоминающий гигантский опрокинутый конус, несколько удлиненный в северо-западном направлении, с практически безрудной внутренней частью,

сложенной гранодиорит-порфирами (рис. 47). Границы штокверка определяются только по данным опробования. Вертикальный размах оруденения измеряется сотнями метров. На глубине рудное тело разбивается на отдельные «языки» и выклинивается. Однако скважины, пройденные до глубины 800 м, полностью безрудных пород не достигли. Наиболее богатые руды на каждом горизонте располагаются непосредственно вблизи «безрудного ядра». По мере движения к периферии они сменяются кольцевыми полями более бедных руд. Площади

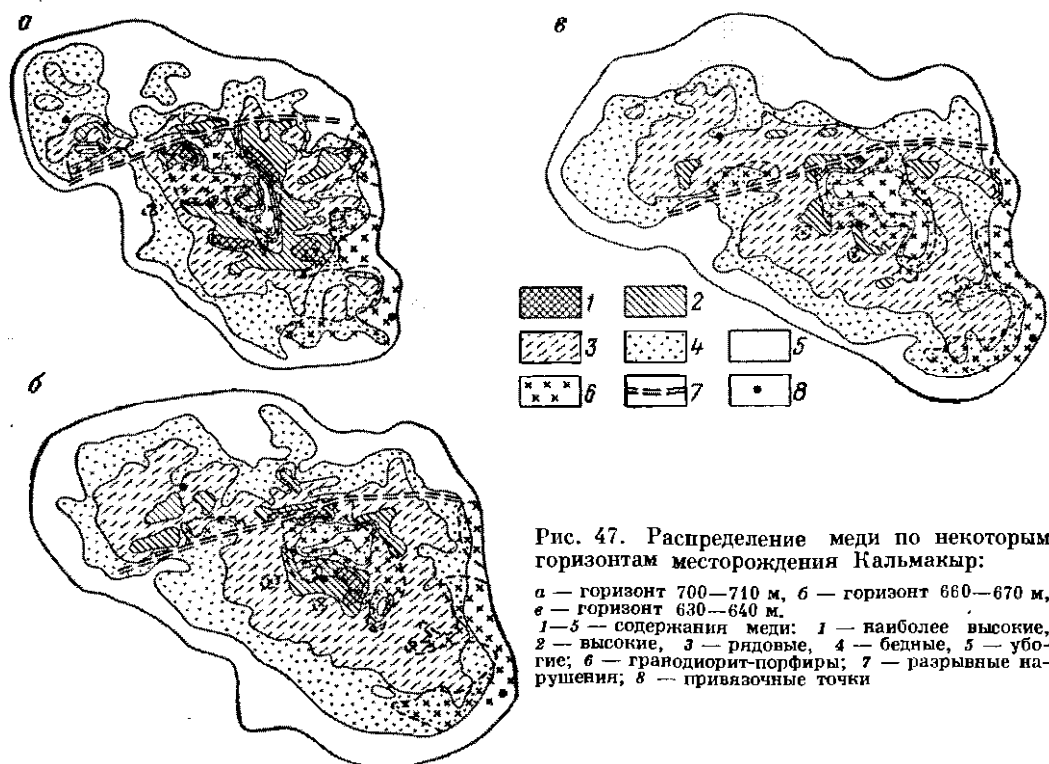


Рис. 47. Распределение меди по некоторым горизонтам месторождения Кальмакыр:

а — горизонт 700—710 м, б — горизонт 660—670 м, в — горизонт 630—640 м.
1—5 — содержания меди: 1 — наиболее высокие, 2 — высокие, 3 — рядовые, 4 — бедные, 5 — убогие; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — разрывные нарушения; 8 — привязочные точки

с повышенными концентрациями меди простираются на сотни метров от границ участков с промышленным оруденением.

Важное значение для локализации руд имеет дробление пород, выражающееся в образовании сети трещин, «залеченных» прожилками кварца, реже кальцита или ангидрита, содержащими обычно крупные выделения рудных минералов: пирита, халькопирита, пирротина, блеклых руд, халькозина, молибденита и др. Мощность прожилков варьирует от долей миллиметра до 3—4 см, а длина — от нескольких до десятков сантиметров. Определенной ориентировки в пространстве и четких закономерностей в их распределении не выявлено. Между прожилками располагаются участки руд вкрапленной текстуры, возникающие за счет мелких (доли миллиметра) выделений магнетита, пирита, халькопирита и иногда других сульфидов. Роль вкрапленной составляющей у калмакырских руд значительно ниже, чем у коунрадских.

Характерные структуры — гипидиоморфнозернистая, порфировидная, пластинчатая, коррозийная; важнейшие текстуры — прожилковая и вкрапленная.

Первая, по данным С. Бадалова (1965), составляет не менее 65—70%, а вторая — 30—35%.

В процессе гипогенного минералообразования С. Бадалов выделяет ряд стадий, каждая из которых характеризуется несколько отличными закономерностями размещения руд. В раннюю медно-молибденовую стадию сформировались жилы (до 1 м мощностью) и прожилки (до 1 см), встречающиеся по всему месторождению, но тяготеющие в основной массе к его периферии. Оруденение следующей пиритовой стадии также распространяется повсеместно. Интенсивность его несколько увеличивается по направлению к меднорудным зонам.

Наибольшее значение имеет несколько более поздняя собственно медная (халькопиритовая) стадия, представленная прожилково-вкрапленным оруденением, локализующимся в серии крутопадающих зон мощностью от 3—4 до 8—10 м. Простирание зон в различных частях месторождения меняется от субширотного до северо-северо-восточного и часто совпадает с ориентировкой разрывных нарушений. В различных по мощности интервалах между рудными зонами интенсивность медного оруденения заметно снижается, а местами оно практически отсутствует.

На месторождении наблюдается вторичная вертикальная зональность, проявляющаяся в различии минерального состава руд и содержаний полезных компонентов. Мощности максимальная и средняя (в скобках) вторичных минеральных зон Кальмакырского месторождения (в м): окисления 66 (20), выщелачивания 60 (19), вторичного сульфидного обогащения 70 (19), первичных руд (свыше 250).

Зоны выщелачивания и окисления практически не различаются между собой по гипсометрическому положению и сложены одинаковыми по составу выщелоченными и осветленными сиенито-диоритами и гранодиорит-порфирами (см. рис. 46).

Детальные разрезы верхней части месторождения, составленные В. Деды, представляют собой калейдоскопическое чередование мелких участков с различными содержаниями и степенью окисления меди: смешанных, окисленных и халькозиновых руд. Максимальные мощности зоны окисления наблюдаются по контакту между гранодиорит-порфирами и сиенито-диоритами, а также вдоль разрывных нарушений, минимальные — приурочены к понижениям рельефа, перекрытым лёссами.

Участки с промышленным содержанием меди имеют неправильную прихотливую форму, иногда встречаются крутопадающие трубы и пластообразные залежи, приуроченные к зонам разломов. Среди медных минералов зоны окисления главную роль играет малахит. На отдельных участках в рудах содержится значительное количество хризоколлы, бирюзы и других сложных силикатов меди. Эти так называемые упорные руды создавали затруднения в работе обогатительной фабрики в первые годы эксплуатации месторождения.

Зона вторичного сульфидного обогащения (халькозиновая) на месторождении развита слабо. По данным В. Деды, халькозиновые руды образуют три разобщенных линзовидных крутопадающих тела, приуроченных к зонам разломов — Кальмакырского и двух сопряженных с ним разломов северо-восточного простирания. Длина линз по простиранию 200—2500 м, максимальная мощность 60 м.

Расположение и форма рудных тел не зависят ни от рельефа, ни от положения контакта штоков гранодиорит-порфиров. Кроме этих крупных, имеющих самостоятельное промышленное значение тел имеется довольно много небольших по размерам и мощности участков, в которых халькозин играет

роль главного рудного минерала. Однако определенной закономерности в их расположении установить не удалось. Главные рудные минералы зоны — халькозин и ковеллин; кроме того, присутствуют пирит, магнетит, молибденит, халькопирит, гематит, в небольших количествах галенит, сфалерит, золото.

Этап формирования зоны вторичного сульфидного обогащения, судя по незначительному ее развитию и небольшой мощности, был непродолжительным. Вероятно, это происходило в мезозое, до палеогеновой трансгрессии, захватившей всю территорию Кураминской области. Процесс образования зоны возобновился в начале палеогена, в период интенсивных горообразовательных движений, когда месторождение было вновь выведено на дневную поверхность. Этот период был, по-видимому, также очень коротким и быстро закончился в связи с образованием лёссового покрова, служащего водоупорным горизонтом — броней, защищающей руды от проникновения метеорных вод.

Зона первичных руд содержит основную массу запасов месторождения. Главные рудные минералы первичных руд представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом, молибденитом; в небольших количествах присутствуют галенит, сфалерит, золото, антимонит. Основную промышленную ценность представляет халькопирит. Молибденит образует мономинеральные прожилки, встречается в виде крупных «розеток» и мелкой вкрапленности в сильно окварцованных участках, в прожилках и жилах совместно с халькопиритом и магнетитом. Молибденит содержит постоянную примесь рения.

Кварц-сульфидные (жилые) месторождения

Кварц-сульфидные (жилые) проявления меди распространены довольно широко, однако крупные промышленные представители этого типа встречаются редко. В СССР известно три промышленных жилых месторождения меди: Кафанское в Армении, Чатыркульское и Жайсанское в Южном Казахстане; за рубежом наиболее крупные месторождения Бьютт в США, Маланджханд в Индии. В качестве попутного компонента медь в существенных количествах содержится также в жилых полиметаллических и оловянных месторождениях Кавказа, Средней Азии и Приморья.

По общей геотектонической позиции жилые месторождения имеют много общих черт с месторождениями медно-порфирового типа, в строении которых они нередко принимают участие в качестве самостоятельного структурного элемента (Чукикамата в Чили). Минеральный состав кварц-сульфидных жилых руд также сходен с составом первичных руд медно-порфировых месторождений.

Чатыркульское месторождение

Чатыркульское месторождение находится на юге Казахстана в северо-западной части Кендыктасских гор. Впервые его описание дано Б. Терлецким и Н. Касиным в 1930 г., оно отнесено к группе железорудных. В 1948 г. Н. Михайловым месторождение было рекомендовано под разведку на медь.

В структурном отношении Кендыктасские горы представляют собой антиклинорий, протягивающийся в северо-западном направлении на 120 км при ширине 30—50 км и ограниченный с северо-востока зоной Джалаир-Найманского глубинного разлома. Ядро Кендыктасского антиклинория сложено докембрийскими гнейсами и амфиболитами, прорванными крупными массивами интрузивных пород палеозойского возраста, а крылья — вулканогенно-осадочными

образованиями нижнего и верхнего палеозоя. Интрузивные породы района разделяются на пять разновозрастных комплексов (от древних к молодым): сарыбулакский, курдайский, чатыркульский, жаланаш-майбулакский, узун-

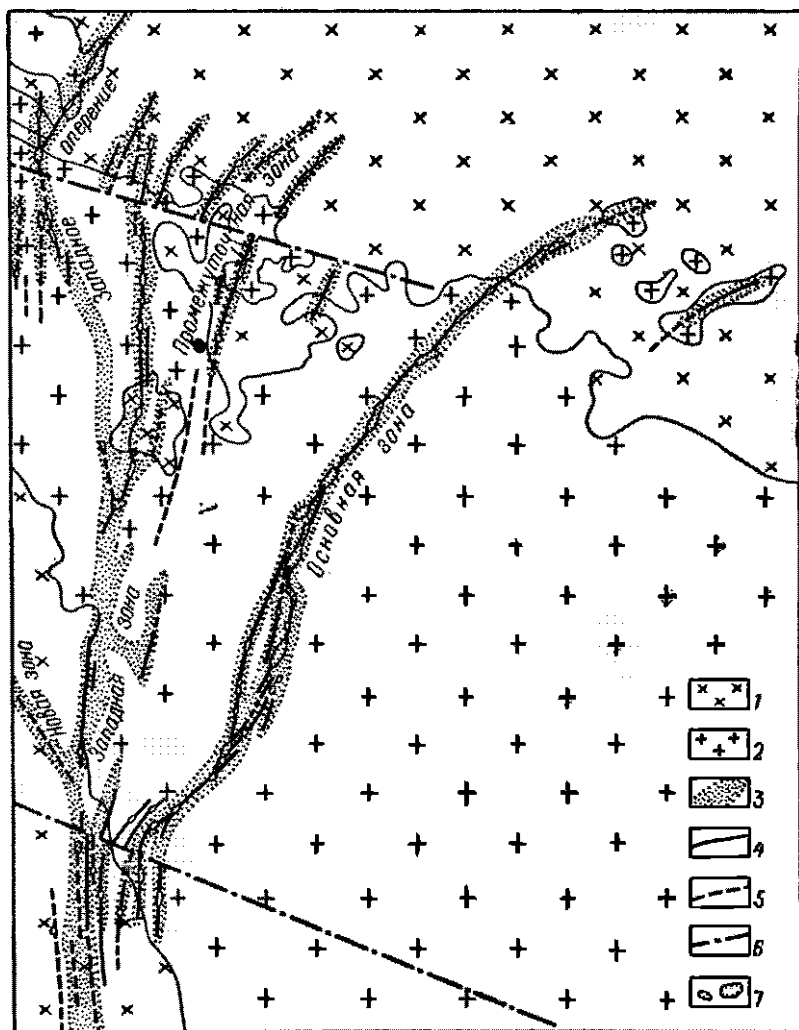


Рис. 48. Схематическая геологическая карта Чатыркульского месторождения. По материалам ГРП.

1 — сиенит-диориты; 2 — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 3 — зоны гидротермально измененных пород; 4—5 — рудные зоны: 4 — прослеженные, 5 — предполагаемые; 6 — разрывные нарушения; 7 — древние «чудские» выработки

су-карасуйский (Дворцова, 1960). В районе известен ряд месторождений и рудопроявлений меди жильного типа (Чатыркульское, Жайсанское, Унгурлю).

Чатыркульское месторождение расположено в северо-западной части антиклинория, в эндоконтакте крупного батолита, сложенного гранитоидами двух комплексов — курдайского и чатыркульского и приурочено к зоне контакта двух массивов указанных комплексов (рис. 48). Контакт четкий, довольно

крутой (углы падения $50-70^\circ$), в плане весьма прерывистой извилистой формы. Сиебито-диориты курдайского комплекса слагают юго-западную и северную части месторождения. Породы более молодого чатыркульского комплекса распространены в его юго-восточной и центральной частях. В основном это биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, реже встречаются адамеллиты, аляскитовые граниты, гранодиориты.

Основными структурными элементами месторождения являются так называемые рудные зоны — сложно построенные рудовмещающие трещинные структуры близмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений, секущие гранитоиды. Длина этих зон по простиранию колеблется от первых сотен метров до нескольких километров, по падению — от 200 до 1000 м. Наиболее крупные из них — Западная, Основная, Промежуточная, Западное оперение и Новая. Падение Западной зоны восточное ($<45^\circ$), Основной — северо-западное ($<60-85^\circ$); Промежуточная зона падает на восток-юго-восток (около 60°), Западное оперение и Новая — на восток-северо-восток ($<30-45^\circ$). Главной трещинной структурой является Западная зона, остальные по отношению к ней представляют собой трещины оперения. Все рудные зоны разбиты поперечными разрывными нарушениями с амплитудой смещения до 40 м.

Строение всех рудных зон однотипно. В осевой части проходит главный тектонический шов, выраженный «глинкой трения» мощностью от 5—10 см до 1—2 м. Шов состоит из ряда параллельных, часто кулисообразно расположенных трещин сложной формы, разветвляющихся, выклинивающихся, сочленяющихся друг с другом. Между ними заключены блоки интенсивно катаклазированные, милонитизированные и метасоматически измененные породы. В плане и разрезе швы имеют, в общем, извилистую форму, хотя отдельные их участки отличаются прямолинейностью. Зоны измененных пород по отношению к ним располагаются симметрично.

С главным нарушением каждой зоны сопряжены многочисленные разрывы, образующие довольно густую сеть и ориентированные под различными углами. Длина этих трещин по простиранию колеблется от первых метров до 30—40 м. Наибольшее количество оперяющих трещин локализуется в местах изгиба, выполаживания и разветвления главных нарушений.

В пределах рудных зон сиебито-диориты, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты подверглись интенсивным метасоматическим изменениям. Наиболее заметна гематитизация, выражающаяся в «покраснении» пород. Окраска создается тонкопластинчатыми агрегатами гематита, гётита и гидрогётита, развивающимися по микротрещинам в породообразующих минералах и в их интерстициях. Наиболее широко проявлены хлоритизация и серицитизация гранитоидов. Хлорит замещает биотит и роговую обманку, реже плагиоклаз. Серицит развивается по плагиоклазу и в меньшей мере по биотиту. Незначительно распространены альбитизация и эпидотизация. Альбит замещает плагиоклаз и микроклин, эпидот образует самостоятельные скопления неправильной формы.

Зоны измененных гранитоидов, как правило, имеют симметричное строение. В их осевой части, вблизи тектонического шва, породы превращены в агрегат хлорита, серицита, альбита, эпидота и кварца. В этой части зон наблюдаются «ядра», состоящие из серицита и небольшого количества кварца. По мере удаления от оси зоны интенсивность эпидотизации и альбитизации снижается. Во внешних частях зон измененных пород преимущественно развит хлорит, а серицит имеет подчиненное значение. Мощности зон измененных пород варьируют от 10 до 240 м (в среднем 30—60 м).

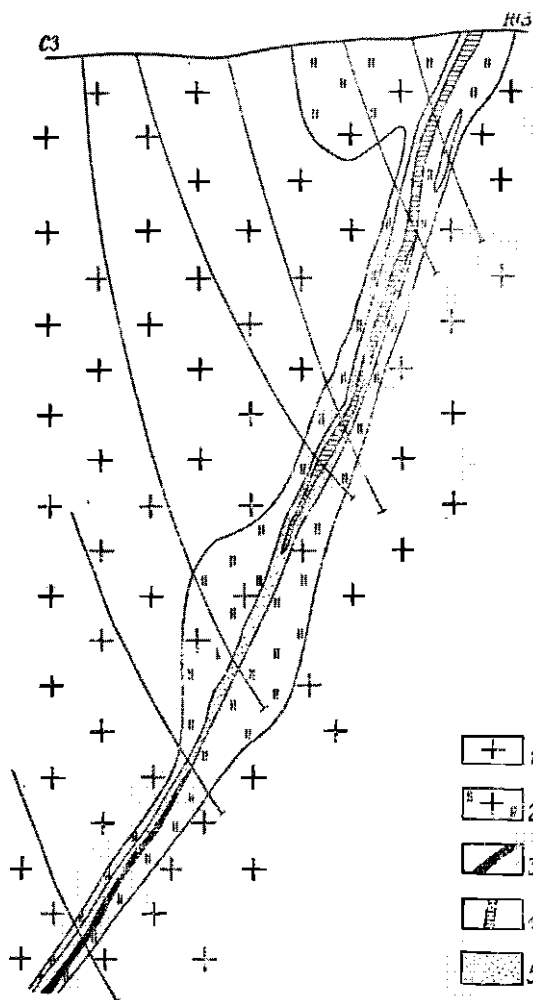


Рис. 49. Геологический разрез Основной зоны. По материалам ГРП.

1 — биотитовые граниты; 2 — гидротермально измененные породы; 3 — кварц-магнетит-халькопиритовые руды; 4 — кварц-кальцит-халькопиритовые руды; 5 — прожилково-вкрапленные руды

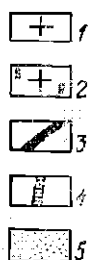
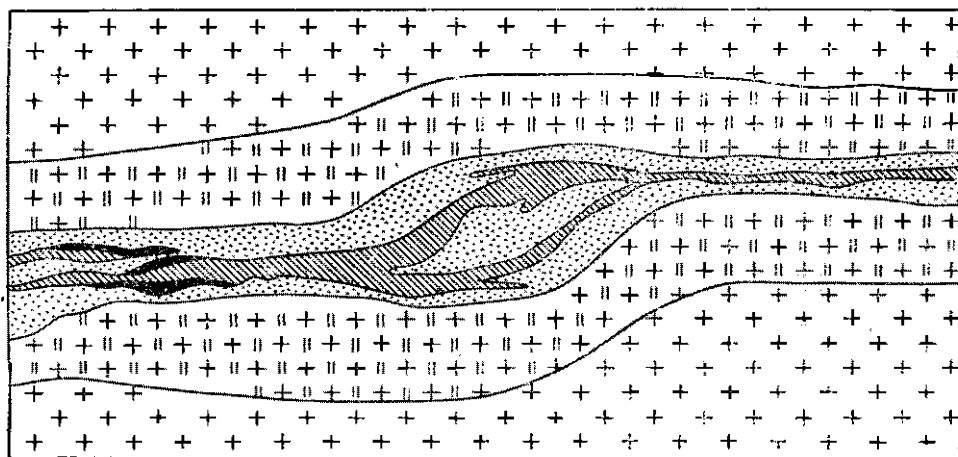


Рис. 50. Схема внутреннего строения Основной рудной зоны на горизонте разведочной шахты. По материалам ГРП.

Условные обозначения см. на рис. 49



Основные, наиболее крупные и выдержанные промышленные рудные тела располагаются вдоль главных швов рудных зон, второстепенные — в их висячем и лежащем боках. Всего на месторождении выделено около 20 рудных тел, большая часть которых приурочена к Основной и Западной зонам. Длина рудных тел по простиранию и падению колеблется от первых сотен до 1000 м, мощность от первых до десятков метров. Пространственное положение рудных тел определяется элементами залегания рудных зон.

Внутреннее строение рудных тел сложное (рис. 49, 50). В пределах их выделяются три самостоятельных морфологических элемента: жилы, линзообразные тела и линейные прожилково-вкрапленные зоны. В осевой части рудных тел, как правило, располагаются жилы, сложенные кварц-кальцит-халькопиритовыми рудами, представляющими собой основную ценность месторождения. По простиранию и падению они прослеживаются на сотни метров при мощности от долей метра до 22 м. Участки максимальных мощностей приурочены к местам изгибов и выполаживания трещин. В пределах рудного тела выделяется одна или несколько кулисообразно расположенных жил. Жилы имеют четкие контакты, часто разветвляются, образуют раздувы и пережимы. Выклинивание их обычно постепенное, но нередко имеет вид «конского хвоста».

Линзообразные тела, как и секущие их жилы, располагаются в осевой части рудных тел. Сложены они массивными однородными кварц-магнетит-халькопиритовыми рудами темно-серого, почти черного цвета. Морфология тел сложная, мощность изменчивая, контакты неровные (см. рис. 50). Размеры их по простиранию и падению изменяются от десятков до сотен метров при мощности до 12 м. Контакты массивных кварц-магнетит-халькопиритовых руд с вмещающими породами часто фиксируются рудными брекчиями, которые постепенно переходят в прожилково-вкрапленные руды, в ряде случаев наблюдаются и резкие контакты, обусловленные, вероятно, разрывными нарушениями.

Линейные прожилково-вкрапленные зоны представляют собой гидротермально измененные гранитоиды, разбитые густой сетью различно ориентированных кварц-кальцит-халькопиритовых и кварц-магнетит-халькопиритовых прожилков, имеющих мощность 1—10 см и длину от 1 до 6 м. В промежутках между прожилками наблюдается неравномерно распределенная вкрапленность рудных минералов. Размер вкрапленников не более 4—5 мм. Границы зон прожилково-вкрапленных руд устанавливаются опробованием. Их мощность достигает нескольких десятков метров, размеры по простиранию и падению варьируют от десятков метров до 1 км. Прожилково-вкрапленные руды в пределах промышленных рудных тел окаймляют с одной или с обеих сторон жилы и линзообразные тела; отдельные интервалы рудных тел иногда целиком сложены только прожилково-вкрапленными рудами (см. рис. 49).

Главным компонентом руд является медь, подчиненное значение имеет молибден, в качестве примесей присутствуют селен, теллур и др. Основные, повсеместно распространенные рудные минералы — магнетит и халькопирит; нерудные — кальцит, кварц, серицит и хлорит; второстепенные минералы: рудные — гематит, пирит, халькозин, молибденит, галенит, сфалерит и самородное золото, нерудные — цеолиты, флюорит и барит.

Процесс формирования месторождения четко разбивается на три стадии (Саакян, Савченко, 1971). В первую образовались массивные кварц-магнетит-халькопиритовые руды, слагающие линзообразные тела, а также часть прожилков в зонах прожилково-вкрапленных руд. Руды этой стадии приурочены главным образом к южной части Основной зоны, в других зонах они довольно

редки. Около 90% объема руд составляет мартитизированный магнетит, представленный зернами размером 0,2—1 мм. Халькопирит выделяется в виде аллотриоморфных зерен размером 0,05—0,5 мм, образующих вкрапленность и гнездовидные скопления в магнетите. Из второстепенных минералов в эту стадию выделялся молибденит. Основной жильный минерал — кварц.

Обычно руды первой стадии брекчированы и пересекаются жилами и прожилками кварц-кальцит-халькопиритового состава, образовавшимися во вторую стадию минералообразования. На участках таких пересечений неоднократно наблюдались брекчии, в которых обломки руд первой стадии цементируются агрегатом кварца, кальцита и халькопирита.

Образования второй стадии составляют основную часть промышленных запасов руд месторождения и наблюдаются во всех рудных зонах. Минералы этой стадии слагают жилы и основную массу прожилков и вкрапленности в зонах прожилково-вкрапленных руд. Основные рудные минералы — халькопирит и гематит. Халькопирит образует отдельные зерна и скопления неправильной формы, имеющие размеры от 1—2 мм во вкрапленниках до 20—30 см в жилах; гематит наблюдается в виде пластин и их агрегатов размером до 3 см. Второстепенные минералы — магнетит, пирит, молибденит, сфалерит, борнит и самородное золото. Основные перурдные — кварц и кальцит (последний преобладает). Для руд второй стадии характерны жильная (пятнистая и гнездовая), прожилковая и вкрапленная текстуры.

В третью, безрудную, стадию сформировались маломощные кальцит-цеолитовые прожилки, пересекающие образования первых двух стадий. Цеолиты представлены ломонитом, реже стильбитом.

Окисленные руды составляют около 5% всех руд месторождения. В Основной зоне они встречаются до глубины 30—40 м, в остальных — до 60—80 м. Минералы зоны окисления представлены гидрогетитом, гетитом, хризокоиллой, малахитом, азуритом, купритом и халькозипом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОРОДНОЙ МЕДИ

Самородная медь в эффузивах и субвулканических телах представляет собой весьма своеобразный тип медной минерализации. Число известных промышленных объектов этого типа невелико. Наиболее крупными из них являются месторождения района оз. Верхнего в США, которые разрабатываются с середины прошлого столетия и дали около 5 млн. т меди (У. Уайт, 1972 г.). Рудное поле представляет собой серию покровов слабо дислоцированных древних докембрийских базальтов, местами разделенных линзовидными телами конгломератов. Скопления самородной меди, часто совместно с цеолитами, халькозином и гематитом, выполняют трещины и миндалины в верхних частях покровов базальтов и в линзах конгломератов. Рудные тела имеют причудливую форму, но, в общем, близкую к пластовой. Их размещение, морфология и размеры контролируются структурно-литологическими факторами: проницаемостью пород и их трещиноватостью, вызванной главным образом тектоническими причинами.

В СССР известны лишь небольшие проявления самородной меди в палеогеновых эффузивах Азербайджана (Хал-Хальское) и Армении, в девонских вулканогенных толщах на севере Центрального Казахстана, на севере Сибирской платформы, в Горной Шории (Таймет).

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По составу колчеданные месторождения подразделяются на три разновидности: медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные. В медноколчеданных месторождениях, представляющих в СССР важный промышленный тип месторождений меди, главными полезными компонентами являются медь, цинк и сера, соотношение которых колеблется в значительных пределах: в среднем $1 : 1 : 20$ — 25 в сплошных рудах и $1 : 1 : 5$ — 10 во вкрапленных. В колчеданно-полиметаллических рудах медь обычно имеет подчиненное значение, зато появляется свинец, отношение $Pb : Zn$ близко к $1 : 1$, но чаще несколько ниже. В серноколчеданных рудах главным полезным компонентом является сера (пирит, иногда и пирротин), а медь, цинк и свинец имеют подчиненное значение или практически отсутствуют.

Медноколчеданные месторождения связаны с раннегеосинклинальными вулканогенными толщами базальтовой магмы. Генезис этих месторождений длительное время был предметом оживленных дискуссий. В настоящее время подавляющее большинство исследователей колчеданных месторождений рассматривает последние, вслед за В. Смирновым (1968, 1976), как длительно формировавшиеся образования, возникшие в результате сложного сочетания гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического, собственно гидротермального и метаморфогенного процессов (Бородаевская и др., 1975; Кривцов, 1975; Г. Ф. Яковлев и др., 1975 г.).

По ведущему значению этих процессов, по-разному проявляющихся при формировании отдельных колчеданных месторождений, выделяется три класса: 1) метасоматический субвулканический; 2) эксгаляционно-осадочный; 3) комбинированный (Смирнов, 1968). К первому классу относятся залежи колчеданных руд, представляющие собой тела замещения в пирокластических и субвулканических породах, нередко занимающие секущее положение по отношению к их слоистости, и жилы, выполняющие трещины. Характерными представителями этого типа служат некоторые месторождения Малого Кавказа. Рудные тела эксгаляционно-осадочных месторождений имеют, как правило, сравнительно простую линзовидную или пластовую форму и залегают согласно с вмещающими породами. К этому классу относится Урупское месторождение на Кавказе. Комбинированные месторождения, как и следует из их названия, обладают чертами, свойственными как первому, так и второму классу. Типичными представителями таких месторождений являются Сибайское, Гайское и другие на Южном Урале, на которых известны как согласные пластовые, так и секущие крутопадающие рудные залежи.

Работами М. Бородаевской и др. (1975; Геологическое строение..., 1968) на примере колчеданных месторождений Южного Урала установлено, что продуктивными для колчеданных руд являются вулканы двух формаций: контрастной липарито-базальтовой или базальт-липаритовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой. Для последней характерны месторождения с высокими содержаниями меди и цинка и сравнительно низкими, как правило, непромышленными, содержаниями свинца. В рудах месторождений, связанных с контрастной формацией, отношения содержания цинка и меди обычно более высокие, чем в предыдущей группе, а свинец практически отсутствует.

Распределение медноколчеданных месторождений в пространстве и во времени находится в прямой зависимости от интенсивности проявления и распространенности вулканизов продуктивных (колчеданосных) формаций. Наибольшее количество месторождений связано с вулканидами геосинклинальных

систем герцинского цикла. Особенно ярко выделяется Уральский медноколчеданный пояс с многочисленными и разнообразными месторождениями (Красноуральская и Кировоградская группы, Дегтярское, Карабашская группа, Учалинское, Сибайское, Озерное, им. XIX Партсъезда, Гайское, Весенне-Аралчинское, им. 50 лет Октября и многие другие). Несколько месторождений (Акбастау, Кусмурун), локализованных в аналогичных по составу породах, известно в Чингизской зоне Центрального Казахстана.

Геосинклинальные системы каледонского и мезозойского тектоно-магматических циклов сравнительно бедны месторождениями колчеданного типа. Исключением является лишь кавказская провинция, где известен ряд крупных объектов, связанных с различными по возрасту толщами основных вулканитов, которые формировались почти на всем протяжении развития этой полициклической сложно построенной области. Однако и здесь наиболее крупные объекты (Урушское, Худесское и др.) приурочены к подвижным поясам герцинского цикла. Складчатые сооружения альпийского типа на территории СССР не богаты медноколчеданными рудами. Среди них могут быть отмечены месторождения Кавказа (Маднеули в Грузии).

В последние годы на Большом Кавказе выявлен новый своеобразный тип медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих не в вулканогенных, а в песчано-сланцевых толщах, содержащих покровы лав основного состава. К этому типу относятся месторождения Филлизтай и Кизил-Дере, представленные пластообразными телами, залегающими среди песчаников и сланцев флишеидной толщи юры.

Только 3% запасов меди СССР заключено в колчеданно-полиметаллических месторождениях. В первую очередь это многочисленные месторождения Рудного Алтая, причем в некоторых из них (Николаевское, Орловское) медь является главным промышленным компонентом. Некоторые проявления меди этого типа локализованы в нижнекембрийских толщах Западного Саяна (Майинское, Субботинское) и Северо-Восточной Тувы (Кызыл-Таштыгское).

Расположение медноколчеданных месторождений внутри офиолитовых зон контролируется поясами вулканических построек, вытянутых вдоль крупных разломов. Рудные пояса тяготеют к областям стыка внутригеосинклинальных прогибов со структурами воздымания. Отмечается приуроченность месторождений к вулканическим постройкам, выраженным линейными брахиантиклинальными и купольными структурами. Расположение рудных тел внутри этих структур чаще всего определяется положением их в верхних частях разреза вулканогенных пород, там, где начинают преобладать пирокласты кислого состава. На многих месторождениях достаточно четко проявлена пространственная (возможно, парагенетическая) связь рудных тел с небольшими субвулканическими интрузивными массивами, имеющими обычно более кислый состав, чем вмещающие их толщи основных вулканитов.

Колчеданные месторождения характеризуются большим разнообразием форм, размеров и типов взаимоотношений рудных тел с вмещающими породами. Также различны и размеры рудных тел: длина их по простиранию колеблется от десятков метров до первых километров, по падению они прослеживаются нередко на многие сотни метров, а мощность варьирует от нескольких до первых сотен метров.

Наиболее характерными формами являются линзообразные и лентовидные залежи, встречаются сундучные, грибообразные, штокообразные и более сложные по форме тела. В целом более характерно согласное с вмещающими породами залегание рудных тел. Нередко отмечается возрастание сложности форм

рудных тел в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. Форма залежей часто дополнительно усложняется подходящими к ним со стороны лежащего бока рудоподводящими каналами, представляющими собой минерализованные зоны разломов и дробления.

Достаточно разнообразен и характер границ рудных тел, установлены самые различные варианты — от четких границ массивных руд и вмещающих пород до постепенных переходов сплошных руд во вкрапленные и слабо минерализованные породы. В последнем случае границы промышленных рудных тел устанавливаются только опробованием.

Минеральный состав первичных руд медноколчеданных месторождений достаточно выдержан. Главный минерал — пирит; существенную роль играют халькопирит, сфалерит, иногда пирротин, галенит, борнит и блеклые руды; второстепенные — халькозин, арсенопирит, молибденит, кубанит, аргентит, самородное золото и др.; наиболее распространенные нерудные — серицит, хлорит и кварц, а подчиненные — барит, кальцит, сидерит и др.

По количественным соотношениям между пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом выделяются типы руд. Главные их разновидности: медные (халькопирит-пиритовые), медно-цинковые (халькопирит-сфалерит-пиритовые), полиметаллические (галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые) и серные (преимущественно пиритовые, реже пирротиновые). Серные руды обычно тяготеют к лежащим бокам залежей, а медно-цинковые и полиметаллические — к висячим. Содержание меди в поперечных разрезах часто возрастает от-notch к кровле залежей. В некоторых случаях в рудах в существенных количествах присутствует пирротин, особенно в месторождениях, залегающих в терригенных флишеидных толщах, в которых вместо халькопирит-пиритовых образуются руды халькопирит-пирротинового (медно-пирротинового) минерального типа.

На выходах колчеданных рудных тел на поверхность обычно образуются «железные шляпы», представляющие собой агрегаты гидроокислов железа с реликтами сульфидов, примазками и гнездами различных вторичных минералов — малахита, азурита, хризоколлы, халькантита и др. Мощность железных шляп колеблется от первых метров до 20—30 м. Гипсометрически ниже обычно располагается зона «сыхучек» (кварцевых, кварц-ярозитовых или баритовых), затем зона выщелоченных пород и окисленных руд. Мощности этих зон колеблются в широких пределах, достигая первых десятков метров.

Вмещающие породы медноколчеданных месторождений в различной степени изменены процессами метаморфизма. Наиболее широкое, практически повсеместное распространение имеют метасоматические образования кварц-серицит-хлоритового типа. Непосредственно по контактам рудных тел, главным образом со стороны их лежащего бока, нередко располагаются зоны кварц-серицитовых сланцев и кварцитов. Ширина их варьирует в широких пределах, практически не зависит от размеров рудных тел и может составлять от 1 до 600% их мощности (Смирнов, 1968). Далее к периферии серицитовые ореолы постепенно сменяются хлоритовыми, а последние переходят в неизмененные породы.

Урупское месторождение

Урупское рудное поле расположено в пределах Лабино-Малкинской тектонической зоны, выделяемой в северо-западной части Передового хребта Северного Кавказа. По О. Каросанидзе, В. Поветкину, Н. Скрипченко, Л. Яковлеву и другим, оно сложено тремя разновозрастными комплексами пород,

соответствующими трем структурным ярусам — среднепалеозойскому, пермскому и юрскому.

Среднепалеозойский ярус представлен дислоцированными метаморфизованными породами нижнего и среднего девона, которые четко разделяются на две толщи: нижнюю — терригенную и верхнюю — вулканогенную (рудовмещающую). Нижняя толща сложена филлитами с подчиненными пластовыми телами кварц-плагиоклазовых порфиров и тонкими прослоями песчаников и туфогенных пород. Общая мощность толщи около 1500 м. Верхняя толща, представленная различными по составу, преимущественно вулканогенными

породами, в свою очередь, подразделяется на четыре горизонта (снизу вверх):

1) диабазовых порфиров и их туфов с прослоями кварцевых альбитофиров общей мощностью от 60 до 300 м;

2) кварцевых альбитофиров и их туфов мощностью от 30 до 700 м;

3) туфов среднего состава, переслаивающихся с кремнистыми туффитами, кремнистыми и филлитовидными сланцами общей мощностью до 500 м;

4) туфов кварцевых порфиров мощностью до 700 м с лавовыми прослоями того же состава.

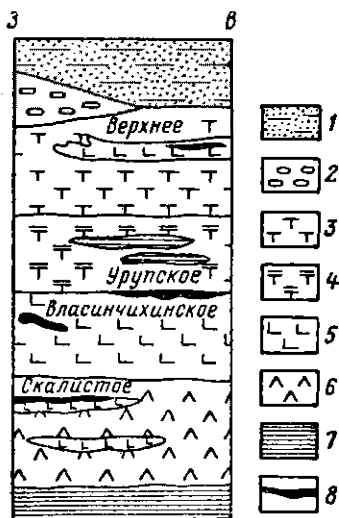


Рис. 51. Литолого-стратиграфическая колонка Урупского рудного поля. По О. Каросанидзе (1962).

1 — нижняя юра, песчаники и сланцы; 2 — нижняя пермь, конгломераты; 3 — туфы кварцевых альбитофиров; 4 — туфы среднего состава; 5 — кварцевые альбитофиров; 6 — диабазы; 7 — филлиты; 8 — рудные залежи

Известные в пределах рудного поля медноколчеданные месторождения располагаются в разных частях разреза вулканогенной толщи (рис. 51). Главная залежь Урупского месторождения находится в основании туфов среднего состава, перекрывающих кварцевые альбитофиров, Власинчихинское месторождение залегает несколько ниже в горизонте кварцевых альбитофиров, Скалистое — в горизонте диабазов, на 250 м ниже Урупского, и Верхнее — в горизонте туфов кварцевых альбитофиров. Указанные месторождения располагаются в 2—5 км друг от друга.

В пределах рудного поля среднепалеозойские породы слагают две широкие антиклинальные складки запад-северо-западного простирания (Урупскую и Власинчихинскую), разделенные синклинальным перегибом. Урупское рудное поле располагается на южном крыле одноименной антиклинали, которая имеет асимметричное строение — пологое ($10-25^\circ$) падение северного крыла и более крутое ($30-40^\circ$) южного. Строение Урупской антиклинали осложнено конседиментационными мульдобразными складками и многочисленными крутонадающими, преимущественно продольными разрывными нарушениями. Часть этих нарушений подновлялась в более позднее время и смещает слои нижнеюрских отложений.

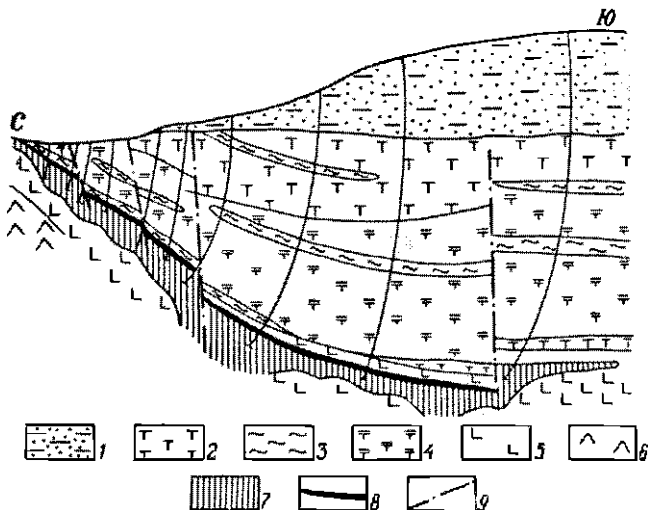
На размытой поверхности пород среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса юго-западнее Урупского месторождения с резким угловым несогласием залегает мощная толща слабо дислоцированных лагунно-континентальных отложений нижней перми — красно-бурые песчаники, сланцы и конгломераты.

Образования среднепалеозойского и пермского комплексов, в свою очередь, несогласно перекрываются толщей нижнеюрских отложений мощностью до 1700 м.

Главная рудная залежь Урупского месторождения, как указывалось, приурочена к основанию горизонта туфов среднего состава. Непосредственно в кровле залежи, в ее центральной части, залегают сургучно-красные и зеленые яшмовидные кремнистые сланцы мощностью от десятков сантиметров до 25 м. Они являются типичной осадочной породой, содержащей остатки радиолярий, и представляют собой хороший маркирующий горизонт. На флангах залежи

Рис. 52. Геологический разрез Урупского месторождения. По Н. Скрипченко.

1 — нижняя кря, песчаники и сланцы;
2 — туфы кварцевых альбитофиров;
3 — кремнистые сланцы; 4 — туфы среднего состава; 5 — кварцевые альбитофиров; 6 — диабазы; 7 — гидротермально измененные породы; 8 — колчеданные руды; 9 — разрывные нарушения



кремнистые сланцы замещаются тонкообломочными гематитсодержащими туфами (Смирнов, Гончарова, 1960). Выше залегает толща туфов среднего состава, отличающихся большой неоднородностью: маломощные прослои грубообломочных туфов постепенно сменяются тонкообломочными разностями и туффитами, содержащими прослои кремнистых и филлитовидных сланцев. Общая мощность горизонта туфов среднего состава в центральной части месторождения составляет 360—380 м, на восточном фланге — 450—500 м. Лежащий бок залежи слагают кварцевые альбитофиров. Мощность их по простираанию и надению изменчива — в центральной части месторождения достигает 150 м, а на его восточном и западном флангах уменьшается до 30—40 м.

На месторождении известны многочисленные послерудные дайковые тела преимущественно диабазового и лампрофирового состава.

Структурные условия залегания Главной рудной залежи определяются положением месторождения на южном крыле Урупской антиклинали. Залежь имеет запад-северо-западное простираание и южное падение под углами в среднем 30—40°. С глубиной она выполаживается и по продольным разрывным нарушениям ступенчато смещается вниз. По простираанию залежь также смещается по многочисленным поперечным и диагональным разрывным нарушениям различной амплитуды (рис. 52).

Главная рудная залежь в целом имеет пластовую форму и четкий контакт с вмещающими породами всякого бока. В плане она грубоизометрична с неровными извилистыми контурами, а в поперечном сечении представляет собой единый пласт или группу сближенных пластов, разделенных маломощными

прослоями кремнистых сланцев и туфов. В верхней части залежи отмечается переслаивание тонких (2—10 см) прослоев сплошных колчеданных руд, содержащих сульфиды и гематит, туффитов и кремнистых сланцев. В пределах рудной залежи часто наблюдаются флексуобразные изгибы, обычно совпадающие с изменением залегания вмещающих пород. В подобных изгибах мощность рудного тела заметно увеличивается. Местами на протяжении 20—50 м отмечаются полные пережимы залежи (рис. 53).

Со стороны лежащего бока Главной рудной залежи, среди кварцевых альбитофиров, намечается штокверк прожилково-вкрапленных руд, в пределах которого в непосредственной близости от Главной залежи выделяется несколько участков с промышленными рудами.

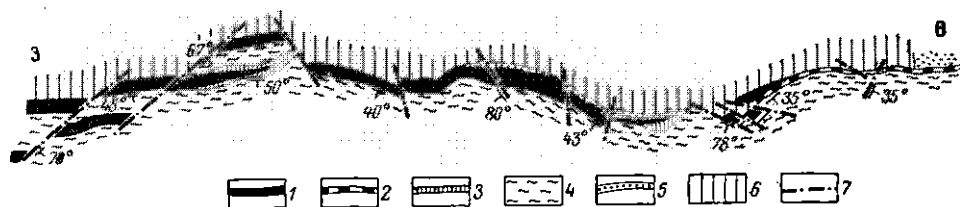


Рис. 53. Морфология Главной рудной залежи Урупского месторождения на одном из горизонтов разведочных работ. По Н. Скрипченко и А. Тамбиеву.

1 — сплошные медно-цинковые колчеданные руды; 2 — тонкое переслаивание сплошных медноколчеданных руд, кремнисто-гематитовых железных руд, кремнистых сланцев и туфопесчаников; 3 — кремнисто-колчеданные руды; 4 — красные и зеленые кремнистые сланцы; 5 — туфокопгломмераты и туфопесчаники слабо гидротермально измененные; 6 — гидротермально измененные кварцевые альбитофиры и их туфы; 7 — разрывные нарушения

Состав руд Урупского месторождения обычен для медноколчеданных месторождений. Основные полезные компоненты руд — медь, цинк и сера. Отношение $Cu : Zn$ близко к 2 : 1. В качестве примесей в рудах отмечаются золото, серебро, кадмий, селен и теллур, изредка кобальт, молибден, германий и галлий. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, борнит и сфалерит; второстепенные и редкие — галенит, магнетит, гематит, теннантит, бетехтинит, самородное золото, аргентит, гессит, молибденит; в единичных случаях отмечаются реньерит и люцит; главные нерудные минералы — кварц, кальцит, хлорит и серицит.

Основную ценность месторождения составляют сплошные руды, заключающие около 80% запасов меди. Для них характерны полосчатая, линзовидно-полосчатая и в меньшей мере массивная текстуры. Полосчатость руд, как правило, совпадает со слоистостью и сланцеватостью вмещающих пород и обусловлена чередованием тонких прослоев различного минерального состава — сфалеритового, существенно халькопиритового и пиритового. Изредка отмечаются брекчиевые текстуры руд, обусловленные их более поздним дроблением и цементацией в процессе метаморфизма.

Руды в целом характеризуются тонкой зернистостью (размер зерен — сотые, десятые доли миллиметра, реже 1—2 мм) и несут четкие следы метаморфизма и перекристаллизации, что нашло отражение в структурах руд. Наиболее распространены гранобластическая и катакластическая структуры, реже бластопорфировая и очень редко реликтовая метаколлоидная.

По составу сплошные и прожилково-вкрапленные руды подразделяются на медные, медно-цинковые, цинковые и серноколчеданные. Главное значение имеют сплошные медные и медно-цинковые колчеданные руды.

В поперечном разрезе рудной залежи намечается отчетливая минеральная зональность: висячий бок ее сложен сплошными медными рудами (преимущественно пирит-халькопиритовыми, реже, в самой верхней части залежи, пирит-халькопирит-борнитовыми), средняя часть — сплошными медно-цинковыми (пирит-халькопирит-сфалеритовыми) и нижняя — сплошными и прожилково-вкрапленными серноколчеданными (у почвы залежи сплошными, с глубиной постепенно переходящими в прожилково-вкрапленные, сначала богатые, затем все более бедные). Мощность отдельных зон варьирует в значительных пределах из-за неравномерности распределения главных рудных минералов, особенно сфалерита. В верхней, существенно медной части залежи количество сфалерита местами значительно увеличивается и она оказывается сложенной пирит-сфалерит-халькопиритовыми или пирит-халькопирит-сфалерит-борнитовыми рудами. Средняя пирит-халькопирит-сфалеритовая зона нередко отделена от серноколчеданной прослоем пирит-халькопиритовых руд, а иногда выпадает совсем. Местами отмечаются самостоятельные полосы небольших размеров существенно цинковых колчеданных руд.

На восточном фланге Главной рудной залежи, непосредственно в ее кровле, выделяется еще одна разновидность руд — тонкослоистые сульфидно-гематитовые, они прослеживаются на протяжении 400 м при мощности около 1 м. Эти руды связаны постепенными переходами с надрудными тонкослоистыми кремнистыми сланцами и рассланцованными туффитами (Скрипченко, 1968).

Вмещающие породы лежащего бока Главной рудной залежи подверглись интенсивной гидротермальной переработке, покрывающие породы изменены весьма слабо, преимущественно вдоль зон разрывных нарушений. Благодаря этому зона гидротермально измененных пород имеет асимметричное строение. В верхней ее части, ниже контакта сплошных колчеданных руд, развиты пиритизированные кварц-серицитовые породы, причем интенсивность пиритизации при удалении от почвы рудной залежи убывает. Мощность зоны гидротермально измененных пород изменяется от 1—2 до первых десятков метров. Наибольшие мощности зоны совпадают с участками наибольшей мощности рудной залежи.

Характерной особенностью месторождения является наличие рудных обломков в надрудных туфах кровли на расстоянии до 100 м выше Главного рудного тела. Эти включения отмечаются преимущественно в крупнообломочных туфах, форма их неправильная, иногда угловатая, а также округло-вытянутая; размеры от нескольких миллиметров до 4—6 см в поперечнике. Минеральный состав включений аналогичен составу руд Главной залежи. Наличие этих обломков и другие признаки свидетельствуют об образовании главного рудного тела до накопления пород кровли и о вулканогенно-осадочной его природе (Смирнов, Гончарова, 1960).

Сибайское месторождение

Сибайское месторождение расположено в западном крыле Магнитогорского мегаинклинория, в пределах западной подзоны Учалинской структурно-формационной зоны, и приурочено к северо-восточной части Сибайской вулканогенной брахиантиклинали, вытянутой в близмеридиональном направлении на 12 км, при ширине 2—3 км (рис. 54). В ядре брахиантиклинали залегают эйфельские вулканогенные породы карамалыташской свиты, окаймленные сургучно-красными яшмами бугулыгурского горизонта, крылья сложены терригенными вулканогенно-осадочными образованиями улутауской свиты живета и осадочными отложениями верхнего девона.

Сибайская брахиантиклиналь, по данным М. Бородаевской, Л. Паклиной, Н. Перижняк, В. Прокина и других исследователей, имеет асимметричное строение; падение вулканогенных пород карамалыташской свиты на западном крыле пологое ($10-30^\circ$), на восточном — более крутое (до $60-70^\circ$). На юге структура периклинально замыкается, с севера она ограничена диагональным сбросом, по которому северный блок опущен. С запада и востока брахиантиклиналь также ограничена двумя крупными разрывными нарушениями, причем по восточному нарушению прилегающий блок опущен не менее чем на 300 м, и вулканогенные породы карамалыташской свиты соприкасаются с терригенными эффузивно-осадочными и осадочными отложениями среднего и верхнего девона. Оба нарушения имеют близмеридиональное простирание и выражены зонами дробления мощностью до 70 м. Более мелкие разрывные нарушения — близширотные, диагональные и близмеридиональные (в восточном крыле структуры) — обуславливают блоковое строение брахиантиклинали. Часть крупных разрывных нарушений имеет преимущественно древнее субвулканическое заложение и контролирует размещение и мощности различных фаций вулканитов.

Вулканогенные образования карамалыташской свиты, слагающие Сибайскую брахиантиклиналь, принадлежат к контрастно дифференцированной формации, и в пределах рудного поля, по Н. Перижняк (1971), выделяется пять пачек, соответствующих пяти фазам вулканизма (снизу вверх):

1) нижняя базальтовая, сложена преимущественно лавами; видимая мощность более 400 м;

2) дацитовая, представлена лавами с подчиненными прослоями туфов; мощность от 200 до 1000 м (иногда более);

3) средняя базальтовая, сложена лавами массивного и шарового сложения с прослоями радиолариевых яшм, шлаковых туфов и туфопесчаников; мощность 0—200 м;

4) липаритовая представлена примерно в равных соотношениях лавами и пирокластами; мощность 0—500 м; в верхней части пачки отмечается горизонт агломератовых туфов смешанного состава мощностью до 30 м;

5) верхняя базальтовая, сложена лавами массивного и шарового сложения с прослоями радиолариевых яшм, шлаковых туфов и туфопесчаников; мощность 0—200 м;

6) липаритовая представлена примерно в равных соотношениях лавами и пирокластами; мощность 0—500 м; в верхней части пачки отмечается горизонт агломератовых туфов смешанного состава мощностью до 30 м;

7) дацитовая, представлена лавами с подчиненными прослоями туфов; мощность от 200 до 1000 м (иногда более);

8) средняя базальтовая, сложена лавами массивного и шарового сложения с прослоями радиолариевых яшм, шлаковых туфов и туфопесчаников; мощность 0—200 м;

9) нижняя базальтовая, сложена преимущественно лавами; видимая мощность более 400 м;

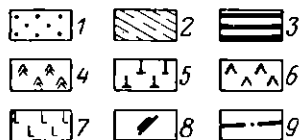
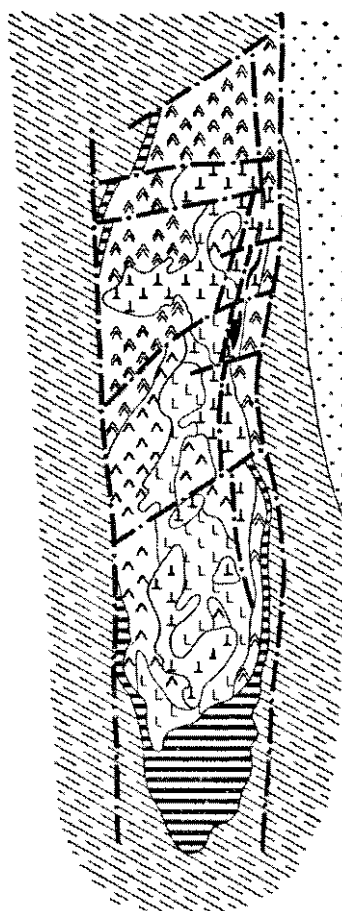


Рис. 54. Схематическая геологическая карта Сибайской вулканогенной брахиантиклинали. По Л. Паклиной и Н. Перижняк (с упрощениями).

1 — осадочные отложения верхнего девона; 2 — вулканогенно-осадочные отложения улутауской свиты живецкого возраста; 3 — яшмы с прослоями туффитов и туфопесчаников бугультырского горизонта эйфельского возраста; 4—7 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования карамалыташской свиты эйфельского возраста; 4 — лавы, агломераты и туфы верхней базальтовой пачки, 5 — лавы, экструзивные тела, туфы и вулканические брекчии липаритового состава, 6 — массивные и шаровые лавы, вулканические брекчии и шлаковые туфы, слоистые туффиты и туфопесчаники средней базальтовой пачки, 7 — лавы, экструзивные и жерловые тела липарито-дацитов, их туфы и грубообломочные брекчии (дацитовая пачка); 8 — молчеданные руды; 9 — разрывные нарушения

5) верхняя базальтовая, состоит из грубообломочных пирокластов с подчиненными прослоями лав; мощность 0—700 м.

Кислые дифференциаты липарито-дацитового состава составляют около 40% объема вулканической постройки. Полный разрез карамалыташской свиты отмечается только в северной части брахиантиклинали. Мощность отдельных пачек невыдержанная. Верхние пачки по направлению к югу выклиниваются. Верхняя базальтовая и липаритовая прослеживаются только вдоль восточного крыла брахиантиклинали, средняя базальтовая — преимущественно вдоль западного. Для дацитов характерно наличие нескольких максимумов мощностей (до 1000 м), фиксирующих, вероятно, жерловые части палеовулканов. Нижняя базальтовая пачка, слагающая ядро брахиантиклинали, на полную мощность нигде не пересекается. Признаков размыва на границах отдельных пачек не наблюдается, отмечаемые несогласия между ними рассматриваются как вулканогенное прислоение. Горизонт яшм бугулыгирского горизонта несогласно залегает на образованиях различных пачек карамалыташской свиты.

Формирование вулканической постройки представляет собой длительный многофазный процесс, происходящий на фоне постоянного ее воздымания, которое устанавливается по смене подводных извержений прибрежно-морскими и субаэральными. Важную роль в развитии постройки играли длительно развивавшиеся разломы синвулканического заложения.

В пределах рудного поля отмечаются два комплекса даек: диабазов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, завершивших формирование верхней базальтовой пачки, а также габбро-диабазов, секущих все вулканогенно-осадочные породы района, включая верхнедевонские. Мощность даек незначительна (менее 2 м); все они секут рудные тела.

Сибайское месторождение расположено в северной части восточного крыла брахиантиклинали и приурочено к узкой грабенообразной структуре, ограниченной с востока Восточным разломом, являющимся границей и самой брахиантиклинали, а с запада так называемым Центральным разломом, также близмеридионального простирания. В пределах этой структуры отмечаются максимальные мощности пород липаритовой пачки, достигающие 500 м. Все известные на месторождении рудные тела залегают в пределах липаритовой пачки и предполагаются главным образом восточнее Центрального разлома.

Месторождение, как и Сибайская брахиантиклиналь в целом, имеет сложное блоковое строение и разделено крупным диагональным разломом северо-восточного простирания на два участка: Северный (Старый Сибай) и Южный (Новый Сибай), которые резко отличаются по морфологии и условиям залегания рудных тел. Диагональный разлом смещает все вулканы карамалыташской свиты и Центральный рудоконтролирующий разлом.

Для Старого Сибая характерны согласные пластовые залежи (рис. 55, а), сложенные преимущественно обломочными, в меньшей мере сплошными сульфидными рудами. Последние, как правило, располагаются в почве залежей. Рудные тела на западном фланге залегают почти горизонтально, на восточном — падают на восток под углом до 30°. Мощность их невыдержанная (от 1 до 20 м). Залежи приурочены к горизонту агломератовых туфов смешанного состава, часто со «сваренным» цементом, располагающемуся в кровле липаритовой пачки. Обломки в этих агломератах представлены в основном окварцованными и серицитизированными породами кислого состава, а также многочисленными кусками сплошной сульфидной руды диаметром до 1 м (редко более). Высказанное в свое время В. Прокиным мнение о принадлежности этих обломков к рудопластам поддерживается в настоящее время почти всеми исследователями.

В пределах Нового Сибая располагается крупная залежь массивных сфалерит-халькопирит-пиритовых руд. Форма залежи сложная. Она представляет собой два крупных грубоизометричных крутопадающих раздува, соединенных между собой согласными пластовыми ответвлениями. От раздувов вверх и вниз отходят ответвления, согласные со слоистостью вмещающих пород (см. рис. 55, б). Пластовые ответвления в отличие от раздувов сложены как массивными, так и обломочными рудами, аналогичными рудам пластовых тел старого Сибая.

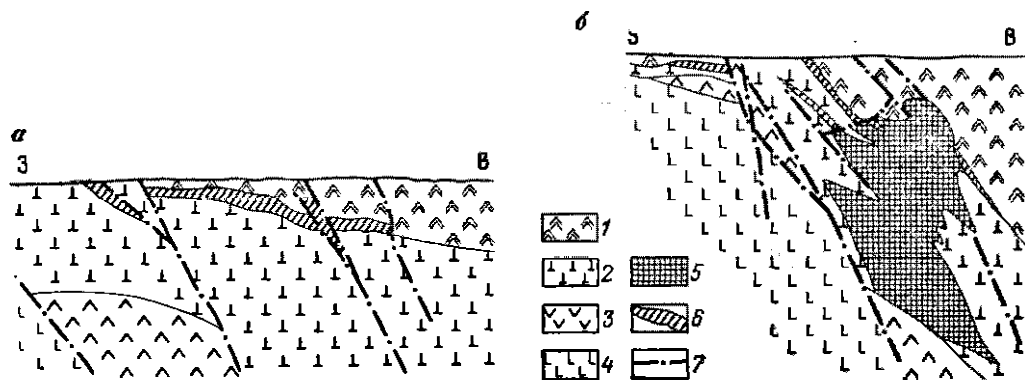


Рис. 55. Схематические разрезы Сибайского месторождения: а — участок Старый Сибай, б — участок Новый Сибай. По Н. Перижняк (с упрощениями).

1 — агломераты и туфы верхней базальтовой пачки; 2 — лавы, брекчии и туфы липаритового состава; 3 — массивные и шаровые лавы, вулканические брекчии и шлаковые туфы средней базальтовой пачки; 4 — липарито-дациты; 5 — сплошные колчеданные руды; 6 — брекчиевидно-вкрапленные колчеданные руды; 7 — разрывные нарушения

В юго-западной части рудной залежи Нового Сибая наблюдаются обильные реликты фауны, замещенной сульфидами, которая, вероятно, находилась в известняках небольшой рифовой постройки (Иванов, 1947).

Состав руд Сибайского месторождения типичен для колчеданных месторождений. Главными компонентами являются медь, цинк и сера. Отношение $\text{Cu} : \text{Zn}$ колеблется от 1 : 1 до 1 : 15 (в среднем 1 : 1,6). В качестве примесей в рудах присутствуют кобальт, кадмий, селен, теллур, а также мышьяк, индий, таллий, галлий и германий.

Главные рудные минералы — пирит, сфалерит и халькопирит; второстепенные — мельниковит-пирит, пирротин, магнетит; примеси — теннантит, галенит, арсенопирит, самородное золото, гематит, борнит, энаргит, гринокит, фрейбергит, киноварь, германит. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц и кальцит, реже встречаются сидерит, хлорит, серицит, гипс и барит (Н. Петровская, 1961 г.).

Главный минеральный тип руд, составляющий 90% их общего объема — медно-цинковый (халькопирит-сфалерит-пиритовый); второстепенные, имеющие самостоятельное значение на отдельных участках, — серноколчеданный (пиритовый) и цинково-колчеданный (сфалерит-пиритовый, с отношением $\text{Cu} : \text{Zn}$ 1 : 15). Другие типы руд — халькопирит-пиритовый, пирротинный, халькопирит-пирротинный и халькопирит-пирит-сидерит-пирротинный с магнетитом — имеют чисто минералогическое значение. Пирротинные разности руд отмечаются на глубоких горизонтах месторождения в лежащем боку рудной залежи Нового Сибая.

По текстурному признаку колчеданные медно-цинковые руды Сибая разделяются на две, отчетливо разобобщенные в пространстве разновидности, образовавшиеся в различных условиях. Руды первой разновидности отличаются массивным сложением и имеют халькопирит-сфалерит-пиритовый состав. Развита они в раздувах залежи Нового Сибая и представлены тремя главными минеральными ассоциациями — раннепиритовой, халькопирит-пиритовой и сфалерит-пиритовой (Н. Петровская, 1961 г.). Ассоциации позднего пирита и кварц-карбонатная (с клейофаном, халькопиритом и блеклыми рудами) имеют подчиненное значение. Пирит раннепиритовой ассоциации обогащен кобальтом, более поздних элементов-примесей почти не содержит. Различные минеральные ассоциации обычно пространственно совмещены. Для участков совмещения характерны пятнистая, мелкопрожилковая и брекчиевидная текстуры. В верхней части рудной залежи Нового Сибая отмечаются руды колломорфной текстуры. Для этих руд характерны метаколлоидные структуры, а также структуры отложения и замещения.

Руды второй разновидности грубослоистые обычно обломочные, халькопирит-сфалерит-пиритового состава. Они характерны в основном для Старого Сибая и небольших пластовых тел, сопутствующих рудной залежи Нового Сибая. Эти руды являются пластовыми скоплениями рудокластов руд первой разновидности.

Для рудовмещающей пачки липаритов характерно валичие сульфидных обломков, среди которых преобладают пирокластические разновидности. Пирокластические обломки распознаются по срезанию их внешними контурами текстурного рисунка руд и огибанию обломков флюидалностью сваренных туфов. Такие куски отмечаются среди обломочных руд Старого Сибая и в пластовых ответвлениях рудной залежи Нового Сибая. Они встречаются также по всему разрезу рудовмещающей пачки липаритового состава, в том числе в туфах всякого бока пластовых тел Старого Сибая, включающих прослой оолитовых руд, и в пирокластах, расположенных на уровне подошвы залежи Нового Сибая.

Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород на месторождении проявлены сравнительно слабо. Зоны измененных пород тяготеют к телам массивных колчеданных руд первой разновидности и образуют вокруг них ореолы мощностью 10—30 м, а также протяженные шлейфы ниже выклинивания рудных тел по их падению. Для внутренних частей зон измененных пород характерны серицит-кварцевые метасоматиты, при удалении к периферии зон в них увеличивается роль новообразований альбита и эпидота (Прокин, 1963).

На выходах колчеданные руды до глубины 20 м были полностью окислены и превращены в бурые железняки. Вторичные сульфиды меди развиты до глубины 40—50 м, а по зонам разрывных нарушений до 100 м. Главные минералы зоны окисления — гётит, гидрогётит, каолинит, ковеллин и халькозин; второстепенные — гематит, куприт, халькантит; изредка встречаются малахит, азурит, ярозит, опал, самородная медь.

Гайское месторождение

Гайское месторождение располагается в южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала, в пределах Тубинско-Гайской структурно-формационной зоны и приурочено к осевой части Гайской вулканокупольной структуры. По данным М. Бородаевского и других (1973; Геологическое строение..., 1968), эта структура в плане имеет вид вытянутого в близ-меридиональном направлении овала длиной около 8 км и шириной 3—4 км.

В поперечном разрезе структура имеет асимметричную форму — углы падения пород в западном крыле не превышают 20° , в восточном составляют $40-60^\circ$. В центральной части вулканическая постройка сложена эффузивно-пирокластическими и субвулканическими породами вулканогенного комплекса D_1-D_2 е, по периферии — терригенными туфогенно-осадочными отложениями улутауской свиты D_{2gv} . Вероятно, в западной части постройки породы вулканогенного комплекса надвинуты на отложения улутауской свиты.

В пределах вулкано-купольной структуры широко развиты разрывные нарушения синвулканического заложения близмеридионального, близширотного и диагонального направлений, обуславливающие ее сложное блоковое строение. В центральной части постройки эти нарушения в значительной мере затуплены и фиксируются только многочисленными субвулканическими и дайковыми телами, зонами дробления и рассланцевания.

Эффузивно-пирокластические образования вулканогенного комплекса четко разделяются на две толщи: нижнюю, андезито-дацитовую и верхнюю, андезито-базальтовую, соответствующие двум фазам вулканизма.

Нижняя (рудовмещающая) толща сложена разнообразными пирокластами от тонкообломочных пепловых туфов до глыбовых агломератов и брекчий с подчиненными прослоями лав. В восточной части месторождения по сравнению с западной шире распространены грубообломочные разности пирокластов. Внешне пирокласты отличаются большой пестротой и неравномерностью окраски. Состав пирокластов последовательно (снизу вверх) сменяется от андезитового через дацитовый до липаритового. Различные фации пирокластов не выдержаны по мощности и связаны сложными взаимопереходами. Мощность нижней толщи свыше 800 м.

Образование эффузивно-пирокластических пород нижней толщи сопровождалось внедрением сходных по составу пород жерловой и субвулканической фаций, приуроченных к осевой части вулканической постройки, к ее каналу. В результате сформировался сложно построенный некк, состоящий из игнимбритовидных пород, жерловых вулканитов и лав, субвулканических образований различного преимущественно липарито-дацитового состава. Субвулканические кварцевые липариты и липарито-дациты занимают значительный объем пирокластической толщи. Некк имеет грибовидную форму с пологой куполообразной верхней частью и крутым стволом. Эти элементы строения некка подчеркиваются флюидалностью, широко проявленной в породах жерловины. В целом жерловина имеет близмеридиональное простирание и совпадает с осевой частью Гайской вулкано-купольной структуры.

Формирование аккумулятивного конуса палеовулкана и его жерловины сопровождалось блоковыми перемещениями пород по коническим, субмеридиональным и диагональным трещинам.

Верхняя (надрудная) толща, развитая в осевой части и на восточном крыле Гайской вулкано-купольной структуры, несогласно перекрывает эффузивно-пирокластические образования нижней толщи. Верхняя толща сложена глыбовыми и крупнообломочными шлаковыми туфоагломератами с подчиненным количеством туфов и лав плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфириров андезито-базальтового состава. Внешне эффузивно-пирокластические породы верхней толщи отличаются от пород нижней толщи более темной окраской. В основании верхней толщи установлен прерывистый горизонт слоистых зелено-серых, реже лиловых перестолженных туфов смешанного состава, состоящих из обломков кислых пород нижней толщи с примесью шлакового базальтоидного материала.

Эффузивно-пирокластические породы верхней толщи насыщены многочисленными дайками и силлами плагиоклазовых порфиров и габбро-диабазов. Последние, как и прорывающие их дайки мидалекаменных диабазов, значительно разобщены во времени от формирования пород вулканогенного комплекса и за пределами месторождения пересекают терригенные отложения улутауской свиты, с резким несогласием перекрывающие образования верхней (надрудной) толщи. Мощность верхней толщи превышает 1000 м.

Образования вулканогенного комплекса, слагающие Гайское месторождение, подверглись региональному зеленокаменному перерождению, проявившемуся в виде новообразований пренит-цумпелиитовой и хлорит-эпидотовой минеральных ассоциаций. В осевой части вулканической постройки, насыщенной жерловыми и субвулканическими породами, интенсивно проявились дорудные гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к образованию широкой зоны гидротермально измененных пород и прожилково-вкрапленных руд. В центральной части этой жерловой зоны исходные породы различаются с большим трудом, так как они часто нацело превращены в кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты. При удалении от центра зоны среди гидротермально измененных серицит-кварцевых пород появляются хлорит, затем карбонат, альбит и, наконец, эпидот.

Жерловая зона интенсивно измененных пород протягивается вдоль всей вулканокупольной структуры в субмеридиональном направлении и круто падает на восток. Ширина зоны по простиранию и падению варьирует от нескольких десятков метров до 500 м. Гидротермальным изменениям подверглись как породы жерловой и субвулканической фаций, так и вмещающие их вулканиты нижней (рудовмещающей) толщи. Гидротермально-метасоматические изменения в породах верхней (надрудной) толщи проявились слабо, кроме блоков, которые были глубоко опущены в процессе формирования вулканической постройки.

Внутреннее строение зоны гидротермально измененных пород сложное, что обусловлено различиями первоначальной тектонической нарушенности и неоднородностью исходных пород, а также интенсивной переработкой и перекристаллизацией дорудных метасоматитов в процессе гидротермально-метасоматических изменений, сопровождавших рудоотложение. В пределах зоны кроме более или менее однородных метасоматитов, развитых по субвулканическим липаритам и липарито-дацитам, отмечаются интенсивно рассланцованные зоны, сложенные преимущественно кварц-серицитовыми сланцами, зоны «будинированных» рассланцованных метасоматитов, в которых реликтовые обломки пирокластов как бы «облекаются» перекристаллизованным кварц-серицитовым цементом.

Охарактеризованная зона гидротермально измененных пород представляет собой единую крупную рудную зону, заключающую практически все промышленное оруденение Гайского месторождения. В контурах рудной зоны, по ее простиранию и падению, кулисообразно расположены многочисленные тела сплошных сульфидных руд, часто соединенные между собой зонами сульфидных вкрапленников, многие из которых имеют промышленное значение. Главными элементами этой рудной системы, изученной М. Бородаевской, В. Требухиным и другими (1973; Геологическое строение..., 1968), являются так называемая «Стержневая липза», расположенная в верхней части рудной зоны, и группа разобщенных рудных тел, прослеживающихся в виде цепочки по ее падению.

Всего на месторождении установлено свыше 50 рудных тел, подавляющее большинство из них слепые. Они отмечаются почти на всем протяжении рудной зоны, однако большая часть их концентрируется в ее северной части. На всем протяжении зоны рудные тела тяготеют к ее висячему боку (рис. 56). Простираание рудных тел близмеридиональное, падение крутое на восток; раз-

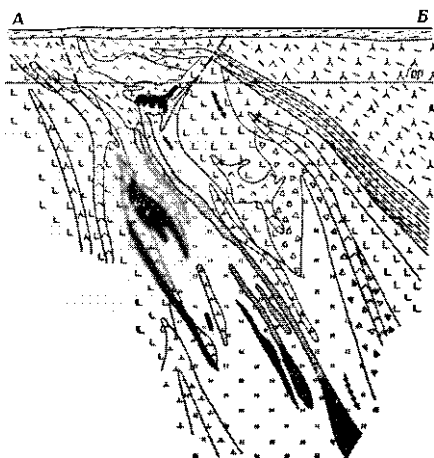
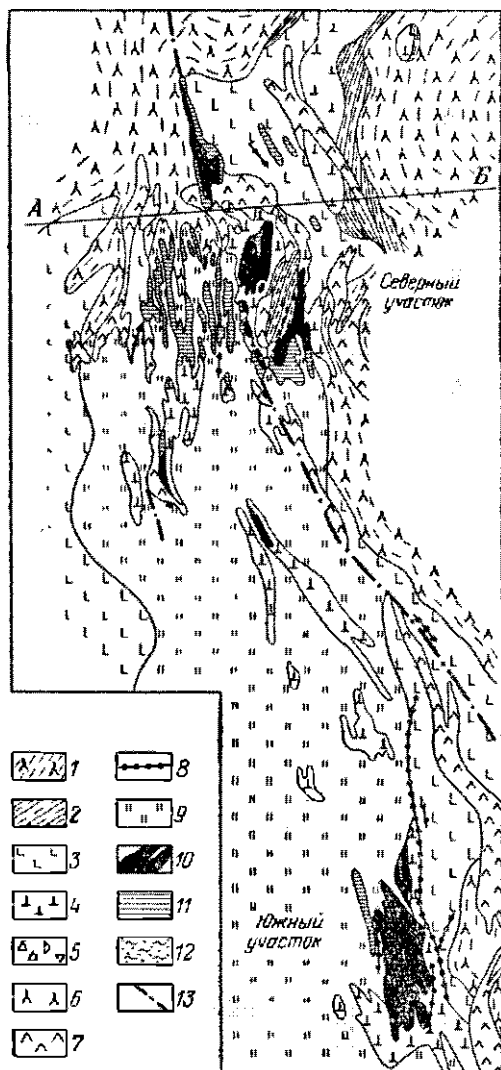


Рис. 57. Геологический разрез Северного участка Гайского месторождения. По материалам Гайского бурового участка и комбината.

Условные обозначения см. на рис. 56

Рис. 56. Геологический план одного из горизонтов Гайского месторождения. По материалам Гайского бурового участка и комбината.

1—2 — верхняя (надрудная) толща: 1 — лавы, туфы и агломераты плагиоклазовых и протоксен-плагиоклазовых диабазовых порфиров, 2 — слоистые перестроенные туфы смешанного состава; 3—5 — нижняя (рудовмещающая) толща: 3 — туфы, туфаггломераты и туфобрекчи смешанного липарито-дацитового и андезито-дацитового состава с подчиненными прослоями лав того же состава, 4 — субвулканические кварцевые липарито-дациты, частично жерловые порфирокластические итнимбриты и спекшиеся туфы липарито-дацитового состава, 5 — эксплозивные брекчи полимиктового состава; 6 — плагиоклазовые диабазовые порфиры; 7 — габбро-диабазы (сильны, дайки, тела неправильной формы); 8 — афировые миндалекаменные диабазы; 9 — кварц-серицитовые, серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты преимущественно по неравномернообломочным брекчиям липаритового состава, частично по субвулканическим и жерловым липаритовым и липарито-дацитовым порфирам; 10 — плотные колчеданные руды; 11 — вкрапленные руды; 12 — рыхлые песчано-глинистые мезо-кайнозойские отложения; 13 — разрывные нарушения

меры колеблются в широких пределах при мощности от первых метров до 100 м (а иногда и более).

Главное тело массивных и богатых руд («Стержневая линза») в поперечном сечении в верхней части имеет грибовидную форму с волнистой, сравнительно

пологой верхней поверхностью «шляпки» и весьма прихотливым ее нижним ограничением. От «шляпки» отходят «ножка» значительно более бедных прожилково-вкрапленных руд и многочисленные ее ответвления. «Ножка», в верхней части располагающаяся почти вертикально, с глубиной обычно приобретает восточное падение (рис. 57).

Тело сплошных руд имеет четкие контакты с вмещающими породами, в деталях повторяющие все неровности и изгибы перекрывающих пород. Прожилково-вкрапленные руды отходят от тела сплошных колчеданных руд, развиваясь снизу и сбоку от них (рис. 58), а также слагают самостоятельные рудные тела и апофизы, преимущественно ниже залежи богатых руд. Границы прожилково-вкрапленных руд со сплошными достаточно четкие, а с вмещающими породами неясные, расплывчатые, определяемые только по данным опробования. Гидротермально измененные породы, вмещающие тела прожилково-вкрапленных руд, также несут убогую, преимущественно пиритовую, сульфидную минерализацию.

Состав руд Гайского месторождения типичен для колчеданных месторождений Урала, хотя «Стержневая линза» характеризуется сравнительно более высокими содержаниями борнита, блеклых руд, теллуридов, барита, галенита и некоторых других минералов. Основные компоненты руд — медь, цинк, сера. Отношение $Cu : Zn$ близко к $2 : 1$. Из рассеянных элементов в заметных количествах в рудах отмечаются кадмий, селен, теллур и германий, из вредных примесей — мышьяк и фтор. Руды в зависимости от количества слагающих их сульфидов разделяются на сплошные, содержащие свыше 35% серы или 65% сульфидов, и прожилково-вкрапленные. Отношение сплошных и вкрапленных руд $2 : 1$. Сплошные руды, в свою очередь, по составу подразделяются на медно-цинковые и серноколчеданные, а прожилково-вкрапленные — на медные и медно-цинковые. Отношение медных, медно-цинковых и серноколчеданных руд соответствует $10 : 5 : 1$.

В рудах месторождения установлено свыше 20 гипогенных рудных минералов. Главные из них — пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда и борнит; в небольшом количестве присутствует галенит; из примесей установлены самородное золото и серебро, теллуриды свинца и серебра, арсенопирит, пирротин, марказит, мельниковит-пирит и др. Из нерудных наиболее широко распространены кварц, кальцит, барит, серицит, в меньшей мере хлорит, а также реликтовые минералы вмещающих пород.

Рудные тела, выходящие на поверхность, подверглись интенсивному окислению до глубины 10—40 м с образованием зон бурых железняков, кварц-ярозитовых и кварц-пиритовых сыпучек, вторичных сульфидов. Зона вторичных сульфидов развита неравномерно и распространяется в отдельных местах до глубины 100—120 м. Она отличается наличием сажистых руд с халькозином и ковеллином. Существенного обогащения медью в зоне вторичных сульфидов не происходит.

По соотношению горизонтальной линзы сплошных богатых руд и отходящих от нее к низу хвостов преимущественно прожилково-вкрапленных бедных руд, сосредоточенных в жерле вулканической постройки, представляется, что месторождение относится к комбинированному классу, в котором ее верхняя линза богатых руд принадлежит к вулканогенно-осадочным образованиям, отложенным на дне кальдерного озера, а отходящие от нее хвосты фиксируют каналы поступления рудообразующих веществ. Без существенного изменения минерального состава последние уходят на глубину свыше 1500 м и до конца не зафиксированы по падению.

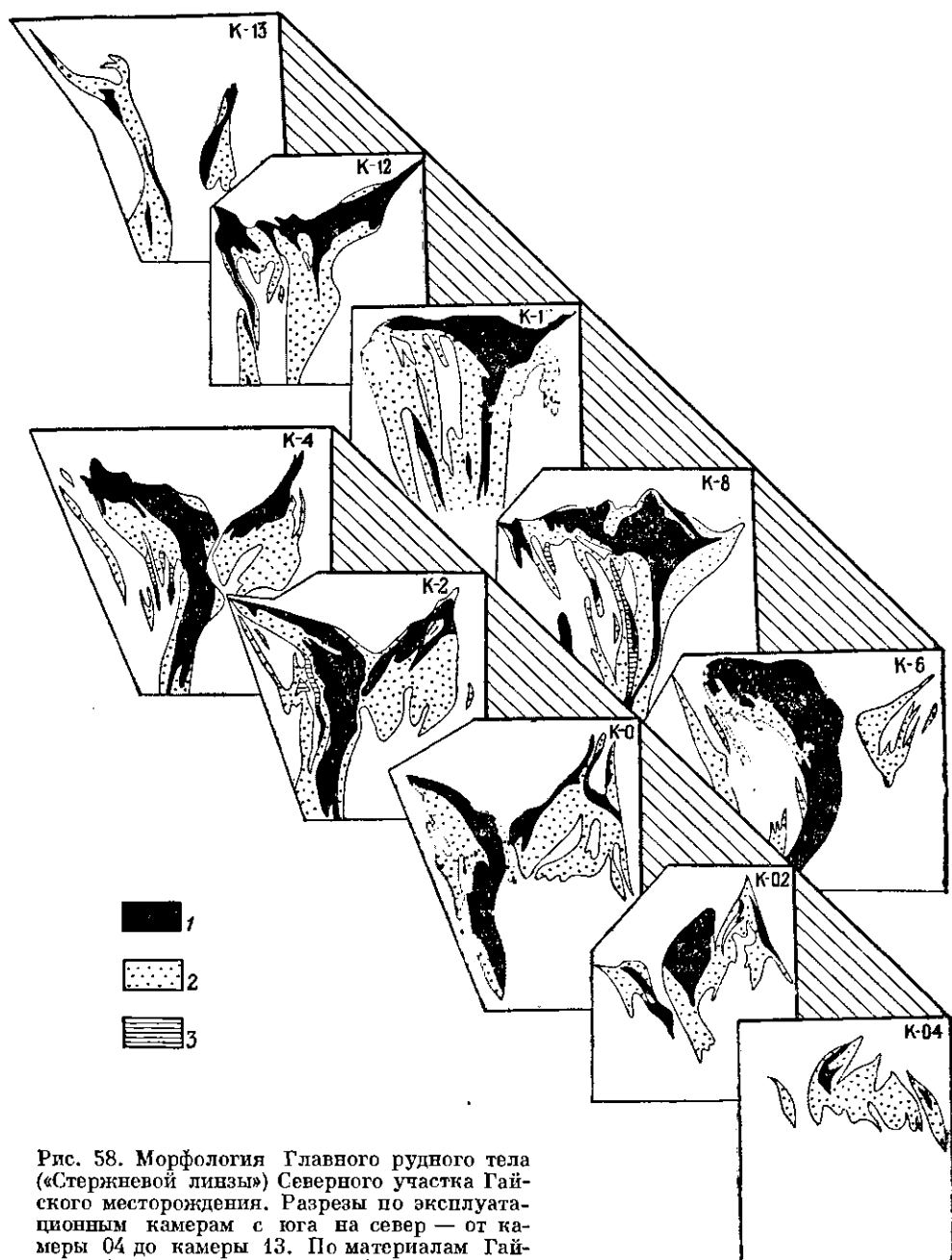


Рис. 58. Морфология Главного рудного тела («Стержневой линзы») Северного участка Гайского месторождения. Разрезы по эксплуатационным камерам с юга на север — от камеры 04 до камеры 13. По материалам Гайского бурового участка и комбината.

1 — сплошные медные и медно-цинковые богатые колчеданные руды; 2 — вкрапленные медные и медно-цинковые руды; 3 — сплошные серноколчеданные руды

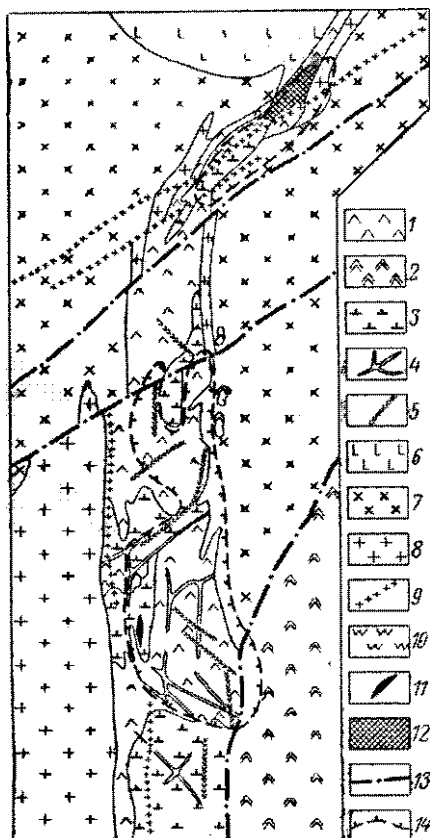
Месторождение им. 50 лет Октября

Месторождение расположено в южной части Учалинско-Тастыбутакской структурно-формационной зоны восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Район месторождения, по данным М. Бородаевской и др. (1970 г.), сложен основными эффузивами мугуджарской и мильяшинской свит среднего палеозоя, прорванными субвулканическими телами липарито-дацитового состава и гранитоидами Среднеорского массива. Существенно лавовые образования мугуджарской свиты повсеместно амфиболлизированы, а в пределах месторождения нередко превращены в антофиллит-биотит-кордиеритовые роговиковоподобные метасоматиты. Складчатые структуры в вулканической толще не поддаются расшифровке, но, судя по коренным обнажениям на р. Тастыбутак, залегание пород пологое, почти горизонтальное. Субвулканические тела липарито-дацитового состава имеют сложную прихотливую форму, различные размеры и располагаются в виде цепочки, простирающейся на несколько километров.

Среднеорский массив гранитоидов имеет сильно удлинненную в меридиональном направлении форму и прослеживается на протяжении свыше 10 км, при ширине до 3 км.

Рис. 59. Схематическая геологическая карта месторождения им. 50 лет Октября. По М. Вахрушеву.

1 — амфиболлизированные базальтоиды мугуджарской свиты; 2 — андезит-базальтовые порфириты и их туфы мильяшинской свиты; 3 — липариты и липарито-дациты субвулканические; 4 — дайки фельзитовых липаритов и липаритовых порфиритов; 5 — дайки диабазовых порфиритов и микродиоритов; 6 — габбро, габбро-диориты; 7 — гранодиориты; 8 — лейкократовые граниты; 9 — дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 10 — кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты; 11 — медноколчеданные руды; 12 — образования типа «железной шпильки»; 13 — разрывные нарушения; 14 — проекции обших контуров рудных залежей



Контакты массива с вулканогенными породами крутопадающие либо сложные, извилистые интрузивные, либо прямолинейные тектонические. В эндоконтакте массива часто отмечаются обычно удлиненные в меридиональном направлении ксенолиты базальтоидов различных размеров. Массив сложен интрузивными породами трех фаз: наиболее ранними габбро и габбро-диоритами (весьма ограниченно распространены), гранодиоритами и лейкократовыми гранитами.

Месторождение им. 50 лет Октября, по М. Вахрушеву (1973), располагается в зоне восточного контакта Среднеорского массива, в месте его изгиба, предположительно обусловленного сложным сочленением двух доинтрузивных зон разломов меридионального и северо-восточного направлений. Все известные на месторождении рудные тела залегают в пределах полосы вулканогенных пород мугуджарской свиты, которая прослеживается в меридиональном направлении. На севере эта полоса постепенно сужается и поворачивает на северо-восток, согласно с изгибом контакта Среднеорского массива. С востока она ограничена гранодиоритами, слагающими апофизу этого массива (рис. 59). В пределах

месторождения указанная полоса вмещает несколько субвулканических тел интенсивно измененных липарито-дацитов.

Для месторождения характерны многочисленные дайки различной формы, размеров и ориентировки. Наиболее древние из них завершали формирование вулканогенного комплекса пород. Это дайки фельзитовых липаритов и кварцевых липаритовых порфиров, а также секущие их дайки диабазовых порфиритов и микродиоритов. Со становлением Среднеорского массива гранитоидов связываются мелкие дайки аплитов. Наиболее поздние дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров секут все указанные ранее типы даек и субвулканические тела. Две из них, наиболее крупные дайки гранит-порфиров, фиксируют диагональные разломы в северной части месторождения.

Структура месторождения блоковая, обусловленная сложным сочетанием разновозрастных разрывных нарушений близмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее древние из них определяют положение и морфологию субвулканических тел липарито-дацитов. Резкие перегибы кровли этих тел, как и их тупые ограничения и расщепления, всегда приурочены к крутопадающим нарушениям. Следующий этап разрывных нарушений фиксируется дайками различных направлений, завершающими формирование вулканического комплекса.

Положение Среднеорского массива гранитоидов и форма его контактов определялись системой доинтрузивных разломов. Более поздние разрывы контролируют размещение и ориентировку послейнтрузивных даек. Наконец, наиболее поздние разрывные нарушения смещают все вулканогенные, интрузивные и дайковые образования. По одному из них, проходящему в юго-восточной части месторождения, срезана восточная апофиза гранитоидов, а блок андезито-базальтовых порфиритов и их туфов мильяпинской свиты опущен на 350—400 м.

На месторождении установлено несколько залежей, отличающихся размерами, морфологией и условиями залегания. Основные из них три — Северная, Центральная и Южная.

Северная залежь, как и дайкообразное тело липарито-дацитов, к которому она приурочена, имеет резко удлиненную в северо-восточном направлении линзообразную форму и крутое ($70-85^\circ$) падение на юго-восток; склонение залежи юго-западное под углами $70-75^\circ$ в северной части и $45-60^\circ$ в южной. Мощность залежи 10—80 м, в среднем 35 м (Милецкий, 1970). На флангах залежь расщепляется на несколько апофиз, сложенных как массивными, так и вкрашленными рудами. Внутри залежи отмечаются включения измененных липарито-дацитов.

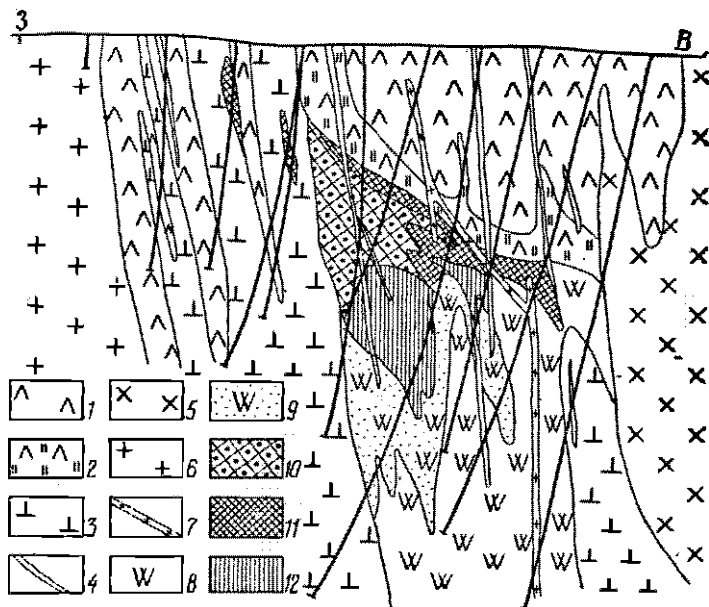
Центральная залежь приурочена к пологой крыше липарито-дацитов, расчлененной крутопадающими разломами. Она представляет собой пологое пластообразное тело, осложненное отходящими книзу крутопадающими апофизами. Мощность залежи 10—12 м.

Южная залежь располагается в верхней части субвулканического тела липарито-дацитов. Морфология ее сложная: кровля, как и в большинстве других колчеданных месторождений Урала, пологая, согласная с контактом измененных эффузивов, нижняя часть прихотливая, с многочисленными апофизами и раздувами (рис. 60). Мощность залежи в среднем 50 м, местами до 120 м. На ее западном фланге отмечается серия мелких линзо- и жиллообразных тел, имеющих крутое ($75-80^\circ$) падение на восток. Эти тела залегают либо внутри дайкообразных тел липарито-дацитов, либо на контакте последних с лентовидными пластинами разделяющих их базальтоидов, преобразованных в антофиллит-кордиеритовые и биотит-кордиеритовые роговики.

По составу руд месторождения им. 50 лет Октября отличаются от типичных колчеданных руд Урала пониженным содержанием цинка. Главные полезные компоненты — медь и сера, в качестве примесей присутствуют кобальт и никель (в соотношении 10 : 1), кадмий, селен, теллур, серебро, галлий, рений, а также цинк, свинец, мышьяк, молибден, висмут. Главные рудные минералы — шпирит, халькопирит и магнетит; второстепенные и редкие — сфалерит, арсенопирит, галенит, кубанит, линнеит, кобальтин, молибденит; из нерудных присутствуют кварц, хлорит и карбонаты, а также антофиллит, кордиерит, биотит, шпинель, эпидот, гранат и андалузит, не характерные для других

Рис. 60. Геологический разрез Южной залежи месторождения им. 50 лет Октября. По М. Вазрушеву.

1 — амфиболизированные базальтоиды мугоджарской свиты; 2 — то же, превращенные в антофиллит-биотит-кордиеритовые роговики; 3 — измененные липарито-дациты субвулканические; 4 — дайки измененных липаритовых порфиров; 5 — гранодиориты; 6 — лейкократовые граниты; 7 — дайки гранодиорит-порфиров; 8 — кварцевые и серпигит-кварцевые метасоматиты; 9 — то же, интенсивно пиритизированные; 10 — 12 — сплошные руды: 10 — халькопирит-пирит-пирротитовые, 11 — халькопирит-пиритовые, 12 — пиритовые (серноколчеданные)



колчеданных месторождений Урала. По количеству слагающих сульфидов руды подразделяются на сплошные (75%) и вкрапленные (25%).

Основные минеральные типы руд — халькопирит-пиритовый, халькопирит-пирротитовый и пиритовый (серноколчеданный). Стмечающиеся в виде небольших по размерам участков кварц-пиритовые, пирротитовые, халькопирит-магнетит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые разновидности руд самостоятельного значения не имеют. Все указанные типы руд находятся в сложном сочетании друг с другом и связаны постепенными переходами.

Руды весьма неоднородны по зернистости — от тонкозернистых до гигантозернистых, в которых размеры кристаллов пирита в поперечнике достигают 1—2 см, а иногда и более. Неоднородность руд обусловлена неоднократной интенсивной перекристаллизацией с перегруппировкой вещества в процессе метаморфизма — регионального и последующего контактового, связанного с внедрением гранитоидов Среднеорского массива. Это затушевывает первичные минеральные ассоциации и обуславливает широкое развитие разнообразных структур перекристаллизации и преобразования (распада твердых растворов, катакластических и др.). В сплошных рудах наиболее развиты однородная массивная и неоднородная пятнистая текстуры, реже встречаются порфировидная, брекчиевидная, полосчатая и пересечения. Для вкрапленных руд характерны вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры.

Четкой вертикальной минеральной зональности на месторождении не наблюдается. Тем не менее существенно медные халькопирит-пиритовые и халькопирит-пирротиновые руды располагаются преимущественно в верхней части рудной залежи, серноколчеданные (пиритовые) сплошные и вкрапленные — в нижней (см. рис. 60).

Вулканогенные породы, вмещающие оруденение, также подверглись неоднократному преобразованию в процессе регионального метаморфизма, рудоотложения и наложенного контактового метаморфизма. Для эффузивов основного состава весьма характерна амфиболизация, развитая в пределах всей рудовмещающей зоны. В меньшей мере проявилось скарнирование этих пород в виде отдельных прожилков, мелких линз и единичных вкраплений эпидота, андрадита, иногда пренита и магнетита. Специфической особенностью месторождения, по данным М. Вахрушева (1973), является наличие своеобразных роговиковоподобных метасоматических пород двух типов: 1) антофиллит-кордиеритовых и биотит-кордиеритовых, развивающихся по породам основного состава; 2) антофиллит-кварц-альбитовых, биотит-кварц-альбитовых и существенно кварцевых с серицитом, антофиллитом, андалузитом и шпинелью, развивающихся по субвулканическим липарито-дацитам.

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исключительно важны в промышленном отношении стратиформные медные месторождения, широко известные в литературе как месторождения медистых песчаников и сланцев. Их характерные черты: 1) крупные размеры, ставящие некоторые из них в разряд уникальных; 2) простая пластовая форма рудных тел, их значительная протяженность и обычно пологое залегание; 3) сравнительно высокие содержания и равномерное распределение полезных компонентов; 4) часто неглубокое залегание, позволяющее применять открытые системы разработки.

Гепезис стратиформных месторождений служит предметом оживленной, не прекращающейся уже много десятилетий дискуссии между сторонниками сингенетичного (осадочного) и эпигенетичного (гидротермального) их происхождения. Каждая из групп геологов приводит большое количество доказательств правоты своей точки зрения и, пожалуй, еще больше указаний на ошибочность выводов своих «противников».

Н. Страхов, В. Попов, В. Домараев, Л. Наркелюк, И. Дружинин, Ю. Богданов и другие в качестве доказательств сингенетичной природы этих месторождений считают их следующие особенности: 1) четкий стратиграфический контроль положения рудных тел; 2) приуроченность их к определенным фациальным комплексам (прибрежно-морским, дельтовым отложениям); 3) широкое площадное распространение руд; 4) равномерное распределение полезных компонентов в рудных телах; 5) отсутствие связи оруденения с магматическими породами и рудоконтролирующими разломами; 6) повышенные содержания органического вещества в рудоносных горизонтах.

К. Сатпаев, С. Сейфуллин, Ш. Есенов, Ф. Вольфсон и другие считают эти месторождения гидротермальными на основании иных факторов: 1) приуроченности к глубинным разломам (обеспечивающим связь с магматическими очагами), хотя минерализация таких разломов в пределах месторождений не установлена; 2) наличия признаков структурного контроля оруденения; 3) присутствия типичных гидротермальных минералов и отмечающейся иногда

стадийности в их отложении; 4) признаков околорудных изменений вмещающих пород.

В последнее время появилась новая точка зрения, объединяющая в длительном развитии стратиформных месторождений этапы первичного сингенетического отложения рудообразующего вещества с их последующим эпигенетическим преобразованием (Смирнов, 1970). Прямым следствием разноречивости представлений о генезисе рассматриваемых месторождений является и то, что авторы настоящей главы были вынуждены идти по пути выделения более общих, но зато менее спорных критериев локализации этих месторождений и их характерных черт.

Рудоносные толщи, заключающие месторождения медистых песчаников и сланцев, занимают в крупном плане достаточно определенное тектоническое положение. Они залегают в зонах смены орогенных (модассовых) комплексов геосинклиналей толщами оснований платформенных чехлов.

Анализируя распределение известных месторождений во времени, можно выделить два максимума их образования — протерозойский и средне-верхне-палеозойский. Именно в эти отрезки времени происходит и стабилизация крупных участков земной коры — образование «древних» и эпигерцинских платформ. Представителями первой возрастной группы являются Удоканское (СССР), месторождения Медного пояса Замбии и Республики Заир (Муфулира, Нчанга, Люаншиа, Камбове, Комото и др.), второй — Джезказганское (СССР), Мансфельд (ГДР), Предсудетская моноклинали (ПНР).

Все известные в настоящее время промышленные объекты расположены в пределах платформ, развивающихся по «алданскому варианту» (Е. Павловский, М. Марков, 1964 г.). В пределах этих структур, в краевых, а также во внутренних частях протоплатформ архейско-протерозойского этапа развиваются прогибы, близкие по особенностям к геосинклиналям неогей (протогеосинклиналям). Известные месторождения локализуются в краевых зонах этих прогибов. Платформы, развивающиеся по «канадско-украинскому варианту», ставшие стабильными сразу после окончания нуклеарной стадии, менее благоприятны для образования стратиформных месторождений меди. Также мало-перспективными представляются структуры типа краевых прогибов платформ и межгорных впадин. В их пределах размещается довольно значительное число проявлений медистых песчаников, но промышленные скопления руд неизвестны.

Существует несколько вариантов разделения стратиформных месторождений меди. Наиболее конструктивной и подтвержденной фактическим материалом представляется схема, предусматривающая выделение двух основных групп: медистых сланцев и медистых песчаников (Богданов, Кутырев, 1970). К третьей группе, выделенной этими исследователями, относятся метаморфизованные месторождения, которые могут рассматриваться в качестве метаморфизованных аналогов представителей первых двух групп.

Месторождения медистых сланцев более характерны для базальных горизонтов толщ, образующих чехлы платформ, и представляют собой очень крупные, но немногочисленные пласто- и плащеобразные залежи в пестроцветных мелко-водно-морских и прибрежно-морских образованиях: полимиктовых и олиго-миктовых песчаниках, алевролитах, мергелях и известняках. Размеры залежей часто измеряются многими километрами. Мощности рудных пластов обычно невелики и колеблются в пределах 0,3—5 м.

Месторождения медистых песчаников располагаются в геосинклинальных областях, в краевых частях крупных наложенных мульд и синклиналей.

Вмещающие их породы относятся к пестроцветным прибрежно-морским, лагунным и дельтовым фациям и представлены обычно более грубозернистыми, чем в первой группе, разностями (гравелитами, песчаниками, конгломератами, алевролитами). Присутствие карбонатов в цементе пород и в виде отдельных прослоев известняков является типичной чертой и этих отложений. Для месторождений медистых песчаников характерно многоярусное расположение пластовых, линзо- и лентообразных рудных тел. Часто наблюдается смещение рудных тел в определенном направлении при движении вверх по разрезу рудовмещающей толщи. Размеры рудных тел более скромные, чем в месторождениях медистых сланцев, однако по сравнению с другими типами месторождений меди достаточно крупные. Длина и ширина их измеряются сотнями метров и первыми километрами, а мощности колеблются от единиц до нескольких десятков метров.

Общим для месторождений медистых песчаников и сланцев является и характер границ рудных тел: промышленные руды постепенно, хотя и на небольших расстояниях, сменяются забалансовыми, а последние переходят в слабо минерализованные породы. Также практически идентичен состав руд. Основными минералами — носителями меди (главного промышленного компонента) служат халькозин, борнит и халькопирит, в подчиненных количествах встречаются блеклые руды, ковеллин, самородная медь. Попутные компоненты на многих месторождениях — свинец и цинк, представленные галенитом и сфалеритом. В качестве примесей, извлекаемых из руд, присутствуют серебро и ряд редких и рассеянных элементов. В рудах Замбии и Республики Заир в промышленных количествах присутствуют кобальт и уран.

Для многих месторождений характерно наличие минеральной зональности, проявляющейся как по простиранию и падению рудных залежей, так и по их мощности. В месторождениях медистых сланцев эта зональность заключается в смене собственно медных руд медно-свинцовыми, а затем медно-цинковыми. Зональность отложения минералов происходит в направлении: халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Аналогичные изменения наблюдаются и при движении по мощности пласта. Для медистых песчаников более характерен иной тип зональности: в латеральном направлении минералы располагаются в порядке, указанном выше, а по мощности (снизу вверх) — в обратном (Богданов, Кутырев, 1970).

Представители группы метаморфизованных месторождений (Удокап в СССР, месторождения Медного пояса Замбии) отличаются от описанных выше только степенью преобразования пород, соответствующей обычно фации зеленых сланцев, в общем типичной для образований этого возраста. В ходе метаморфических изменений происходит регенерация сульфидов и развитие разнообразных структур преобразования (интерстиционных, графических и др.). При этом в многочисленных зонах дробления развиваются рудные брекчии, часто сопровождающиеся участками прожилково-вкрапленных руд.

Джезказганское месторождение

Джезказганское месторождение расположено в юго-западной части Центрального Казахстана. Началом геологического изучения месторождения можно считать 1908 г., когда А. Козыревым, а в 1910 г. английским исследователем С. Боллом были составлены карты месторождения и даны описания его строения. Характерно, что эти исследователи считали руды Джезказгана эпигенетическими, а работавшие примерно в то же время П. Гарвей и А. Краснополь-

ский — сингенетичными. Таким образом, уже тогда были заложены основы спора о генезисе джезказганских руд, не прекращающегося и сейчас.

Планомерное изучение месторождения начинается с конца 20-х годов и связано с именем К. Сатпаева (1967), который на протяжении всей жизни уделял большое внимание проблемам геологии этого месторождения.

Джезказганская группа медных месторождений (Джезказган, Итауз, Сарыоба и др.) расположена в северной части Джезказган-Сарыусуйской мульды, представляющей собой герцинскую структуру, наложенную на раннекаледонское складчатое основание. Разрез пород, слагающих мульду, начинается нижнедевонскими отложениями — вулканогенными породами различного состава, переслаивающимися с красноцветными песчаниками. Выше залегают только терригенные и карбонатные отложения: красноцветные песчаники и конгломераты среднего девона, окремненные известняки, песчаники и мергели нижнего карбона. Суммарная мощность этих отложений 1500 м. На них согласно залегает продуктивная джезказганская свита средне-верхнекаменноугольного возраста мощностью около 700 м. Разрез ее представлен ритмично чередующимися сероцветными и красноцветными песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями конгломератов. Джезказганская свита перекрывается малиново-красными песчаниками, аргиллитами, известняками и мергелями нижнепермского возраста. Палеозойские отложения местами перекрыты чехлом нестроцветных слабо сцементированных песчаников, глин, песков и галечников палеогена и неогена.

Внутреннее строение Джезказган-Сарыусуйской мульды характеризуется наличием брахиформных структур второго порядка: широких синклинальных складок, чередующихся с пологими антиклиналями и куполами, крылья которых часто осложнены флексурными перегибами. На участках резких перегибов пластов возникают разрывные нарушения типа сбросов, надвигов и т. п. Геофизическими исследованиями установлено наличие ряда глубинных разломов субмеридионального и субширотного направлений, сочленяющихся непосредственно к югу от Джезказгана.

В северной части Джезказган-Сарыусуйской мульды выделяются две антиклинали второго порядка: Жанайская и Кенгирская, разделенные Джезказганской синклиналью. В области периклинальных окончаний этих антиклиналей и расположено Джезказганское рудное поле (рис. 61). В пределах его выделяется ряд складчатых структур третьего порядка, так называемых куполов (Покровский, Крестовский, Никольско-Анненский и Акчийский), разделенных небольшими пологими синклиналиями и в свою очередь осложненных структурами более высоких порядков. Положительные структуры второго порядка представляют собой удлиненные в северо-восточном направлении складки сундучного типа. В сводовых их частях, имеющих ширину от 900 до 1300 м, породы залегают практически горизонтально, в крыльях углы падения увеличиваются до 8—25°. Крылья складок часто осложнены флексурными перегибами с увеличением углов падения пород до 50°, а также разрывными нарушениями, амплитуды смещения по которым достигают 10—30, а местами даже 80 м. В образовании складок участвуют все породы рудного поля. Интенсивность дислокаций с глубиной постепенно затухает.

Продуктивная джезказганская свита в пределах рудного поля состоит из 51 ритмично чередующегося пласта сероцветных и красноцветных песчаников, алевролитов и конгломератов. Отношение сероцветных и красноцветных разностей пород примерно равно 1 : 1. По составу одноименные разности различных окрашенных пород практически неразличимы. Окраска их определяется

валентным состоянием железа, входящего в состав цемента и некоторых породообразующих минералов. Мощности пластов без видимой закономерности колеблются в довольно широких пределах: сероцветных от 7 до 42 м, а красноцветных от 2 до 28 м. Среди красноцветов количественно преобладают алевролиты, а среди сероцветов — песчаники. Последние представляют собой плотные однородные мелко-, средне- и крупнозернистые породы серой и зеленовато-серой окраски. Остроугольные обломки размером 0,25—0,6, реже до 1 мм состоят главным образом из кварца и полевых шпатов; цемент кремнисто-карбонатный.

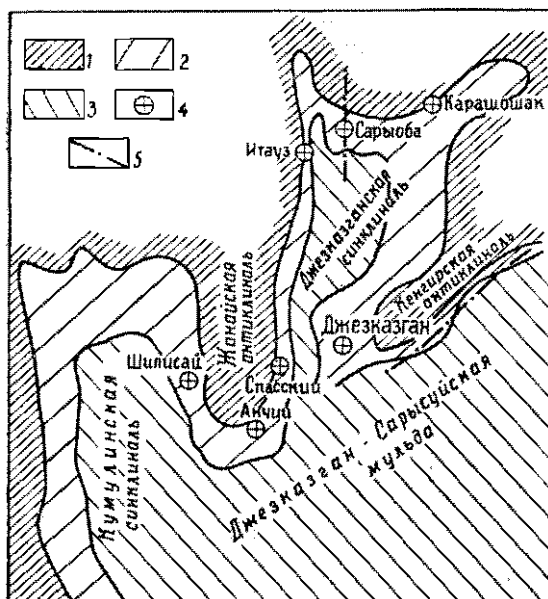


Рис. 61. Структурная схема Джезказганского района. По Б. Журбицкому.

1 — нижнекаменноугольные отложения; 2 — продуктивная джезказганская свита; 3 — пермские отложения; 4 — месторождения и рудопроявления медистых песчаников; 5 — разрывные нарушения

Иногда в песчаниках отмечаются отпечатки каламитов и остатки углефицированного растительного детрита.

Оруденелые разности песчаников благодаря присутствию значительного количества сульфидов имеют темно-серую окраску и металлический отблеск. Для серых песчаников характерна четкая параллельная слоистость, часто подчеркиваемая наличием пропластков и линз красноцветных разностей. Нижние границы пластов обычно четкие, местами с размывами. В кровле их часто наблюдаются постепенные переходы к вышележащим слоям. Красноцветные разности песчаников отличаются лишь несколько меньшими размерами кластических зерен (0,1—0,5 мм) и глинисто-карбонатным составом цемента. Более характерны для них косослоистые текстуры.

Алевролиты — плотные зеленовато-серые породы с раковистым изломом — представляют собой тонкозернистый (0,01 мм) агрегат глинистых минералов с небольшой примесью карбонатного материала и редких зерен полевого шпата, кварца, иногда слюды. Красноцветные алевролиты, составляющие основную массу безрудных пластов, ничем, кроме окраски, от сероцветных не отличаются.

Грубообломочные породы — конгломераты — подразделяются на два типа: внутриформационные и межформационные. Первые встречаются по всему

разрезу свиты, они слагают пласты мощностью 0,8—2 м, иногда замещают по простиранию песчаники, реже алевролиты. Мелкая (0,5—1, редко до 5 см) галька в них представлена исключительно обломками местных пород. Цемент породы — сероцветные песчаники, аналогичные охарактеризованным. Межформационные так называемые раймундовские конгломераты резко отличаются составом гальки, представленной главным образом породами, не свойственными джезказганской свите: жильным кварцем, гранитами, кварцитами, кремненными известняками. Галька угловатая, но встречается и хорошо окатанная, размеры ее колеблются от 0,5 до 10 см. Эти породы образуют три слоя мощностью 0,5—5 м, локализуясь в средней части свиты.

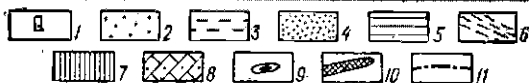
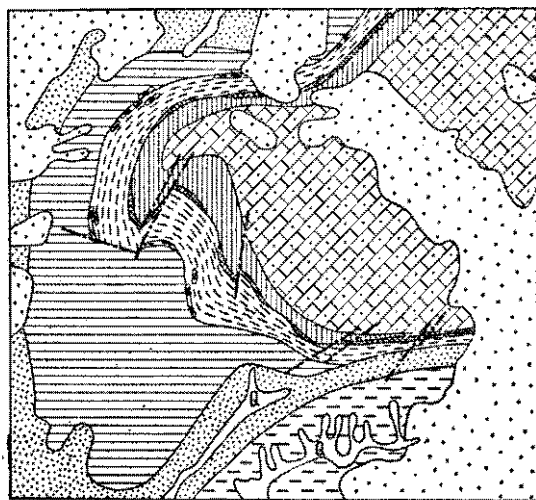
В разрезе джезказганской свиты Т. Едресовым, Ш. Есеновым и др. (Сравнительные данные..., 1969) выделяются три подсвиты; нижняя, средняя и верхняя (рис. 62). Нижняя подсвита отличается наиболее кремнистым составом цемента песчаников, в кровле ее залегает маркирующий пласт окремненных известняков мощностью 1,5 м; мощность подсвиты 230 м. Средняя подсвита выделяется по присутствию в ней слоев «раймундовских» конгломератов; мощность подсвиты 200 м. Для верхней подсвиты, связанной со средней постепенными переходами, характерно присутствие в цементе песчаников большого количества карбонатного материала; мощность подсвиты 215 м.

Руды Джезказганского месторождения локализуются исключительно в сероцветных породах, независимо от их литологического состава. Содержания меди, свинца и цинка в сероцветных породах в среднем в 4—5 раз более высокие, чем в красноцветных. Промышленное оруденение на месторождении распространяется до глубины порядка 600 м, гипсометрически ниже отмечается лишь убогая сульфидная минерализация.

Общее количество оруденелых слоев сероцветных пород на месторождении равно 26, но промышленное оруденение несут только 19 из них. Эти слои объединены в девять рудоносных горизонтов, каждый из которых содержит несколько (до пяти) прослоев рудоносных пород, отделенных друг от друга безрудными красноцветными слоями (рис. 63). Нижняя подсвита содержит два рудоносных горизонта — таскудукский и златоустовский, средняя — четыре: покровский, нижний, средний и верхний раймундовские; три горизонта — крестовский, акчийский и аннепский — локализованы в верхней подсвите. Рудные тела, приуроченные к одному стратиграфическому горизонту и расположенные сравнительно недалеко друг от друга, в плане группируются в залежи. Каждая из них объединяет несколько (от 2 до 30) рудных тел. Всего на месторождении в настоящее время насчитывается более 300 рудных тел, а число залежей превышает 100.

Залежи в контурах минерализованных зон обычно имеют в плане сравнительно простую, несколько удлиненную овальную форму. В верхней подсвите они ориентированы длинной осью в северо-восточном направлении и протягиваются почти непрерывной широкой (около 1 км) полосой от восточного крыла Жанайской к замковой части Кенгирской антиклинали. Залежи средней подсвиты имеют несколько иную ориентировку. Сравнительно узкая (0,4 км) полоса их распространения опоясывает периклинальную часть Кенгирской антиклинали и сечет почти под прямым углом складчатые структуры рудного поля и сопряженные с ними разрывные нарушения (Геометризация как важный метод..., 1971). В нижней подсвите рудные залежи ориентированы преимущественно в северо-западном направлении.

Рудные тела Джезказганского месторождения имеют пластовую форму и залегают согласно со слоистостью вмещающих пород. В плане они иногда



3C3



3C3

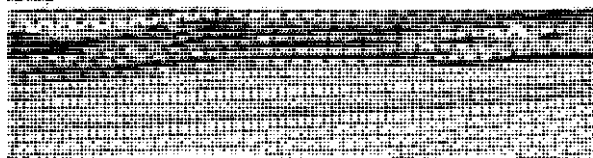


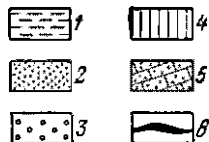
Рис. 62. Схематическая геологическая карта Джезказганского месторождения. По К. Сатпаеву, Б. Журбицкому и др.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — пески, галечники, песчаники неогена; 3 — песчаники и глины палеогена; 4 — песчаники, аргиллиты, известняки, мергели перми; 5—7 — переслаивание красноцветных песчаников, алевролитов, конгломератов джезказганской свиты: 5 — верхняя подсвита, 6 — средняя подсвита, 7 — нижняя подсвита; 8 — известняки, мергели, песчаники нижнего карбона; 9 — «раймундовские» конгломераты; 10 — горизонт окремненных известняков; 11 — разрывные нарушения

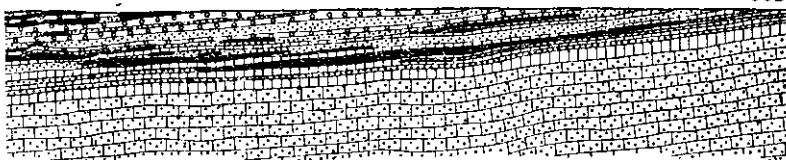
Рис. 63. Схематические геологические разрезы Джезказганского месторождения. По материалам Джезказганской ГРЭ.

1 — пермские красноцветные отложения; 2—4 — джезказганская свита (C_2-s): 2 — рудоносные слои сероцветных песчаников, алевролитов и конгломератов, 3 — верхний отдел, 4 — нижний отдел; 5 — известняки, мергели нижнего карбона; 6 — рудные залежи

ВЮВ



ССВ



изометричные, но чаще всего удлиненные, с отношением длины к ширине до 5 : 1. В верхних горизонтах свиты встречаются лентообразные рудные тела, длина которых достигает нескольких километров, при ширине всего 50—100 м (Сравнительные данные..., 1969; Джезказганское месторождение, 1967). По размерам площади (в плане) рудные тела условно могут быть разделены на три группы: крупные, средние и мелкие. Длина и ширина крупных измеряются первыми километрами, мелких — сотнями метров, размеры средних имеют промежуточные значения. Мощности рудных тел 0,5—20 м. Длинные оси крупных рудных тел, как и у залежей, в верхней подсвите ориентированы главным образом в северо-восточном направлении. В средней подсвите их направление постепенно изменяется от северо-западного в южной части месторождения до северо-восточного в северной (Геометризация как важный метод..., 1974). В нижней подсвите рудные тела, как и залежи, имеют северо-западную ориентировку.

Рудные тела четких геологических границ не имеют, контуры их определяются опробованием. По простиранию промышленные руды постепенно, но на сравнительно небольших расстояниях сменяются забалансовыми, а затем слабо минерализованными породами. Распределение полезных компонентов внутри крупных рудных тел равномерное, выдержанное на больших площадях, однако почти повсеместно наблюдается чередование участков с более высоким и более низким содержанием меди. Местами в блоках промышленных руд встречаются «окна», сложенные забалансовыми рудами и слабооруденными породами.

Наиболее богатые части рудных тел приурочены преимущественно к сводам и крыльям антиклинальных структур, а также осложняющим их флексурам. Обычно здесь же наблюдаются и максимальные мощности рудных тел. Так, по данным Ш. Есенова и др. (Геометризация как важный метод..., 1974), 40% суммарных запасов 11 рудных залежей сконцентрировано в сводовых частях куполов, около 35% — в крыльях и флексурах и только 25% — в синклиналиях.

Руды Джезказганского месторождения комплексные: главный полезный компонент — медь, существенное значение имеют также свинец и цинк, а из примесей — серебро и рений; в незначительных количествах присутствуют мышьяк, кадмий, висмут, кобальт, ртуть, золото, никель и молибден.

Минеральный состав руд сравнительно прост. Основная масса меди сконцентрирована в трех широко распространенных минералах — халькопирите, борните и халькозине. На месторождении наблюдается четкая вертикальная зональность в распределении этих минералов. В верхних горизонтах месторождения главную роль играет халькопирит, глубже преобладает борнит, и наконец, в самых нижних горизонтах — халькозин. Для нижних горизонтов также характерны повышенные содержания свинца и цинка. Аналогичная последовательность смены медных минералов наблюдается и в отдельных рудных телах; в центральных их частях преобладает халькозин. По мере движения к периферии он сменяется борнитом, а последний, в свою очередь, халькопиритом. Для краевых частей рудных тел характерно увеличение содержания свинца и цинка.

Свинцовая минерализация представлена галенитом, а цинковая — сфалеритом (преимущественно клейофаном). Серебро присутствует в рудах в виде самостоятельных минералов (в том числе и самородное серебро) или же входит в виде изоморфной примеси в решетки сульфидов. Серебронность возрастает в следующем ряду минералов: галенит — халькопирит — борнит — халькозин.

Рений связан с сульфидами меди; максимальные его содержания установлены в борните. На месторождении открыт новый, собственно ренийвый минерал — джезказганит. Из минералов-примесей в рудах установлены также пирит, марказит, арсенопирит, бетехтинит, арсениды меди и кобальта, блеклые руды.

Наиболее широко распространены на месторождении вкрапленные руды. Рудные минералы замещают цемент песчаников и конгломератов, реже зерна полевых шпатов и даже кварца. Текстуры руд часто полосчатые, определяемые особенностями вмещающих пород. В слабооруденелых породах рудные минералы концентрируются преимущественно в наиболее крупнозернистых слоях. В богатых разностях, когда рудные минералы составляют значительную часть от объема пород, текстура руд приближается к массивной. Однако даже при этом можно установить первичную полосчатость в расположении рудных минералов. В конгломератах оруденение концентрируется главным образом в цементе, гальки же обычно остаются неоруденелыми.

Помимо вкрапленных и полосчатых руд на месторождении отмечается жильный тип минерализации, довольно широко распространенный, но имеющий весьма небольшое практическое значение. Руды этого типа приурочены к трещинам и зонам дробления, большей частью внутрипластовым, но иногда секущим как сероцветные, так и красноцветные породы. Минеральный состав жильных руд, в общем, тот же, что и полосчатых и вкрапленных разностей. Однако в отдельных забоях часто наблюдаются различия сульфидов меди в жилах и вмещающих их вкрапленных рудах (рассекание жилами галенита медных вкрапленных руд, различный минеральный состав разновозрастных прожилков). Нерудные минералы жил представлены кварцем, баритом и кальцитом. Этим рудам свойственны массивные, гнездовые и брекчиевидные текстуры (Джезказганское месторождение, 1967).

По составу среди руд выделяются: 1) медные, 2) комплексные (медно-цинковые, медно-свинцово-цинковые и медно-свинцовые); 3) цинковые и свинцово-цинковые; 4) свинцовые. Основную ценность месторождения представляют медные руды. Они в свою очередь подразделяются на сульфидные, смешанные и окисленные. Окисленные и смешанные руды составляют менее 2% от общего количества.

Комплексные (полиметаллические) и свинцовые руды имеют самостоятельное значение на месторождении. Они слагают небольшие по размерам независимые тела и локальные участки преимущественно в периферийных частях медно-рудных залежей.

С поверхности все рудные тела затронуты окислением. Для некоторых из них характерны три обычные подзоны: окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Резкого изменения содержания меди в зоне окисления не происходит, что обусловлено, по-видимому, присутствием в цементе рудоносных песчаников большого количества карбонатного материала, являющегося хорошим осадителем меди из растворов. Общая мощность подзон окисления и выщелачивания обычно 8—12 м. На участках, примыкающих к зонам разрывных нарушений, окисленные минералы распространяются на значительно большую глубину. Нижняя граница подзоны вторичного сульфидного обогащения располагается на глубинах 10—70 м от поверхности.

Рудные минералы в зоне окисления представлены гидроокислами железа и марганца, самородной медью, купритом, малахитом, азуритом, брошантитом, элитом, хризокolloй. В подзоне вторичного сульфидного обогащения отмечаются также ковеллин, вторичные халькозин и борнит.

Удоканское месторождение

Месторождение находится в северо-восточной части Олекмо-Витимской горной страны в хребте Удокан. Оно располагается в центральной части Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны, которая входит в состав внешнего пояса байкалит и представляет собой «грубный синклиниорий, вытянутый в субширотном направлении и плавно огибающий с юга выступы архейского фундамента Чарской глыбы (Л. Салоп, 1967 г.).

Синклиниорий сложен метаморфизованными терригенными отложениями удоканской серии нижнего протерозоя, прорванными интрузивными образованиями различного состава. Мощность отложений удоканской серии около 10 км; различными исследователями в ее составе выделяется от 8 до 12 свит. В строении месторождения принимают непосредственное участие только две, самые верхние свиты — сакуканская, включающая горизонты медистых песчаников, и перекрывающая ее намингинская. Проявления медистых песчаников известны в районе и в отложениях других свит.

Удоканское месторождение приурочено к Намингинской брахисинклинали, расположенной в осевой части Кодаро-Удоканской зоны (рис. 64). Ядро складки сложено метаморфизованными терригенными образованиями намингинской свиты, а крылья — породами сакуканской свиты. В плане брахисинклинали образует неправильный эллипс размером 10×15 км, вытянутый в запад-северо-западном направлении. Породы северного, восточного и западного крыльев падают к центру структуры под углами от $10-12^\circ$ до $35-40^\circ$. Южное крыло складки имеет более сложное строение. В его западной части породы залегают нормально и падают на север под углами $25-30^\circ$, а в средней и восточной частях имеют опрокинутое залегание и круто (под углами $45-50^\circ$) падают на юго-юго-запад. На глубине залегание пород становится вертикальным, а затем их опрокинутое южное падение сменяется на нормальное северное. В центральной части складки породы залегают почти горизонтально, максимальная амплитуда ее прогиба достигает 1,5 км.

Залегание пород на крыльях брахисинклинали осложнено небольшими складками более высокого порядка, мелкими флексурными перегибами, послойными и секущими зонами дробления, взбросами и взбросо-сдвигами с амплитудой перемещения от 0,1 до 15 м, сопровождающими зонами интенсивно трещиноватых пород различной ширины. Отмечаются также более крупные взбросо-сдвиги, которые фиксируются дайками различного состава. По одному из таких нарушений, к которому приурочена мощная дайка габбро-диабазов, в южном крыле складки амплитуда перемещения достигает 1500 м. Послойные и секущие зоны дробления имеют мощность от 5 до 25 см и встречаются в разрезе через каждые 30—70 м; они прослеживаются на сотни метров, реже до 2—3 км. Широко распространенные трещины скалывания и отрыва иногда выполнены кварцем и кальцитом, а в случае пересечения ими меденосных отложений — также и сульфидами меди — борнитом, халькопиритом и халькозинном.

Северо-восточнее Намингинской брахисинклинали отложения удоканской серии прорваны крупным массивом гранитоидов чуйско-кодарского комплекса (нижний протерозой), южнее — Чинейским габброидным массивом каларского комплекса (протерозой?) (Л. Салоп, 1967 г.). В пределах самой брахисинклинали широко распространены дайковые образования, связываемые с различными интрузивными комплексами. Среди них наиболее широко проявлены дайки габбро-диабазов каларского комплекса.

Удоканское месторождение занимает большую часть Намингинской брахисинклинали. Породы на его площади, очерчиваемой выходами пород меденосной сакуканской свиты, подразделяются Э. Гринталем и Л. Наркелюном (1964), В. Чететкиным и другими исследователями на три подсвиты — нижнюю, среднюю и верхнюю. Меденосные горизонты месторождения располагаются в средней части верхнесакуканской подсвиты. Мощность подсвиты около 650 м.

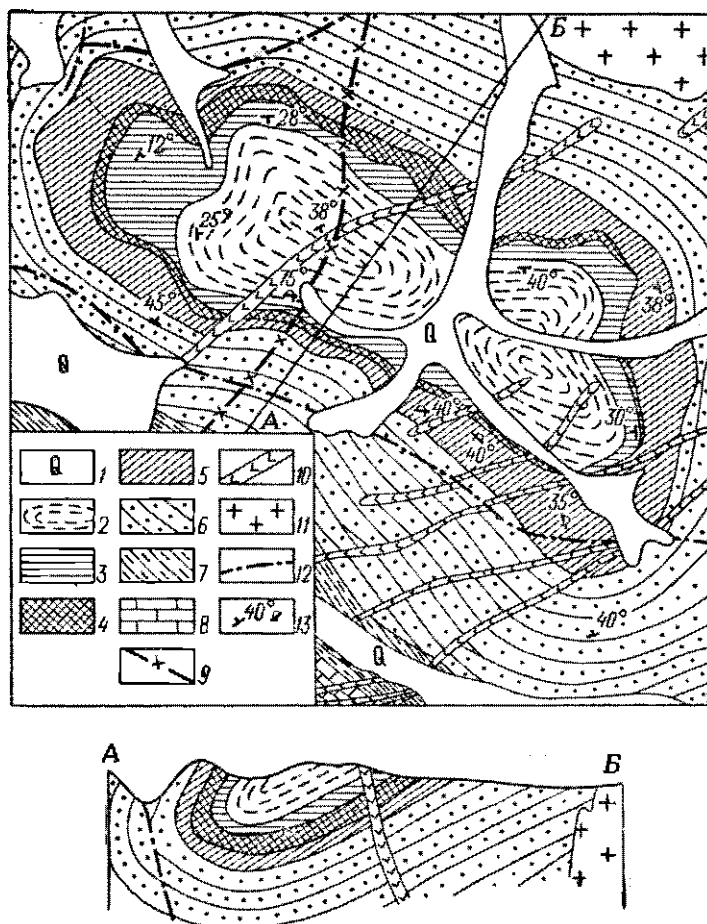


Рис. 64. Схема геологического строения Удоканского месторождения. По Э. Гринталю, В. Чететкину и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — намингинская свита — алевролиты, песчаники, аргиллиты; 3 — 5 — верхняя подсвита сакуканской свиты: 3 — надрудная пачка — известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты, 4 — рудная пачка — известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты, 5 — подрудная пачка — кварцитовидные и известковистые песчаники, алевролиты, конгломерато-брекчии; 6 — средняя подсвита сакуканской свиты — магнетитсодержащие песчаники, гравелиты; 7 — нижняя подсвита сакуканской свиты — песчаники, филлитовидные сланцы, гравелиты, конгломерато-брекчии; 8 — бутунская свита — известняки, алевролиты, известковистые песчаники; 9 — дайки граносиенит-порфиров; 10 — дайки габбро-диабазов; 11 — граниты чуйско-кодарского комплекса; 12 — разрывные нарушения; 13 — элементы залегания

В пределах месторождения верхнесакуканская подсвита, в свою очередь, подразделяется на три пачки — подрудную, рудную и надрудную.

Подрудная пачка мощностью около 250 м сложена серыми и розовато-серыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с серицит-кварцевым и кальцитовым цементом. Характерная черта подрудной пачки — наличие многочисленных, встречающихся в разрезе через каждые 1—5 м, линзовидных слоев косослоистых известковистых песчаников мощностью от 0,05 до 1,5 м. Весьма убогая вкрапленность сульфидов меди, наблюдаемая в породах пачки, представляет лишь минералогический интерес.

Рудная пачка отличается более сложным строением, большим разнообразием типов пород и обильной вкрапленностью сульфидов меди. В строении

пачки принимают участие аргиллиты, алевролиты, алевролитистые песчаники, песчанистые известняки и конгломерато-брекчии с весьма сложными взаимопереходами как по простиранию, так и по разрезу. В отдельных разрезах отмечаются ритмически повторяющиеся чередования слоев (снизу вверх): конгломерато-брекчии — песчаники — алевролиты. Свыше 90% мощности рудной пачки составляют песчаники, глинистые породы занимают 3—5%. Среди песчаников резко преобладают слабоизвестковистые и безизвестковистые разновидности; на долю песчаников с известковистым цементом приходится менее 10% общего объема рудной пачки. Песчаники преимущественно кварцевые, серые, мелко-, средне- и разнозернистые. В них наряду с резко преобладающими кластическими зернами кварца развиты обломки альбит-олигоклаза, сосюритизированного плагиоклаза, микроклина, кварцитов, микропегматитов и кислых эффузивов. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномегнетитом, ильменитом, цирконом, турмалином, апатитом, гематитом, сфеном и др. Цемент песчаников преимущественно серицит-кварцевый с примесью кальцита.

В нижней части рудной пачки преобладают известковистые среднезернистые и безизвестковистые мелко- и разнозернистые песчаники, залегающие в виде маломощных (до 2,5 м) пластов и линз небольшой протяженности (не более 300 м). В верхней части пачки сравнительно широко развиты кварцевые мелко-, реже разнозернистые песчаники — наиболее характерные рудовмещающие отложения Удоканского месторождения. По облику — это сливные светло-серые песчаники, кластические зерна которых нередко сцементированы сульфидами меди — халькозином и борнитом. Для песчаников рудной пачки в целом характерна косая и волнисто-косая слоистость. Песчаники с косой слоистостью чаще наблюдаются в нижней части пачки. Мощность косослоистых серий 0,3—1 редко 2,5 м. Углы между косыми и горизонтальными слоями обычно не более 10—15°.

Наряду с песчаниками для верхней части рудной пачки характерны маломощные (0,2—1 м) прослои алевролитов серого и темно-серого до черного цвета с ясно выраженной горизонтальной, реже волнистой слоистостью. На поверхностях наслоений в алевролитах нередко отмечаются знаки ряби и трещины усыхания, выполненные песчанистым материалом. Прослои алевролитов прослеживаются по простиранию на сотни метров.

Характерной особенностью рудной пачки (и отдельных ее ритмов) является увеличение количества кластогенного материала и уменьшение его размера вверх по разрезу. Мощность рудной пачки существенно изменяется в различных частях брахисинклинали. На восточном замыкании складки она не превышает 20 м, на южном крыле составляет 140 м, а на северном — достигает 330 м.

Надрудная пачка верхнесакуканской подсвиты мощностью 100 м представлена светло-серыми и розовато-серыми преимущественно мелкозернистыми горизонтально- и волнистослоистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, реже алевролитами. Медная минерализация в отложениях пачки отсутствует.

Литолого-фациальный анализ отложений сакуканской свиты нижнего протерозоя, проведенный Л. Салопом, А. Лейтесом, В. Домаревым, Ю. Богдановым и другими исследователями, позволил выделить в ее составе ряд фациальных типов отложений, размещенных в разрезе неравномерно. Наибольшее разнообразие фациальных типов отмечается в верхнесакуканской подсвите, особенно в рудной пачке. Отложения подрудной и надрудной пачек

указанными исследователями относятся к мелководным прибрежно-морским, а рудной пачки — к разнообразным дельтовым и мелководно-морским образованиям. При этом подводно-дельтовые отложения располагаются в основном на севере и северо-западе брахисинклинали и к югу сменяются отложениями приустьевых баров, которые еще южнее сменяются мелководно-морскими образованиями с редкими линзами песчаных осадков речных выносов (Медистые отложения..., 1966).

Меденосная толща на Удоканском месторождении занимает определенное стратиграфическое положение и прослеживается в пределах всей брахисинклинальной структуры. Промышленное оруденение внутри нее распределяется неравномерно и контролируется в той или иной степени литолого-фациальными особенностями пород.

Рудные тела на месторождении представлены сложными по конфигурации пласто- и линзообразными залежами, нередко расслоенными и кулисообразно расположенными. На отдельных участках выделяется несколько основных рудных тел, выдержанных на расстоянии до 2—3 км по простиранию. Наиболее богатые и крупные рудные тела расположены в северном крыле Намингинской брахисинклинали. Они имеют общее юго-западное склонение. В южном крыле мощности рудных тел значительно сокращаются.

Внутреннее строение рудных тел определяется частым чередованием и постепенными взаимопереходами слоев с различной интенсивностью оруденения как по падению и простиранию, так и в направлении мощности, в связи с чем они имеют вид «слоеного пирога». Компактность рудных тел, особенно на их флангах, вследствие безрудных прослоев часто нарушается, что находит отражение в изменении коэффициента рудоносности (по мощности рудных тел) от 1 до 0,2. В целом для месторождения коэффициент рудоносности равен 0,6—0,8. Мощности слабооруденелых и безрудных прослоев внутри рудных тел колеблются от долей метра до 5 м.

Установлено, что наиболее богатые рудные линзы и прослои приурочены к отчетливо выраженным поверхностям размывов в локальных депрессиях и руслообразных впадинах. В распределении ридовых тонковкрапленных руд в кварцитовидных песчаниках достаточно четких закономерностей не выявлено. Контуры промышленного оруденения определяются только по данным опробования.

Руды Удоканского месторождения практически монометалльные медные и содержат лишь небольшую примесь серебра. Минеральный состав их характеризуется исключительным постоянством. Главные первичные минералы меди — халькозин, борнит и халькопирит; довольно широко распространены пирит и магнетит; часто встречается гематит. В виде минералов-примесей отмечены валлерит, молибденит, виттихенит, пирротин, сфалерит, марказит, теннантит, полидимит, кобальтин, штрмейерит, самородное серебро. В первичных рудах 60—65% меди приходится на долю халькозина, 20—25% — на борнит и 10—15% — на халькопирит. Из вторичных минералов широко распространены малахит, азурит, ковеллин, халькозин, гипс и гидроокислы железа (гётит и гидрогётит); реже встречаются тенорит, куприт, борнит, самородная медь, деляфоссит, халькантит, брошантит, антлерит, хризоколла, мелантерит, ярозит и другие минералы зоны окисления.

В рудах месторождения выделяются три главные парагенетические минеральные ассоциации: пирит-халькопиритовая, халькопирит-борнитовая и борнит-халькозиновая. В парагенетической связи минералов меди и железа установлена определенная закономерность: борнит и халькозин постоянно

ассоциируют с магнетитом, халькопирит — с пиритом. Указанные типы минеральных ассоциаций и представляют собой основные минеральные типы руд месторождения.

Самые распространённые руды — борнит-халькозиновые. Они представлены мелкозернистыми светло-серыми, большей частью слабоизвестковистыми кварцитовидными песчаниками, реже темно-серыми алевролитами, содержащими тонкую (сотые, редко десятые доли миллиметра) вкрапленность халькозина и борнита. Нередко на фоне оруденелых мелкозернистых песчаников, несущих сравнительно равномерную вкрапленность сульфидов, выделяются небольшие гнезда, линзообразные тела и пласты среднезернистых песчаников мощностью до 1,5 м, с густо вкрапленной рудной минерализацией, содержащей наряду с борнитом и халькозином до 50% магнетита.

Для борнит-халькозиновых руд характерна вкрапленная текстура, однако чередование слоев с различной интенсивностью оруденения обуславливает довольно широкое развитие слоистых текстур руд. Мощности слоев с густой вкрапленностью сульфидов колеблются от 1 мм до 1 см. Среди этого вида текстуры выделяются ее морфологические разновидности, совпадающие с типом слоистости пород: косослоистые, косоволокнистые и др. Из структур руд наиболее характерна цементная, а для борнит-халькозиновых агрегатов — графическая.

Пирит-халькопиритовые руды распространены менее борнит-халькозиновых и от последних довольно четко обособляются в разрезе рудной начки. Это косослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты серого, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, содержащие тонкую вкрапленность пирита и халькопирита. Размер вкрапленников обычно определяется сотыми, реже десятими долями миллиметра. Вкрапленность в песчаниках неравномерная. В алевролитах рудная минерализация располагается послойно. Текстуры руд такие же, как и в борнит-халькозиновых.

Борнит-халькопиритовые руды являются переходной разностью между борнит-халькозиновыми и пирит-халькопиритовыми. Для борнит-халькозиновых руд характерны следующие элементы-примеси: серебро, висмут, молибден, рений, свинец и сурьма; для пирит-халькопиритовых — цинк, кобальт, никель, селен и теллур.

В размещении минеральных типов руд на месторождении проявлена отчетливая зональность в плане и разрезе меденосной толщи. Северное крыло брахисинклинали характеризуется преобладанием борнит-халькозиновых руд. Соотношение мощностей пирит-халькопиритовых и борнит-халькозиновых руд колеблется от 1 : 2 до 1 : 20. К югу, в сторону погружения к донной части брахисинклинали, наблюдается уменьшение роли борнит-халькозиновых и возрастание роли пирит-халькопиритовых руд. На ее южном крыле доля борнит-халькозиновых руд вновь возрастает, но соотношение мощностей пирит-халькопиритовых и борнит-халькозиновых руд достигает только 1 : 1—1 : 3.

В разрезе меденосной толщи на северном крыле брахисинклинали зональность выражена сменой вверх по разрезу пирит-халькопиритовых руд борнит-халькозиновыми, в центральных частях складки отмечается симметричная зональность: середина залежи представлена пиритовыми рудами, которые последовательно сменяются к почве и кровле залежами пирит-халькопиритовыми и борнит-халькозиновыми. На южном крыле, по сравнению с северным, наблюдается обратная зональность — пирит-халькопиритовые руды в основном проявляются у кровли рудной залежи (в нормальном залегании южного крыла), ниже размещаются борнит-халькозиновые руды (рис. 65).

На месторождении в целом отмечается преимущественная приуроченность борнит-халькозиновых руд к сравнительно грубозернистым отложениям (фации дельтовых осадков), а пирит-халькопиритовых — к более мелкозернистым (более глубоководные фации бассейна).

Метаморфические преобразования в породах и рудах меденосной толщи обусловлены региональным и в меньшей степени контактовым метаморфизмом. Региональный метаморфизм медистых песчаников в целом выражается в перекристаллизации цемента песчаников и алевролитов и слабой регенерации сульфидов.

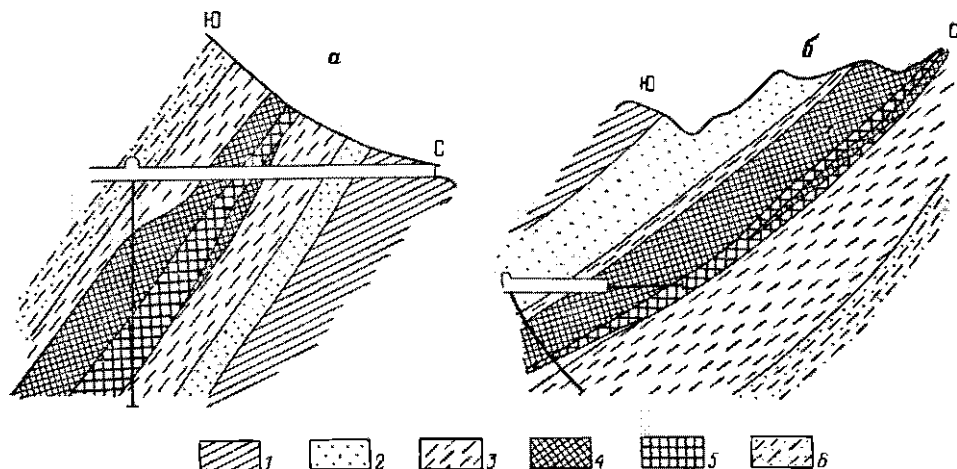


Рис. 65. Зональность в распределении рудных минералов Удоканского месторождения. По Э. Гринтаю.

а — южное крыло (опрокинутое залегание пород), *б* — северное крыло (нормальное залегание пород). 1 — намингская свита — алевролиты, песчаники; 2—6 — верхняя подсвита сакуанской свиты: 2 — надрудная пачка, 3—5 — рудная пачка (3 — песчаники с убогой вкрапленностью сульфидов, 4 — песчаники с вкрапленностью халькозина и борнита, 5 — песчаники с вкрапленностью халькопирита и пирита), 6 — подрудная пачка

Вмещающие породы сохраняют первичный облик, вторичные изменения в них устанавливаются только при изучении под микроскопом. В песчаниках метаморфические преобразования выражаются в перекристаллизации цемента, приобретающего ленидобластовую и гранобластовую структуры. Алевролиты и аргиллиты характеризуются низкой степенью метаморфизма, соответствующей фации зеленых сланцев. Большинство исследователей месторождения считает, что в ходе метаморфических изменений пород произошло преобразование гидроокислов железа в магнетит, в связи с чем, возможно, была утрачена первичная красноцветная окраска пород отдельных прослоев рудоносной толщи. Наиболее значительно метаморфические преобразования проявлены в медистых песчаниках. Вкрапленность сульфидов в них обычно сопровождается новообразованиями кварца, хлорита мусковита, и эпидота. Первичные слоистые текстуры руд усложнены. Отдельные слойки в ряде случаев утратили прямолинейность своих границ за счет проявления сети тончайших сульфидных и мелких кварцевых и кварц-сульфидных прожилков, отходящих от слойков. В структурах руд преобразования отмечаются в проявлении коррозии кластических зерен и в развитии интерстициальных структур.

Более существенная миграция рудного материала фиксируется при развитии в меденосной толще кварцевых и кварц-кальцитовых жил и прожилков, содержащих рудную минерализацию. Мощность их изменяется от первых до 30 см, при длине до 20 м. Минеральный состав жил и прожилков соответствует составу вмещающих пород.

Более значительные изменения медистых песчаников связаны с явлениями контактового метаморфизма около секущих рудоносную толщу различных дайковых образований. Так, по мере приближения к одной из даек габбро-диабазов мощностью около 150 м в песчаниках ностененно увеличивается степень нерекристаллизации цемента и кластических зерен, нарушаются слоистые текстуры пород. Полевошпат-кварцевые песчаники сменяются кварцитами, известковистые песчаники — эпидотсодержащими роговиками, нередко с актинолитом и гранатом.

Сульфиды меди развиваются между зернами кварца или тяготеют к сросткам эпидота, актинолита и граната, выполняя интерстиции между ними или образуя в них ксеноморфные сростки и прожилки. В непосредственном контакте с дайкой находятся альбитизированные кварциты и роговики с беспорядочно расположенными пятнистыми сростками сульфидов меди — борнита, халькозина, реже халькопирита. Борнит-халькозиновые руды по мере приближения к контакту дайки постепенно сменяются борнитовыми, затем халькониритовыми. В эндоконтакте дайки, в зоне шириной в несколько метров, содержание меди заметно выше, чем в ее центральной части.

На выходах руды повсеместно затронуты процессами окисления. В зависимости от степени окисленности различаются сульфидные (содержащие менее 30% окисленной меди), смешанные (30—70%) и окисленные (свыше 70%) руды. Примерно 50% заносов составляют сульфидные руды, 45% — смешанные и 5% — окисленные. Окисленные руды распространены на всех выходах меденосного горизонта и представлены корочками и землистыми рыхлыми скоплениями зеленого цвета, состоящими из малахита, брошантита и других минералов зоны окисления. Наибольшая степень окисления характерна для прослоев орудуемых кварцевых песчаников с карбонатным цементом и участков интенсивной трещиноватости, примыкающих к разрывным нарушениям. Вместе с тем на поверхности отмечаются рудные прослои со слабо окисленными сульфидами. Это обуславливает прерывистый, пятнистый облик зоны окисления. Участки окисленных, смешанных и сульфидных руд в верхней части месторождения более или менее достоверно оконтурить при разведке не удастся. Окисленные минералы меди в зонах разрывных нарушений отмечаются на глубине до 600 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. М., «Недра», 1965, с. 37—41.

Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Л., ВСЕГЕИ, 1970. 63 с. (Материалы к совещанию «Разработка основ научного прогноза месторождений полезных ископаемых», вып. 5).

Бородаевская М. Б., Требузин В. С., Зубко Н. Ф. Гайский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 146—154.

Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Кривцов А. И. О характере и формах связи колчеданного оруденения с магматизмом эвгеосинклиналей. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Наука», 1975, с. 58—71.

Вахрушев М. И. Приорский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 163—178.

Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. Опыт использования физических методов при обосновании поисков меднопорфировых руд в Алмалыкском медном районе. — «Советская геология», 1964, № 2, с. 138—143.

Газизова К. С. Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957. 130 с.

Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал). — «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 83, 214 с. Авт.: М. Б. Бородаевская, М. И. Вахрушев, Е. С. Контарь и др.

Геометризация как важный метод детальных исследований рудных полей (на примере Джезказганского месторождения). — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1971, № 1, с. 1—12. Авт.: Ш. Е. Есенов, С. Ш. Сейфуллин, Л. В. Копятевич и др.

Гринвальд Э. Ф., Наркелюк Л. Ф. Особенности геологии и оруденения Удоканского и Джезказганского месторождений медистых песчаников. — В кн.: Вопросы географии Забайкальского Севера. М., «Наука», 1964, с. 41—66.

Дворцова К. И. Интрузивные комплексы гор Кендыктас западных отрогов Заилийского Ала-Тау. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 662—665.

Джезказганское месторождение. — В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., «Наука», 1967, с. 133—142. (Доклады на выездной сессии 1964 г. Отделение наук о Земле АН СССР). Авт.: Н. Н. Нуралин, Т. А. Сатпаева, С. Ш. Сейфуллин и др.

Иванов С. Н. Опыт изучения геохимии и минералогии колчеданных месторождений. Т. II. Сибайское месторождение. — Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 11, 1947. 64 с.

Каросанидзе О. А. Основные черты колчеданной минерализации западной части Северного Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 81—99. (КИМС, Геол. сборник, № 2).

Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, 1941, с. 1—13 (Труды САИИ, вып. 13).

Крицов А. И. Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дисс. М., МГУ, 1975. 51 с.

Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. — В кн.: Геология и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Недра», 1966. 385 с. Авт.: Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев и др.

Милецкий Б. Е. Северные Мугоджары — новая меднорудная провинция СССР. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 1, с. 5—9.

Наковнич Н. И. Месторождение Коунрад и его горные породы и минералы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 176 с.

Нуралин Н. Н., Едресов Т. Е. Морфогенетические особенности рудных тел Джезказгана. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1968, № 3, с. 29—39.

Перишняк Н. А. Палеовулканизм и формирование блоковой структуры Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 99, с. 42—51.

Пожарицкий К. Л. Основные черты геологии и минерализации советских и зарубежных месторождений медно-порфировых руд. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, КазИМС, 1969, с. 7—25.

Покровский А. В. О механизме формирования Алмалыкского сиенито-диоритового массива. — «Узбекский геологический журнал», 1959, № 2, с. 18—24.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Прага, Чехосл. АН, 1963, с. 297—306. (Материалы конференции «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1).

Саакян В. М., Савченко А. А. Процессы мартитизации и мушкетовитизации как индикатор геохимических условий минералообразования на Чатыркульском медном месторождении. — «Известия вузов. Геология и разведка», 1971, № 1, с. 67—70.

Сатпаев К. И. Избранные труды, т. I. Алма-Ата, 1967, с. 26—76, 106—161.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., «Недра», 1966. 292 с.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», № 6, 1970, с. 3—17.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых (изд. 3-е). М., «Недра», 1976. 688 с.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2, с. 3—15.

Сравнительные данные об основных параметрах залежей Центрального Казахстана. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1969, № 2, с. 26—37. Авт.: Т. Е. Едресов, Ш. Е. Есенов, Л. В. Копяткевич и др.

Тимохов К. Д. Связь медносульфидного и титаномagnetитового оруденения с вмещающими породами на Волковском месторождении. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 439—443 (Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. 1).

Условия и закономерности размещения молибденово-медной минерализации в Саянском рудном районе. — В кн.: Цветные и благородные металлы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1975, с. 105—113. Авт.: Г. П. Бурдуков, О. А. Космухамедов, Е. И. Кузнецова и др.

Юдин И. М. Медное месторождение Коунрад. М., Изд-во МГУ, 1969. 149 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Месторождения свинца и цинка в нашей стране принято называть также полиметаллическими в связи с тем, что в состав их руд кроме этих двух главных металлов в том или ином количестве могут входить медь, олово, сурьма, висмут, кадмий, селен, теллур, таллий, индий, золото и серебро.

По источнику металлов все свинцово-цинковые месторождения принадлежат к эндогенной серии; большая часть их формировалась в глубинных условиях, но стратиформные месторождения в вулканогенных и карбонатных толщах частично возникли в донных осадках древних морей. Полиметаллические месторождения формировались во все металлогенические эпохи. Представителями протерозойских могут служить месторождения Северного Прибайкалья (Холоднинское и др.). К каледонским принадлежат Озерное месторождение в Бурятии и Сардана в Восточной Сибири. Широко распространены герцинские месторождения, известные в Сибири, Казахстане и Средней Азии. К киммерийским и альпийским относятся месторождения Дальнего Востока, Забайкалья и Кавказа.

Среди полиметаллических месторождений нашей страны может быть выделено пять групп: 1) скарновая, 2) метасоматическая в карбонатных породах, 3) колчеданная, 4) стратиформная, 5) жильная.

Ниже описаны наиболее характерные представители этих групп. В пределах групп они размещены в последовательности от древних к молодым.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Руды скарновых свинцово-цинковых месторождений состоят из агрегата типичных скарнообразующих минералов, обычно диопсид-гранатового состава, сульфидов и сопровождающих их соединений. Эти месторождения, как правило, формировались в приконтактовой области гипабиссальных или близповерхностных кислых магматических пород поздних стадий геосинклинального цикла геологического развития и прилегающих к ним карбонатных пород в результате метасоматического замещения последних. Рудообразование всегда начиналось с накопления известковистых силикатов, сменявшегося выделением сульфидов и сопутствующих им минералов, накладывающихся на силикатную часть рудных тел. К скарновым месторождениям свинцово-цинковых руд принадлежат Алтын-Топкан, Кансай и др. в горах Каратау в Средней Азии, Дальнегорское на Дальнем Востоке, Кызыл Эспе, Аксоран и др. в Центральном Казахстане. Из зарубежных могут быть упомянуты Лоуренс, Бингем, Централь, Косо и др. в США; Эль-Потоси, Сан-Франциско, Парокин и др. в Мексике; Агилар в Аргентине; Трепча в Югославии; Тембушань, Санкушань и др. в Китае; Охори, Магоме и др. в Японии; Аммаберг в Швеции.

Месторождение Алтын-Топкан

Месторождение Алтын-Топкан находится в Узбекистане, на северном склоне гряды Карамазар. Оно приурочено к тектоническому блоку, со всех сторон ограниченному крупными разломами. Блок сложен карбонатными отложениями среднего палеозоя, перекрытыми эффузивами верхнего палеозоя



Рис. 66. Схематическая геологическая карта месторождения Алтын-Топкан. По И. Кошлякову и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — лавы андезитовых порфиритов (C_1); 3 — туфы и туфолавы липаритовых порфиритов (C_1); 4 — туфы, туфобрекчии и туфопесчаники андезитовых порфиритов (C_1); 5 — массивные и грубослоистые известняки (C_1); 6 — известняки и доломиты (D_{2+3}); 7 — метаморфизованные терригенные отложения нижнего палеозоя (O — S — D_1); 8 — диабазовые порфириты; 9 — кварцевые порфириты; 10 — гранит-порфиры; 11 — пироксеносодержащие гранодиорит-порфиры; 12 — крупнопорфировые гранодиорит-порфиры; 13 — сиенитовидные гранодиорит-порфиры; 14 — андезитовидные гранодиорит-порфиры; 15 — гранодиориты; 16 — скарноворудные тела; 17 — тектонические нарушения; 18 — крупные разломы

смятыми в складки, разбитыми разломами и пронизанными интрузивами верхнего палеозоя.

В состав карбонатных пород основания входят слоистые известняки, доломиты и мергели среднего и верхнего девона, а также массивные известняки нижнего карбона общей мощностью около 1500 м. Несогласно перекрывающие их вулканогенные породы верхнего палеозоя состоят из туфов и туфолав андезитовых порфиритов и липаритовых порфиритов мощностью около 800 м. Породы карбонатной и вулканогенной толщи падают к северо-западу: на юге, близ контакта с гранодиоритами, под углами $55-60^\circ$, а в удалении от него к северу, под углами $10-15^\circ$.

Главная масса рудных тел сосредоточена в двугранном углу, образованном косо пересекающимися Приконтактовым и Алтын-Топканским разломами (рис. 66). Приконтактовый разлом представляет собой узкую зону тектонических срывов вдоль контакта карбоатных пород и гранодиоритов, насыщенную верхнепалеозойскими дайками, имеющую падение на северо-запад под

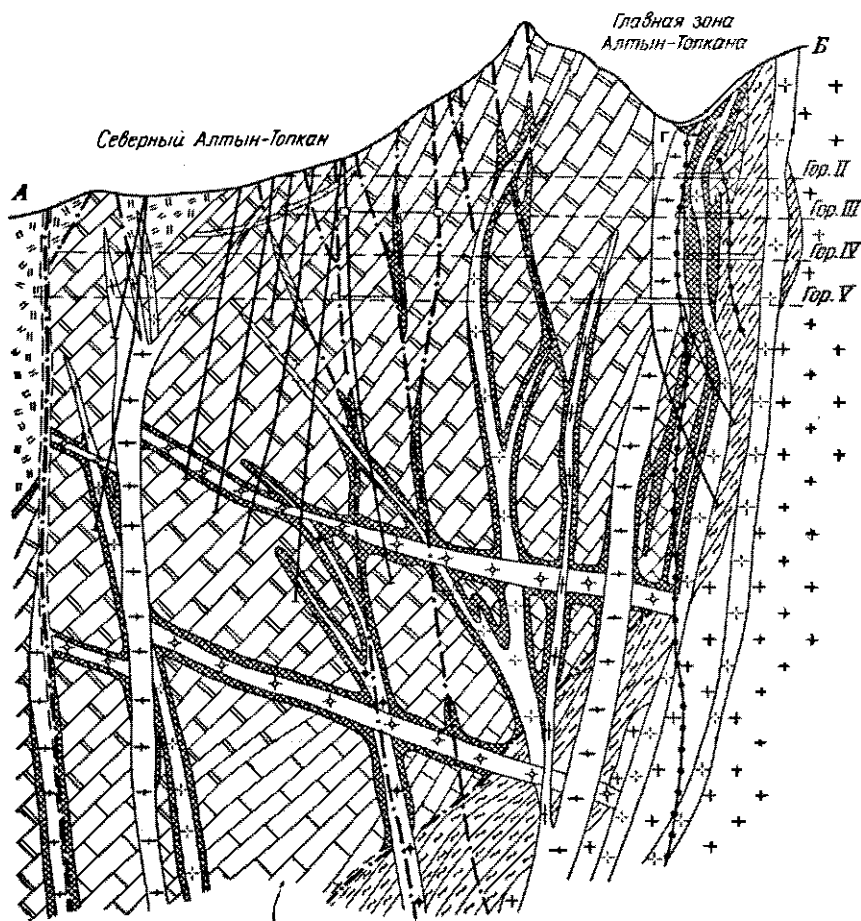


Рис. 67. Геологический разрез месторождения Алтын-Топкан. По И. Кошлякову и др. Условные обозначения см. на рис. 66

углами $70-85^\circ$ и амплитуду смещения по вертикали 800 м. В сторону висячего бока разлома отходит сколы, формирующие систему крутопадающих субширотных трещин. Алтын-Топканский разлом относится к категории секущих сбросо-сдвигов, с падением на северо-восток под углами $80-85^\circ$ и с горизонтальным смещением на 1500 м. С ним сопряжена система также секущих сколов северо-восточной ориентировки. Таким образом, основу геологической структуры Алтын-Топкана составляет пересекающаяся сеть согласных трещин, подчиненных Приконтактовому разлому, и секущих трещин, подчиненных Алтын-Топканскому разлому. Этот каркас трещин контролирует размещение интрузивных пород и ассоциированных с ними рудоносных скарнов (рис. 67).

Среди интрузивов выделяются среднекарбоновые гранодиориты, а также верхнепалеозойские малые интрузивы и дайки, формировавшиеся в последовательности: 1) андезитовые гранодиорит-порфиры, 2) сиенитовые гранодиорит-порфиры, 3) гранодиорит-порфиры, 4) гранит-порфиры, 5) диабазовые порфиры.

Рудоносные скарны локализуются на контактах даек с карбонатными породами или в известняках по трещинам северо-восточного и субширотного простираний. Среди них В. Королев, И. Кошлаков и др. выделяют следующие структурно-морфологические разности: 1) линзообразные залежи на контактах даек и карбонатных пород, 2) линзы вдоль субширотных нарушений, 3) межпластовые залежи в карбонатных породах, 4) трубы на пересечении трещин различной ориентировки. Главная масса руды сосредоточена в телах у контактов даек гранодиорит-порфиров с известняками, часто не достигающих земной поверхности. В верхних частях месторождения преобладают низкотемпературные скарны родонитового и пироксенового состава, а на глубине распространены более высокотемпературные пироксен-гранатовые и гранатовые скарны. В усредненной метасоматической колонке скарнов Алтын-Топкана намечаются следующие зоны: 1) гранат-пироксеновая, 2) пироксеновая, 3) родонит-пиритовая, 4) волластонитовая (бустамитовая), 5) волластонитсодержащих известняков.

Полиметаллическое оруденение наложено на все разновидности скарнов, однако наиболее благоприятными для рудообразования были гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны с повышенным содержанием закисных соединений марганца и железа. Отложению рудных минералов предшествовало дробление и разложение скарнообразующих минералов с образованием роговой обманки, хлорита, эпидота, гидротермальных карбонатов и кварца. В перечень главных рудообразующих минералов входят галенит и сфалерит, в меньшей мере пирит, халькопирит, магнетит, еще реже встречаются блеклые руды, аргентит, пираргирит, полибазит, стефанит.

Месторождение Алтын-Топкан прослежено до глубины свыше 1000 м. Вертикальная зональность в его рудных телах проявляется в вытеснении галенита, сосредоточенного на верхних горизонтах месторождения, вначале сфалеритом, а еще глубже халькопиритом, магнетитом и ниритом. В соответствии с этим отношение свинца к цинку изменяется в интервале глубин 300—600 м от 1,3 до 0,9 в трубчатых и от 1,4 до 0,3 в контактовых телах. На глубине 800 м и более галенит-сфалеритовые руды в мангангеденбергит-манганпироксенитовых скарнах сменяются магнетит-пиритовыми рудами в скарнах с пониженным содержанием закисей марганца и железа.

Месторождения Дальнегорского рудного поля

Поле скарновых месторождений расположено в среднем течении реки Рудной, стекающей с восточного склона хребта Сихотэ-Алинь в Японское море.

Эти месторождения известны с 1897 г.; эксплуатация их началась в 1910 г. В геологическом строении рудного поля участвуют два структурных этажа. Нижний этаж, или складчатый фундамент, состоит из геосинклинальных образований каменноугольного, пермского, триасового, юрского и нижнемелового времени. Они сложены кремнистыми брекчиями, кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками общей мощностью около 8 км. Породы эти смяты в складки, осложненные разрывами, определяющими блоковую структуру фундамента. Верхний этаж, или вулканический чехол,

образован вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и палеогена общей мощностью свыше 1 км, выполняющими грабенообразные понижения. Они состоят из раскристаллизованных лав, игнимбритов, лавобрекчий и туфов наземного происхождения, преимущественно среднего состава в основании разреза и кислого в его верхних частях. Вулканические породы сопровождаются гипабиссальными и субвулканическими диоритами, гранит-порфирами и сиенит-порфирами позднемелового, а также малыми телами диоритов, гранитов и дайками диоритовых и диабазовых порфиритов палеогенового возраста.

Главным в Дальнегорском поле было месторождение Верхнее, к настоящему времени существенно выработанное; кроме того, известны месторождения Первое Советское, Второе Советское, Восточный, Средний и Западный Партизан, Светлый отвод, Тигровое и др.; в последнее время в пределах поля выявлены новые, в том числе не выходящие на поверхность земли, месторождения (Николаевское, Садовое). Все они достаточно сходны по времени возникновения, геологическому положению, морфологии рудных тел, минеральному составу руд и истории рудообразования.

Месторождение Верхнее

В геологическом строении месторождения основную роль играет толща верхнетриасовых (карнийских) известняков, на которую по так называемому Главному разлому надвинуты кварцевые порфиры верхнемелового возраста (рис. 68). Массивные карнийские известняки на глубине содержат пропластки песчаников, глинистых и кремнистых сланцев мощностью свыше 500 м и подстилаются песчано-сланцевой толщей. Кварцевые порфиры слагают останец лавового покрова, содержащего глыбы кремнистых сланцев, известняков и остатки деревьев, что свидетельствует о его принадлежности к континентальным образованиям (Радкевич и др., 1960). Главный разлом, по которому кварцевые порфиры надвинуты на известняки, вытянут в направлении СВ 45—70°, имеет падение к юго-востоку под углами 30—40° с амплитудой смещения по вертикали в несколько сотен метров. Полость разлома выполнена тектонической глиной, мощность которой местами составляет 0,5 м. Кроме Главного рудоуправляющего разлома известны второстепенные, параллельные ему и подходящие к нему под тем или иным углом (Сопутствующий, Амурский и др.). Основное рудное тело месторождения Верхнего располагается среди известняков непосредственно под надвинутыми на них кварцевыми порфирами. Таким образом, для геологической структуры месторождения характерно следующее: контакт между изверженными и карбонатными породами, к которому приурочены рудоносные скарны, оказывается не магматическим, а тектоническим, хотя по нему скорее всего происходили перемещения не только в дорудное время, но также в процессе рудообразования и даже после него.

Основное рудное тело имеет форму ветвящейся трубообразной залежи, несколько сплюснутой и вытянутой вдоль Главного разлома (рис. 69). Близ поверхности земли рудное тело было расщеплено на три ветви, с глубиной они сливались вначале в два ствола, а затем объединялись в единую мощную залежь, от которой в сторону лежащего бока отходили апофизы (Рудная Нога и др.). Длина рудного тела на поверхности земли 400 м, с глубиной она сокращалась, но мощность его при этом возрастала от 8 до 60 м, так что площадь горизонтального сечения рудного тела существенно не изменялась. По вертикали основная залежь прослежена на 600 м. На северо-восточном фланге место-

Рис. 68. Схематическая геологическая карта месторождения Верхнее. По Г. Петровой

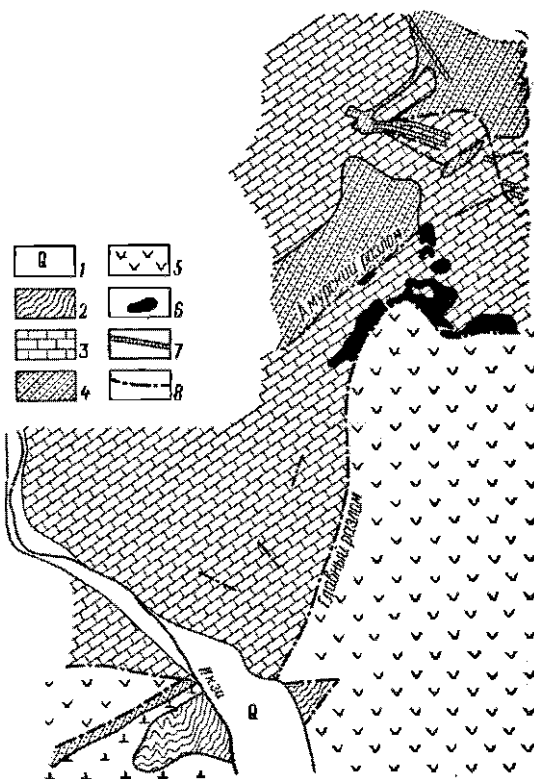
1 — рыхлые отложения; 2 — кремнистые сланцы; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — кварцевые порфиры; 6 — рудные тела; 7 — дайки; 8 — разломы

рождения известно несколько мелких трубчатых тел. Одно из них, так называемое Запорфировтовое, пересекается порфирировой дайкой. Эта дайка внедрилась после отложения основной массы руды, но содержит просечки рудных минералов завершающей стадии рудообразования, имея, таким образом, интравуное происхождение.

Руда основной залежи имеет сложный состав и характерные особенности строения. В ее состав входит 40 гипогенных минералов, среди которых главными являются геденбергит, сфалерит, галенит, пирротин, кварц и кальцит (табл. 11).

На верхних горизонтах основное рудное тело было сложено крупными сфероидальными и лучистыми агрегатами геденбергита, достигающими размера более 1 м, в той или иной степени замещенными более поздними сульфидными и нерудными минералами. В теле достаточно часто обнаруживались крупные открытые полости, так называемые продушины, со стенками, выстланными великокристаллическими агрегатами — сульфидами, кварцем, кальцитом. В некоторых продушинах находится остаточный маточный раствор со студнеобразным гелем кремнезема и оригинальными пластичными, пропитанными раствором лоскутами железистого палыгорскита.

Близ поверхности земли на глубине в первые десятки метров были развиты вторичные руды, представленные



Т а б л и ц а 11

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕРВИЧНЫХ РУД
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО

Главные	Второстепенные	Редкие
Геденбергит	Халькопирит	Магнетит
Сфалерит	Арсенопирит	Кубанит
Галенит	Пирит	Тетраэдрит
Пирротин	Марказит	Валлерит
Кварц	Аксинит	Висмутин
Кальцит	Гранат	Галеновисмутин
	Волластонит	Штернбергит
	Ильваит	Прустит
	Флюорит	Джемсонит
	Датолит	Гематит
	Сидерит	Халцедон
	Эпидот	Цеоциты
	Цоизит	Серицит
	Апофиллит	Хлорит
	Гизингерит	Барит
	Стильпомелан	Данкморит
	Диккит	Палыгорскит

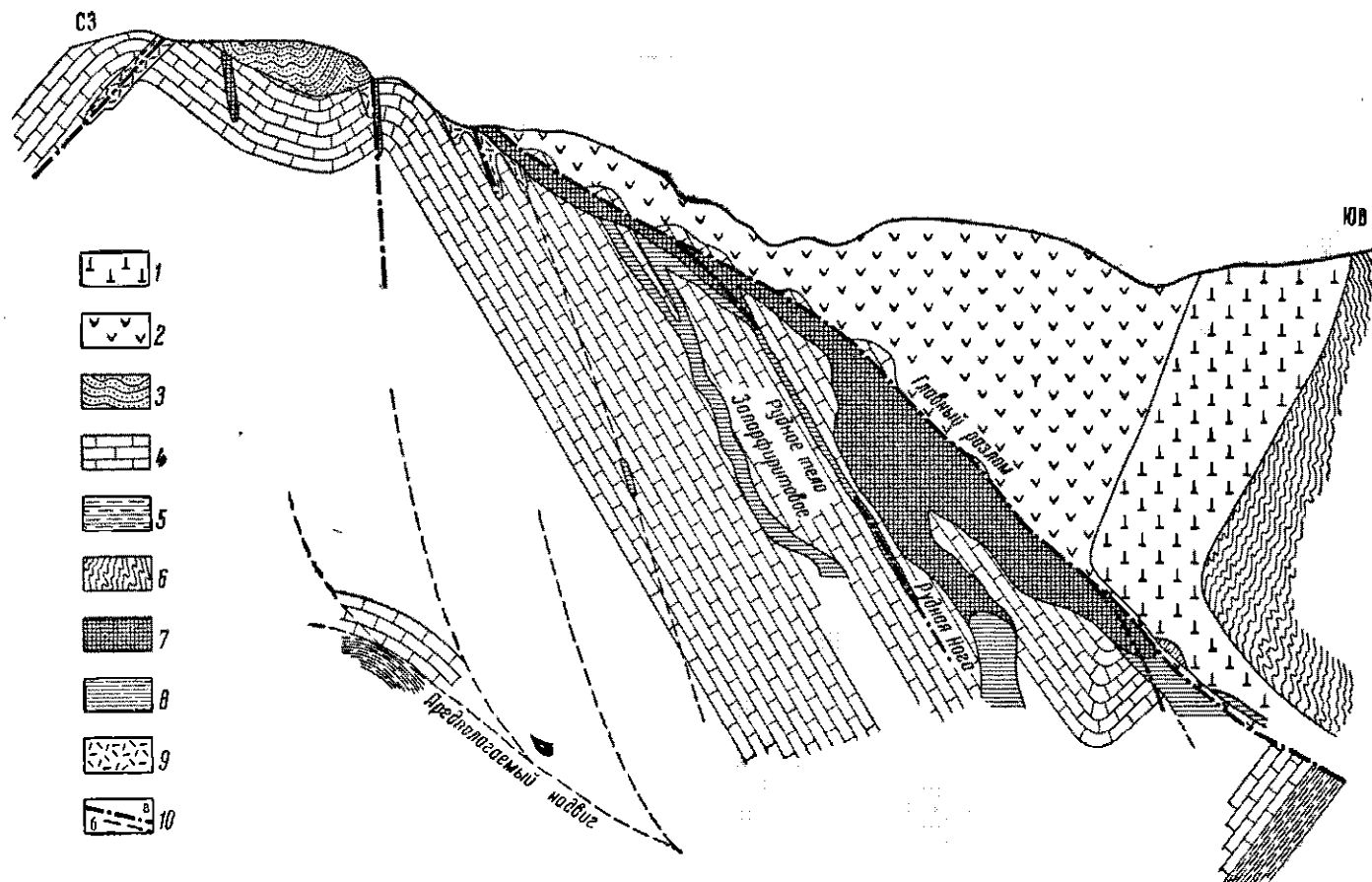


Рис. 69. Схематический разрез месторождения Верхнего. По И. Томсону и Н. Мозговой.

1 — андезиты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — кремнистые песчанико-сланцы; 4 — известняки; 5 — песчанико-сланцы; 6 — кремнистые сланцы; 7 — скарновое рудное тело; 8 — проеция рудного тела; 9 — окисленная руда; 10 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые)

обычным набором окисных производных сульфидов железа, цинка, свинца и меди. Окисные цинковые (галмейные) руды, накопившиеся в известняках лежащего бока основного рудного тела, разрабатывались.

В истории формирования гипогенных руд месторождения Верхнего и других месторождений Дальнегорского рудного поля намечают четыре стадии (Радкевич и др., 1960).

В первую раннюю предрудную скарновую стадию при температуре свыше 600° С выделились волластонит и гранат андрадитового состава с содержанием 8% гроссуляровой молекулы.

Во вторую основную скарново-сульфидную стадию накапливались геденберgit, гранат, аксинит в сопровождении ильваита, датолита, а также ранних пирротина, арсенопирита, сфалерита, галенита, галеновисмутина, кварца и кальцита. Геденберgit принадлежит к марганцевым разновидностям и имеет формулу $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{SiO}_3$; ильваит также относится к марганцевым разновидностям. Температурные границы второй стадии оцениваются в 600—400° С.

В третью сульфидную стадию выделилась основная масса сфалерита и галенита, кварца и кальцита, а также сопровождающих их арсенопирита и пирротина. Температура третьей стадии определяется в 350—120° С.

В четвертую стадию при температуре от 100 до 20° С формировались минеральные друзы продуршин — кварц, халцедон, кальцит, марказит, флюорит, гизингерит, цеолиты, палыгорскит.

Для основного рудного тела месторождения Верхнего отчетлива фациальная зональность вертикального направления, вследствие чего крупноагрегатный геденберgit с глубиной постепенно заменяется тонкозернистым, к которому во все более заметном количестве примешивается аксинит. В том же направлении увеличивается отношение сфалерита к галениту, приводящее к тому, что центр тяжести запасов цинка оказался смещенным вниз относительно центра запасов свинца на 250 м. С глубиной снижается и общая концентрация металлов.

Николаевское месторождение

Площадь месторождения сложена известняками, брекчиями, песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами верхнего триаса, туфами и туфобрекчиями верхнего мела, а также андезитами и их туфами палеоцена. Все породы собраны в складки, разбиты сбросами и пронизаны штоками и дайками габбро-диоритов, диоритов, гранитов, кварцевых липаритов и диабазовых порфиритов верхнемелового — палеоцен-олигоценового возраста.

Месторождение приурочено к опущенному блоку триасовых известняков, перекрытых верхнемеловыми — палеоценовыми туфобрекчиями липаритов и разбитых вместе с последними северо-западными и меридиональными разломами. Рудное тело находится в верхней части известняков под перекрывающими их вулканогенными породами на глубине 700—1200 м и не выходит на поверхность земли (рис. 70). Оно имеет форму пологой пластообразной залежи, осложненной отходящими книзу трубообразными ответвлениями. В состав руды входят геденберgit, хлорит, серицит, кварц, кальцит, в меньшей мере ильваит, турмалин, эпидот, флюорит, еще реже встречаются гранат, аксинит, пренит, амфибол, апатит. Из рудных минералов распространены галенит, сфалерит, пирротин, менее известны арсенопирит, халькопирит, магнетит, еще более редки соединения серебра в форме аргентита, андорита и акантита, а также галеновисмутит и касситерит.

В перекрывающих рудное тело вулканитах оруденение проявлено в виде кварцево-сульфидных жил в гидротермально измененных породах, окаймленных отчетливыми эндогенными ореолами рассеяния. Изменение проявлено в виде окварцевания и серицитизации кислых вулканических пород,

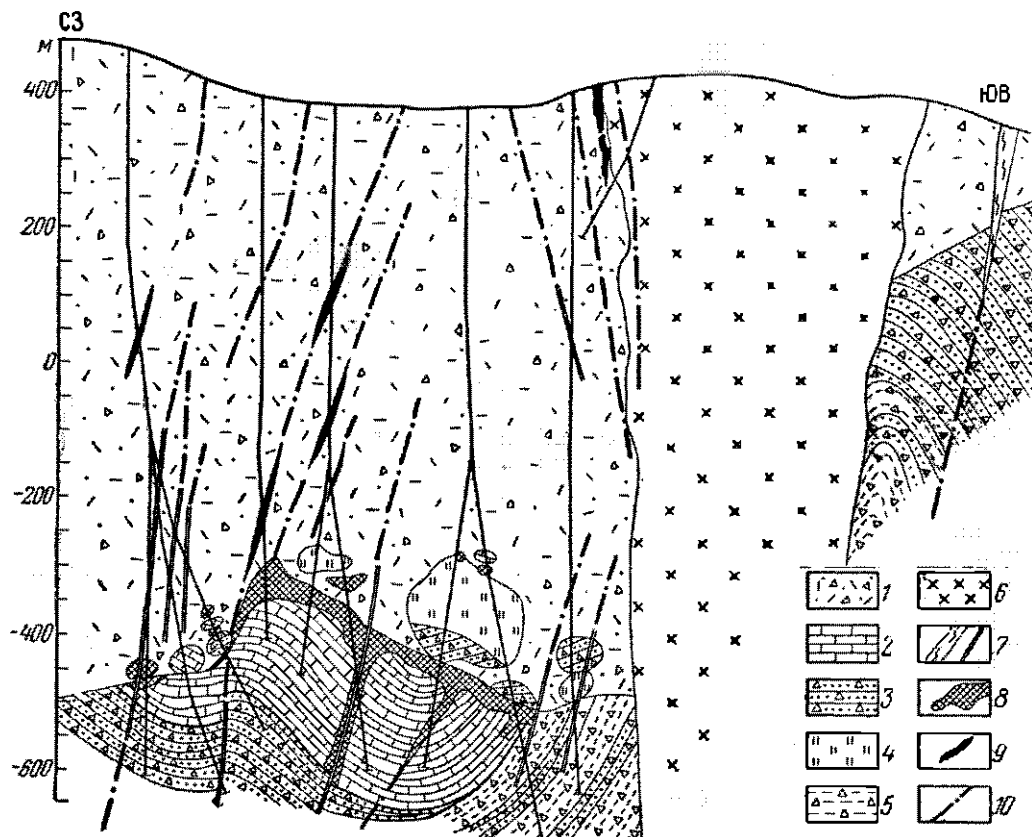


Рис. 70. Геологический разрез Николаевского месторождения. По А. Седых и А. Натарову.

1 — туфы и туфобрекчии липаритов; 2 — известняки; 3 — полимиктовые брекчии; 4 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 5 — брекчии, прослои алевролитов; 6 — диориты, габбро-диориты; 7 — дайки диабазовых порфиров; 8 — скарново-полиметаллические рудные тела; 9 — кварц-сульфидные жилы; 10 — тектонические нарушения

а также пропилитизации пород основного и среднего состава. Среди доходящих до современного эрозионного среза линейно вытянутых ореолов рассеяния наиболее отчетливы концентрации свинца, цинка, мышьяка и меди.

Садовое месторождение

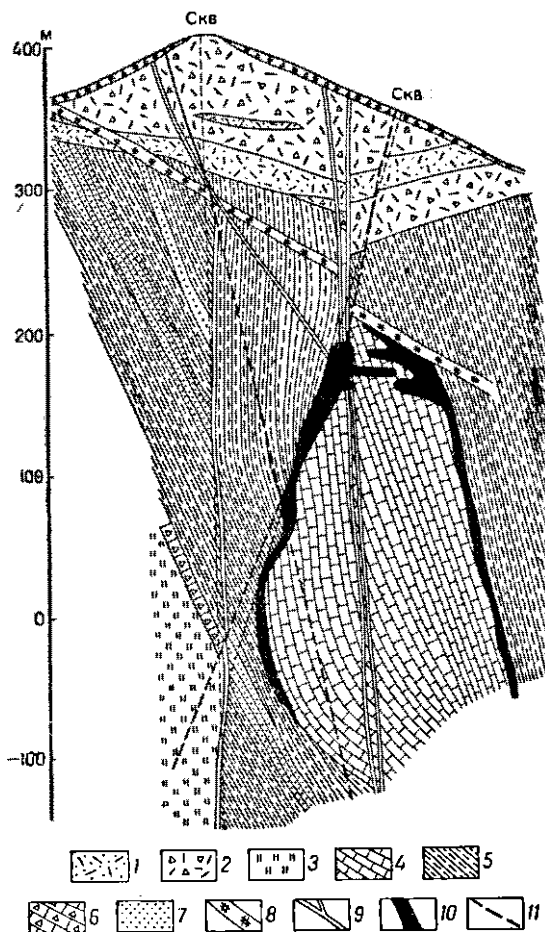
Участок месторождения сложен брекчиями, песчаниками, алевролитами и известняками верхнего триаса, смятыми в складки и несогласно перекрытыми верхнемеловыми — плиоценовыми туфами и туфолавами липаритовых порфиров, а также конгломератами и песчаниками того же возраста. Это двухъярусное сооружение разбито сбросами, часть из которых выполнена дайками гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиров.

Основное значение на месторождении имеет залежь Мартовская, представляющая собой серию скарново-сульфидных линз, осложненных ответвлениями. Эта залежь приурочена к сводовой части блока известняков, погруженного в толщу триасовых песчаников и алевролитов, перекрытых более молодыми осадочными и вулканическими породами. Она не достигает земной поверхности на 160—200 м (рис. 74). В состав руд входят геденбергит, гранат, аксинит, волластонит, ильваит, родонит, калиевый полевой шпат, альбит, цоизит, актинолит, хлорит, мусковит, серицит, превит, цеолиты, кварц, кальцит, флюорит, а из рудных минералов — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, иногда шеелит и касситерит.

Как в триасовых песчаниках и сланцах нижнего структурного яруса, так и в вулканических породах верхнего яруса известны жилы кварц-галенит-сфалеритового состава, возникшие позднее скарновых тел. Их формирование сопровождалось широкой пропитализацией и локальным появлением хлорит-серицитовых измененных пород, с сопутствующими линейными ореолами эндогенного рассеяния, наиболее отчетливыми для цинка, свинца и серебра.

Рис. 74. Геологический разрез Садового месторождения. По Ф. Ростовскому.

1 — туфы липаритовых порфиритов; 2 — лапиллиевые и агломератовые туфы липаритовых порфиритов; 3 — кремнистые порфиры; 4 — известняки; 5 — алевролиты; 6 — известняковые брекчии; 7 — песчаники; 8 — дайки граводиорит-порфиров; 9 — дайки диабазовых порфиритов; 10 — скарново-сульфидные рудные тела; 11 — тектонические нарушения



МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Массивные и дисперсные сульфидные руды этой группы формируют гидротермальные метасоматические сложноочерченные залежи, морфология и особенности строения которых определяются комбинацией складчатых и разрывных тектонических элементов, а также наличием горизонтов, податливых к замещению. Они распространены среди известняков и доломитов периферийных зон геантиклиналей, реже среди пород платформенного покрова. Извилистые контакты сульфидных тел этих месторождений окаймлены сложными по очертаниям ореолами гидротермально измененных пород, среди которых главенствуют окварцованные и доломитизированные разновидности.

К метасоматическим полиметаллическим месторождениям в карбонатных породах принадлежат месторождения Америки (Тинтик, Юрика, Ледвилл, Бингем и др.). В нашей стране они известны в Средней Азии и Восточном Забайкалье. Их примером в последнем районе могут служить Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения.

Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения

Месторождения расположены в Забайкалье, в крайней северо-восточной части Приаргунья, вблизи пос. Нерчинский Завод. Они находятся в нескольких сотнях метров друг от друга, имеют много общего по характеру геологической структуры, строению и составу рудных тел. Рудные тела Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений падают навстречу друг другу и, видимо, соединяются на глубине 500—600 м.

Оба месторождения открыты во второй половине XVIII в. и эксплуатировались с перерывами до середины XIX в. В 1948 г. разведочные работы были возобновлены, и в 50-х годах месторождения вновь были переданы в эксплуатацию.

Рудные тела Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений залегают в карбонатных породах нижнекембрийского возраста в быстринской свите, которая в районе месторождения разделена на пять горизонтов.

Все рудные тела приурочены к третьему горизонту. Среди доломитов этого горизонта выделяются три разновидности, постепенно сменяющие друг друга: 1) темно-серые и черные глинистые доломитовые известняки скрыто- и мелкозернистой структуры; 2) серые известняки скрыто- и мелкозернистой структуры; 2) серые массивные доломиты и известковистые доломиты графо- и гетеробластовой структуры; 3) белые и светло-серые сахаровидные доломиты такой же структуры. Степень метаморфизма пород увеличивается от первой разновидности к третьей. Наиболее распространена на месторождениях вторая разновидность доломитов.

Локализация рудных тел в третьем горизонте, по мнению ряда исследователей, обусловлена тем, что этот горизонт подстилается и покрывается существенно сланцевыми горизонтами, обладающими отличными от доломитов физико-механическими и химическими свойствами (рис. 72).

Интрузивные породы, распространенные непосредственно в пределах описываемых месторождений, представлены дайками базокварцевых и кварцевых норфиров, а также лампрофиров. Все дайковые породы в окрестностях Благодатского месторождения прорывают нижне-среднеюрские отложения. Определение абсолютного возраста образцов базокварцевых порфиров дают 140—150 млн. лет (А. Кулагашев, 1963 г.), что указывает на их средне-верхнеюрский возраст. Базокварцевые порфиры на Благодатском месторождении пересекаются дайками кварцевых порфиров, а те, в свою очередь, дайками лампрофиров. Все указанные разновидности даек секутся рудными телами.

Верхняя возрастная граница формирования даек и свинцово-цинковых руд Нерчинско-Заводского района Забайкалья определяется Ю. Писцовым на том основании, что в нижнемеловых отложениях находятся обломки дайковых пород и руд.

Ведущими околорудными изменениями на Благодатском и Екатерино-Благодатском месторождениях являются окварцевание и доломитизация. По данным К. Кузнецова, процессы интенсивного окварцевания известняков и образование джаспероидов, распространенных вдоль Благодатского разлома, начались

еще в палеозойское время. На это указывают находки галек джаспероидов в юрских конгломератах. Интенсивная доломитизация известняков произошла после внедрения даек лампрофиров, в верхнеюрский период. В это время образовались белые сахаровидные гидротермально-метасоматические доломиты (магнезидоломиты, по Е. Янишевскому). Эти породы также распространены вдоль разломов и трещин и интенсивность их доломитизации снижается по мере удаления от разломов.

Б. Васильев отмечает, что гидротермальное изменение отразилось и на физико-механических свойствах пород. Магнезидоломиты более трещиноваты, чем мраморизованные известковистые доломиты; в первых на 1 м^2 приходится

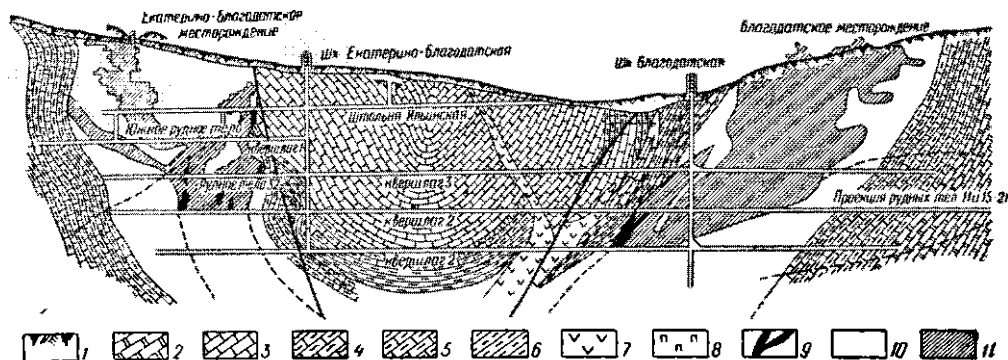


Рис. 72. Геологический разрез по линии квершлагов 2, пройденных между Екатерино-Благодатским и Благодатским месторождениями. По А. Кулагашеву и В. Фаворову.

1 — рыхлые отложения; 2 — доломиты среднезернистые; 3 — доломиты мелкозернистые; 4 — доломиты мергелистые; 5 — доломиты углистые; 6 — сланцы углистые; 7 — порфиры; 8 — лампрофировые дайки; 9 — рудные тела; 10 — рудовосная зона; 11 — отработанные площади

25—30 трещин, а во вторых — 10—15; эффективная пористость мраморизованных известковистых доломитов составляет 0,5%, а магнезидоломитов — около 3,5% и даже достигает в окварцованных участках 4,4%.

Наиболее значительные разрывные нарушения на площади описываемых месторождений, по данным Н. Горшкова, представлены Благодатским, Екатерино-Благодатским и Средним разломами. Благодатский и Екатерино-Благодатский разломы ограничивают участок месторождений с запада и востока. Благодатский разлом является сбросо-сдвигом, имеющим восточное падение; мощность дробленых и рассланцованных пород, определяющих зону разлома, 5—10 м. Вертикальная амплитуда этого разлома, по данным Н. Горшкова, 300—400 м. Екатерино-Благодатский разлом фиксируется полосой интенсивно перемятых и раздробленных пород мощностью около 40 м. Средний разлом находится в центральной части участка месторождений и выражен серией кулисообразных зон дробления мощностью от 3 до 7—10 м.

Таким образом, площадь Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений приурочена к опущенному блоку, ограниченному с запада и востока одноименными разломами.

Сложные тектонические деформации, проявившиеся внутри опущенного блока карбонатных пород, привели к образованию в нем разноориентированных систем трещин, обусловивших мозаичное строение участка. Среди этих систем трещин В. Ростов выделяет три главные: 1) субмеридиональную, 2) северо-восточную и 3) северо-западную.

Субмеридиональные трещины располагаются главным образом вблизи Среднего разлома, в его лежащем и висячем боках. Длина их по простиранию обычно 100—120 м, а по падению 60—70 м. Эти нарушения выражены прямолинейными зонами дробления и рассланцевания доломитов и минерализованными тектоническими швами. Одни из этих нарушений непосредственно вмещают рудные тела, другие обуславливают локализацию рудных тел только в сочетании с трещинами северо-западного или широтного направления. Субмеридиональные нарушения относятся к сколовым и, видимо, сопряжены со Средним разломом. Они являются дорудными, хотя присутствие в их пределах дробленого рудного материала свидетельствует также об их послерудной активности.

Трещины северо-восточного направления имеют северо-западное падение и прослеживаются по простиранию на 200—250 м, а по падению на 150—170 м. Они обладают двойственным характером. С одной стороны, судя по неровным краям и отсутствию тектонической глинки, их можно отнести к трещинам отрыва. С другой стороны, так как эти нарушения сопровождаются зонами рассланцевания вмещающих доломитов, вдоль которых наблюдается смещение даек лампрофиров, следует полагать, что они возникли как трещины отрыва, а позднее, в последающее время, приобрели сколовый характер. На Благодатском месторождении трещины этой системы вмещают серию жильных рудных тел, а на Екатерино-Благодатском месторождении в местах пересечения с северо-западными трещинами обуславливают локализацию трубообразных рудных тел.

Северо-западные нарушения, падающие к северо-востоку, сравнительно ограничены. Это короткие минерализованные тектонические швы, местами заполненные глиной и полуюкисленными сульфидами; иногда они выполнены дайками лампрофиров. Эти трещины также имеют сколовое происхождение и в сочетании с северо-восточными, субмеридиональными и широтными трещинами обуславливают локализацию некоторых трубообразных рудных тел на обоих месторождениях.

По форме и условиям залегания рудные тела рассматриваемых месторождений разделяются на три группы: трубообразные, жиллообразные и линзообразные.

Трубообразные рудные тела включают основную часть руд описываемых месторождений. Рудоконтролирующими структурами, определяющими места локализации и форму рудных тел, являются места сочленения и пересечения трещин скалывания различных направлений. Очертания этих тел достаточно разнообразны. В горизонтальном сечении в одних случаях, при приращении трещин под углами, близкими к прямым, тела имеют изометричную или эллипсоидальную форму, в других — при наличии двух трещин, сочленяющихся под острым углом, — вытянутую, приближающуюся к линзообразной. Площади горизонтальных сечений рудных тел обычно 80—250 м², а вертикальный размах их достигает 100—150, редко 200 м. Угол склонения рудных тел изменяется от почти горизонтального до вертикального. Большинство рудных тел этого типа являются скрытыми, располагаясь под сколовыми трещинами или углистыми сланцами.

Жиллообразные рудные тела играют в балансе руд месторождений подчиненную роль. Однако, несмотря на небольшие размеры рудных тел (до 150 м по простиранию и до 140 м по падению), они имеют важное поисковое значение, так как в местах их приращения к северо-западным и субмеридиональным нарушениям локализуются трубообразные тела. Сами жиллообразные рудные тела

приурочены к секущим сколовым нарушениям северо-восточного простирания, падающим на северо-запад. Обычно они сопровождаются зонами прожилково-вкрапленного оруденения.

Линзообразные тела на месторождениях распространены незначительно.

Трубообразные рудные тела большей частью сложены рудами массивной текстуры; брекчиевидные текстуры сравнительно редки и встречаются только на верхних горизонтах месторождений. Жилообразные тела образуются рудами массивной, полосчатой, а на верхних горизонтах брекчиевидной текстуры. Линзообразные тела состоят из сплошных мелкозернистых руд массивной текстуры.

По данным Е. Ягишевского и М. Свирского, главными рудными минералами месторождений являются: галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит и станнин; редко встречаются марказит, бурнонит, менегинит, блеклые руды, антимонит, касситерит и пирротин. Среди жильных минералов главную роль играют кварц и доломит, в подчиненном количестве встречаются кальцит, анкерит и сидерит.

Окисленные руды месторождений отработаны в XVIII и XIX вв. и их минеральный состав изучен плохо. Среди сульфидных руд верхних горизонтов встречаются мелкие скопления англезита, церуссита, смитсонита и гидроокислов железа.

М. Свирский, М. Добровольская и Ю. Киселев (1968) выделяют три стадии минерализации: 1) кварц-сфалеритовую, 2) сульфoантимонит-галенит-доломитовую, 3) анкерит-сидерит-доломитовую.

В первую стадию происходило образование минералов пирит-сфалеритовой ассоциации, наиболее широко распространенной в трубообразных рудных телах Благодатского месторождения. Минеральные образования второй стадии встречаются во всех типах рудных тел обоих месторождений и имеют весьма сложный состав. Здесь кроме галенита, буланжерита и геокронита присутствуют более редкие минералы, такие как бурнонит, менегинит, блеклые руды, семсейит и другие сульфосоли свинца и серебра. Третья стадия заканчивает процесс минералообразования и по существу является пострудной.

Отношения $Pb : Zn$ на Благодатском месторождении соответствуют 1 : 1,3, а на Екатерино-Благодатском 1 : 1,2. Кроме свинца и цинка в рудах отмечается наличие таллия, индия, кадмия, олова, сурьмы, мышьяка и др.

По данным М. Свирского, М. Добровольской и Ю. Киселева (1968), вертикальная зональность отчетливо проявлена в трубообразных рудных телах. Нижние и средние части этих рудных тел слагаются пирит-сфалеритовыми рудами, причем если в нижних частях в составе этой ассоциации главную роль играет пирит, то их средние части сложены указанными минералами приблизительно в равной степени. В верхней части рудных тел нередко наблюдается наложение минералов сульфoантимонит-галенит-доломитовой стадии на пирит-сфалеритовую ассоциацию, и, наконец, самая верхняя часть трубообразных тел сложена преимущественно сульфoантимонит-галенитовой ассоциацией, в которой значительное распространение имеет геокренит.

Для трубообразных рудных тел максимальное содержание свинца отмечается на верхних горизонтах — отношение $Zn : Pb$ здесь составляет 1,5 : 1, ниже, в участках развития пирит-сфалеритовой минеральной ассоциации, оно увеличивается до 2,4 : 1. На глубоких горизонтах, где преимущественно развит пирит, содержания свинца и цинка резко снижаются. По расчетам М. Свирского, градиент падения содержания свинца на 100 м равен 0,6 %, а цинка 0,4 %.

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Массивные и дисперсные руды колчеданных полиметаллических месторождений отличаются высокой концентрацией в их составе пирита, реже нирротина. Пространственно и генетически они обычно связаны с субщелочной ветвью базальтоидных вулканогенных комплексов ранних стадий эвгеосинклинального развития. Все колчеданные полиметаллические месторождения относятся к вулканогенным образованиям, по условиям накопления рудного вещества разделяясь на вулканогенные гидротермально-метасоматические, вулканогенные осадочные и комбинированные (Смирнов, 1968).

В Советском Союзе к колчеданным полиметаллическим принадлежат месторождения Северного Прибайкалья, Бурятии, Рудного Алтая, Центрального Казахстана, Узбекистана и Восточного Кавказа. За рубежом характерные колчеданные полиметаллические месторождения известны в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах Австралии (Брокен-Хилл), Испании (Рио Тинто), Канады (Флин Флон и др.), Турции (Эргани), ФРГ (Раммельсберг), Японии (север Хонсю) и в других странах.

Холоднинское месторождение

Холоднинское месторождение открыто в 1968 г. Район месторождения приурочен к юго-западной части Бодайбинского геосинклинального прогиба Байкальской складчатой области. Вмещающие месторождение породы представлены глубокометаморфизованными осадками верхнепротерозойского возраста (рис. 73).

В основании разреза залегают кварц-гранат-двуслюдяные и кварц-двуслюдяные сланцы с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Стратиграфически выше залегает черносланцевая свита, к которой и приурочены основные рудные тела месторождения. Породы этой свиты представлены чередованием графитсодержащих слюдисто-карбонатных и кварц-слюдяных сланцев, метаморфизованных графитистых песчаников и графитсодержащих песчаных известняков; по преобладанию тех или иных разностей пород в пределах свиты выделяются три пачки пород. Общая мощность свиты достигает 1000 м. Венчается разрез кварцевой свитой, также разделенной на три пачки, состоящие из переслаивания кварцитов и кварцито-песчаников с гравелитами и кварц-графит-слюдяных сланцев с гранатом.

Интрузивные породы на месторождении имеют подчиненное распространение и представлены метаморфизованными силообразными телами габбро-диабазов и серпентинизированными ультраосновными породами верхнепротерозойского возраста, с которыми связано сульфидное медно-никелевое оруденение.

Характерный набор метаморфических индекс-минералов в метапелитах участка месторождения (дистен, ставролит, альмандин) свидетельствует о том, что породы претерпели метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (Холоднинское месторождение..., 1975).

Месторождение расположено в пределах Холоднинской синклинальной структуры, северо-восточного простирания, осложненной двумя синклиналями второго порядка и разделяющей их антиклиналью (см. рис. 73). Эти складки имеют симметричное строение, опрокинуты на юго-восток и осложнены линейными изоклинальными складками более высоких порядков (рис. 74). Рудная синклиналь, к крыльям которой приурочены рудные тела, сложена породами

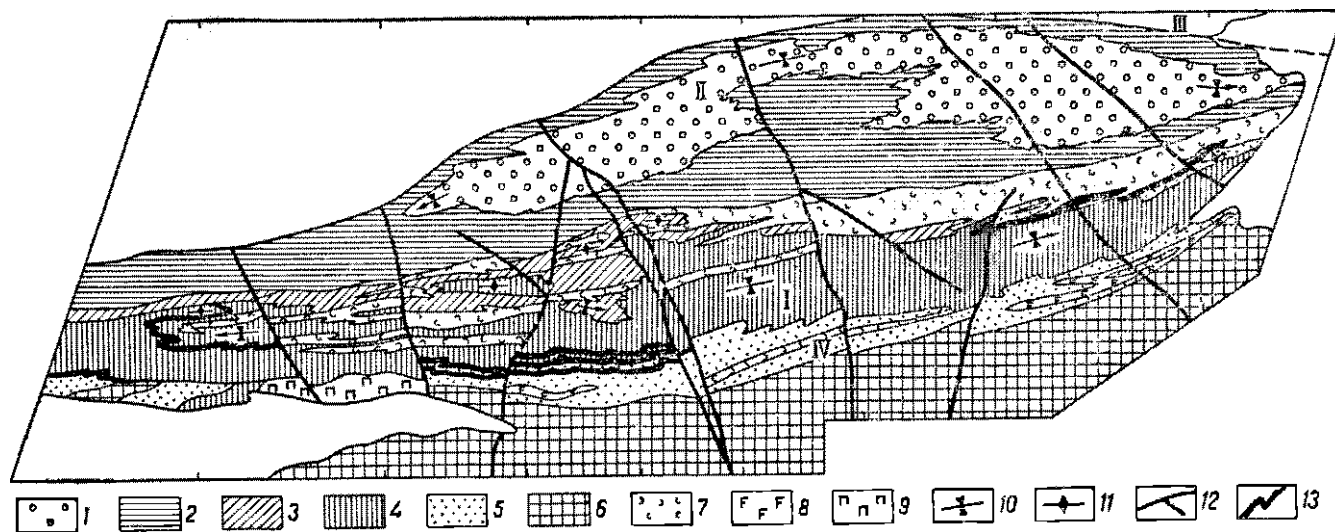


Рис. 73. Тектоническая схема Холодинского месторождения. По Г. Ручкину, В. Бушуеву и др.

1 — породы верхней пачки кварцевой подсвиты; 2 — породы средней и нижней пачек кварцевой подсвиты; 3 — породы верхней пачки черносланцевой подсвиты; 4 — породы средней пачки черносланцевой подсвиты; 5 — породы нижней пачки черносланцевой подсвиты; 6 — породы аквитской свиты; 7 — зона развития порфиробластических сланцев и интрузивных тел основного состава; 8 — габбро-диабазы; 9 — гипербазиты; 10 — ось синклинали; 11 — ось антиклинали; 12 — разрывные нарушения; 13 — рудные тела, I — Рудная синклираль, II — Северная синклираль, III — Тыйский разлом, IV — Аквитский разлом

черносланцевой свиты. Ширина складки на участке месторождения больше 1 км, юго-восточное крыло складки — нормальное, а северо-западное опрокинуто на юго-восток. Осевые плоскости мелких складок обычно имеют северо-западное падение под углами в 50—70°. Ось центральной антиклинали, разделяющей Рудную и Северную синклинали, совпадает с зоной центрального разлома; крылья складки тесно сжаты, имеют крутое падение на северо-запад и нарушены многочисленными субпараллельными разломами.

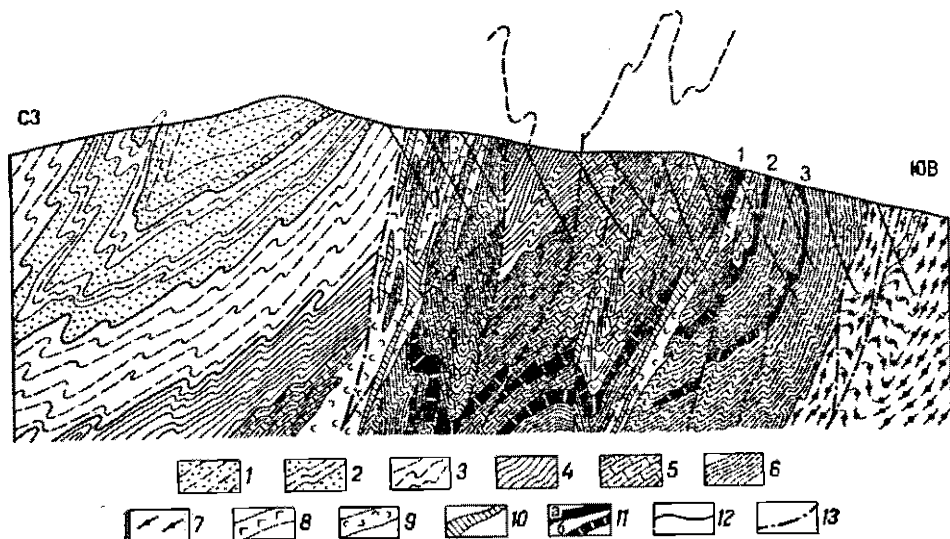


Рис. 74. Схематический геологический разрез Холоднинского месторождения. По Г. Ручкину, В. Бушугеву и др.

1—6 — осадочно-метаморфические породы пересальской свиты: 1 — пачка кварцитов; 2 — пачка переслаивания графитосодержащих кварц-слюдисто-гранатовых сланцев и кварцитов; 3 — пачка графитосодержащих кварц-слюдисто-гранатовых сланцев, 4 — пачка графитосодержащих кварц-слюдистых и слюдистых сланцев, 5 — пачка графитосодержащих слюдисто-карбонатных и кварц-карбонатных сланцев, 6 — пачка графитосодержащих кварцитов; 7 — осадочно-метаморфические породы авкитской свиты; 8 — тела ортоамфиболитов; 9 — зоны высокотемпературных метасоматитов; 10 — прожилково-вкрапленные руды; 11 — пластовые (стратиформные) колчеданные и колчеданные свинцово-цинковые руды; установленные (а) и предполагаемые (б); 12 — стратиграфические границы между свитами и пачками; 13 — разрывные нарушения. 1—3 — рудные тела

Складчатые структуры месторождения осложнены серией продольных и поперечных разрывов. Первые имеют северо-восточное простирание и под острыми углами срезают границы стратиграфических единиц. Среди них наибольший интерес представляет Центральный разлом; он контролирует размещение дайковых тел габброидов и метасоматических порфиروبластических пород, а также полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа. Амплитуда вертикальных перемещений по Центральному разлому оценивается в 300—500 м при опущенном северо-западном крыле. Поперечные разрывы северо-западного и субмеридионального направления, в сочетании с продольными нарушениями, обусловили блоковое строение месторождения.

Рудные тела Холоднинского месторождения группируются в пространственно разобщенные зоны. Первая, наиболее значительная по масштабам зона приурочена к юго-восточному крылу Рудной синклинали. Она состоит из трех рудных тел (см. рис. 74). Рудные тела в общем имеют форму пластообразных залежей, согласных с залеганием вмещающих пород и повторяют сложный ри-

сунок их складчатости. Контакты всякого бока большей частью резкие, границы лежачего бока нередко распылчатые, что обусловлено постепенной сменой руд слабо минерализованными породами. Преобладают массивные и полосчатые текстуры руд. В деталях строение рудных тел осложняется мелкими складками, пloyчатостью и разрывными нарушениями. В ядрах складок пластообразные рудные залежи приобретают седловидную форму за счет 2—3-кратного увеличения мощности руд в ядрах складок по сравнению с крыльями; при этом происходит изменение минерального состава руд и, в частности, увеличение доли галенита и сфалерита при уменьшении доли пирита. Разрывы также осложняют строение рудных тел, с ними связаны уже не массивные и полосчатые руды, а прожилково-вкрапленные рудные тела.

Вторая рудная зона протягивается вдоль северо-западного крыла Рудной синклинали и контролируется продольными разрывами Центрального разлома. Здесь преобладает прожилково-вкрапленный тип руд. Прожилки ориентированы по слоистости и сланцеватости вмещающих пород и в тех случаях, когда оруденение развивается в пloyчатых метапелитах, повторяют изгибы слоев, образуя раздувы в полостях отслаивания. В отличие от руд массивной и полосчатой текстуры в составе прожилково-вкрапленных руд главным сульфидным минералом руд является не пирит, а пирротин. Околорудные изменения на месторождении проявлены вдоль древних продольных нарушений и представлены серицит-карбонат-кварцевыми, кварц-серицитовыми, реже кварц-хлоритовыми метасоматитами. Последние замещают метаморфизованные породы и руды и сопровождают прожилково-вкрапленные пирит-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновые руды.

Руды Холоднинского месторождения слагаются пиритом, пирротин, сфалеритом, галенитом и халькопиритом; в незначительном количестве присутствуют арсенопирит, блеклые руды, рутил, магнетит и ильменит; редко, в виде очень мелких включений, встречаются самородное золото и калаверит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, мусковитом, реже встречаются дистен, анортит и битовнит, турмалин, альмандин, цинковая шпинель и биотит. Перечисленные минералы слагают несколько парагенетических ассоциаций. Наиболее равняющая пиритовая ассоциация сопровождается сфалеритом и галенитом. Руды этой ассоциации образуют согласные с вмещающими породами залежи колчеданных руд и характеризуются полосчатой и массивной текстурой и гранобластовой, часто мозаичной структурой с реликтами глобулярной (фрамбоидальной), радиально-лучистой и концентрически-зональной структуры.

На эту минеральную ассоциацию наложен кварц-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовый парагенезис, представляющий главный практический интерес. Этот минеральный комплекс также слагает согласные залежи и обладает массивной, полосчатой, пятнистой и брекчиевидно-полосчатой текстурами и гранобластовой, аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой и метакристаллической структурой. Количественные соотношения минералов этой ассоциации изменяется в широких пределах, что обуславливает выделение серноколчеданных, медноколчеданных и колчеданных свинцово-цинковых руд.

Еще более молодой ассоциацией является кварц-карбонат-сфалеритовая, содержащая в подчиненных количествах также галенит и халькопирит.

Завершается процесс формирования рудных тел на Холоднинском месторождении образованием пирит-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновой минеральной ассоциации отчетливо наложенной на все предыдущие образования. Эта ассоциация слагает секущие прожилково-вкрапленные и колчедан-

но-полиметаллические руды, главный ее минерал — пирротин. Преобладающими текстурами здесь являются прожилково-вкрапленная и гнездово-вкрапленная, а структурами — алло- и гипидиоморфнозернистая, метакристаллическая и распада твердых растворов.

Примерные отношения в рудах $Zn : Pb : Cu$ соответствуют 4 : 1 : 0,3. Кроме этого, в рудах присутствуют серебро и кадмий.

Зональность рудных тел на Холоднинском месторождении изучена еще слабо. Предварительные наблюдения свидетельствуют, что по мощности рудных тел обогащение колчеданных залежей свинцом и цинком наблюдается в лежачем и висячем боках рудного тела, в то время как в его средней части концентрации этих металлов значительно ниже. По падению рудных тел также намечается зональность, обусловленная увеличением до глубины 250—300 м суммарного содержания свинца и цинка, а также возрастанием отношения $Pb : Zn$. Ниже это отношение постепенно уменьшается за счет более быстрого падения концентраций свинца.

Руды Холоднинского месторождения, вероятно, возникли близко — одновременно с формированием вмещающих пород. Об этом свидетельствует изотопный анализ рудных свинцов месторождения, который (по шести пробам) дал следующие результаты: $Pb^{206}/Pb^{204} = 17,46$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,50$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 36,95$. Эти результаты определяют возраст месторождения в 900—1000 млн. лет.

После образования руды вместе с вмещающими породами подверглись интенсивному метаморфизму, сопровождавшемуся частичной регенерацией первичных колчеданно-полиметаллических залежей и возникновением секущих прожилково-вкрапленных существенно пирротиновых руд.

Месторождение Озерное

Озерное месторождение находится в Западном Забайкалье, на территории Бурятской АССР. Оно было открыто в 1963 г., а с 1964 по 1969 г. разведывалось.

Месторождение расположено в юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы на площади развития нижнекембрийских отложений, слагающих центральную часть Удино-Витимской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны каледонской геосинклинали Саяно-Байкальской горной области. Рудовмещающие вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения нижнего кембрия, общая мощность которых 5—6 км, перекрываются красноцветными молассами верхнего кембрия и прорываются нижнепалеозойскими и мезозойскими гранитоидами, развитыми в районе чрезвычайно широко.

Озерное месторождение приурочено к крупному останцу вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия в поле развития раннепалеозойских гранитоидов витимканского комплекса. Нижнекембрийские отложения смяты в крутые складки северо-восточного простирания, осложненные серией разрывных нарушений субширотного и северо-восточного направлений.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Озерного месторождения локализовано в одноименной синклинальной структуре. Вулканогенно-осадочные образования Озерной синклинали отнесены к нижнекембрийской олдындинской свите, которая по литологическому составу и остаткам фауны, согласно Э. Дистанову, К. Ковалеву и Р. Тарасовой (1972), разделена на верхнюю и нижнюю подсвиты (рис. 75). Для нижней подсвиты характерно преобладание туфогенных и туффитовых отложений с подчиненным положением карбонатных пород. Верхняя подсвита — вулканогенно-осадочная, при значительной роли

Система	Свита	Подсвита	Пачка	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
К е м б р и с с к а я								
О л д ы н ц и с с к а я (Ст, ол)								
В е р х н я я (Ст, ол₂)								
О з е р н а я	Гурбунурская	Верхний	Туффолаво-песчаный	Ст, ол₂ оз₂	Ст, ол₂ оз₂		> 120	Верхний подгоризонт: кристалло-лито-кlastические туфы дацитов с линзами лав кислых эффузивов Нижний подгоризонт: известняки, туффиты, известняковые туфогравелиты
								Верхний подгоризонт: ритмичное переслаивание известняковых туфогравелитов, туффитов, колчеданных рудных тел Нижний подгоризонт: известняки, их брекчии с колчеданным рудным телом
								Верхний подгоризонт: ритмично-слоистые туффиты, туфы дацитов, колчеданные руды Нижний подгоризонт: известняковые брекчии, туфогравелиты, туффиты, колчеданные руды, известняки (рифогенные)
								Верхний подгоризонт: туффиты (углистые, известковистые), туфогравелиты, известняки Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые с линзами углистых), туфогравелиты, известняковые брекчии
								Лавы, туфолавы андезит-дацитовых порфиров с прослоями туфов, известняковых брекчий, туффитов, колчеданных руд
								Колчеданные руды (слоистые), туффиты, агломератодые туфы
								Верхний подгоризонт: туффиты, известняки Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые) с прослоями туфов, известняковых брекчий
								Лавы, туфолавы риолит-дацитовых порфиров, туфы кислых эффузивов
								Верхний подгоризонт: переслаивание известняков и туффитов Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые)
								Переслаивание известковистых, углистых туффитов; колчеданные руды (слоистые)
Северная	Верхний	Ст, ол₁ св₂	Ст, ол₁ св₂	Ст, ол₁ св₂	Ст, ол₁ св₂		100-120	Верхний подгоризонт: переслаивание известняков и туффитов Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые)
								Известняковые туфогравелиты, туфопесчаники с прослоями туффитов (известковых, углистых) известняков

Рис. 75. Стратиграфическая колонка Озерного месторождения. По Э. Дистанову, К. Ковалеву и Р. Тарасовой.

Условные обозначения см. на рис. 76

карбонатных отложений, содержащих остатки археоциат и водорослей. В каждой из подсвит обособляются по две пачки, в основу выделения которых положены черты отчетливой ритмичности осадконакопления, связанной с пульсирующим характером вулканической деятельности и тектонической активности.

Нижние части пачек сложены преимущественно туфами и лавами андезито-дацитового и дацитового состава, верхние — туффитами, туфами и известняками. Общее количество излившихся пород в разрезе олдындинской свиты незначительно, и они представлены потоками лав преимущественно дацитового состава мощностью до нескольких десятков метров, переслаивающимися с туфогенными образованиями в низах озерной пачки верхней подсвиты. Преобладающую часть разреза составляют туфогенно-карбонатные осадки (известковистые туффиты) с различным соотношением туфогенного андезито-дацитового и дацитового, карбонатного и терригенно-пелитового материала. Существенную роль в разрезе играют рифогенные известняки и известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом, возникшие за счет их разрушения. Весь разрез в большей или меньшей степени насыщен тонкодисперсными сульфидами, преимущественно пиритом с глобулярным строением, концентрация которых увеличивается в рудоносных горизонтах.

В основной рудоносной озерной пачке пород в пределах месторождения условно выделяются два продуктивных горизонта — первый (нижний) и второй (верхний). В строении нижнего продуктивного горизонта в поперечном сечении Озерной синклинали четко выделяются две части. В ядре и юго-восточном крыле ее разрез горизонта представлен известняковыми брекчиями с обломками красных яшмовидных пород и остовами рифовых известняковых построек. В юго-восточном крыле складки эти породы почти полностью сидеритизированы. В северо-западном крыле синклинали горизонт сложен известняками, их брекчиями и туфогравелитами, туфами, туффитами, а также слоистыми и брекчиевидными рудами, в большинстве случаев закономерно сменяющими друг друга с образованием довольно четких седиментационных ритмов. Мощность основной продуктивной толщи колеблется от 140 до 230 м; мощность отложений олдындинской свиты 1500 м.

Среди интрузивных образований, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения рудного поля, выделяются три магматических комплекса:

1) субвулканических интрузий комагматов нижнекембрийских вулканогенных образований, которые представлены автомагматическими брекчиями риолит-дацитового состава, дацитовыми порфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами, кварцевыми диабазами и кварцевыми диабазовыми порфиритами;

2) трахидацитовых кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров условно пермо-триасового возраста;

3) триасово-юрских щелочных базальтоидов — долеритов и трахидолеритов.

Основные складчатые и разрывные структуры рудного поля характеризуются длительным развитием, включающим этап конседиментационных субвулканических подвижек, этап раннекаледонской складчатости и более поздние преимущественно блоковые движения. Озерная синклиналь северо-восточного простирания разбита разрывными нарушениями (Центральным и Юго-Западным разломами) на три тектонических блока: северо-восточный, центральный и юго-западный. Синклиналь представляет собой асимметричную линейную складку с отчетливо ундулирующим шарниром. На северо-востоке месторождения синклиналь оканчивается центроклинальным замыканием пластов

первого продуктивного горизонта озерной пачки. К юго-западу она плавно погружается, образуя локальные поперечные перегибы. Углы падения крыльев складки и форма замка в различных поперечных сечениях существенно варьируют (рис. 76).

Озерное месторождение состоит из многоярусных пластовых залежей массивных и вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд с преимущественным развитием седиментационных текстур и в меньшей мере наложенной прожилковой минерализации, возникшей в результате диагенетических преобразований и постумных гидротермально-метасоматических процессов. В основной рудоносной толще пород на месторождении выделено десять стратифицированных рудных залежей. Верхние рудные залежи вскрыты эрозийным срезом, самый нижний рудный пласт выявлен бурением на глубине 1300 м. Наряду с сульфидными рудными телами, особенно в юго-восточном крыле рудоносной синклинали структуры, выделяются преимущественно сидеритовые рудные залежи сложной формы в виде соединяющихся между собой линз, замещающих карбонатные, туфогенно-карбонатные и сульфидные отложения.

Сульфидные рудные тела приурочены к нескольким стратиграфическим уровням разреза рудовмещающей толщи и представляют собой серию расположенных друг над другом пластовых и пластообразных залежей, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м (см. рис. 76). Вблизи известняковых рифов рудные тела резко изменяются по мощности, тупо выклиниваются, образуя прилегающие контакты.

Колчеданные рудные тела в основном выделяются как естественная составная часть стратиграфических горизонтов, отделяя обычно подстилающую тонкокластическую часть осадков от верхней грубообломочной. Нижние границы рудных залежей более четкие, верхние у ряда тел постепенные с переходом богатых слоистых и брекчиевых руд в слабооруденелые породы через зону рассеянной сульфидной минерализации. Контакты внутрирудных туфитовых прослоев также отличаются исключительной выдержанностью и четкостью линий. Внутреннее строение колчеданных рудных тел неоднородно, что обусловлено чередованием различных по размеру слоев колчеданных руд, безрудных прослоев, оруденелых известняковых брекчий и сидеритов.

Залегая согласно с вмещающими породами, рудные залежи собраны в складки северо-восточного простирания, нередко асимметричного строения с широкими шарнирами. Морфология рудных тел осложнена также многочисленными поздними разрывами широтного и северо-западного направлений, амплитуды перемещения по которым достигают 5—10 м.

Среди сидеритовых руд можно довольно четко выделить две группы — метасоматическую и седиментационную, нередко тесно совмещенные в пространстве.

Помимо отмеченных главных морфологических и минеральных типов рудных тел на месторождении в разрывных структурах северо-восточного и субширотного простираний отмечаются также многочисленные жилы, прожилки и зоны прожилково-вкрапленной сульфидной полиметаллической и барит-сульфидной полиметаллической минерализации, по мощности редко превышающие первые метры.

Основная масса колчеданно-полиметаллических руд отложилась гидротермально-осадочным путем. В длительном процессе гидротермального поступления рудообразующего вещества происходило также формирование локальных зон наложенной метасоматической минерализации.

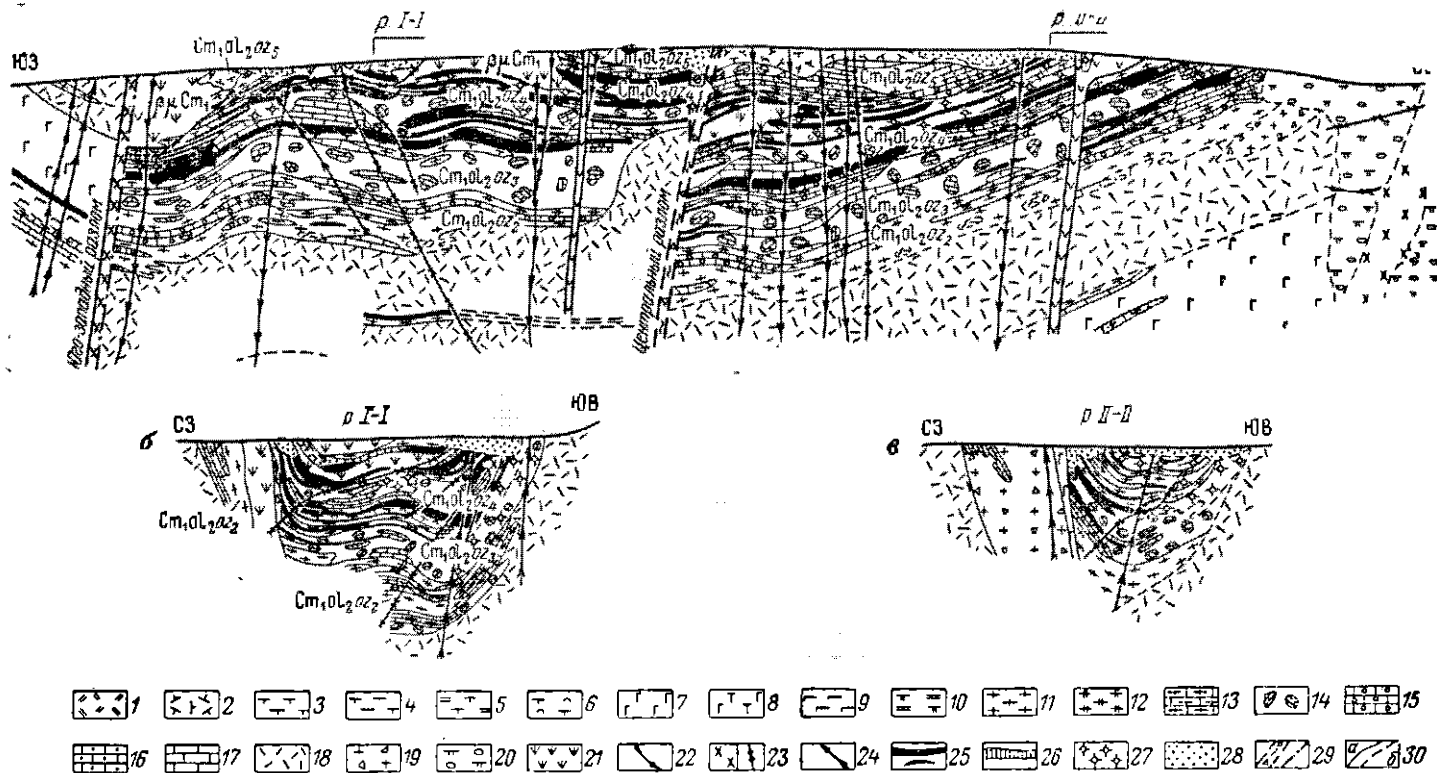


Рис. 76. Продольный (а) и поперечные (б и в) разрезы Озерной синклинали. По Э. Дистанову, К. Ковалеву и Р. Тарасовой.

1—17 — вулканогенно-осадочные отложения ольдындинской свиты: 1 — лавы риолит-дацитовых порфиров, 2 — кристаллокластические туфы кислого состава, 3 — туфы кислого состава разнообломочные, 4 — туфы кислого состава среднеобломочные (1—5 мм), 5 — туфы кислого состава крупнообломочные (5—30 мм), 6 — иллитовые, 7 — лавы андезит-дацитовых порфиров, 8 — туфолавы андезит-дацитовых порфиров, 9 — туфы среднего состава, 10 — туфы агломератовые, 11 — туфы известковистые, 12 — туффиты углистые, 13 — тонкое переслаивание туффитов и известняков, 14 — известняковые брекчи с туфогенно-карбонатным цементом, 15 — известковистые туфогравелиты, 16 — известковистые туфопесчаники, 17 — известняки; 18—22 — породы нижнекембрийского субвулканического комплекса: 18 — автомагматические брекчи риолит-дацитовых порфиров, 19 — автомагматические брекчи дацитовых порфиров, 20 — агломератовые брекчи жерловой фации, 21 — диабазовые порфириты (зеленокаменно измененные), 22 — кварцевые диабазовые порфириты; 23 — трахидацитовые кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры Р-Т; 24 — долериты и трахидолериты Т; 25 — колчеданно-полиметаллические руды; 26 — колчеданно-полиметаллические руды брекчевой текстуры (на стратиграфической колонке); 27 — сидеритовые руды; 28 — зона окисления руд и кора выветривания; 29 — разрывные нарушения; 30 — геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б)

Изучение температур образования массивных тонкозернистых полосчатых руд термобарическим методом по пиритам и сфалеритам показало отсутствие при их нагревании эффекта декрепитации, что позволяет говорить о температурах образования этого типа руд ниже 100°C . Температуры образования барит-полиметаллических руд из секущих рудных зон, замеренные методом гомогенизации газово-жидких включений, колеблются в пределах $160\text{--}200^{\circ}\text{C}$. Послойно-прожилковая эпигенетическая минерализация в слоистых колчеданных рудах по замерам методом гомогенизации имела температуры образования $110\text{--}170^{\circ}\text{C}$. Секущие же прожилки карбонатно-кварц-сфалеритового состава формировались в широком диапазоне температур от 220 до 360°C . Образование их скорее всего связано с регенерацией рудного вещества при внедрении пострудных магматических образований.

Отмечается относительная простота минерального состава первичных руд и равномерность распределения сульфидов в пластовых залежах. Основными рудослагающими минералами в них являются пирит, сфалерит и в меньшей степени галенит. Из нерудных минералов, либо образующих ритмичное переслаивание с сульфидами, либо отлагавшихся совместно с ними, в рудах присутствуют сидерит, кальцит, анкерит, доломит и небольшое количество кварца.

Для гидротермально-метасоматических руд минеральные парагенезисы пространственно менее выдержаны и более разнообразны. Метасоматическим путем помимо сидеритовых залежей формировались маломощные секущие зоны и жилы, прожилковая и вкрапленная минерализация барит-сульфидно-сидеритовых и барит-сульфидных руд. Во всех этих образованиях присутствуют сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, блеклая руда и в незначительных количествах борнит, самородное золото, самородное серебро и его сульфосоли — пирсеит, аргентит, полибазит. В существенно сидеритовых метасоматических залежах, развивающихся как по рудам, так и по нерудным образованиям, отмечаются вкрапленность и гнезда барита и иногда рассеянная галенит-сфалеритовая минерализация.

Ряд минералов возник в результате тех или иных преобразований первичных сульфидных и сульфидно-карбонатных руд. Гипс, пирротин, рутил, арсенопирит, мусковит встречаются в виде спорадических выделений как результат диагенетических, эпигенетических и дислокационно-метаморфических преобразований. Широкое проявление процессов контактового околослаивкового метаморфизма обусловило появление магнетита, гематита, хлорита, мусковита, эпидота и лейкоксена. Все вулканогенные и пирокластические породы месторождения в той или иной степени охвачены процессами серицитизации, калинипатизации, ороговикования и в меньшей степени гидробиотитизации. Появление этой минерализации связано с более поздними процессами ареального калиевого метасоматоза, охватившего все породы района.

Основная масса руд месторождения имеет слоистые текстуры, тонкозернистое и скрытокристаллическое строение.

Все проявленные в пределах рудного поля интрузивные образования кембрийского и более молодого возраста пересекают рудные залежи.

Отличительной особенностью гидротермально-осадочных руд Озерного месторождения является их свинцово-цинковый состав при почти полном отсутствии в них меди (содержания до сотых долей процента). Халькопирит наряду с баритом и другими характерными минералами присутствует в значительных количествах лишь в гидротермально-метасоматических образованиях.

Для руд месторождения характерно общее низкое содержание элементов-примесей. Наиболее типичными элементами, сопутствующими основным

рудным компонентам, являются мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, германий, таллий и марганец.

Изотопный анализ рудных свинцов Озерного месторождения дал по десяти определениям сходимые результаты со средними изотопными отношениями $Pb^{206}/Pb^{204} = 17,40$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,37$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 38,15$. Эти результаты еще раз подтверждают кембрийский возраст оруденения.

Орловское месторождение

Орловское колчеданно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае открыто в 1959 г. В строении месторождения принимают участие нижнепалеозойские, среднедевонские, верхнедевонские и верхнепалеозойские осадочные и осадочно-вулканогенные породы.

Толща нижнепалеозойских и метаморфических сланцев надвинута на породы среднедевонского возраста (рис. 77). Последние представлены двумя свитами. Нижняя свита (березовская) сложена в основном кремнисто-глинистыми алевролитами, содержащими прослой кварцевых альбитофиров, туфопесчаников, туффитов и песчаников и имеет мощность более 500 м. Верхняя свита, известная под названием таловской, сложена главным образом кварцевыми альбитофирами, их лавобрекчиями, туфами и туффитами, при резко подчиненной роли алевролитов, туфопесчаников и андезитовых порфиритов.

Рудомещающий разрез отличается тремя специфическими особенностями: 1) пестротой пород по химическому составу и гранулометрии; 2) тонким пере-слаиванием вулканогенных и осадочных пород; 3) постепенной сменой в разрезе грубообломочных пород тонкозернистыми.

Верхнедевонские отложения представлены тремя свитами. Первая из них нижнефранского возраста складывается алевролитами, известняками, конгломератами и вулканитами кислого и среднего состава; вторая, верхнефранская, представлена толщей кварц-полевошпатовых песчаников; третья, фаменская, сложена туфами и туффитами смешанного состава, порфиритами и туфопесчаниками.

Верхнепалеозойские отложения представлены малоульбинской свитой намюр-среднекаменноугольного возраста. Слагающие ее конгломераты, песчаники и углисто-глинистые алевролиты выполняют наложенные мульды и грабены и залегают с угловым несогласием на девонских отложениях.

Район месторождения полностью перекрыт четвертичными суглинками и глинами; средняя мощность их около 100 м.

Интрузивные породы в районе месторождения могут быть объединены в четыре комплекса: 1) субвулканические образования девонского возраста, 2) добатолитовые порфиры, 3) змеиногорские гранитоиды (батолитовый комплекс), 4) поздние малые интрузии.

Субвулканические кварцевые альбит-порфиры приурочены к среднедевонским отложениям и только изредка встречаются среди пород верхнедевонского возраста. Они представлены штоками, дайками и согласными с залеганием вулканогенных пород телами, мощность которых колеблется от десятков до первых сотен метров.

Добатолитовые порфиры по составу аналогичны кварцевым альбит-порфирам, отличаются от них более крупными размерами вкрапленников кварца и плагиоклаза и большим их количеством. Они образуют секущие штокообразные тела и дайки. Возраст их, вероятно, нижнекаменноугольный.

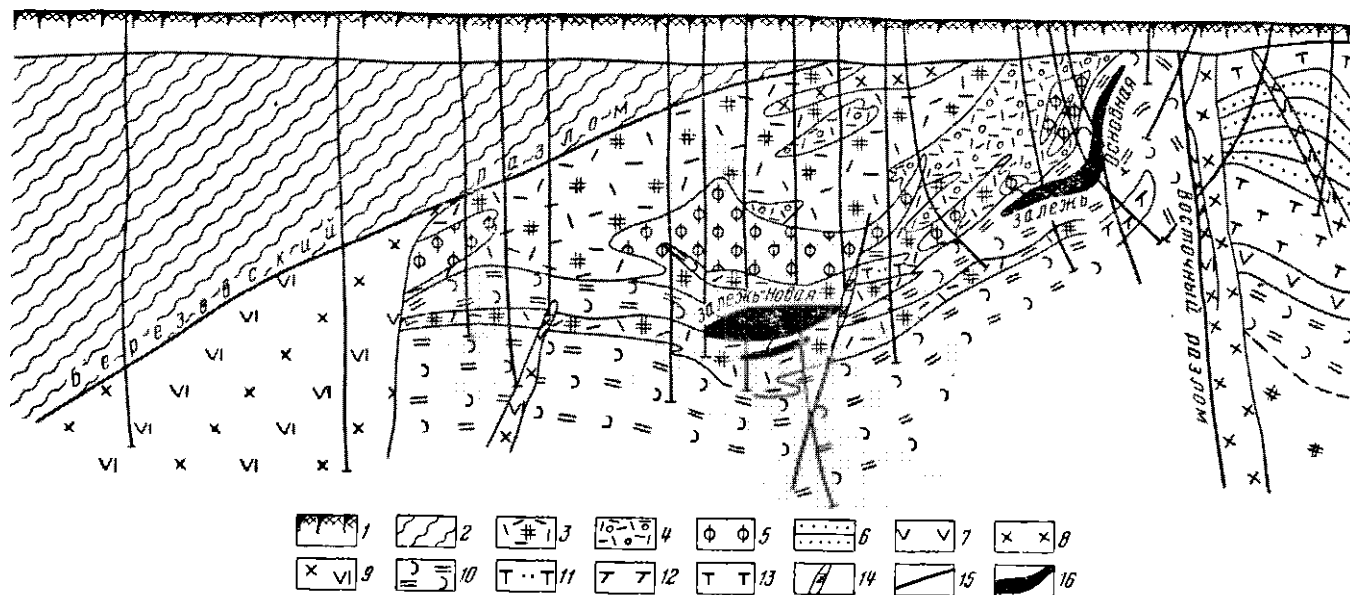


Рис. 77. Поперечный геологический разрез Орловского месторождения. По А. Гинатулину.

1 — рыхлые отложения; 2 — метаморфические сланцы ордовика; 3 — эффузивные кварцевые альбитофиты (таловская свита); 4 — лавобрекчий кварцевых альбитофитов; 5 — субвулканические кварцевые альбитофиты; 6 — песчаники (снегиревская свита); 7 — порфириды андезитовые; 8 — плагิโอгранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 9 — гранодиориты; 10 — кремнистые и кремнисто-глинистые аловориты (лосипинская свита березовской подсвиты); 11 — туфопесчаники; 12 — туфы смешанного состава; 13 — туфы кислого состава; 14 — жильные диабазовые порфириды; 15 — тектонические нарушения; 16 — сульфидные руды

Породы змеиногорского комплекса представлены габбро, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами. Они в пределах рудного поля прорывают отложения намюр-среднекаменноугольного возраста и приурочены к разломам. По данным сейсморазведочных работ Орловское рудное поле находится в над-интрузивной зоне крупного гранитоидного массива, кровля которого располагается на глубине 3—4 км.

Группа поздних малых интрузий представлена диоритовыми и диабазовыми порфиритами и микрогранодиорит-порфирами. Эти породы слагают сравнительно маломощные дайки, пересекающие намюр-среднекаменноугольные отложения и гранитоиды змеиногорского комплекса.

В составе измененных пород имеют значение продукты выщелачивания, представленные серицит-кварцевыми метасоматитами, однако главную роль играют минеральные ассоциации осадчения в виде кварц-хлоритовых и кальцит-хлоритовых пород. Сульфидные залежи располагаются главным образом в породах зоны осадчения; с переходом к зоне выщелачивания интенсивность оруденения резко убывает. На месторождении наблюдаются многочисленные случаи замещения хлорит-карбонатных и серицит-хлоритовых метасоматитов скоплениями эпидота, цоизита, биотита и актинолита, иногда с карбонатом и пиритом. Интенсивность этого замещения нарастает по мере приближения к контакту с гранитоидами змеиногорского комплекса, что дает основание рассматривать эти процессы как послерудные.

Орловское месторождение приурочено к юго-западному крылу одноименной горст-антиклинали. Эта антиклиналь осложнена многочисленными разрывами широтного, северо-западного и субмеридионального простираний, разбивающими структуру на ряд блоков. Рудное поле состоит из трех главных блоков: 1) Западного, сложенного нижнепалеозойскими породами, 2) Центрального, образованного отложениями березовской и таловской свит среднего девона, 3) Восточного, сложенного верхнедевонскими свитами.

Все рудные тела сосредоточены в пределах относительно приподнятого Центрального блока; с запада этот блок ограничен Березовским надвигом, падающим на запад под углами 25—35°, а с востока Восточным разломом, имеющим крутое (70—80°) падение в восточных румбах. Оба разлома контролируют размещение интрузивных пород змеиногорского комплекса. Амплитуда перемещения охарактеризованных блоков по этим разломам, по данным А. Гинагулина и В. Шевцова, превышает 800—1000 м.

Важным структурным элементом месторождения является контакт березовской и таловской свит, контролирующий рудную зону, к которой и приурочены рудные тела. Этот контакт на площади месторождения имеет западное падение. Морфология контакта сложная, что обусловлено наличием локальных прогибов, куполов, флексуорообразных изгибов и зон тектонических срывов. Вдоль контакта породы часто раздроблены и гидротермально изменены.

В пределах рудной зоны известны две крупные залежи: 1) Основная, включающая три рудных тела — Первое, Второе и Третье, и 2) Новая, состоящая из двух крупных рудных тел. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и имеют линзообразную форму, их длина по простиранию и падению составляет сотни метров, мощность — несколько десятков метров. Они, как правило, окружены измененными породами, объем которых в 1,5—2 раза превосходит размеры рудных тел.

В основном на месторождении развиты массивные руды, занимающие около 60—65% общего объема рудных тел. Прожилково-вкрапленные руды обычно сосредоточены в гидротермально измененных породах и приурочены

большей частью к лежащему боку рудных тел. Для сплошных руд характерны массивные, полосчатые, пятнистые, брекчиевые и колломорфные текстуры; для вкрапленных — гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Среди структур руд установлены структуры отложения, замещения, распада твердых растворов и катакlastические.

Главными рудообразующими минералами месторождения, по данным К. Чекаловой, являются пирит, составляющий от 10 до 90% объема руды, халькопирит, сфалерит и галенит. К числу второстепенных минералов относятся блеклая руда (теннантит и смешанного состава), сажистый дисульфид

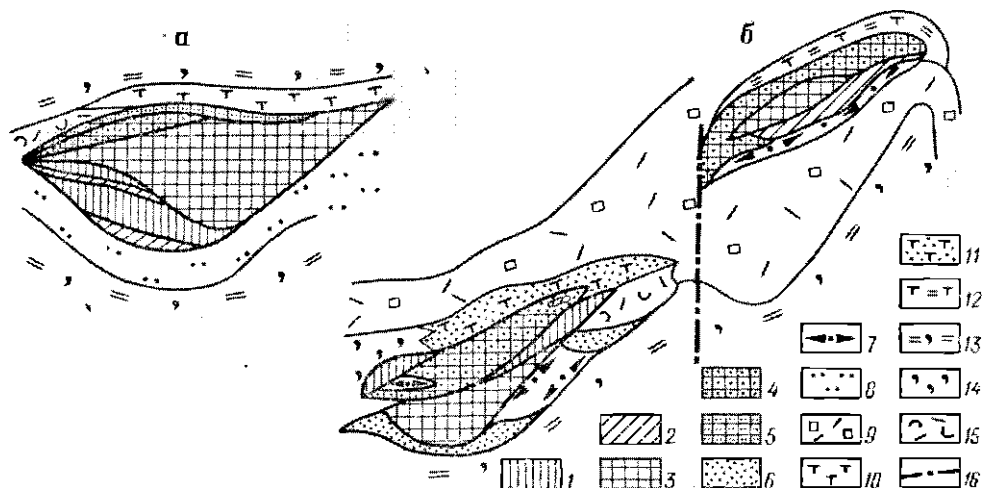


Рис. 78. Размещение минеральных типов руд Орловского месторождения. а — поперечный разрез, б — продольный разрез. По К. Чекаловой.

1—7 — сплошные руды: 1 — медноколчеданные, 2 — серноколчеданно-медно-цинковые, 3 — полиметаллические, 4 — барит-полиметаллические, 5 — флюорит-полиметаллические, 6 — вкрапленные халькопирит-пиритовые, 7 — прожилково- и гнездово-вкрапленные халькопирит-пиритовые; 8 — участки редкой вкрапленной минерализации пирита (иногда с небольшим количеством халькопирита); 9 — лавы кварцевых альбит-порфиров; 10 — лавобрекчии кварцевых альбит-порфиров; 11 — туфогенные алевропесчаники; 12 — кремнистые алевролиты; 13 — вторичные кварциты; 14 — гипс; 15 — кварц-хлоритовые породы; 16 — предполагаемый разлом

железа, магнетит и арсенопирит. Редко встречаются самородный висмут, висмутин, теллуrowисмутит, самородное золото, люцонит, фаматинит. Из нерудных минералов наиболее широко развиты барит, кварц, флюорит и альбит. Реже встречаются кальцит, доломит, серицит и хлорит. Гипергенные минералы не играют существенной роли и представлены гипсом, халькозином, ковеллином и борнитом.

К. Чекалова считает, что руды Орловского месторождения формировались в две стадии: серноколчеданно-медно-цинковую и барит-полиметаллическую. В первую стадию образовались сплошные и вкрапленные серноколчеданные, медноколчеданные и серноколчеданно-медно-цинковые руды. Вторая барит-полиметаллическая стадия характеризуется возникновением полиметаллических (пирит-халькопирит-сфалеритовая минеральная ассоциация) и барит-полиметаллических (галенит-баритовая минеральная ассоциация) руд. По химическому составу руды являются свинцово-цинково-медными. Для сплошных руд отношение $Pb : Zn : Cu$ составляет 1 : 5, 1 : 4,8. Во вкрапленных рудах преобладает медь, а цинк и свинец присутствуют в незначительных количествах.

Кроме основных компонентов — меди, свинца, цинка, бария и серы — руды содержат примеси кадмия, висмута, селена, теллура, таллия, галлия, кобальта, мышьяка, сурьмы, молибдена и др.

В строении рудных тел устанавливается зональность, ориентированная по мощности рудных тел (рис. 78). В пределах Новой залежки лежащий бок рудных тел складывается медноколчеданными рудами, которые выше сменяются полиметаллическими, а еще выше барит-полиметаллическими. Такая же зональность устанавливается и в пределах других рудных тел Орловского месторождения.

Тишинское месторождение

Тишинское месторождение находится на Рудном Алтае; открыто месторождение в 1958 г., эксплуатируется с 1965 г. Месторождение приурочено к центральной части Кедровско-Бутахиинской зоны разломов, которая является западной ветвью Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая. Оно залегает на контакте ильинской и сокольной свит зйфельского возраста. Верхняя часть ильинской свиты сложена туфами и лавами андезито-базальтового состава с маломощными прослоями кислых эффузивов, алевролитов и тонкозернистых песчаников. Низы сокольной свиты в пределах месторождения представлены известковыми и известково-углистыми алевролитами, углистыми и известково-углистыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками, туффитами, реже туфами и лавами липарито-дацитового и дацитового состава.

Отложения ильинской и сокольной свит прорваны телами липаритовых порфиров, слагающих так называемый Познопаловский интрузив и серию мелких штоков и даек. Тишинское месторождение располагается в зоне восточного контакта и пальцеобразного расщепления Познопаловского интрузива (рис. 79) и по мнению большинства исследователей генетически или парагенетически с ним связано. Установлено (В. Старостин и др.), что Познопаловский интрузив представляет собой стратовулкан, сложенный в основном лавами и лавобрекчиями липаритовых порфиров, с закономерным уменьшением размеров обломков от центральной к периферической зоне вулканической постройки. В строении последней также принимают участие субвулканические тела: более ранние, образующиеся одновременно с формированием вулкана, слагаются липаритовыми порфирами, более поздние представлены липаритовыми порфирами с обильными вкрапленниками кварца и полевого шпата и гранофировой и гинидиоморфнозернистой структурой основной массы. Обычно это мелкие штоки и дайки, приуроченные к древним разломам. Они имеют верхнедевонский возраст (В. Авдонин, В. Старостин, Т. Гончарова, 1975 г.) и обнаруживают тесную связь с рудными телами Тишинского месторождения. Рудные тела Тишинского месторождения приурочены к толще переслаивания пород, захороняющей это палеовулканическое сооружение.

Породы ильинской и сокольной свит в зоне контакта интенсивно динамометаморфизованы и изменены гидротермальными процессами. В пределах месторождения ширина полосы интенсивно измененных пород около 400 м. По простиранию контакта в западном и особенно восточном направлении она резко уменьшается. Эта полоса имеет зональное строение; по данным В. Чеквадзе и И. Исакович, а также В. Авдонина, зональность выражается в смене серицит-кварцевых и кварц-серицитовых пород внутренней зоны кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми породами промежуточной зоны, которые, в свою очередь, сменяются кварц-карбонат-хлоритовыми породами внешней зоны.

В строении района Тишинского месторождения главная роль принадлежит дизъюнктивным нарушениям, обусловившим блоковое строение Кедровско-Бутачихинской зоны. Блоки эти разделены разломами субширотного, субмеридионального, запад-северо-западного направлений и, как показывает палео-

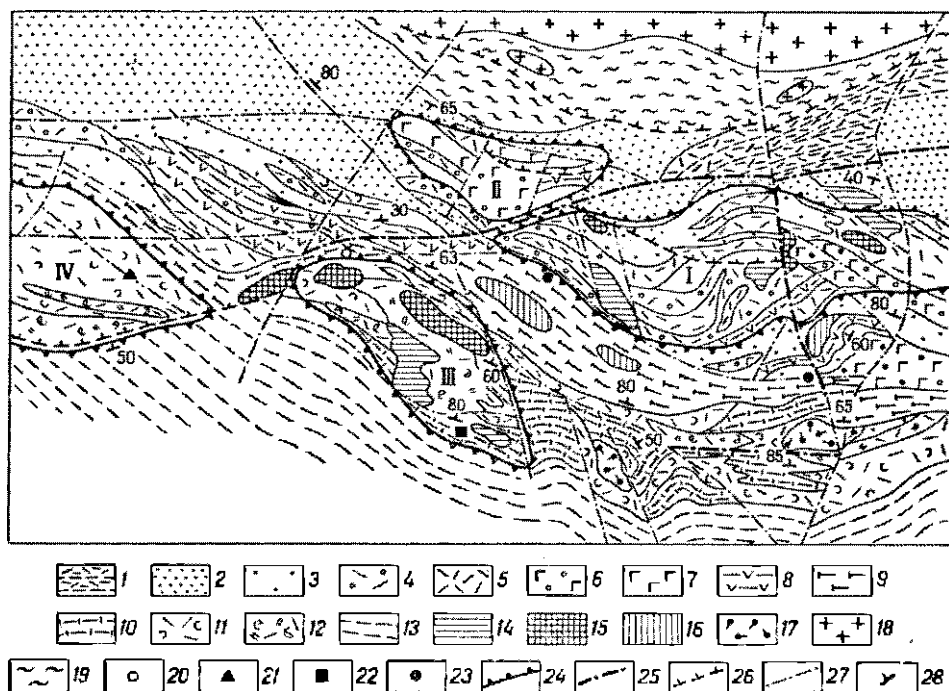


Рис. 79. Геолого-структурная схема Тишинского рудного поля. По В. Старостину, Г. Яковлеву и др.

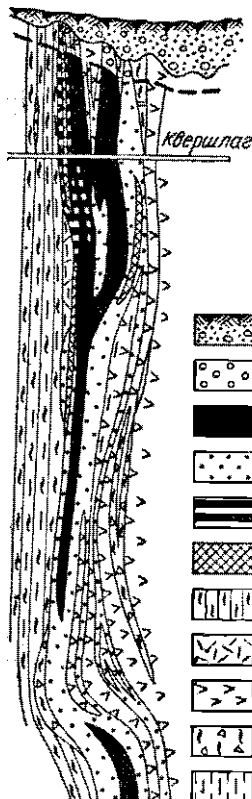
1 — ленинградская свита (переслаивание туфов и лав липаритовых порфиров с алевролитами); 2 — кривовская свита (песчаники); 3—8 — ильинская свита: 3 — туфогенные алевролиты, 4 — бомбовые туфы, 5 — лавы липаритовых порфиров, 6 — туфы и 7 — лавы базальтовых и андезитовых порфиров, 8 — туфиты среднего состава; 9 — успешная свита, нижняя (сокольная) подсвита — переслаивание алевролитов с углито-глинистыми сланцами; 10—12 — верхняя подсвита: 10 — известковистые алевролиты с прослоями туфитов кислого состава, 11 — грубообломочные туфы, 12 — лавовые брекчи липаритовых и липарито-дацитовых порфиров; 13 — шипуновская свита — глинистые сланцы, алевролиты и песчаники; 14 — ранние субвулканические тела липаритовых и липарито-дацитовых порфиров; 15—16 — поздние субвулканические тела: 15 — липаритовых порфиров, 16 — андезито-базальтовых порфиров; 17 — экструзии липаритовых порфиров; 18 — гранодиориты змеиногорского комплекса; 19 — кварц-эпидот-хлоритовые метасоматические образования по вулканогенно-осадочным породам девонского возраста; 20 — рудная минерализация: 20 — вкрапленная и прожилково-вкрапленная жильного типа, 21 — оруднение внутри палеовулканических сооружений, 22 — сульфидная, вулканогенно-осадочного генезиса, на контакте вулканических сооружений с перекрывающими толщами, 23 — руды в пачке переслаивания в надкупольных частях палеовулкана; 24 — контуры тектоновулканических сооружений; 25 — синвулканические разломы; 26 — наддыги; 27 — разломы; 28 — элементы залегания. I—IV — тектоновулканические сооружения: I — Познопаловское, II — Сигнальное, III — Козлушинское, IV — Острушинское

фацальный анализ, возникли еще в эйфельский век. Само Тишинское месторождение приурочено к пересечению субширотного разлома с древним конседиментационным разломом субмеридионального простирания.

Породы ильинской и сокольной свиты имеют запад-северо-западное и широтное простирание и близкое к вертикальному падение; на участке месторождения они рассланцованы; направление сланцеватости, по данным Б. Манькова, совпадает с общим простиранием мобильной зоны и слоистостью

вещающих пород. На фоне общей мобильной зоны выделяются три зоны интенсивного рассланцевания: Центральная, Северная и Южная. Ширина этих зон колеблется от 40 до 150 м. Кроме широтных зон рассланцевания на месторождении известны также зоны рассланцевания, имеющие север-северо-западное простирание и крутое падение на восток.

На фоне общей моноклиналиной структуры на месторождении зафиксирован ряд складок. По данным В. Авдомина и В. Старостина, синклиналильные складки, вскрытые карьером, имеют размах крыльев 200—300 м, чашеобразную или сундучную форму с пологим дном и крутыми крыльями. Осевые плоскости складок меняют простирание с широтного на северо-восточное. Эти складки в свою очередь осложнены флексурными изгибами пластов и складками волочения.



Наиболее важную локализирующую роль играет Центральная зона рассланцевания, приуроченная к контакту сокольной и ильинской свит. Эта зона рассланцевания вмещает главные рудные тела месторождения: Главную залежь, 1-ю и 2-ю Параллельные залежи.

Преобладающая часть руд сконцентрирована в Главной залежи (рис. 80). Это рудное тело вытянуто в широтном направлении и имеет крутое северное падение (75—90°); на флангах оно расчленяется на ряд параллельных ветвей и постепенно выклинивается.

В пределах Главного рудного тела выделяются три рудных столба: Центральный, Западный и Восточный. Наиболее крупные размеры имеет Центральный рудный столб, локализованный с одной стороны на участке сопряжения Центральной зоны рассланцевания с флексуро-

Рис. 80. Поперечный разрез Главного рудного тела Тишинского месторождения. По Б. Манькову.

1 — четвертичные отложения; 2 — окисленные руды; 3 — сплошные полиметаллические руды; 4 — прожилково-вкрапленные полиметаллические и медно-цинковые руды; 5 — сплошные цинковые руды; 6 — сплошные медноколчеданные руды; 7 — кварц-серпичитовые сланцы; 8 — серпичитовые сланцы; 9 — порфиры; 10 — микрокварциты и серпичит-кварцевые породы; 11 — зоны повышенного рассланцевания

образным изгибом замка синклинали, а с другой — приуроченный к сочленению этой зоны с оперяющей ее зоной рассланцевания северо-восточного простирания.

Кроме перечисленных рудных тел, локализованных в Центральной зоне рассланцевания, на Тишинском месторождении известна меньшая по размерам Северо-Западная залежь, контролируемая Северной зоной рассланцевания.

Руды Тишинского месторождения представлены сплошными (около 25% всего объема руд) и вкрапленными разновидностями. Вкрапленные руды образованы тонкими прожилками и мелкими линзами сульфидов (мощностью до 2—5 см), ориентированными согласно со сланцеватостью гидротермально измененных пород.

По составу руды месторождения разделяются на серноколчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические; преобладает последний тип руд. Отношения Pb : Zn : Cu в сплошных полиметаллических рудах 1 : 5,3 : 0,3, во вкрапленных — 1 : 7,8 : 1,2. Кроме свинца, цинка и меди руды месторождения содержат примеси кадмия, селена, теллура и др.

Среди текстур, по данным И. Исакович, преобладают полосчатая, линзовидная, массивная, прожилковая, брекчиевидная и гнейсовидная, а среди структур — гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, скелетная, субграфическая, а также структура разъедания.

Структурно-петрофизический анализ ориентированных образцов из массивных и полосчатых руд показал два отчетливых направления анизотропии (В. Старостин и др., 1973 г.). Одно отражает линейность отложения (полосчатость, ритмичность состава и строения и др.) и ориентировано по азимуту 240—250°, второе, вероятно, отражает пострудный динамометаморфизм, имеет деформационную природу и ориентировано по азимуту 320—340°.

Главными минералами руд Тишинского месторождения являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, серицит, хлорит и доломит; подчиненную роль играют блеклая руда, альбит, калиевый полевой шпат и кальцит. Редко встречаются теллуриды серебра, золота и висмута, самородное золото, висмут, арсенопирит, кобальтин, пирротин, а также карбонаты (мезитит и брейнерит).

И. Покровская процесс минералообразования разделяет на три этапа. К первому, предрудному, она относит формирование гидротермально измененных пород. Второй этап состоит из трех стадий: серноколчеданной, медноколчеданной и полиметаллической. В третий, метаморфогенно-гидротермально-пострудный этап формировались кварц-доломитовые прожилки с сульфидами.

По мнению В. Чекваидзе и И. Исакович, главная масса серноколчеданных руд образовалась не в рудный, а в предрудный этап. Они считают, что в пределах рудного этапа нельзя выделить существенно разновременные стадии, а минеральные ассоциации этого этапа, характеризующиеся разными количественными соотношениями главных рудообразующих минералов, являются одновременными образованиями.

Температура образования минеральных ассоциаций рудного этапа, по данным изучения газово-жидких включений методом гомогенизации, колеблется от 355 до 120° С. Кварц-доломитовые прожилки пострудного этапа формировались при температуре 105—100° С (Чекваидзе, Исакович, 1971).

Как отмечает Б. Маньков (1969), анализ распределения содержаний свинца, цинка и меди в вертикальных проекциях рудных тел показывает, что максимальные концентрации свинца на Тишинском месторождении характерны для верхних и средних горизонтов; на более глубоких горизонтах количественные соотношения свинца и цинка в связи с этим изменяются в пользу цинка. Содержание меди, также возрастает на глубоких горизонтах.

По данным А. Лапухова (1974), общий характер распределения повышенных концентраций металлов в Главном рудном теле Тишинского месторождения прерывистый, вертикально-столбовой с роистым сгущением максимумов, группирующихся вдоль нескольких гипсометрических уровней.

По данным В. Чекваидзе и И. Исакович (1971), от лежащего висячем боку рудных тел отмечается уменьшение количества пирита и халькопирита и, наоборот, увеличение содержания сфалерита и галенита.

Риддер-Сокольное месторождение

Риддер-Сокольное месторождение расположено в восточной части Рудного Алтая. Месторождение было открыто в 1784 г. Ф. Риддером. С 1789 по 1861 гг. на руднике велась добыча окисленных руд. В 1885 г. началась добыча сульфидных руд, которая продолжалась с небольшими перерывами до 1916 г., когда

вследствие увеличившегося притока воды рудник был затоплен. Восстановление рудника было выполнено в начале 20-х годов по указанию В. И. Ленина. В 1926—1944 гг. изучение и разведку Риддер-Сокольного месторождения осуществляла группа геологов под руководством П. Бурова и Н. Курека. В результате этих работ была произведена оценка месторождения, интенсивная эксплуатация которого ведется непрерывно до настоящего времени.

Лениногорское рудное поле складывается нижнепалеозойскими и среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями, прорванными магматическими породами различного возраста и состава. Наиболее древними породами являются нижнепалеозойские (возможно, ордовикские или более древнего возраста),

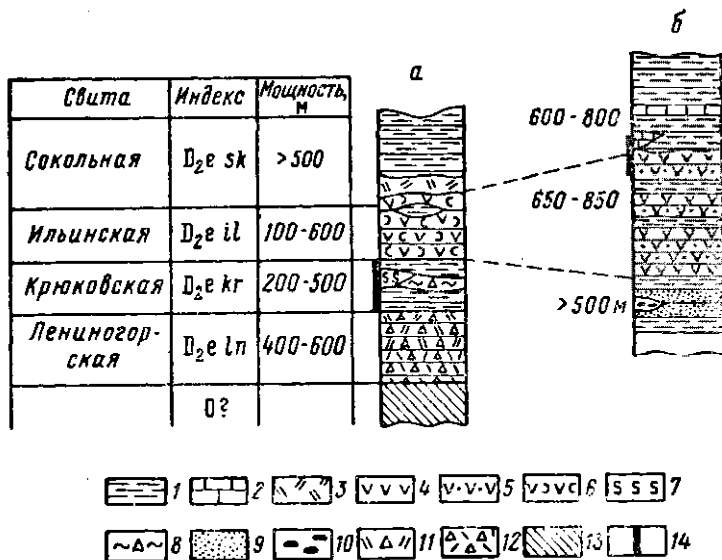


Рис. 81. Стратиграфические колонки Лениногорского (а) и Тишинского (б) месторождений. По М. Логиницу, А. Малигину, В. Попову, Б. Манькову.

1 — алевриты, агриллиты; 2 — известняки; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — лавы среднего состава; 5 — мелкообломочные туфы среднего состава; 6 — грубообломочные туфы среднего состава; 7 — микрокварциты; 8 — вулканогенно-осадочные брекчии; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — туфы и лавы кислого состава; 12 — лавы и лавобрекчии кислого состава; 13 — метаморфические сланцы ордовика; 14 — рудный интервал

которые слагают северное обрамление рудного поля, где они надвинуты на девонские отложения. Породы нижнего палеозоя вскрыты также глубокими скважинами в центральной части рудного поля, здесь они залегают под комплексом девонских отложений. Эти породы состоят из серицит-хлоритовых сланцев, филлитов и хлорит-карбонатных сланцев, образованных, вероятно, по полимиктовым и туфогенным песчаникам, глинистым породам и туфам. Мощность нижнепалеозойских отложений более 1000 м.

Девонские отложения рудного поля относятся к эйфельскому ярусу и расчленены Г. Щербой и Г. Яковлевым на четыре свиты: 1) лениногорскую, 2) крюковскую, 3) ильинскую, 4) сокольную (рис. 81).

Лениногорская свита на большей части территории рудного поля погребена под более молодыми девонскими породами и вскрыта многочисленными скважинами. Ее отложения залегают на породах нижнепалеозойского возраста с угловым несогласием. Нижняя часть лениногорской свиты сложена лавами, лавобрекчиями и туфами альбитизированных липаритов и дацитов, а верхняя — теми же породами, содержащими прослойки алевропелитов.

Крюковская свита складывается главным образом алевропелитами, известковистыми алевролитами, силицитами, кремнистыми сланцами, лавами и туфами альбитизированных липаритовых порфиров. Крюковская свита вмещает основную часть рудных тел Риддер-Сокольного месторождения. Руды локали-

зуются преимущественно среди осадочных пород — кварцитов, микрокварцитов, алевропелитов.

Ильинская свита представлена эффузивно-пирокластическими породами среднего и основного состава, с подчиненными пачками лав и туфов кислого состава и осадочных пород.

Сокольная свита венчает разрез вулканогенно-осадочных пород Лениногорского рудного поля; сложена она главным образом аргиллитами и алевролитами с маломощными пачками кислых и основных эффузивов.

В пределах рудного поля распространены четыре группы интрузивных пород: 1) кварцевые альбитофиры (липаритовые порфиры), 2) порфириты, 3) диабазы, 4) эруптивные брекчии.

Кварцевые альбитофиры сравнительно широко распространены в южной части рудного поля. Их пластовые залежи приурочены к сокольной свите и имеют мощность от нескольких до 500 м. П. Буров и Н. Курек (1939) относили эти образования к интрузивным и рассматривали как фациальную разновидность верхнепалеозойских гранитоидов. Г. Щерба (1957) рассматривал их как эффузивы сокольной свиты, Г. Яковлев (1959) и Б. Чепрасов, учитывая эруптивный характер верхнего контакта залежи кварцевых альбитофиров и ороговикование алевролитов, пришли к выводу, что кварцевые альбитофиры имеют субвулканическое происхождение.

Порфириты залегают в виде межпластовых, а также секущих тел, представляющих собой, вероятно, корневые части пластовых залежей. Мощность отдельных тел порфиритов достигает 50 м. По составу среди этой группы пород Г. Щерба выделяет авгитовые, миндалекаменные, плагиоклазовые и афировые порфириты. Большая часть исследователей рассматривает порфириты как субвулканические образования ильинского возраста.

Диабазы образуют вертикально падающие дайки, имеющие мощность не более 3—5 м, но четко прослеживающиеся на расстояние до 1,5—2 км. Это самые молодые образования рудного поля; они секут все породы, включая и сокольную свиту, кварцевые альбитофиры, эруптивные брекчии и рудные тела.

Эруптивные брекчии представляют собой своеобразные породы, детально изученные Б. Чепрасовым и М. Тащининой. Они состоят из обломков пород крюковской и частично лениногорской свит, сцементированных тонкоперетертым обломочным материалом. Эруптивные брекчии встречаются в виде согласных и секущих тел среди пород крюковской и ильинской свит и часто имеют трубообразную форму. Наряду с обломками неизмененных пород в эруптивных брекчиях встречаются обломки гидротермальных кварц-баритовых пород, массивных сульфидных руд и жильного кварца с сульфидами. Вместе с тем сами эруптивные брекчии пересекаются кварц-карбонат-баритовыми прожилками с галенитом. Эти данные свидетельствуют о внутрирудном возрасте эруптивных брекчий. По совокупности данных Б. Чепрасов предполагает, что образование эруптивных брекчий связано с взрывным воздействием газов и пара магматического происхождения.

Гидротермально измененные породы были детально изучены Н. Куреком. По его и другим данным, в пределах Лениногорского рудного поля широко распространены процессы окварцевания, серицитизации, карбонатизации, хлоритизации и баритизации. По мнению Г. Щербы, большая часть околорудноизмененных пород имеет дорудный возраст, а состав метасоматитов во многом определяется составом вмещающих пород. З. Сидоренко и Б. Чепрасов считают, что микрокварциты и кварциты представляют собой первичноосадочные

образования. Эту точку зрения разделяет и В. Чекваидзе, считая представления о широких и интенсивных проявлениях гидротермальных процессов на рудном поле преувеличенными. По мнению этого исследователя, геологические особенности проявления гидротермальных изменений площадного типа (как это ранее справедливо отмечал Г. Щерба) свидетельствуют об их тесной связи с вулканическими процессами. Наряду с этим В. Чекваидзе отмечает наличие в пределах рудного поля и гидротермальных измененных пород локального типа, которые в отличие от площадных изменений четко контролируются разрывными и трещинными структурами и часто представлены жильобразными телами нацело преобразованных первичных пород.

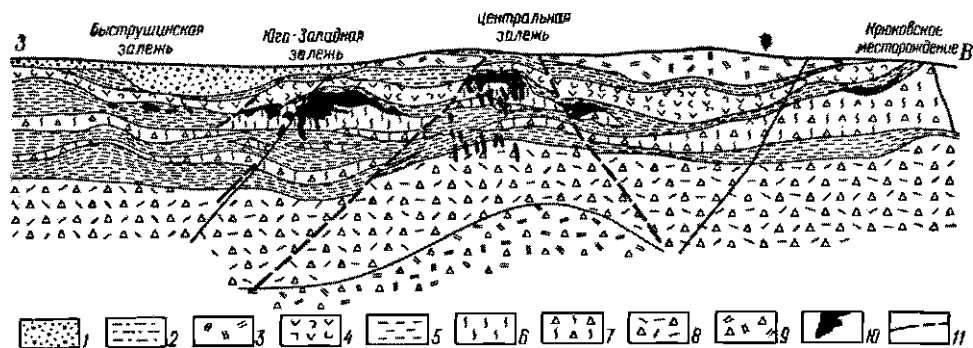


Рис. 82. Схематический разрез Риддер-Сокольного месторождения. По Б. Чепрасову.

1 — четвертичные отложения; 2 — сокольская свита — аргиллиты, песчаники; 3 — альбитофиты; 4 — ильинская свита — туфы и лавы среднего и основного состава; 5 — 7 — крюковская свита: 5 — алевропелиты, 6 — микрокварциты, 7 — вулканогенно-осадочные брекчии; 8 — 9 — ленинградская свита; 8 — туфы, лавы кислого состава; 9 — брекчии; 10 — рудные тела; 11 — разломы

Ленинградское рудное поле представляет собой грабен, со всех сторон околонтурный крупными разломами. С севера рудное поле ограничивает Северный надвиг, по которому нижнепалеозойские отложения и гранодиориты Синюшинского массива надвинуты на девонские. С юга проходит Ивановский разлом, вдоль которого нижнепалеозойские метаморфические сланцы и гранитоиды Иванковского блока взброшены на древнечетвертичные отложения, перекрывающие девонские породы рудного поля. С запада рудное поле ограничивает Кедровско-Бутачихинская, а с востока Успенско-Карелинская зона смятия Рудного Алтая.

Залегающие в грабене среднедевонские отложения слабо дислоцированы и в основном имеют пологое южное падение (рис. 82). Однако детальное изучение девонских отложений рудного поля позволило П. Бурову и Н. Куреку установить, что они образуют две небольшие антиклинальные или, как это позднее установлено Б. Чепрасовым, горст-антиклинальные складки северо-западного простирания — Риддер-Сокольную и Крюковскую, разделенные грабен-синклиналью. Строение горст-антиклиналей осложнено так называемыми купольными структурами. Последние представляют собой изометричные или несколько вытянутые брахиструктуры; ядра куполов образованы кварц-баритовыми породами, а кровля сложена алевропелитами крюковской свиты. Горст-антиклинали и купола имеют важное рудоконтролирующее значение: к Риддер-Сокольной антиклинали приурочено одноименное месторождение, а к куполам — отдельные рудные залежи этого месторождения.

Относительно происхождения куполов существуют различные точки зрения: П. Буров и Н. Курек рассматривают их как складчатые структуры, Г. Щерба как вулканические, по мнению Е. Ермолаева, возникновение куполов связано с блоковыми движениями нижнелепеовской фундамента, по Б. Ченрасову, это продукты одновременной тектонической и гидротермальной деятельности — купола минерализационного роста, а Г. Королев приводит доводы в пользу того, что купола имеют блоковое конседиментационное происхождение.

Г. Яковлев (1969 г.) обратил внимание, что Лениногорское рудное поле в целом приурочено к так называемому глыбовому типу складок, а рудные тела Риддер-Сокольного месторождения — к типу согласных структур, представленных залежами межпластового срыва и дробления. По его мнению, горст-антиклинальные складки рудного поля принадлежат к типу вулканических брахиантиклиналей, представляющих собой разрушенные и разбитые геотектоническими нарушениями древние вулканические постройки (Г. Яковлев, 1968 г.).

Существенное рудоконтролирующее значение имеют также и разрывные нарушения. На рудном поле известно пять разрывов, осложняющих строение вышеупомянутых антиклиналей и преобразовавших их в горст-антиклинали. Эти разрывы север-северо-западного простирания, прослеживаются на 1—2 км, имеют западное и восточное падение и амплитуду смещения в несколько десятков метров. Разломы, как показывает изучение состава девонских отложений, являлись конседиментационными структурами, но неоднократно подновлялись в последующие периоды. Кроме этих нарушений в пределах рудного поля зафиксированы многочисленные более мелкие нарушения, вероятно, сопряженные с описанными выше и местами являющиеся рудофокусирующими.

Позднеалеозойские разломы представлены Северным надвигом и, по данным С. Сандомирского, серией более мелких послонных надвигов в девонской толще.

Риддер-Сокольное месторождение состоит из ряда рудных залежей. Главными из них являются Центральная, 1-я, 2-я и 3-я Юго-Западные и Быструшинская. В целом рудные тела имеют сложную форму; в верхней части месторождения они залегают согласно с вмещающими породами, а в нижней имеют неровные, иногда секущие контакты и усложнены уходящими далеко вниз апофизами (см. рис. 82). Вертикальный размах рудной зоны превышает 600 м.

На месторождении выделяются шесть текстурно-минералогических типов руд: слоистые полиметаллические, сплошные полиметаллические, прожилково-вкрапленные полиметаллические, жильные медно-цинковые, жильные полиметаллические и барит-полиметаллические в купольных структурах.

По химическому составу на Риддер-Сокольном месторождении выделяются три типа руд: свинцово-цинковые, медно-цинковые и золотосодержащие. В свинцово-цинковых рудах, которые на месторождении преобладают, отношение $Pb : Zn : Cu$ отвечает 1 : 2,1 : 0,2; в медно-цинковых рудах 1 : 4,3 : 8,1.

Среди текстур руд, по данным И. Исакович, преобладают массивная, полосчатая, прожилковая, секрционная, кокардовая, вкрапленная, пятнистая. Господствующие структуры руд — гишидоморфнозернистая и субграфическая.

Главными минералами рудных тел Риддер-Сокольного месторождения являются сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, кварц, кальцит, гидрослюда, фенгит, доломит, барит. Подчиненную роль играют тетраэдрит, марказит,

арсенопирит, серебро, хлорит, эпидот, альбит, анкерит, каолинит, магнезит, сидерит, халцедон и др.

По мнению И. Покровской и О. Ковриго (1969 г., 1970), руды Риддер-Сокольного месторождения формировались в три этапа. В первый гидротермально-седиментационный этап образовались слоистые колчеданно-полиметаллические руды, во второй — гидротермально-метасоматический этап сформировалась главная масса руд. В пределах этого этапа выделяются серпоколчеданная, цинково-медная и кварц-барит-полиметаллическая стадии. К третьему гидротермально-метаморфическому этапу относят две стадии — сульфидно-серицитовую и поздних прожилков.

И. Исакович и Н. Гибшер (1971) в процессе формирования руд Риддер-Сокольного месторождения выделяют четыре стадии: 1) пиритовую (предрудную); 2) галенит-халькопирит-сфалеритовую; 3) галенит-сфалерит-баритовую; 4) кварц-карбонатную (пострудную).

В результате изучения температуры процессов минералообразования методом гомогенизации включений установлено, что вторая стадия началась при температуре 325° С, а заканчивалась при температуре 125° С, минеральные ассоциации третьей стадии формировались в интервале температур 345—145° С. Температуры, при которых происходило образование минеральных ассоциаций первой и четвертой стадий, не установлены (Исакович, Гибшер, 1971).

На Риддер-Сокольном месторождении наблюдается хорошо выраженная вертикальная зональность, обусловленная преобладанием барит-полиметаллических руд на верхних горизонтах, свинцово-цинковых — на средних и медно-цинковых — на нижних.

Изучение изотопного состава свинцов галенитов Риддер-Сокольного и Типинского месторождений, при котором было сделано несколько десятков определений, показало, что по соотношениям $Pb^{206} : Pb^{204}$, $Pb^{207} : Pb^{204} : Pb^{208} : Pb^{204}$ и $Pb^{207} : Pb^{206}$ эти свинцы весьма близки между собой (Изотопный состав..., 1971). Тожественность их с изотопным составом свинцов вмещающих пород также указывает на генетическую общность этих свинцов.

Месторождение Жайрем

Месторождение Жайрем расположено в западной части Центрального Казахстана, северо-западнее горы Каражал. Породы наlezоя здесь целиком перекрыты песками, суглинками и глинами кайнозойского возраста мощностью несколько десятков метров. В 1951 г. в районе месторождения были выявлены магнитные аномалии, обусловленные наличием здесь железо-марганцевого оруденения, давно известного в районе. При разбуривании одной из этих аномалий были установлены баритовое тело и богатые свинцово-цинковые руды.

Оруденение в пределах Жайремского рудного поля локализуется в трех самостоятельных месторождениях, именуемых в разведочной практике Западным, Дальнезападным и Восточным рудными участками (рис. 83).

Месторождение Жайрем является представителем месторождений так называемого атасуйского типа, для которых характерно совмещение в пределах одного рудного поля пластовых железо-марганцевых и цинковых руд с наложенным гидротермальным барит-цинк-свинцовым оруденением (Щерба, 1967; Ю. Парилов, Н. Митряева и др., 1976 г.). Это оруденение локализуется среди кремнисто-карбонатных отложений верхнефаменского возраста, прини-

мающих участие в строении Жайльминской синклинали структуры. Последняя складывается двумя комплексами пород: 1) вулканогенно-осадочным (среднедевонского и франского возраста), представленным лавами и пирокластами пород кислого, основного и щелочного состава, чередующимися

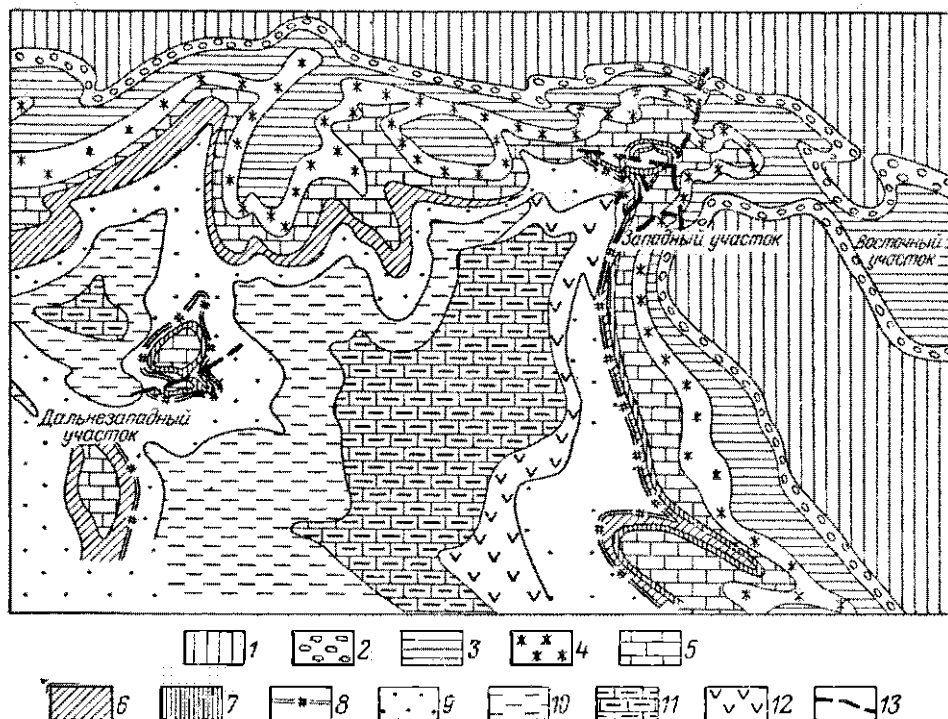


Рис. 83. Схема геологического строения месторождения Жайрем. По Л. Турченко, В. Серее, А. Рожнову.

1 — сероцветные кремнисто-карбонатные породы $C_1t_3^2$; 2 — желваковистые известняки $C_1t_1^1$; 3 — черные углистые кремнистые известняки $C_1t_1^2$; 4 — красноцветные известняки $D_3fm_3^2$; 5 — сероцветные кремнисто-карбонатные породы $D_3fm_3^2$; 6—10 — породы продуктивной пачки: 6 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы с прослоями кремнистых известняков и известняков с бугристыми поверхностями напластования $D_3fm_3^1$; 7 — железорудный горизонт $D_3fm_3^1$; 8 — маркирующий горизонт — углистые неслоистые силициты с карбонатными стяжениями $D_3fm_3^1$; 9 — углисто-глинисто-карбонатные породы конкреционной текстуры с пирит-сфалеритовыми прослоями $D_3fm_3^1$; 10 — горизонтально-слоистые углисто-глинисто-карбонатные породы с пирит-сфалеритовыми прослоями $D_3fm_3^1$; 11 — глинисто-карбонатные породы с карбонатными стяжениями $D_3fm_3^1$; 12 — трахитовые порфиры, туфы, спилиты; 13 — тектонические нарушения

с осадочными породами; 2) морским осадочным, сложенным карбонатными, глинисто-карбонатными и песчано-аргиллитовыми карбонатными, глинисто-карбонатными и песчано-аргиллитовыми отложениями фаменского яруса верхнего девона и турнейского, визейского и намюрского ярусов карбона. В пределах рудного поля вскрыт только верхний комплекс отложений.

На месторождении в основании разреза, по данным А. Рожнова, залегают породы нижнефаменского подъяруса, представленные глинистыми известняками с прослоями известняков и кремнисто-карбонатных пород мощностью более 150 м.

В составе верхнефаменского подъяруса выделяются три пачки: Продуктивная, Промежуточная и Красноцветная. Продуктивная пачка включает все рудные тела месторождения. В ее разрезе преобладают углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные породы. Мощность пачки и стратиграфическая последовательность слоев в ней изменчивы. На наиболее детально изученном Западном рудном участке продуктивная пачка, по данным А. Рожнова, включает следующие горизонты (снизу вверх):

1. Тонкослоистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы	до 90 м
2. Неравномерно-слоистые глинисто-кремнисто-известковые породы . .	70 м
3. Пиритовые ритмиты ¹ , представленные глинисто-кремнисто-карбонатными ленточно-слоистыми породами, насыщенными прослоями тонкополосчатых пиритовых руд	30—50 м
4. Углисто-глинисто-карбонатно-кремнистые слоистые породы, содержащие прослой туфов и туффигов, горизонты полосчатых пиритовых руд	10—15 м
5. Нижний флишoidalный горизонт, представленный глинисто-кремнисто-карбонатными породами с углистым пигментом; в верхних частях ритмов встречаются прослойки тонкодисперсного пирита и сфалерита	50—80 м
6. Горизонт углисто-кварц-кальциевых пород с карбонатными стяжениями; благодаря своеобразной окраске и составу этот горизонт имеет маркирующее значение	10—14 м
7. Средний флишoidalный горизонт; по составу и строению аналогичен нижнему флишoidalному горизонту	10—15 м
8. Горизонт слоистых железных руд (магнетит, гематит, железистые ишмы, чередующиеся с прослоями кремнистых известняков)	

¹ Под термином «ритмит» Л. Ботвинкина понимает породы, возникшие в результате осадконакопления ритмического характера.

На Западном участке выше продуктивной залегают Промежуточная пачка, представленная чередованием ритмичнополосчатых и узловато-слоистых известняков с пластами железных руд; мощность ее 60—80 м.

Венчает разрез фаменских отложений «верхняя» пачка красноцветных известняков; ее состав определяется чередованием пластов известняков, кремнистых известняков и пелитолитов гематит-гидрослюдисто-серицитового и хлорит-серицитового состава; мощность пачки 80—100 м.

Породы каменноугольного возраста на месторождении подразделяются на нижнетурнейские и верхнетурнейские. В составе нижнетурнейских отложений выделяются два горизонта (снизу вверх):

- 1) узловато-слоистых известняков с пропластками глинисто-серицитовых пелитолитов; мощность горизонта 30—50 м;
- 2) углистых известняков, представленных кремнистыми и глинисто-кремнистыми известняками, густо пигментированными органическим веществом; мощность горизонта 50—80 м.

В составе верхнетурнейских отложений выделяются три горизонта (снизу вверх):

- 1) горизонт псаммитовых витрокластических туфов, туфопелитов и седиментных брекчий; мощность горизонта от 5 до 30 м;
- 2) горизонт кремнистых известняков, представленный кремнистыми известняками и карбонатно-кремнистыми породами, содержащий послойно уплотненные карбонатные конкреции (желваки); мощность горизонта 40—50 м;

3) горизонт пепельно-серых известняков, представленный кремнистыми известняками и кремнисто-карбонатными породами массивной и грубослонистой текстуры с прослоями глинисто-серицитовых пелитолитов и известковых песчаников; мощность горизонта более 350 м.

На месторождении Жайрем околорудноизмененные породы распространены сравнительно ограниченно. По данным Н. Митряевой и др., в периферической части рудного поля известны кремнисто-карбонатные метасоматические породы; в промежуточной зоне встречаются кремнистые метасоматиты с альбитом и доломитом; в центральной части Жайремского рудного поля наиболее распространены пирит-кварцевые и баритовые метасоматические породы.

По мнению А. Дегтяревой, кремнистые породы в пределах Жайремского рудного поля являются неметасоматитами, а имеют вулканогенно-осадочное происхождение; изменения вмещающих пород выражаются в альбитизации, окварцевании и в меньшей степени в доломитизации, серицитизации и хлоритизации. Из них синхронны с отложением руд лишь первые три типа изменений.

Магматические породы на месторождении распространены весьма ограниченно. К ним следует отнести субвулканические тела трахитовых порфиров, размещающихся в лежащем боку продуктивной пачки (рис. 84), а также дайки и силлы миндалекаменных порфиров и кварц-альбитовых пород, известных главным образом на Дальнезападном участке рудного поля (Н. Митряева и др., 1967 г.). Более широко на Жайремском рудном поле распространены взрывчатые брекчии, описанные А. Дегтяревой, Н. Митряевой и А. Рожновым. Брекчии представляют собой обломочные породы с различным соотношением обломков и цемента. В обломках присутствуют все разновидности вмещающих пород, а также обломки свинцово-цинковых и баритовых руд. Цемент сложен кварц-доломит-альбитовой массой. По мнению указанных исследователей, эти брекчии имеют взрывчатое происхождение, а по времени возникновения тесно связаны с гидротермальным оруденением, являясь внутрирудными образованиями.

Главной структурой Жайремского рудного поля, по данным А. Рожнова, является Жайремская брахиантиклиналь, осложняющая строение Жайильминской синклинали. Ядро брахиантиклинали сложено нижнефаменскими отложениями и прорвано субвулканической интрузией трахитовых порфиров, крылья образованы породами верхнефаменского и нижнетурнейского возраста. С севера и юга брахиантиклиналь ограничена скрытыми разломами субширотного простирания. Несколько других разрывных нарушений субмеридионального и северо-восточного простираний зафиксированы на Западном и Дальнезападном участках рудного поля.

Рудные тела месторождения Жайрем весьма разнообразны по строению и взаимоотношениям с вмещающими породами и морфологическим особенностям. По данным А. Рожнова, оруденение представлено:

1) в форме переслаивающихся прослоев гематита, магнетита, железистых яшм и кремнистых, иногда гематитизированных известняков; мощность прослоев от 0,5 до 300 мм;

2) в виде пакетов из прослоев (0,1—15 мм) тонкодисперсного фрамбоидального пирита, переслаивающихся с прослойками кварц-кальцитовых пород с тонкой вкрапленностью сфалерита (пиритовые ритмиты); мощность таких пакетов колеблется от 1 до 100 см; иногда в них роль пирита выполняет сфалерит, образуя сфалеритовые ритмиты;

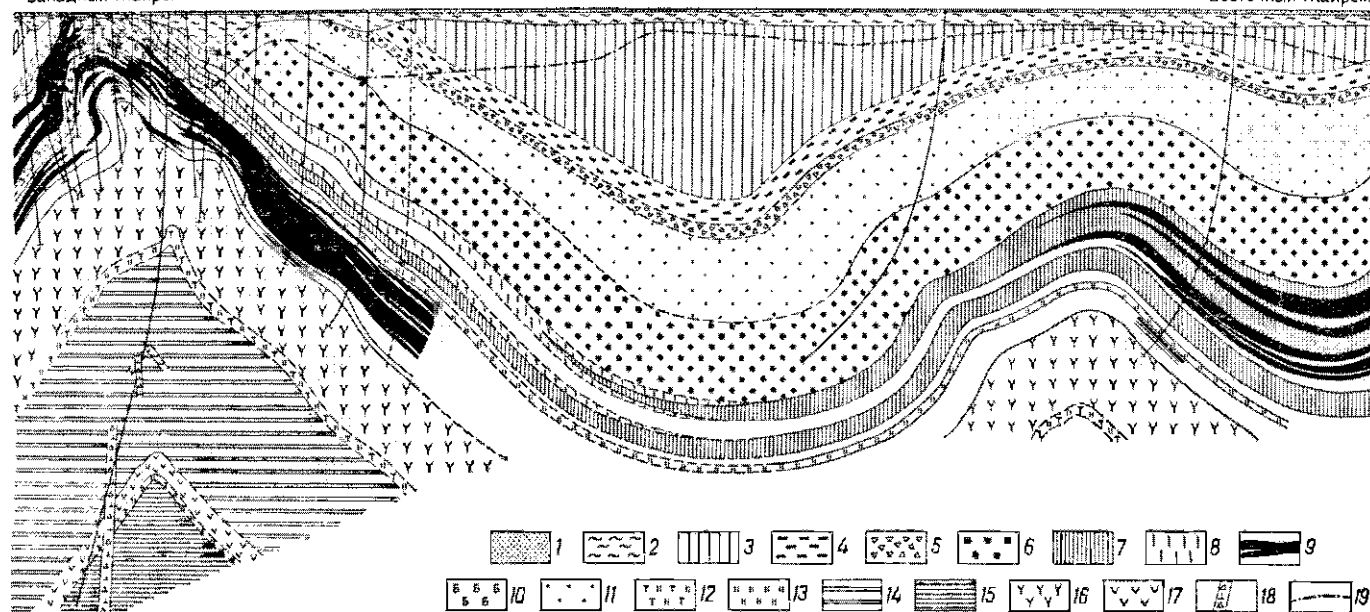


Рис. 84. Геологический разрез через месторождение Жайрем. По В. Лыткину.

1 — воловые пески; 2 — кайнозойские песчано-глинистые отложения; 3 — верхнетурнейские кремнистые известняки и туфопелиты $C_1t_2^3$; 4 — горизонт «желваковистых известняков» $C_1t_2^5$; 5 — горизонт «поджелваковистых конглобрекций» $C_1t_2^6$; 6 — красноцветные и сероцветные кремнистые известняки Верхней пачки верхнефаменского подъяруса $D_3fm_2^8$; 7 — горизонты на пласты железных руд Промежуточной пачки $D_3fm_2^7$; 8 — серые уловато-слоистые кремнистые известняки; 9 — пластовые и лизовидные залежи свинцово-цинковых руд Продуктивной пачки $D_3fm_2^9$; 10 — линзы кремнисто-баритовых и барит-полиметаллических руд; 11 — нижнетурнейские и верхнефаменские флипоидные отложения; 12 — горизонты туфогенно-осалочных пород; 13 — маркирующий горизонт карбонатно-полевошпатово-кремнистых пород; 14 — неяснослоистые глинисто-кремнисто-известковые породы нижнефаменского подъяруса D_3fm_1 ; 15 — аргиллитоподобные породы нижнефаменского подъяруса; 16 — залежь трахитовых порфиров; 17 — миндалекаменные порфиристы, спилиты; 18 — дайки кварц-альбитовых пород; 19 — нижняя граница древней коры

3) в форме согласных со слоистостью кварц-кальцитовых и кварц-кальцит-баритовых жил с гнездами и вкрапленностью сфалерита и галенита; мощность жил от 1,5 до 10 см;

4) в виде систем секущих слоистость прожилков кварц-кальцитового состава, содержащих в местах пересечения ими пиритовых ритмитов гнездовые скопления крупнокристаллического галенита и сфалерита;

5) в форме линз, в пределах которых вмещающие породы метасоматически замещены тонкозернистым серым баритом с вкрапленностью галенита, сфалерита, реже халькопирита; мощность таких линз достигает 100—120 см;

6) в виде гнезд, жил и прожилков белого крупнокристаллического барита в массе тонкозернистого серого барита.

Оруденение первого и второго вида, согласно данным почти всех исследователей, сингенетично с вмещающими породами. Рудные прослои строго стратифицированы, в их зальбандах отсутствуют околорудные изменения; иногда они содержат «оруденелые бактерии», остатки радиолярий и остракод (Скрипченко и др., 1974), участвуют совместно с вмещающими породами в складчатых и разрывных деформациях. Остальные типы оруденения относятся к более позднему эпигенетическому этапу и представляют собой метасоматические и жильные образования. Большая часть руд этого этапа сконцентрирована также в пределах продуктивной пачки, однако нередко баритовые рудные тела встречаются также в отложениях, подстилающих и перекрывающих рудный горизонт.

Сингенетичные рудные тела обладают пластообразной формой. Мощность их обычно колеблется в пределах 5—25 м; горизонтальная протяженность рудных тел значительно превышает их мощность. В их состав входят железные, железо-марганцевые и цинковые (пирит-сфалеритовые) руды. Эпигенетичные рудные тела тяготеют к зонам дробления, особенно четко проявляющимся в замках складок, где возникали межпластовые срывы. Форма эпигенетичных рудных тел линзообразная, ориентировка их, в общем, согласна с напластованием вмещающих пород (Н. Митряева и др., 1967 г.).

Среди эпигенетичных залежей выделяются цинк-баритовые, свинцово-баритовые, свинцово-цинк-баритовые и баритовые руды. В свинцово-цинк-баритовых рудах отношение свинца, цинка и барита соответствует 1 : 3 : 25.

Руды месторождения Жайрем в целом бедны примесями; в сингенетичных рудах отмечены серебро, кадмий, индий, висмут, никель, мышьяк, галлий, таллий и германий. В эпигенетичных рудах отмечается появление ртути, сурьмы, кобальта, отсутствуют мышьяк, таллий, германий. Для сингенетичных руд наиболее характерны сланцеватые, слоистые и вкрапленные текстуры и глобулярные структуры пирита. В эпигенетичных рудах широко распространены полосчатые структуры метасоматического происхождения, а также брекчиевые текстуры, обусловленные дроблением и цементацией ранних минеральных образований поздними. Среди структур преобладают кристаллическо-зернистые структуры отложения и замещения, подчиненную роль играют кактакластические структуры.

В процессе формирования свинцово-цинковых руд месторождения Ю. Паршилов, Н. Митряева и др. (1976) выделяют следующие этапы и стадии.

1. Седиментационный (гидротермально-осадочный) этап, разделенный на две стадии: а) накопления осадков, б) диагенетическую (в процессе последней возникли слоистые пирит-сфалеритовые руды), с температурой декрепитации 70—40° С.

Т а б л и ц а 12

СХЕМА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
В СВИНЦОВО-ЦИНКОВО-БАРИТОВЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАЙРЕМ
(по Ю. Парялову, Н. Митряевой и др.)

Этапы	Стадии	Минеральные ассоциации	Минералы	
			рудные	нерудные
I. Гидротермально-осадочный	Накопления осадков и диагенетическая	Пиритовая	Пирит Сфалерит Арсенопирит	Кварц Кальцит Доломит Сидерит Гидрослюда
		Сфалерит-пиритовая	Пирит Сфалерит Галенит Арсенопирит Халькопирит Блеклая руда	Те же
Дислокационный метаморфизм, перекристаллизация руд и некоторое перестроение вещества				
II. Гидротермально-метасоматический	Равнинная метасоматическая	Альбит-доломит-кварц-сфалеритовая	Сфалерит Галенит Пирит	Кварц Альбит Доломит Кальцит Калишпат Серицит
		Пирит-кварцевая	Пирит Халькопирит Сфалерит	Кварц Кальцит
	Главная рудная (метасоматическая)	Сфалерит-галенит-баритовая	Галенит Сфалерит Пирит Халькопирит Блеклые руды Сульфосоли Pb Сульфосоли Ag Эваргит Стибиоллюовит Арсеносульфидит и др.	Барит Кварц Кальцит Стронцианит Флюорит
	Прожилковая	Кварц-кальцит-флюорит-сульфидная	Сфалерит Галенит Халькопирит Блеклые руды Сульфосоли Pb и др.	Кварц Кальцит Флюорит

Продолжение табл. 12

Этапы	Стадии	Минеральные ассоциации	Минералы	
			рудные	нерудные
Образование субвулканических тел трахитовых порфиров и эксплозивных брекчий				
III. Гидротермальный поздний	Рудная (метасоматическая)	Кварц-баритовая	Пирит Халькопирит	Кварц Барит
		Халькопирит-баритовая	Халькопирит Пирит Блеклая руда Минералы Ni и Co Гематит	Барит Кварц Кальцит
	Поздних прожилков	Кварц-кальцит-баритовая	Гематит Пирит	Кварц Кальцит Барит
Примечание. Полужирным даны главные минералы.				

2. Гидротермально-метасоматический с температурой декрепитации 150—140° С, распадающейся на стадии: а) альбит-поломит-кварц-сфалерит-пиритовую, б) сфалерит-галенит-баритовую, в) кварц-карбонат-флюорит-сульфидную.

3. Поздний гидротермальный с температурой декрепитации 330—170° С.

4. Гипергенный.

Общая последовательность рудообразования на месторождении Жайрем показана в табл. 12.

В пределах Жайремского рудного поля наблюдается горизонтальная зональность (Скрипченко и др., 1971). В центрах участков располагается первая зона максимального гидротермально-метасоматического преобразования вмещающих пород, содержащая только пиритовую, халькопиритовую и баритовую минерализацию. Исходные породы превращены в этой зоне в кварцевые, кварц-пиритовые и баритовые метасоматиты.

Внутренняя (1) зона окружена несколькими внешними зонами:

- 2) галенит-баритовых метасоматитов;
- 3) галенит-сфалерит-баритовых метасоматитов;
- 4) баритизированных богатых свинцово-цинковых руд;
- 5) пластовых свинцово-цинковых руд с локальной баритизацией;
- 6) пластовых существенно цинковых руд с убогим свинцовым оруденением.

В последних двух зонах господствуют сингенетические руды, в четвертой зоне в равной степени развито оруденение обоих этапов; в первых трех зонах господствует оруденение, связанное с гидротермально-метасоматическим этапом формирования руд.

Месторождение Хандиза

Месторождение Хандиза расположено в горах Сурхантау — юго-западных отрогах Гиссарского хребта в пределах Сурхан-дарьинской области Узбекской ССР. Основные колчеданно-полиметаллические рудные тела место-

рождения, залегающие в вулканогенных отложениях, были обнаружены в 1961 г.

В геологическом строении месторождения принимают участие породы трех структурных этажей: докембрийского, палеозойского и мезозойского

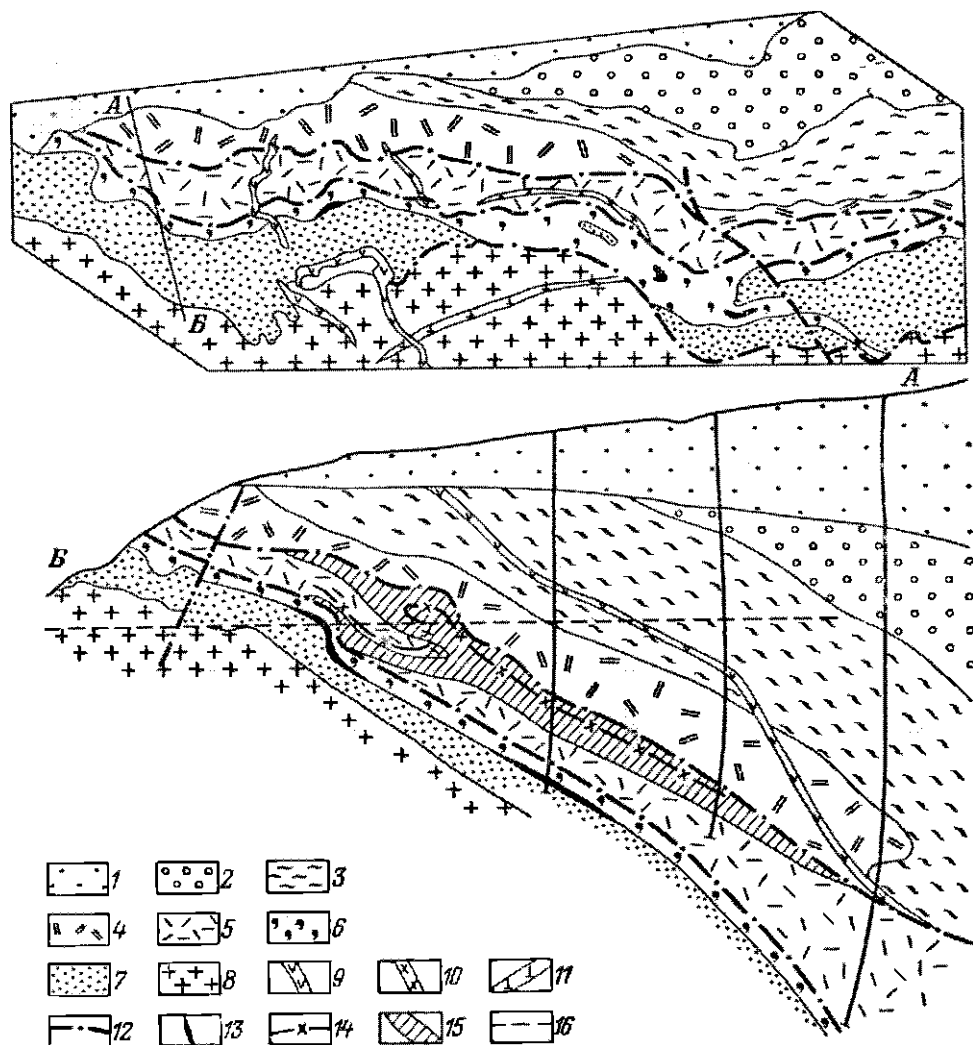


Рис. 85. Схема геологического строения месторождения Хандиза.

1 — мезо-кайнозойские породы; 2 — терригенные отложения намюрского яруса; 3—7 — визейский ярус: 3 — терригенно-осадочная пачка, 4—5 — вулканогенная пачка — верхний (4) и нижний (5) туфогенные горизонты, 6—7 — вулканогенно-осадочная пачка — карбонатно-кремнистый (6) и вулканогенно-терригенный (7) горизонты; 8 — отложения девона — кембрия; 9 — сиенит-диоритовые порфиристы; 10 — дацитовые порфиристы; 11 — липаритовые порфиры; 12 — разрывные нарушения; 13 — колчеданные руды; 14 — маркирующий горизонт пещловых туфов и туффитов; 15 — колчеданно-полиметаллические руды; 16 — положение горизонта основной штольни

(рис. 85). Породы нижнего этажа обнажаются в южной части месторождения. Они представлены парагнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими прослой амфиболитов, кварцитов и мраморов.

Палеозойский структурный этаж сложен вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона. По данным Е. Филатова, Н. Перижняк и др. (1971 г.) в основании разреза нижнекаменноугольных отложений залегает пачка вулканогенно-осадочных пород визейского возраста, состоящая из двух горизонтов: нижнего вулканогенно-осадочного (конгломераты, туфы кислого состава, кварцевые песчаники и алевролиты) и верхнего карбонатно-кремнистого; последний сложен доломитами и кремнистыми туффитами. К доломитам этого горизонта приурочены колчеданные рудные тела нижнего горизонта месторождения Хандиза.

Стратиграфически выше вулканогенно-осадочной пачки согласно лежат породы вулканогенной пачки. Она также состоит из двух горизонтов. Нижний горизонт сложен витрокластическими, литокластическими, пепловыми и кристаллокластическими туфами кислого состава, переслаивающимися с кремнистыми туффитами. К этому горизонту приурочены главные колчеданно-полиметаллические рудные тела месторождения. Верхний горизонт состоит из кристаллокластических, агломератовых лито- и витрокластических туфов липарито-дацитовых порфиров, чередующихся с лавовыми породами того же состава, туфопесчаниками и туффитами.

Заканчивается разрез визейских отложений пачкой осадочных пород, представленных известняками, известково-кремнистыми и кремнистыми породами и аргиллитами, которые согласно перекрывают отложения вулканогенной пачки.

Стратиграфически выше с некоторым несогласием залегают отложения намюрского яруса, представленные чередованием конгломератов, полимиктовых песчаников и аргиллитов. Породы докембрийского и палеозойского возраста перекрываются мощной толщей терригенно-осадочных пород мезозоя и кайнозоя.

Нестратифицированные магматические породы представлены докарбонными лейкократовыми мусковитсодержащими гранитами, нижнекарбонными субвулканическими липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, слагающими линзобразной формы тела в породах вулканогенной пачки, и четырьмя группами даек, различающихся по составу и возрасту. Это липаритовые порфиры, дацитовые порфириты, диоритовые и сиенит-диоритовые порфириты и диабазовые порфириты (перечисленные в возрастной последовательности).

По данным О. Андреевой, в истории развития гидротермального процесса на месторождении Хандиза можно выделить три этапа. Первый из них — дорудный — имеет региональное распространение, не связан с процессом оруденения и выражен минеральными парагенезисами зеленосланцевой фации метаморфизма. Второй этап представлен продуктами прерудного выщелачивания, а третий выражается в образовании хлоритовых метасоматитов, непосредственно предшествующих отложению полиметаллических руд.

Структурная позиция месторождения определяется его положением на юго-западном крыле Хандиза-Черновинской грабен-синклинали (Панкратьев, Михайлова, 1971). На участке месторождения вулканогенно-осадочная толща нижнего карбона, слагающая крыло этой грабен-синклинали, имеет сокращенную мощность и залегает в целом моноклинально с падением на север под углами 30—50°. На фоне общего моноклинального залегания, как отмечают Е. Филатов и др. (1971 г.), породы визе и намюра образуют серии обособленных дисгармоничных складок второго порядка. Большинство этих складок обладает общими чертами: 1) складки большей частью брахиформные, что обусло-

влено ундуляцией шарниров по простиранию; 2) они расположены кулисообразно по отношению друг к другу; 3) отмечается устойчивый наклон осевых поверхностей складок к югу в сторону докембрийского фундамента; 4) часто наблюдается сочетание открытых складок с округлыми замками и сильно сжатых изоклинальных и веерообразных складок с остроугольной формой замков.

Одна из таких складок находится в центральной части месторождения и сминает породы нижнего (рудовмещающего) горизонта вулканогенной пачки. Она представляет собой флексуру, состоящую из двух сопряженных и запрокинутых к югу складок — синклинальной и антиклинальной. Размах крыльев каждой складки 50—60 м. Шарниры складок имеют субширотное простирание и погружаются к востоку.

Широко распространены в пределах месторождения разрывные нарушения трех направлений: 1) субширотные — продольные по отношению к простиранию пород и осей складок; 2) северо-восточные (простирание 30—70°), секущие складчатость под острым углом; 3) северо-западные (простирание 300—330°), также косо ориентированные по отношению к простиранию пород и осей складок. Наибольшее значение имеют субширотные разрывы, локализующиеся обычно в контактах различных пачек, горизонтов и в контактах пород различного состава. Среди них важнейшими на месторождении являются два: Южный и Контактный надвиги. Первый приурочен к контакту докембрийских и нижнекаменноугольных пород, второй — к контакту вулканогенно-осадочной и вулканогенной пачек визейских отложений.

Руды месторождения Хандиза по минеральному составу и условиям локализации разделяются на колчеданные и колчеданно-полиметаллические. Первые приурочены преимущественно к породам карбонатно-кремнистого горизонта осадочно-вулканогенной пачки визе и обнажаются на поверхности. По составу это пиритовые руды с незначительным количеством сфалерита и галенита.

Главное промышленное значение на месторождении имеют колчеданно-полиметаллические руды. Они локализованы в вулканитах нижнего горизонта вулканогенной пачки. Сложенные ими тела являются скрытыми (слепыми), а отчасти и погребенными под мезо-кайнозойскими отложениями (см. рис. 85). Полиметаллическая рудная зона в целом залегает согласно с вмещающими породами и представляет собой единое пластообразное рудное тело, местами расщепляющееся на ряд параллельных апофиз или образующее раздувы. Граница висячего бока рудного тела резкая и часто осложнена тектонически; граница рудного тела в лежачем боку распылчатая и определяется по данным опробования. Рудное тело образует раздув в участке развития упомянутой флексуры, особенно в замке ее антиклинальной составляющей.

Рудное тело в основномлагается вкрапленными рудами, среди которых нередко обособляются участки сплошных руд, иногда также именуемые рудными телами. Сплошные руды образуют тела седловидной, жиллообразной и сложной формы мощностью от 0,2 до 2 м, при значительной протяженности.

На месторождении выделяются четыре текстурных разновидности руд: массивные, порфировые (состоящие из массы тонкозернистых руд и порфировых выделений пирита или сфалерита), полосчатые и вкрапленные.

По химическому составу колчеданно-полиметаллические руды существенно свинцово-цинковые, при количественном соотношении халькопирита, галенита, сфалерита и пирита 0,2 : 1 : 3 : 4. Помимо главных компонентов —

свинца, цинка и меди — руды содержат примеси висмута, селена, теллура, кадмия и др.

По минеральному составу колчеданные руды состоят из пирита (до 80—90%), сфалерита (до 10%) и незначительного количества галенита и халькопирита. Эти руды характеризуются массивным, реже полосчатым строением и крупнозернистой структурой.

Прожилково-вкрапленные полиметаллические руды содержат до 20—30% сульфидов, среди которых преобладают пирит, сфалерит, галенит и халькопирит, реже встречаются блеклая руда и гематит и еще реже пирротин, рутил, марказит, магнетит, аргентит и джемсонит. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатом, серицитом и реже баритом. Сульфиды образуют разноориентированные прожилки, вкрапленность и примазки на плоскостях сланцеватости. В сплошных рудах сульфиды слагают 85—95% рудных тел и представлены теми же минералами.

В формировании руд месторождения Хандиза В. Панкратьев и О. Михайлова (1971) выделяют три этапа: седиментационно-диагенетический, гидротермальный и метаморфический. С первым этапом, по их мнению, связано отложение основной массы гематита и пирита. Второй этап включает три стадии: прерудного гидротермального изменения вмещающих пород, серноколчеданную и первую полиметаллическую. В серноколчеданную стадию происходило отложение сульфидов железа. Первая полиметаллическая стадия характеризуется привнесом в рудные зоны меди, цинка, свинца, бария, кадмия, сурьмы, серы и железа; в эту стадию образовалась основная масса полиметаллических руд, сформировавшихся главным образом при процессах метасоматоза.

К метаморфическому этапу В. Панкратьев и О. Михайлова относят вторую полиметаллическую и кварц-карбонатную стадии. Минеральные ассоциации второй полиметаллической стадии, по их данным, возникли при переотложении минералов предыдущей стадии; здесь преобладают процессы выполнения пустот, резко увеличивается количество барита и понижается содержание элементов-примесей в сульфидах (за исключением кадмия в сфалерите).

А. Злотник-Хоткевич и другие подчеркивают, что пиритовые руды образованы до рассланцевания вмещающих пород, а полиметаллические руды после раннего рассланцевания и подвергнуты затем последующему рассланцеванию. Формирование минеральных ассоциаций второй полиметаллической стадии, по мнению А. Злотник-Хоткевича, происходило весьма длительно, так как подобная ассоциация минералов наблюдалась в основании мезо-кайнозойских (юрских) отложений.

Взаимоотношения руд первой полиметаллической стадии с дайками и субвулканическими телами свидетельствуют о том, что эти руды моложе субвулканических тел липарито-дацитов и даек плагиоклазовых порфиров и, вероятно, древнее даек диоритовых и спенит-диоритовых порфиров. Взаимоотношения руд и даек диабазовых порфиров не установлены.

Данные изотопного анализа серы из пиритов месторождения показывают, что сера, содержащаяся в пиритах колчеданной и первой полиметаллической стадий, по изотопному составу отвечает глубинной подкоровой сере и близка к сере большинства колчеданных месторождений. Минералы стадии переотложения содержат более «легкую» серу, что вместе с сужением спектра элементов-примесей и уменьшением их содержаний подтверждает вывод об образовании этих минералов за счет переотложения более ранних сульфидов.

Рудная зональность на месторождении проявлена не очень отчетливо. Руды лежащего бока обогащены цинком и медью, а всякого свинцом. От лежа-

чего к висячему боку главного рудного тела увеличивается содержание серебра и уменьшается количество висмута, кадмия, селена и теллура (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Месторождение Филизчай

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Филизчай расположено на южных отрогах Главного Кавказского хребта в северо-западной части Азербайджана в пределах Тфанского антиклинория. Разрез пород Тфанского антиклинория представляет собой чередование чисто аргиллитовых (сланцевых) толщ и песчаников, на долю которых приходится 20—40% мощности (снизу вверх):

1) аргиллитовая (карабчайская) толща, вмещающая месторождение Филизчай	более 600 м
2) песчано-сланцевая (кацдагская) толща, вмещающая месторождение Кацдаг	около 900 м
3) толща аргиллитов (тахлутурская свита, по Н. Венцовскому)	600 м
4) толща песчаников (моуродагская свита, по Н. Венцовскому)	800 м

Карабчайская и кацдагская толщи отнесены к отложениям нижней юры (нижний — средний лейас). Для моуродагской свиты установлен позднеюрский возраст.

Важным обстоятельством является туфогенность песчаников кацдагской толщи и развитие здесь субвулканитических тел кислого состава. К северу от месторождения количество вулканогенного материала в толще возрастает и в 8—10 км от Филизчая в сторону Главного хребта в разрезе появляются лавы и туфы среднего и основного состава, доля которых достигает 40—60% мощности разреза.

Рудовмещающая толща месторождения (рис. 86) существенно аргиллитовая с песчанистой средней частью. Внутри нее выделяют три пачки пород (снизу вверх): 1) нижнюю аргиллитовую с видимой мощностью более 200 м; 2) среднюю песчаную пачку, в которой песчаные прослои мощностью 1—20 см составляют 30%, имеющую мощность в среднем 100 м; 3) верхнюю аргиллитовую, распадающуюся на два горизонта: первый — монотонных аргиллитов неполной мощностью около 150 м и второй — аргиллитов с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Важной особенностью этой толщи является наличие в породах конкреций и вкрапленности пирита, которые наиболее многочисленны в пачке песчаников и горизонте монотонных аргиллитов пачки верхних аргиллитов. Под микроскопом видно, что тонкая пиритовая вкрапленность составляет до 5% объема пород. Рудное тело месторождения Филизчай залегает в нижней части пачки верхних аргиллитов.

Месторождение приурочено к северному крылу крупной Карабчайской антиклинали, являющейся по отношению к Тфанскому антиклинорию складкой третьего порядка. При этом мощные песчаные пачки повторяют общую конфигурацию антиклинали, а пачки сланцев с редкими прослоями песчаников и алевролитов образуют складки четвертого и более высоких порядков, южное крыло которых имеет ясное опрокинутое залегание, а осевые поверхности падают на север более круто, чем мощные пачки песчаников. Такая морфология складок характерна для складок волочения.

Залежь колчеданных руд располагается согласно со средней пачкой песчаников, ее подстилающих, и имеет ясное тектоническое несогласие с перекрывающими породами. На верхней границе рудного тела то непосредственно на контакте, то на незначительном удалении от него фиксируется разрывная зона

мощностью от десятков сантиметров до первых метров, представленная интенсивно рассланцованными аргиллитами, многочисленными кварцевыми прожилками и нередко глиной трения. Зона возникла в результате проскальзывания и срывов пород вдоль жесткой плиты, которую представляет собой руд-

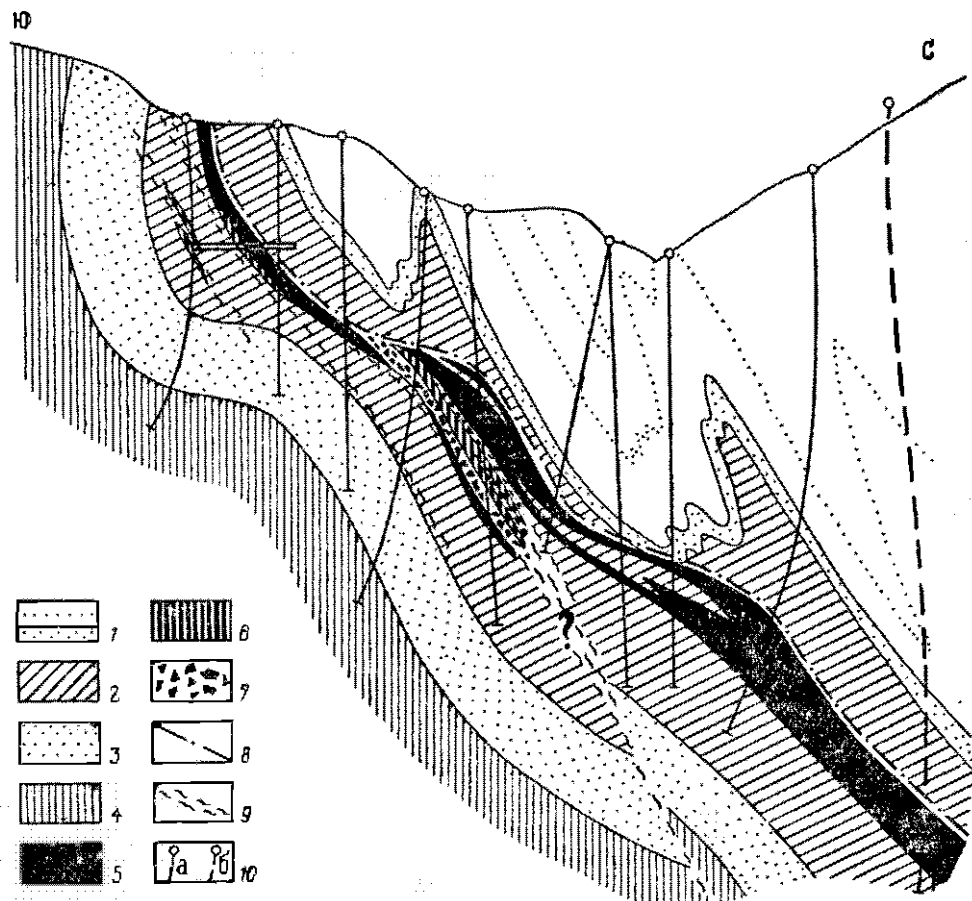


Рис. 86. Геологический разрез центральной части месторождения Филизчай. По Н. Шатагину и С. Сандомирскому.

1 — горизонт аргиллитов с редкими мало мощными прослоями алевролитов и песчаников; 2 — горизонт монотонных аргиллитов; 3 — средняя пачка песчаников; 4 — нижняя пачка аргиллитов; 5 — полосчатые колчеданно-полиметаллические руды; 6 — пирротиновые руды; 7 — пятнистые пирит-пирротиновые руды; 8 — разрывные нарушения; 9 — кварц-сульфидные прожилки; 10 — буровые скважины: а — в плоскости разреза, б — не попавшие в плоскость разреза

ное тело. Это наиболее мощный и ярко выраженный тектонический разрыв в пределах месторождения.

Остальные разрывные нарушения представляют собой мало мощные мало протяженные и, вероятно, мало амплитудные надвиги и взбросо-надвиги, в общем согласные с простиранием осевых поверхностей складок и кливажа. Они обычно выражены зонами рассланцевания, окварцевания, реже глиной трения и S-образного кливажа. На восточном фланге месторождения наблюдается серия многочисленных субпараллельных трещин, выполненных кварц-сульфидными прожилками, в которых резко преобладают пирит и пирротин. Большинство

прожилков согласны с кливажем пород, но некоторые имеют чуть отличное простираание. Никаких существенных смещений по этим трещинам не наблюдается. Свита этих прожилков прослежена далеко (на 2—3 км) за пределы месторождений.

На месторождении повсеместно развит кливаж. Кливажированы не только все вмещающие породы, но и колчеданно-полиметаллические руды. Соотношение залеганий кливажа и рудного тела аналогично таковому между рудным телом и осевыми поверхностями складок волочения, так как кливаж параллелен этим поверхностям. Единственные образования, не подверженные кливажированию, — это прожилки, упомянутые ранее, а также пирротиновые жилы, непосредственно контактирующие с колчеданно-полиметаллической залежью.

Месторождение Филизчай образовано двумя типами рудных тел: основным колчеданным рудным телом, составляющим подавляющую часть месторождения, и более мелкими телами пирит-пирротинового и пирротинового состава. Непосредственное контактирование позволяет рассматривать их совокупность как единую залежь, верхний контакт которой повсюду намечается по исчезновению сплошных руд, а нижний нередко, особенно в восточной части месторождения, определяется по опробованию, поскольку снизу здесь фиксируются многочисленные прожилки кварца с сульфидами.

Залежь имеет пластообразную форму с субпараллельными кровлей и подошвой. И та, и другая близки к плоскостям, падающим на север под углами 50—60°. Незначительные нарушения плоскости устанавливаются по картам изогипс кровли и подошвы лишь в центральной части месторождения. Подобных нарушений больше в подошве залежи, где фиксируется несколько выступов, наличие которых четко соответствует присутствию в этих местах пирротинсодержащих пиритных руд, которые как бы наращивают основное рудное тело кппизу. Мощность залежи колеблется от первых метров до 60 м, причем увеличение мощности довольно постепенное. На западном и восточном флангах есть «окна» с нулевой мощностью. Вблизи дневной поверхности обнаруживается загиб залежи, обусловленный гравитационным оползанием всей массы пород вниз по склону.

Внутреннее строение залежи отличается неоднородностью. Нередко внутри залежи фиксируются линзы аргиллитов мощностью от долей метра до 15—20 м, аргиллиты заходят в рудное тело линзообразными языками, наблюдаются также отдельные маломощные рудные тела колчеданов, не примыкающие к рудному телу. Весьма обычно чередование полос рудных минералов с тонкими пропластками вмещающих аргиллитов. Неоднородность залежи также создается наличием среди руд, основу которых составляет тонкозернистый пирит, тел пирротинового и пирит-пирротинового состава, которые имеют жило- и линзообразную форму. Очевидно эти рудные тела по отношению к основному колчеданному телу занимают секущее положение.

В рудах месторождения, по данным Т. Твалчрелидзе, И. Исмаиловой, Н. Новрузова, Г. Эфендиева и др., установлено около 70 минералов. Среди них преобладает пирит, слагающий до 90% объема руд; несколько менее распространен пирротин. Кроме них к главным минералам руд относятся сфалерит, галенит, халькопирит, кварц и кальцит. Довольно обычных для руд, но составляют несущественную ее часть, арсенопирит, кобальтин, магнетит, марказит, сидерит, хлорит и серицит. В качестве редко встречающихся описаны многочисленные сульфосоли, висмутовые минералы, теллуриды и теллуrowисмутины.

В зависимости от того, какой минерал составляет основу руд, в месторождении выделяются колчеданно-полиметаллические, пирит-пирротиновые и пир-

ротиновые руды. Основной промышленный интерес представляют лишь руды первого типа. Ведущим текстурным рисунком для них является полосчатый. Полосчатость обуславливается двумя причинами: 1) чередованием руд с пропластками аргиллитов различной мощности; 2) чередованием полос различного минерального состава, обычно объясняемого разной насыщенностью руд сульфидами меди, свинца и цинка, перемещаемостью пиритовых руд различной зернистости.

Пирит в этих рудах, как правило, тонкозернистый. Весьма примечательной особенностью является его фрамбоидальное строение, обнаруженное Н. Скрипченко, А. Злотник-Хоткевичем и Н. Перижняк. Аналогичная структура пиритов обнаружена в конкрециях их вмещающих пород.

Для пирротиновых и пирит-пирротиновых руд более характерны пятнистые, прожилково-вкрапленные, порфировидные и массивные текстуры. Пирротин, составляющий от 50 до 70% объема руд, представлен гексагональной разновидностью, тогда как встречающийся в колчеданно-полиметаллических рудах пирротин, как правило, моноклинный. Примечательно также наличие в пирротиновых рудах биотита и амфиболов.

Все исследователи считают бесспорным, что формирование руд месторождения началось с отложения огромных масс тонкозернистого пирита. Затем руды были обогащены сульфидами меди, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, теллура, висмута и серебра. Таким образом были образованы колчеданно-полиметаллические руды. Лишь после складкообразования, о чем свидетельствует кливажирование руд, были сформированы пирротиновые руды. Соотношения раннего и позднего типа руд позволяют говорить о том, что своим происхождением они обязаны двум отдельным этапам рудообразования, из которых первый соответствует гидротермально-осадочным, а второй гидротермально-метасоматическим условиям (Смирнов, 1967).

По данным исследования изотопного состава серы (Л. Гриненко и др., 1971 г.) пириты из глинистых сланцев (из конкреций и рассеянной вкрапленности) имеют широкую дисперсию изотопных отношений серы. Значения δS^{34} для них изменяются от $-22,3$ до $+30,4\%$. Сульфиды из рудного тела по сравнению с пиритами из вмещающих пород оказались более однородны по изотопному составу серы. Значения δS^{34} для них варьируют от -8 до $+10\%$; наиболее часто встречаются значения $+4\%$. Самой значительной дисперсией δS^{34} обладают тонкозернистые пириты полосчатых руд, что может рассматриваться как свидетельство их биогенно-осадочного образования. Температура формирования руд по данным декрепитации рудообразующих сульфидов значительно отличается для их разновидностей из различных частей рудной залежи. Конкреции сидерита и пирита из рудоносного горизонта, как и слоистые пиритовые руды, не проявляют признаков декрепитации при прогреве до 500°C , что свидетельствует об их отложении из холодноводной среды. Сульфиды массивных и прожилковых руд отличаются резким началом массовой декрепитации при температуре $300-400^\circ\text{C}$, что указывает на их образование при гидротермальном режиме.

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К стратиформным в данном случае относятся месторождения свинца и цинка, приуроченные к определенным стратиграфическим частям мощных толщ позднего синклиналичных и платформенных карбонатных пород. Для типичных провинций распространения таких месторождений характерно длительное развитие

обычно начинающееся с формирования сингенетичных осадочных руд и сменяющееся рудообразованием, обусловленным подземными горячими минерализованными водами, способными к созданию эпигенетичных залежей.

Пластообразные и секущие залежи сплошных и дисперсных руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений обычно сопровождаются окварцеванием, доломитизацией и баритизацией вмещающих карбонатных пород.

В Советском Союзе к стратиформным относятся месторождения Енисейского края, Восточной Сибири, хребта Каратау в Казахстане, а также Узбекистана и Киргизии. За границей к этой группе принадлежат месторождения США (долина р. Миссури и др.), Канады (Пайн Пойнт), Италии (Сардиния), Польши (Верхняя Силезия), северного, западного и восточного побережья Африки и др.

Горевское месторождение

Горевское месторождение расположено в пределах Енисейского края на левом берегу Ангары. Месторождение было открыто в 1956 г. и до 1963 г. разведывалось.

В строении месторождения, по данным М. Шермана (1968), принимают участие породы двух структурных этажей — докембрийского и палеозойского. Наибольшее значение имеют докембрийские отложения, интенсивно дислоцированные и развитые разломами на блоки. Они представлены породами верхнеприморского возраста, слагающими две свиты. Нижняя, шунтарская свита образована метаморфическими сланцами, верхняя, киргитейская свита является рудовмещающей и представлена толщей ритмичнослоистых известняков, содержащих маломощные прослои мергелей, которые вследствие процессов регионального метаморфизма превращены в кварц-серицит-известковистые и кварц-хлорит-известковистые сланцы (рис. 87).

Палеозойский структурный этаж складывается практически горизонтально залегающими терригенными отложениями верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста, представленными мергелями, песчаниками и известковистыми алевролитами и гравелитами.

Отложения киргитейской рудовмещающей свиты имеют мощность 1000—1160 м. Они представлены карбонатными породами с резким преобладанием известняков над известковистыми доломитами, при полном отсутствии доломитов; кварц-серицит-известковистые сланцы играют в строении свиты резко подчиненную роль.

По мнению М. Проснякова и Р. Володина, примесь кластического материала и косая слоистость, местами наблюдающиеся в известняках, свидетельствуют об их отнесении к мелководным условиям образования. Как отмечает М. Шерман (1968), известняки содержат 1,5—2% органики.

Мощность прослоев сланцев колеблется от 2—3 см до 1—2 м; среди них преобладают кварц-серицит-карбонатные разновидности.

Вблизи рудных тел вмещающие породы подверглись интенсивным предрудным гидротермальным изменениям. Среди минеральных ассоциаций измененных пород М. Шерман выделяет: амфибол-гранат-магнетитовые скарноиды, доломитовые, сидеритовые, анкеритовые и кварц-карбонатные породы и кварциты. По данным В. Выдрина и В. Груздева (1965), скарноиды составляют до 3—5% от общей массы гидротермально измененных пород, доломитовые и анкеритовые породы — до 10%, а сидеритовые и кварц-сидеритовые — до 70%.

Как отмечает М. Шерман (1968), чехол гидротермально измененных пород прослеживается на расстояние 30—50 м в стороны от рудных тел и на 100—150 м выше их по восставию. В непосредственной близости от рудных тел обычно располагаются кварциты, на некотором удалении — кварц-сидеритовые породы и на большем расстоянии — анкеритовые (см. рис. 87). Магматические породы представлены дайками и штоками оливиновых долеритов.

По мнению почти всех исследователей, оливиновые долериты тесно парагенетически связаны с рудными телами. Об этом говорит пространственная ассоциация тех и других, а также и то, что дайки являются внутриминерализованными образованиями, они пересекают породы, уже измененные гидротермальными процессами и, в свою очередь, секутся всеми минеральными ассоциациями руд. Однако по вопросу о возрасте оливиновых долеритов и их происхождении существуют значительные разногласия. В. Выдрин, А. Розникова, А. Стеблева на основании сходства петрохимических особенностей долеритов и трапхов Сибирской платформы счи-

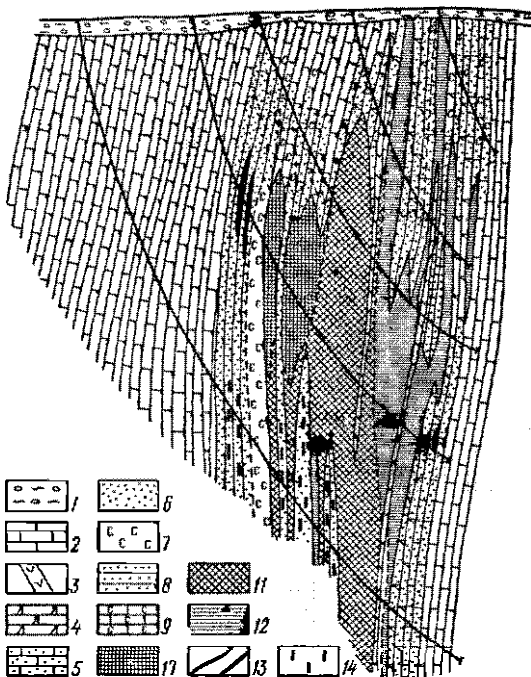


Рис. 87. Геологический разрез Горевского месторождения. По М. Проснякову и Р. Володину.

1 — рыхлые отложения; 2 — известняки; 3 — оливиновые долериты; 4—9 — гидротермально измененные породы: 4 — доломитизированные известняки, 5 — окварцованные известняки, 6 — кварцит, 7 — сидерит, 8 — кварц-карбонатная порода, 9 — спидеритизированный известняк; 10—14 — типы руд: 10 — цинк-свинцовая руда, 11 — свинцово-цинковая руда, 12 — свинцовая руда, 13 — галенит-сфалеритовые прожилки, 14 — пирротинное оруденение

тают, что долериты являются близповерхностными аналогами трапхового магматизма и, следовательно, имеют, так же как и руды, верхнепалеозойский или нижнемезозойский возраст. А. Ярмоленко на основании сходства метасоматитов, залегающих в контакте с долеритами, и самих долеритов с потоками спилитов, отмеченных среди рифейских отложений Енисейского края, рассматривает долериты как субвулканическую фацию излияний спилитов.

М. Шерман (1968) относит долериты к формации самостоятельных малых интрузий верхнерифейского возраста. Последняя точка зрения подтверждается следующими данными: 1) полным отсутствием даек долеритов в палеозойских породах рудного поля; 2) определением абсолютного возраста долеритов калий-аргоновым методом (915 млн. лет); 3) возрастом руд, которые на основании изучения изотопного состава свинца образовались в позднем докембрии (870 ± 100 млн. лет); 4) отсутствием спилитов в составе рифейских отложений рудного поля и его окрестностей.

Рудоносная зона месторождения приурочена к Горевской синклинали складке. Эта синклиналь имеет симметричное строение; простирание ее шарнира СЗ $310-320^\circ$ с крутым погружением в юго-восточном направлении. Крылья

северо-западнее синклинали осложнены более мелкими складками с размахом крыльев от 50 до 200 м, в свою очередь усложненными микроскладками. Углы падения этих складок крутые — от 55—80° до вертикальных, иногда они опрокинуты к западу.

На восточном крыле Горевской синклинали прослежен мощный разрыв, известный под названием Главного разлома. Разлом имеет северо-западное (335—340°) простирание, представлен полосой милонитов и тектонитов и сопровождается серией более мелких разрывов также северо-западного простирания и послынными зонами интенсивного рассланцевания. Наиболее крупная Горевская зона рассланцевания располагается в висячем боку Главного разлома, на северо-восточном крыле Горевской синклинали. В юго-восточном направлении она соединяется с Главным разломом, а в северо-западном постепенно закручивается.

В пределах Горевской зоны рассланцевания сосредоточено оруденение. Несмотря на то что в целом эта зона рассланцевания является согласной со складчатыми структурами, в деталях она сечет слоистость пород и мелкие складки. Это обстоятельство позволило М. Шерману сделать вывод, что Горевская зона рассланцевания сформировалась в заключительный этап складчатости; по его мнению, свинцово-цинковые руды замещают уже рассланцованные породы.

В целом структура Горевского месторождения является комбинированной: оруденение отчетливо контролируется элементами как складчатых, так и разрывных структур; основные рудолокализирующие структуры — зоны изоклинальной складчатости, осложненные сколовыми трещинами и рассланцеванием. Склонение рудоносной зоны и рудных тел обусловлено погружением шарниров складок в юго-восточном направлении.

Кроме разломов северо-западного простирания в пределах рудного поля зафиксированы разрывы северо-восточного и широтного простираний, однако они не имеют важного рудоконтролирующего значения.

В плане рудоносная зона имеет линзообразную форму и прослеживается по простиранию на 1800 м. Наиболее крупные рудные тела на верхних горизонтах месторождения представлены вытянутыми линзами и расположены в пределах послынных зон новышенной трещиноватости, залегаая согласно с вмещающими породами. На нижних горизонтах месторождения рудные тела имеют форму мощных рудных столбов, приуроченных к участку сопряжения Горевской зоны рассланцевания и Главного разлома и пересекающих слоистость пород и складки. Вертикальная протяженность руд незначительна на северном фланге месторождения и весьма велика (1200 м) на южном фланге. Нижний контур руд при движении с северо-запада на юго-восток погружается сначала сравнительно полого под углами 30—40°, а потом круто (80—90°), обуславливая склонение рудной зоны в юго-восточном направлении.

Рудные тела в пределах рудоносной зоны расположены кулисообразно, углы их падения колеблются в пределах 70—85° в юго-западных румбах. Мощность рудных тел различна и, как правило, колеблется от 20 до 150 м. М. Шерманом установлена положительная прямая связь между мощностью рудных тел и содержанием в них суммы полезных компонентов.

Среди текстур руд преобладают полосчатые, пятнистые и брекчиевидные; в несколько меньшей степени распространены вкрапленные и прожилковые, реже встречаются массивные текстуры. Господствующими структурами руд являются гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Главными рудными минералами месторождения являются галенит, сфалерит

рит и пирротин; меньшее значение имеют нирит и марказит. Кроме того, в рудах присутствуют магнетит, буланжерит, джемсонит, бурнонит, арсенопирит, халькопирит. В незначительных количествах встречаются самородное серебро, аргентит, гудмундит, пираргирит, штернберgit, дискразит, брейтгауптит, арсеноаргентит и халькозин (ромбический). В зоне окисления отмечены церуссит, англезит, пироморфит и ковеллин. Из нерудных минералов преобладают кварц и карбонаты (сидерит, анкерит, доломит и кальцит). В подчиненных количествах содержатся хлорит, мусковит, биотит, серицит, гранат (гроссуляр), тремолит, эпидот, альбит, апатит и турмалин.

Среднее количество сульфидов в руде составляет 16—20%, сидерита и анкерита 32—42%, кварца 32—38%.

М. Просняков и Р. Володин в составе сульфидных руд выделяют четыре минеральные ассоциации: 1) пирротиновую, 2) галенит-пирротин-сфалеритовую, 3) галенит-пирротиновую, 4) галенитовую. Первые две ассоциации, по их мнению, являются ранними, а последние — более поздними.

Руды Горевского месторождения по химическому составу в основном свинцовые, с подчиненным количеством цинка (отношение Pb : Zn в среднем по месторождению 1 : 0,2). Руда содержит примесь германия, индия и таллия. В рудах имеются серебро, тесно связанное с галенитом (коэффициент корреляции свинца и серебра, по данным М. Шермана, 0,8—0,9), и кадмий, заключенный в сфалерите (коэффициент корреляции цинка и кадмия 0,9).

На Горевском месторождении отчетливо проявлена зональность в распределении полезных компонентов в рудных телах. Эта зональность, по данным М. Проснякова и Р. Володина, а также и М. Шермана, заключается в том, что висячем боку рудных тел распространены галенит-сфалерит-пирротиновые руды, в которых отношение Pb : Zn составляет 0,72 : 1; центральная часть рудных тел сложена сфалерит-пирротин-галенитовыми рудами с отношением Pb : Zn 4,5 : 1; в лежащем боку развиты пирротин-галенитовые руды с отношением Pb : Zn 16 : 1.

На месторождении отмечается увеличение содержания свинца с глубиной, при встречном уменьшении концентрации цинка. Это объясняется возрастанием с глубиной роли пирротин-галенитовой минеральной ассоциации. В том же направлении уменьшается количество пирита и увеличивается количество пирротина.

Месторождение Сардана

Месторождение Сардана расположено в среднем течении р. Алдан в отрогах хребта Сетте-Дабан. Оно открыто в 1960 г. и находится в стадии предварительной разведки.

Месторождение приурочено к Юдомо-Майской структурно-формационной зоне, которая расположена на границе Сибирской платформы и Верхоянской складчатой системы.

В основании разреза залегают отложения верхнего рифея, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками. На них, по данным А. Горбунова и др. (1972) с угловым несогласием, а по данным В. Биланенко, А. Иогансона и Э. Кутырева без видимого несогласия, но с резкой границей, залегают отложения юдомской свиты, относящейся, по всей вероятности, к верхам венда или к переходным слоям от венда к кембрию. Возрастные рамки юдомской свиты по данным изотопов свинца $675 \pm 25 - 570 \pm 10$ млн. лет (М. Семихатов и др., 1970 г.).

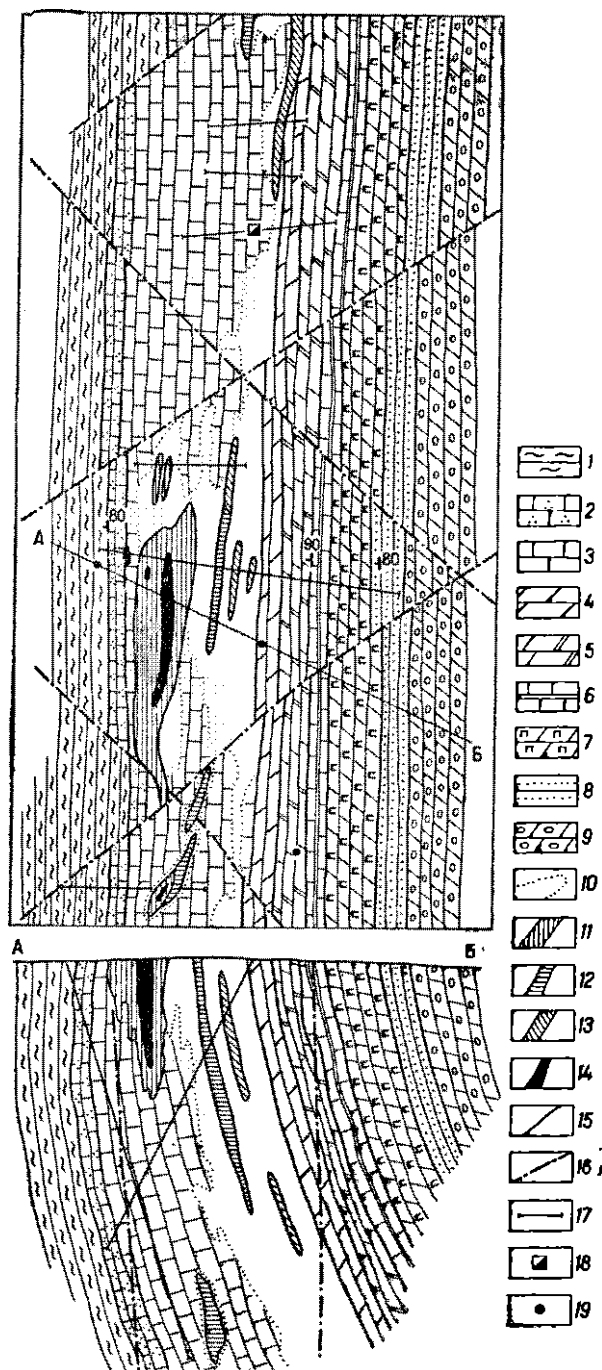


Рис. 88. Схема геологического строения месторождения Сардана. По Г. Ручкину и др.

1—2 — нижний кембрий: 1 — сланцы пин-канской свиты, 2 — известняки пестроцветной свиты; 3—5 — верхнеюдомская подсвита: 3 — пачка известняков, 4 — пачка битуминозных доломитов и известняков (битуминозный горизонт), 5 — пачка мелко-среднезернистых доломитов; 6 — 9 — нижнеюдомская подсвита: 6 — пачка плитчатых известняков, 7 — пачка пестроокрашенных доломитов, 8 — пачка кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, 9 — пачка тонкозернистых доломитов; 10 — контур развития метасоматических доломитов; 11—13 — рудные зоны: 11 — верхнего уровня, 12 — среднего уровня, 13 — нижнего уровня; 14 — тела свинцово-цинковых руд; 15 — граница нормального стратиграфического контакта; 16 — разрывные нарушения; 17 — канавы; 18 — шурфы; 19 — скважины

Юдомская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. По данным А. Иогансона, нижнеюдомская терригенно-карбонатная подсвита подстилается пачкой кремнистых доломитов, с линзами кремней (рис. 88). Она начинается горизонтом тонкозернистых доломитов, выше лежат светлые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, с прослоями алевролитов. Последние подстилают пачку пестроцветных доломитов с прослоями зеленых и бурых аргиллитов. Венчается разрез подсвиты пачкой голубовато-серых известняков с пиритом и глауконитом. Мощность нижней подсвиты колеблется от 120 до 160 м.

Большее значение для локализации руд имеет верхнеюдомская карбонатная подсвита, которая вмещает практически все рудные тела месторождения. В основании подсвиты залегает пачка светлых доломитов, в которых иногда содержатся рудные тела; мощность пачки колеблется от 16 до 42 м. Стратиграфически выше залегает пачка темных битуминозных доломитов и известняков, содержащих углисто-фосфоритовые конкреции и вкрапленность пирита, сфалерита и галенита. Третья пачка вмещает главную массу рудных тел месторождения; она складывается светлыми слоистыми известняками, доломитовыми известняками и известковистыми доломитами; по данным А. Иогансона, заметную роль в ее составе играют седиментационные карбонатные брекчии; мощность этой пачки колеблется от 35 до 70 м. Завершают разрез известняки и кремнистые известняки, отнесенные А. Иогансоном к четвертой пачке. По мнению В. Конкина, В. Крутия и Г. Ручкина эти породы следует объединить с породами третьей пачки, так как они не образуют самостоятельного стратиграфического горизонта. По данным этих исследователей, большая часть светлых доломитов верхнеюдомской подсвиты представляют собой продукты эпигенетической доломитизации известняков. Общая мощность верхней подсвиты юдомской свиты 80—150 м.

Выше согласно залегает пестроцветная свита, относящаяся на основании находок органических остатков (хиалитов) к нижнему кембрию. В составе свиты участвуют серо-зеленые глауконитовые доломиты и известняки с вкрапленностью пирита, битуминозные доломиты, аргиллиты с конкрециями фосфоритов и карбонатные брекчии; мощность 10—25 м. Венчается разрез нижнекембрийских отложений рудного поля свитой углистых и кремнисто-углистых аргиллитов и известняков мощностью 40—60 м. Выше залегают пестроцветные известняки и мергели среднего кембрия.

Магматические породы представлены редкими sillами и дайками диабазов и габбро-диабазов позднепротерозойского возраста и еще реже щелочными породами.

Структура рудного поля определяется серией линейных складок меридионального простирания с четко выраженным асимметричным строением. Антиклинали большей частью простые с пологими восточными и крутыми, иногда запрокинутыми западными крыльями. Ядра антиклиналей сложены верхнерифейскими отложениями. Синклинали, сопряженные с антиклиналями, осложнены дополнительной мелкой складчатостью. Мощности отложений юдомской свиты уменьшаются от центральных частей синклинальных складок к ядрам антиклиналей.

Главная масса рудных тел месторождения приурочена к крыльям Курунгской антиклинали и Селединской синклинали. Крылья этих структур осложнены серией продольных и поперечных разрывов с весьма небольшими амплитудами смещения. Наиболее выдержаны продольные разломы типа взбросов. По данным В. Конкина, В. Крутия и Г. Ручкина, эти разломы, возможно,

являются конседиментационными и оказывают влияние на фациальные разновидности отложений юдомской свиты. Они также контролируют размещение участков распространения эпигенетических доломитов, вместе с оперяющими их послонными разрывами, которые обычно служат рудовмещающими структурами. Кроме этого, на месторождении распространены разрывы северо-западного и северо-восточного простирания, которые, по данным В. Конкина, В. Крутия и Г. Ручкина, играют роль рудоограничительных.

Почти все рудные тела, имеющие практическое значение, локализируются в пределах доломитов третьей пачки верхнеюдомской подсвиты, располагаясь на разных стратиграфических уровнях.

О происхождении этих доломитов высказываются разные мнения. По А. Иогансону, текстура доломитов, вмещающих рудные тела, сохранившиеся в них реликты фитогенной структуры, а также форма доломитовых тел позволяют рассматривать эти доломиты как образования водорослевых (строматолитовых) рифов. Рудные минералы замещают эти породы, часто наследуя текстуры осадочных пород.

По данным В. Конкина, В. Крутия и Г. Ручкина, доломиты третьей пачки верхнеюдомской подсвиты имеют эпигенетическое метасоматическое происхождение. Это подтверждается наличием многочисленных обломков известняков, сцементированных доломитами, пересечениями доломитовыми прожилками слоистости, стилолитовых швов и фосфатных конкреций, присутствием псевдоморфоз сахаровидных, часто «бурундучных» доломитов по известнякам с сохранением первичных текстур последних (брекчиевидно-пятнистых и полосчатых) и кремнистых прерывисто-цепочечных стяжений; зоны площадного развития доломитов часто окаймляются оторочками с интенсивным развитием прожилковой доломитизации. Вместе с тем В. Конкин, В. Крутий и Г. Ручкин подчеркивают, что в третьей пачке верхнеюдомской подсвиты на месторождении присутствуют и первичноосадочные доломиты. Кроме доломитизации на месторождении наблюдается окварцевание.

Большинство рудных тел приурочено к крутым или запрокинутым крыльям складок (Свинцово-цинковая минерализация..., 1977). Рудные зоны имеют согласное залегание с вмещающими породами и тесно ассоциируют с эпигенетическими доломитами. Они представлены полосами вкрапленной и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализации, которые состоят из чередования зон убогой и богатой вкрапленности.

Наибольшие размеры имеют лентовидные залежи мощностью до 3 м и протяженностью до 1500 м. Они локализируются главным образом вблизи основания рудовмещающей пачки. Другая морфологическая группа рудных тел образует «таблицеобразные» залежи мощностью около 5 м и протяженностью от 150 до 200 м. Эти тела приурочены к среднему стратиграфическому уровню. Наконец, третья группа рудных тел, залегающих преимущественно в верхних горизонтах рудоносной пачки, представляет собой столбообразные залежи средней мощностью 10 м и длиной 75—100 м, которые слагаются богатой свинцово-цинковой рудой.

Основным промышленным типом руд месторождения являются галенит-сфалеритовые с преобладанием сфалерита; локально встречаются мономинеральные сфалеритовые, сфалерит-галенитовые и пиритовые руды. Последние приурочены большей частью к битуминозным доломитам второй пачки верхнеюдомской подсвиты. Среди текстур руд преобладают полосчатая, брекчиевидно-пятнистая и вкрапленная.

Минеральный состав галенит-сфалеритовых руд относительно прост; главными минералами являются сфалерит, галенит, доломит и кальцит, второстепенными — пирит, марказит, сульфосоли сурьмы и мышьяка, арсенопирит, халькопирит.

Среди минералов слабо развитой на месторождении зоны окисления господствуют смитсонит, каламин, церуссит, англезит, скородит, крокоит, гётит, гидрогётит.

Формирование первичных свинцово-цинковых руд, по данным И. Исакович (Свинцово-цинковая минерализация..., 1977) происходило в течение трех стадий минерализации. В наиболее раннюю образовывались мономинеральные сфалеритовые руды, которые представлены агрегатом мелких зерен (размером 0,02—0,03 мм), чередующихся с полосами доломитов. Во вторую стадию отлагалась галенит-сфалерит-карбонатная ассоциация. Третья стадия представлена жилами и прожилками доломит-кальцитового, доломит-антракосолит-кальцитового и кальцитового состава с вкрапленностью сфалерита и мелкозернистого галенита.

По химическому составу руды месторождения Сардана свинцово-цинковые с примерными отношениями свинца и цинка 1 : 4.

Месторождение Миргалимсай

Месторождение Миргалимсай расположено на юго-западном склоне хребта Каратау, на территории Казахской ССР. Оно открыто в 1928 г. разведывалось с 1929 по 1935 г., а в 1942 г. передано в эксплуатацию.

Площадь месторождения сложена карбонатными породами фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона. Отложения фамена представлены чередованием горизонтов известняков и доломитов массивной, ленточной и комковатой текстуры. По литологическим признакам пачка фаменских отложений делится на 11 горизонтов, мощность которых изменяется от 5 до 70 м. Общая мощность фаменских отложений около 600 м (рис. 89).

Нижнекаменноугольные отложения, имеющие среднюю мощность 700 м, подразделяются на пять горизонтов. Они представлены чередованием известняков, доломитов, известковых и доломитовых брекчий.

Преобладающее количество рудных тел приурочено ко второму ленточному горизонту, расположенному в средней части разреза фамена. Этот горизонт сложен доломитами, известковистыми доломитами и известняками с тонкослойной, массивной и иногда комковатой текстурой. Характерной особенностью пород этого горизонта является присутствие органики; содержание органического углерода 4—5%, растворимых битумов 0,77%. В состав битума входят парафины (7,6%), масла (27,0%), смолы (49,2%). Нерастворимая часть органического вещества представлена высокометаморфизованными битумами типа керитов. Мощность горизонта в пределах месторождения изменяется от 2—4 до 24—28 м.

Фаменские и турнейские отложения, слагающие участок месторождения, образуют брахиформные складчатые структуры в основном северо-западного простирання. Синклипальные складки обычно широкие, корытообразной формы, сложены относительно спокойно залегающими породами турне; антиклинальные структуры имеют более сложное строение и ядра их состоят из пород фаменского возраста.

Система	Ярус	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
Каменноугольная	Турнейский	Полосчатый			до 50	Суглинки, супеси, пески Глины с прослоями мелкогалечниковых конгломератов
			C ₁ t e		280	Тонкие переслаивающиеся пачки светло-серых и серых известняков
			C ₁ t d		160 - 200	Переслаивание известняков и известняковых брекчий
			C ₁ t c		100 - 160	Переслаивание известняков с осадочными известняками и доломитовыми брекчиями
			C ₁ t b		20 - 70	Массивные, реже слоистые доломиты
			C ₁ t a		15 - 135	Брекчии известняков с обломками и глыбами доломитов
	Фаменский	Верхний карбооват	D ₃ fm-8		15 - 20	Доломиты
			D ₃ fm-7		30 - 50	Известняки и доломиты
			D ₃ fm-6		20 - 35	Известняки, доломитизированные известняки
			D ₃ fm-5		40 - 70	Грубослоистые известняки
			D ₃ fm-4		10 - 15	Рудный горизонт - доломитизированные известняки
			D ₃ fm-3		5 - 10	Доломиты, известняки
			D ₃ fm-2		10 - 15	Известняки и доломиты
			D ₃ fm-1		50 - 70	Грубослоистые известняки и доломиты
			D ₃ fm d		40 - 60	Доломиты
Девонская	Фаменский	Переходный	D ₃ fm b		35 - 60	Известняки с прослоями доломитов
			D ₃ fm a		90 - 300	Глинистые обломочные породы с прослоями известковистых песчаников и доломитовых известняков
			D ₃ fg		>165	Красноцветные песчаники, сланцы и конгломераты

Рудный интервал

Рис. 89. Стратиграфическая колонка месторождения Миргалымсай. По материалам иргалимсайской ГРП.

В пределах рудного поля широко развиты разрывные нарушения, выраженные зонами интенсивного брекчирования, смятия и трещиноватости мощностью 10—20 м и более. Чаще всего это нарушения типа падвигов и взбросов. Для всех нарушений характерно северо-западное или близширотное простирание, совпадающее с направлением складчатых структур или близкое к нему; углы надения надвигов изменяются от 30 до 60°; амплитуды перемещения варьируют от нескольких десятков метров до 1,5 км. Крупные нарушения сопровождаются многочисленными мелкими, различно ориентированными разрывами, представленными зонами брекчирования. К наиболее крупным надвигам, в частности, относятся Главный надвиг и Южный надвиг (рис. 90), а также ряд других нарушений, разбивающих месторождение на блоки. Везде надвинуты южные части складок, что, вероятно, свидетельствует об общем северном или северо-западном направлении перемещения горных пород. Все разрывные нарушения на месторождении являются построудными.

По данным Е. Зорина, в центре рудного поля в составе рудного горизонта преобладают доломиты, которые на периферии постепенно сменяются слабодоломитизированными известняками. В нижней части рудного горизонта более распространены чистые доломиты, в верхних частях горизонта происходит сокращение площади распространения доломитов. Слабодоломитизированные известняки и доломитовые известняки имеют однородную структуру, которая усложняется по мере возрастания степени доломитности пород.

Структурно-минеральный состав доломитовых пород рудного

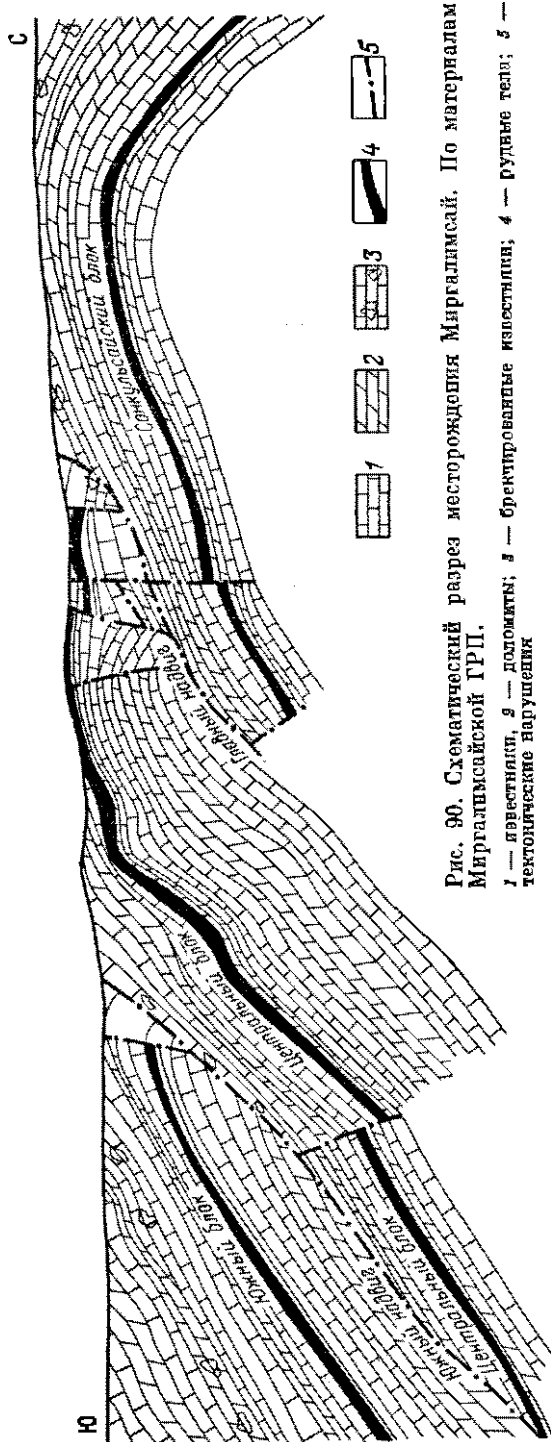


Рис. 90. Схематический разрез месторождения Миргалмсай. По материалам Миргалмсайской ГРП.
1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — брекчированные известняки, 4 — рудные тела, 5 — тектонические нарушения

горизонта, по Е. Зорину (1969), характеризуется большим разнообразием. Наиболее распространены доломит и микрит (пелитоморфные тонкозернистые доломит и кальцит с размером зерен меньше 0,01 мм), доломитовый шпат и шпат (раскристаллизованные доломит и кальцит с размером зерен более 0,01 мм), образовавшиеся в результате перекристаллизации пелитоморфных составляющих, доломитовый и кальцитовый детрит, оолиты, псевдоолиты, интракласты (аутигенные брекчии), желваки, онколиты (концентрические образования водорослевого происхождения) доломитового и кальцитового состава.

Многие исследователи считали, что процесс оруденения на месторождении Миргалимсай сопровождался синхронной доломитизацией и баритизацией вмещающих пород. В последние годы появились данные (Зорин, 1969 и др.), свидетельствующие о том, что металлы (свинец, цинк, барий и др.) попадали в рудный горизонт еще на стадии седиментации, а наблюдаемые в настоящее время взаимоотношения породообразующих и рудных минералов возникли во время диагенеза и катагенеза.

Рудные минералы во вмещающих породах образуют рассеянную или послойную вкрапленность, мелкие прожилки и очень редко небольшие скопления сплошных сульфидов. В зависимости от характера взаимоотношений рудных и нерудных минералов А. Куденко и В. Степенко выделяют две разновидности руд: 1) доломитизированные и баритизированные породы с послойным и прожилковым оруденением; 2) слабо баритизированные породы с прожилковым оруденением. По составу выделяется три типа руд: свинцовые, свинцово-баритовые и баритовые. Главными рудными минералами месторождения являются нирит, галенит, сфалерит, а из нерудных — доломит, кальцит, барит, анкерит и кварц. Кроме того, в рудах установлены халькопирит, теннантит, тетраэдрит, халькозин, самородный свинец, аргентит, сульфаниит, самородное серебро, арсенопирит, фрейбергит, магнетит, гематит, витерит, флюорит и др. В зоне окисления выявлены англезит, смитсонит, гидроцинкит, каламин, вульфенит, халькозин, ковеллин, аргентит, самородное серебро, гидрогематит, гетит, псиломелан, ниролозит, плюмбозин, малахит, азурит, опал, гипс.

Глубина зоны окисления достигает 50 м, однако минералы зоны окисления нередко встречаются и на глубине до 200 м.

По данным С. Юшко (1969), на месторождении Миргалимсай в первичных рудах выделяется шесть парагенетических ассоциаций:

- 1) доломит, кварц, барит, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит;
- 2) доломит, кальцит, галенит, пирит, сфалерит;
- 3) пирит, сфалерит, галенит, кальцит;
- 4) анкерит, барит, кварц, галенит, сфалерит, халькопирит, халькозин, теннантит, фрейбергит, аргентит, доломит, кварц;
- 5) флюорит, кальцит, кварц, галенит, сфалерит, пирит;
- 6) кварц, халькопирит, сульфаниит, кобальтсодержащий нирит, арсенопирит, магнетит, гетит.

По мнению С. Юшко, первая парагенетическая ассоциация сингенетична вмещающим породам, вторая имеет диагенетическое происхождение, а третья малохарактерна для месторождения. Что касается четвертой, пятой и шестой минеральных ассоциаций, то они, вероятно, представляли собой продукты отложения постумных горячих растворов глубинного происхождения.

Наибольшее практическое значение при извлечении из руд имеют свинец и барий. Кроме того, в рудах установлены следующие элементы-примеси: серебро, германий, таллий, галлий, медь, кобальт, висмут и кадмий.

Е. Зориным (1969) выявлены некоторые закономерности распределения главных компонентов руд в пределах рудного горизонта. Согласно его данным, основной формой нахождения свинца на месторождении является галенит; встречаются и карбонатные соединения свинца (церуссит или свинец, входящий в состав карбоната), содержания которых изменяются от сотых до первых десятых долей процента.

В целом повышенные содержания свинца, сосредоточенные в центральной части месторождения, образуют полосу, вытянутую в северо-западном направлении; от центра месторождения к его периферии происходит постепенное убывание содержаний свинца. В разрезе рудного горизонта также происходит постепенное падение содержаний свинца — в нижней части горизонта среднее содержание свинца 1,17%, в средней — 0,58% и в верхней — 0,36%.

Повышенные содержания цинка характерны для периферической части месторождения, где они образуют кольцеобразную полосу, окаймляющую центральную часть месторождения; последняя характеризуется минимальными содержаниями цинка.

Основным барийсодержащим минералом является барит, количество которого колеблется от 0 до 60—80%. Кроме барита на месторождении встречаются виверит, баритокальцит и баритоцелестин. Повышенные концентрации бария близко совпадают с зоной повышенных мощностей рудного горизонта; при удалении от центральной части месторождения к его периферии происходит снижение содержания бария. В разрезе рудного горизонта содержание бария также уменьшается снизу вверх от 6,4% в нижней части до 3,3% — в верхней.

По данным Е. Зорина (1969), для свинца в нижней части рудного горизонта характерна приуроченность его повышенных содержаний к известковистым доломитам, а в более известковистых и доломитовых разностях пород они уменьшаются. Средние содержания цинка в ряду известняк — доломит постепенно падают и в доломитах становятся минимальными; у бария, наоборот, его средние содержания при переходе от слабодоломитистых известняков к доломитам увеличиваются.

Для свинца и цинка наблюдается отчетливая прямая связь с наиболее тонким (пелитоморфным) структурным компонентом породы — доломикритом и обратная с доломитовым шпатом, который образовался в результате перекристаллизации карбонатной породы; при возрастании в породе количества доломитового шпата происходит уменьшение общего содержания галенита, при этом происходит уменьшение количества вкраплений и тонких прожилков галенита размером 0,02—0,2 мм и увеличение количества агрегатных скоплений галенита. Увеличивается также и средний размер кристаллов галенита.

По данным опробования рудные тела объединяются в четыре залежи. Первая из них локализуется в породах, непосредственно подстилающих второй ленточный горизонт. Остальные три залежи (содержащие более 99% запасов руд месторождения) локализуются в разных пачках пород, слагающих второй ленточный горизонт. Форма тел пластообразная, количественные соотношения средних содержаний свинца, цинка и бария в рудах отвечают 1 : 0,1 : 6.

На месторождении Миргалимсай в целом можно подметить элементы вертикальной зональности, которые заключаются в систематическом уменьшении с глубиной содержания бария и серебра и увеличении содержаний цинка. Что касается свинца, то его содержания сначала возрастают, а затем постепенно падают. Эта общая тенденция нарушается для некоторых рудных залежей и отдельных блоков. Так, например, для основной залежи Санкульсайского блока содержание цинка с глубиной уменьшается, а содержание бария увеличивается.

В целом для месторождения коэффициенты корреляции для пар свинец — барий, свинец — серебро и цинк — барий отрицательные и незначимые.

Месторождение Ачисай (Турлан)

Ачисайское месторождение расположено на юго-западном склоне центральной части хребта Карагау, на территории Казахской ССР. Месторождение известно давно; оно эксплуатировалось кустарным способом с 1867 по 1915 г. Систематическое геологическое изучение месторождения и его отработка были начаты

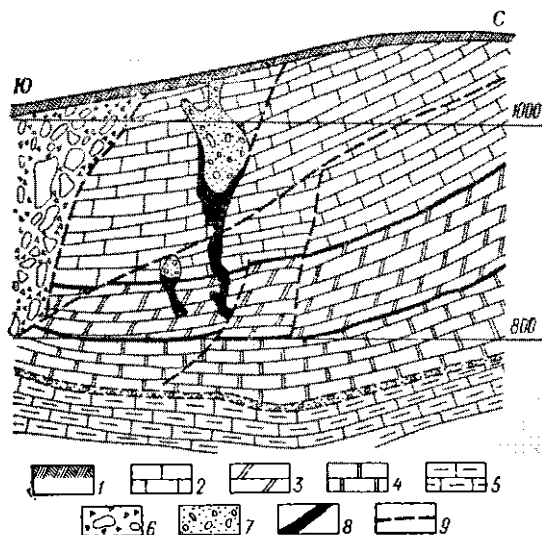


Рис. 91. Геологический разрез Основного рудного тела месторождения Ачисай. По В. Матвееву.

1 — делювий; 2 — рудничных и турланский горизонты; 3 — искристый горизонт; 4 — базальный горизонт; 5 — мергелистые отложения верхнего девона; 6 — брекчия; 7 — надрудная брекчия; 8 — рудное тело; 9 — тектонические нарушения

в 1926 г. Разведка и эксплуатация свинцовых руд месторождения проводились до 1964 г., после чего в связи с отработкой свинцовых руд рудник приступил к эксплуатации окисленных цинковых руд.

Ачисайское месторождение сложено породами среднего палеозоя: тюлькубашской свитой среднего — верхнего девона, известково-мергелистой свитой фаменского яруса, карбонатными отложениями нижнего карбона (рис. 91).

В составе тюлькубашской свиты преобладают красноцветные аркозовые песчаники с прослоями конгломератов; верхняя часть свиты сложена мергелями и аргиллитами. На поверхности тюлькубашской свиты со следами тектонического несогласия залегают известково-мергелистые отложения фамена. В основании нижнекаменноугольных отложений, перекрывающих фаменские, находится горизонт брекчий, вероятно, тектонического происхождения. Нижнекаменноугольные отложения по литологическим признакам разделяются на пять горизонтов (снизу вверх):

1) базальный, представленный тонкослоистыми светло-серыми известняками; на контакте с отложениями фамена известняки брекчированы;

2) искристый, сложенный тонкослоистыми и плитчатыми доломитами черного цвета;

3) турланский, представленный известняками, часто доломитизированными; в основании горизонта залегают прослой глинистых тонконлитчатых, местами брекчированных известняков;

4) рудничный, сложенный тонкозернистыми переслаивающимися известняками и доломитами темно-серого цвета.

5) бальмазарский, образованный массивными и толстослойными известняками с редкими прослоями доломитов; этот горизонт на участке основного рудного тела отсутствует.

Четыре верхних горизонта нижнекаменноугольных (турнейских) отложений являются рудовмещающими. Наиболее важное значение имеет искристый горизонт, где было сосредоточено около 50% всех запасов месторождения.

Нижнекаменноугольные отложения в окрестностях Ачисайского месторождения образуют брахисинклиналь с пологим, почти горизонтальным дном и крутыми (до 60°) крыльями, ось складки вытянута в широтном направлении. Сравнительно простое строение брахисинклинали осложняется мелкими складками и разрывами.

Наиболее крупным является Бельмазарский разлом, протягивающийся в широтном направлении через все рудное поле; падение этого разлома вертикальное, мощность зоны брекчирования, сопровождающей разлом, изменяется от 20 до 250 м. Другой крупный тектонический разлом отделяет нижнекаменноугольные отложения от фаменских. Он также выражен зоной брекчирования мощностью от 0,5 до 40 м.

Помимо крупных разрывных нарушений в пределах рудного поля широко распространены трещины различных направлений, имеющие важное рудоконтролирующее значение. Основными системами трещин являются: 1) межпластовые подвижки, согласные или расположенные под острым углом к напластованию; 2) трещины субширотного простираения, падающие на север под углами 60—70°; 3) трещины меридионального простираения, падающие на восток и запад под углами 50—80°; 4) трещины северо-западного простираения с крутыми углами падения (75—90°).

Рудные тела Ачисайского месторождения сосредоточены в северо-восточной части брахисинклинали, в зоне широтного простираения длиной около 2 км. Всего на месторождении зафиксировано 64 рудных тела, из них лишь четыре обнажились на дневной поверхности. Средняя мощность рудных тел 0,5—3 м, максимальная, равная 30 м, отмечена в местах пересечения тектонических трещин; контакты с вмещающими породами резкие, положение их по отношению к вмещающим породам секущее. Рудная зона имеет весьма сложное строение и состоит из серии неправильных рудных тел, часто взаимно связанных между собой апофизами. Среди рудных тел преобладают короткие жилы — ленты с невыдержанной мощностью, представленные, с одной стороны, согласными линзами, а с другой — секущими жилами в карбонатных породах.

На Ачисайском месторождении до глубины 200—250 м сульфидные руды окислены полностью, а до глубины 450 м встречаются минералы зоны окисления. Окисленные свинцовые руды накопились на месте первичных сульфидных руд, а окисленные цинковые руды переотложены в породы лежащего бока рудной зоны, где образовались послойные залежи цинковых руд.

Таким образом, рудные тела месторождения сложены богатыми сульфидными свинцово-цинковыми и окисленными свинцовыми или цинковыми рудами. По данным В. Стеценко, господствуют массивные, полосчатые, пятнистые и брекчиевидные текстуры сульфидных руд.

В рудах выделяются структуры отложения (гипидиоморфная, аллотриоморфная, колломорфная и др.), замещения, а также катакlastические структуры.

Первичные рудные тела на 50—90% состоят из пирита, пересеченного различной густоты прожилками сфалерита и галенита (Захаров, 1960); остальные сульфиды редки и присутствуют в ничтожных количествах. Многие рудные тела, как и вмещающие их породы, обладают отчетливыми признаками сильного пострудного динамометаморфизма.

В первичных рудах месторождения кроме пирита, сфалерита и галенита встречаются также в очень небольших количествах марказит, халькопирит, гематит и магнетит, а из нерудных минералов доломит, кальцит, барит и флюорит.

Окисленные свинцовые и цинковые руды состоят из церуссита и смитсонита. Кроме этих минералов в составе окисленных руд принимают участие гидрогематит, гетит, гидрогетит, англезит, плюмбоярозит, каламин, гидроцинкит, псиломелан и гипс.

Количественные соотношения средних содержаний свинца и цинка в сульфидных рудах составляли 1 : 1,5, в окисленных цинковых рудах 1 : 17.

Месторождение Уч-Кулач

Месторождение Уч-Кулач расположено в Западном Узбекистане, в северных предгорьях Нуратинского хребта. Оно открыто в 1932 г., с 1975 г. подготавливается к эксплуатации.

Месторождения Уч-Кулач приурочено к Ханбандытауской антиклинали, осложняющей строение Букантау-Карачатырской (Резвой, 1974) или Туркестано-Алайской, по терминологии других исследователей (Арапов и др., 1971), тектонической зоны, и расположено в непосредственной близости от Букантау-Южноферганского глубинного разлома, разделяющего структуры Срединного и Южного Тянь-Шаня.

В основании разреза в районе месторождения залегают породы нижнего девона, вскрывающиеся в ядре Ханбандытауской антиклинали и представленные туфами кварцевых порфиров, туффитами и другими вулканомиктовыми породами (Чеботарев, Подкопаев, 1974). Выше залегают отложения среднедевонского и франского возраста, сложенные известняками и известково-глинистыми породами с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов (нижнеучкулачская и верхнеучкулачская свиты) (рис. 92).

На девонских породах с размывом лежат отложения нижнего карбона, представленные толщей известняков турне и пачкой переслаивания мергелей, песчаников и аргиллитов визейского яруса. Еще выше лежит свита спилитов и диабазов намюрского яруса. Венчается разрез палеозойских отложений свитой известняков среднего карбона, содержащих прослой конгломератов, песчаников и алевролитов.

Основная масса промышленных руд локализуется в нижней части разреза среднедевонских отложений — в верхнеучкулачской и верхах нижнеучкулачской свиты, небольшая часть рудных тел располагается в породах франского яруса и в намюрских отложениях, причем в одних участках месторождения рудные тела располагаются в пределах всего разреза среднедевонских пород, а в других только в подошве и кровле.

Интрузивные породы представлены небольшими телами габбро, прорывающими спилито-диабазовую свиту, а также редкими дайками щелочных пород — сиенит-аплитов, альбитофиров и бостонитов.

Ханбандытауская антиклиналь имеет северо-западное простирание; шарнир ее погружается к юго-востоку. Складка асимметрична — северо-восточное

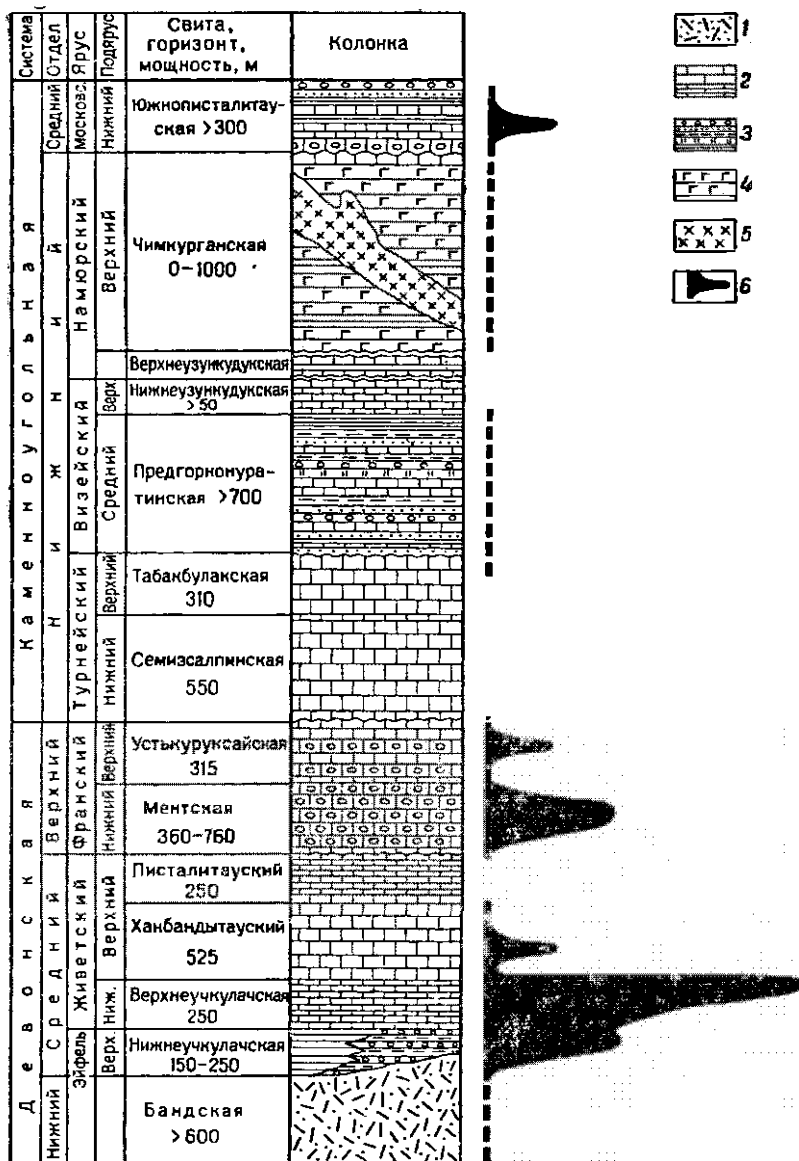


Рис. 92. Стратиграфическая колонка палеозойских отложений Учкулачского рудного района (со схемой размещения свинцово-цинковой минерализации). По Н. Подкопаяеву, А. Суздальскому и Г. Чеботареву.

1 — туфы кварцевых порфиров; 2 — известняки; 3 — переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов; 4 — спилито-диабазы и их туфы; 5 — габбро; 6 — интенсивность проявления свинцово-цинковой минерализации

крыло ее крутое, местами запрокинутое, юго-западное имеет нормальное падение под углом 30—65°. Антиклиналь ограничена с обеих крыльев продольными разломами. Кроме продольных разломов, широко распространены и секущие, главным образом северо-западного направления. Основными рудовмещающими структурами являются флексурные перегибы пластов на крыльях антиклинали и осложняющих ее купольных структур, а также участки их периклинальных замыканий. Большая часть рудных тел локализована в зонах пересечения пластов известняков, залегающих в этих структурах, секущими разломами.

В восточной части рудного поля оруденение локализуется преимущественно в согласных рудных телах, а в западной — в секущих. Аверин и Маринов

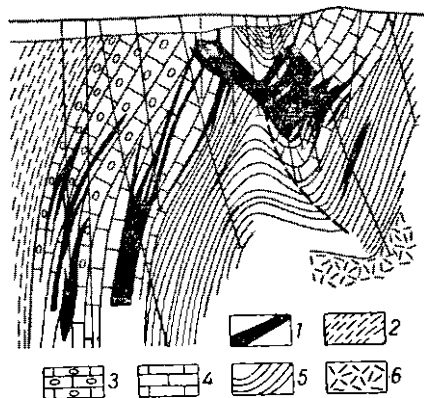


Рис. 93. Схематический разрез Дальнего участка месторождения Уч-Кулач. По Г. Касавченко и А. Порожнякову.

1 — рудные тела; 2 — переслаивание известняков, алевролитов и аргиллитов усть-курунсайской свиты; 3 — известняки ментской свиты; 4 — известняки верхнеучкулачской свиты; 5 — переслаивание известняков, алевролитов, песчаников и конгломератов нижнеучкулачской свиты; 6 — туфы кварцевых порфиров

(1964), а позже Х. Акбаров (1975) выделяют на месторождении три группы рудных тел: согласные, секущие и сложные (рис. 93). К группе согласных они относят: а) седловидные залежи в сводах антиклиналей; б) пластовые тела на крыльях складок; в) внутрипластовые секущие жилы; г) комбинации предыдущих типов. Секущие тела приурочены к разломам и оперяющим трещинам. Сюда относятся: а) жилы в искривлениях разломов; б) рудные столбы в участках сопряжения разломов и трещин оперения; в) рудные столбы и жилы в трещинах оперения. К группе сложных отнесены рудные тела, имеющие форму лентовидных залежей, образованные на пересечении рудоносными разломами благоприятных рудовмещающих структур. Именно последний тип рудных тел обладает наибольшей протяженностью и мощностью.

Околорудные изменения на месторождении распространены сравнительно широко и выражены в виде доломитизации, баритизации и окварцевания; наиболее отчетливо развита доломитизация, которая проявлялась в две стадии (Чеботарев, Подкопаев, 1974): ранняя предшествовала рудоотложению, поздняя сопровождала его (80% запасов свинцовых руд локализованы в доломитах). Баритизация проявилась преимущественно среди доломитизированных пород и вблизи рудных тел и ее интенсивность определяется составом пород и степенью их трещиноватости. Некоторое значение имеет также и окварцевание.

Руды месторождения относятся к двум типам: свинцово-цинковому и колчеданному. Преобладающая часть рудных тел относится к первому типу, руды которого слагаются главным образом галенитом, сфалеритом, кварцем и баритом; подчиненную роль играют пирит, халькопирит, блеклая руда и кальцит. Отношение свинца и цинка колеблется от 1 : 0,3 до 1 : 1. Преобладающие текстуры прожилково-вкрапления и брекчиевидная.

Колчеданные руды встречены в восточной части месторождения. Это массивные руды, в которых господствующую роль играет пирит, подчиненное значение имеют сфалерит, галенит, халькопирит, барит, кальцит и доломит. Отношение Pb : Zn здесь 1 : 1; типичные текстуры руд — массивная, пятнистая и брекчиевидная. Среди минералов зоны окисления наиболее распространены гетит, перуссит, смитсонит и каламин.

Промышленные компоненты руд — свинец, цинк и барий, элементы-примеси — серебро, кадмий и таллий.

По данным Г. Чеботарева (1966 г.) и М. Троянова (1970 г.), процесс минералообразования осуществлялся в два этапа. Наиболее ранний седиментационно-диагенетический этап выражен, по мнению Г. Чеботарева, в виде послойных скоплений сферолитов, конкреций и метакристаллов пирита. По мнению М. Троянова, на этом этапе происходило также отложение сфалерита и галенита.

Основная масса промышленных сульфидно-баритовых руд образовалась в более поздний гидротермальный этап, после процессов доломитизации. По данным А. Малахова и П. Панкратьева (1966 г.), в этот этап последовательно возникли три минеральных комплекса: сульфидно-кварцевый, сульфидно-баритовый, образующий основную массу руд месторождения и сульфидно-карбонатный, обусловленный переотложением продуктов, главным образом второго минерального комплекса.

ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Жильные свинцово-цинковые месторождения представляют собой тектонические трещины, выполненные рудой. Среди них могут быть выделены месторождения, приуроченные к системам трещин, в том числе и разноориентированным, формирующим жильные поля, охватывающие значительную площадь (например, Фрейберг в ГДР). Могут быть указаны и одинокие жилы, контролируемые индивидуальными разломами, например месторождения полиметаллических руд в Горной Осетии на Кавказе, среди которых наиболее значительны Садон и Згид. Эти два типичных жильных месторождения, отстоящие друг от друга на 5 км, находятся в западной части Садоно-Унальского рудного поля, будучи приурочены к Садоно-Згидской антиклинали. Ядро антиклинали сложено палеозойскими гранитами, а крылья — осадочными и вулканогенными породами нижней и средней юры. В разрезе юрских отложений выделяются базальные конгломераты, на которые налегает толща андезитовых и дацитовых порфиритов, их туфов, агломератов и туфопесчаников среднего лейаса. Мощность вулканогенной толщи в своде антиклинали не превышает 30 м, а на северо-восточном крыле 700—900 м. На вулканогенной толще трансгрессивно залегают песчаники, алевролиты и аргиллиты среднего, верхнего лейаса и догтера, имеющие общую мощность до 1700 м (Рыпинский и др., 1969).

Садоно-Згидская антиклиналь вытянута в общекавказском (северо-западном) направлении. Ее осевая плоскость наклонена к югу под углом 45°, шарнир, плавно ундулируя, полого погружается на юго-восток. Крылья складки осложнены продольными региональными сбросами и сбросо-сдвигами. Все тело антиклинали разбито тремя системами тектонических трещин: двумя группами трещин скола меридиональной и северо-западной ориентировки и одной системой трещин отрыва северо-восточного простирания. К трещинам северо-западной ориентировки преимущественно приурочены многочисленные дайки порфирового состава. Трещины северо-восточного простирания, поперечные по отношению к генеральному тектоническому плану Кавказа, выполнены рудными

жилами. Блоки пород по обе стороны этих нарушений, возникших как трещины отрыва, в дальнейшем испытывали перманентное перемещение, а полости трещин в длительном процессе рудообразования неоднократно приоткрывались с дроблением выполняющей их минеральной массы.

Месторождение Садон

На Садонском месторождении геологоразведочные и горно-эксплуатационные работы производятся с 1853 г. К настоящему времени месторождение существенно выработано.

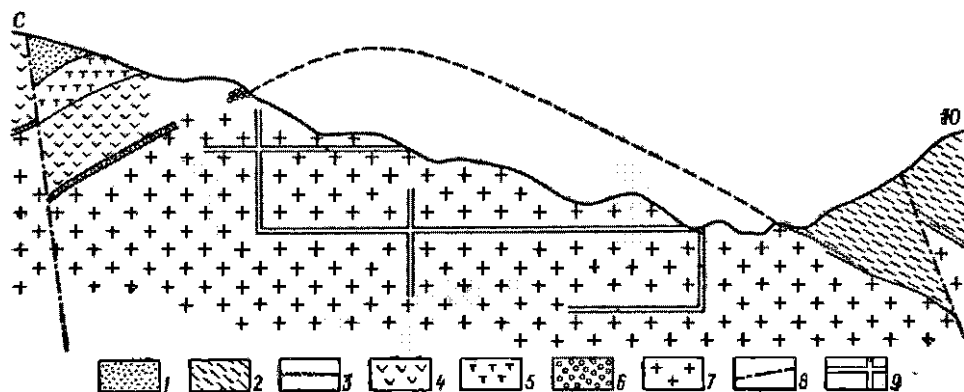


Рис. 94. Продольный профиль в плоскости рудоносного Садонского разлома. По Г. Ажгирею.

1 — песчаники тоара; 2 — глинистые сланцы среднего тоара; 3 — базальные туффы сланцев среднего тоара; 4 — порфиры среднего лейаса; 5 — туффы среднего лейаса; 6 — базальные конгломераты вулканогенной толщи; 7 — палеозойские граниты; 8 — тектонические нарушения; 9 — основные горные выработки

Это месторождение представляет собой сложную жилу, выполняющую крупный разлом, который пересекает палеозойские граниты, перекрывающие их юрские эффузивы, и затухает в осадочной толще коры на крыльях Садоно-Згидской антиклинали. Большую часть площади месторождения составляют биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты палеозойского возраста. Местами они переходят в гранодиориты, представляющие их фациальный аналог, и сопровождаются сопутствующими им аплитами и пегматитами. У южной границы месторождения граниты трансгрессивно перекрыты глинистыми сланцами тоара с базальными туффитами в основании. У северного края месторождения находятся покровные андезито-дацитовые порфиры и их туфы, подстилающиеся базальными конгломератами того же возраста. Вдоль трещин преимущественно северо-западного простирания граниты прорваны дайками андезито-дацитовых порфиров.

Основу геологической структуры Садона составляет Садоно-Згидская антиклиналь, разбитая системой трещин (рис. 94). Изгиб палеозойского гранитного основания вместе с перекрывающими его слоистыми толщами коры связан с киммерийской и последующей альпийской складчатостями. При этом массивные граниты, находясь на существенной глубине, воздымаясь, изгибались вследствие пластической деформации, осложненной последующей «складчатостью»

скалывания», при которой тонкие продольные пластины породы осевой части восходили быстрее и выше, чем на ее крыльях (Г. Аджигирей и др., 1969 г.).

Садонское месторождение характеризуется как сложная жила, следующая вдоль вертикального разлома, вытянутого по азимуту СВ 30—50° (рис. 95). Рудоносный разлом прослежен по простиранию на 4 км, но падению горными выработками до 1,5 км и еще ниже на 300 м буровыми скважинами. В тектоническом отношении он представляет собой сбросо-сдвиг с опущенным и перемещенным на юго-запад северо-западным крылом. Амплитуда горизонтального смещения достигает 1450 м, а вертикального 300 м (Рыпинский и др., 1969). На всем его протяжении четко фиксируется юго-восточный край, выполненный тектонической глиной и носящий название Восточный взбросо-сдвиг. Северо-западная граница рудоносного разлома менее отчетлива; она прослеживается в виде серии прерывистых частных рудных жил и трещин, получивших название Западный взбросо-сдвиг. Промышленное оруденение Садона локализовано в этих жилах и отходящих от них ответвлениях, выполняющих пространство между Западным и Восточным сбросами и формирующих сложно переплетенную жилную зону. Мощность жил этой зоны колеблется от сантиметров до 20 м, составляя в среднем 1—1,5 м. Кроме того, известны отдельные, обособленные от главной, жилы преимущественно пирротинового состава.

Главными рудообразующими минералами Садона являются галенит, сфалерит и кварц. Рудообразование протекало в четыре стадии, разделенные перерывами с дроблением ранее отложенной минеральной массы. В первую слабую стадию выделялись кварц и пирит. Во вторую, также не очень интенсивную стадию, отложились кварц, кальцит и пирротин с сопутствующими им пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Третья, основная стадия обусловила накопление главной массы сфалерита, галенита, кварца и кальцита и сопровождающих их пирита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, тетраэдрита, самородного висмута и мангансидерита. В четвертую, слабую постумную стадию образовался кальцит, содержащий арсенопирит и сфалерит.

В процессе рудообразования вмещающие породы оказались гидротермально метаморфизованными. Рудовмещающие граниты окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы.

Рудная масса в зоне рудоносного разлома распределена неравномерно, в существенной степени в зависимости от изменения элементов залегания его тектонических ограничителей. «Наиболее интенсивное оруденение наблюдается на участке Восточного сброса с простиранием 38—40°, с северо-западным либо вертикальным падением. Здесь сосредоточено до 50% запасов. Около 30% запасов заключено в участках, где Восточный сброс приобретает простирание 46° (Ходская, Новая рудные зоны). Менее благоприятными для локализации оруденения являются участки, где Восточный сброс имеет простирание 26—30° (Западная, Восточная рудные зоны); в них находится до 10% запасов» (Рыпинский и др., 1969, с. 49).

На Садоне отмечается фацциальная эндогенная зональность, вследствие которой галенит оказывается преобладающим на верхних горизонтах, а пирротин и сфалерит — на нижних. Этим обусловлено снижение содержания свинца сверху вниз, составляющее, по данным Э. Кобленца, 0,53% на 100 м углубки и более медленное снижение содержания цинка, достигающее 0,40% на тот же интервал. Данное обстоятельство приводит к тому, что отношение свинца к цинку уменьшается от 0,54 на верхних горизонтах до 0,30 на нижних.

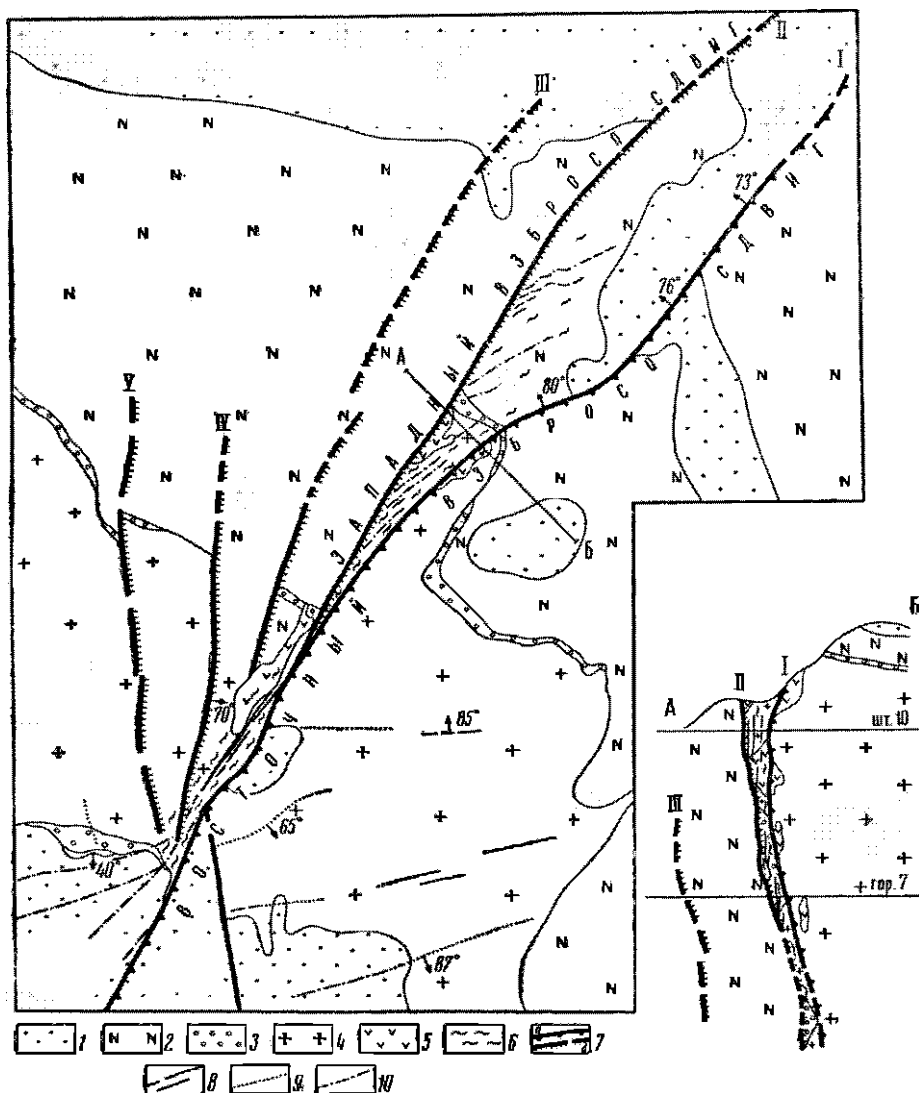


Рис. 95. Схема геологического строения месторождения Садоп. По В. Черницыну, Б. Агееву.

1 — песчано-сланцевые отложения домера и тоара — кварцевые песчаники, алевролиты, алевропелиты; 2 — вулканогенная толща нижнего лейаса — кварцевые альбитофиры, порфиристы, туфы, туфобрекчии агломераты и др.; 3 — базальный горизонт нижнего лейаса (преимущественно конгломераты); 4 — гранитоиды палеозоя — граниты, гранодиориты и др.; 5 — дайки андезито-дацитовых порфиритов; 6 — интенсивно катаклазированные и гидротермально измененные породы; 7 — Садопский разлом; а — Восточный взбросо-сдвиг, б — Западные сбросо- и взбросо-сдвиги (I—V); 8—9 — промышленные жилы и зоны: 8 — полиметаллические (кварц-галенит-сфалеритовые), 9 — пирротин-полиметаллические (кварц-галенит-сфалерит-пирротин-овые); 10 — проекции рудных жил на поверхность

Месторождение Згид

Основу геологического строения месторождения Згид, так же как и Садона, составляют палеозойские граниты. В центре месторождения находится останец юрских сланцев, а на севере и юге размещаются вулканогенные породы юры. Рудная жила Згида мощностью от 0,1 до 5 м локализована в гранитах и лишь отчасти проникает в слоистые породы юры. Она контролируется сбросо-сдви-

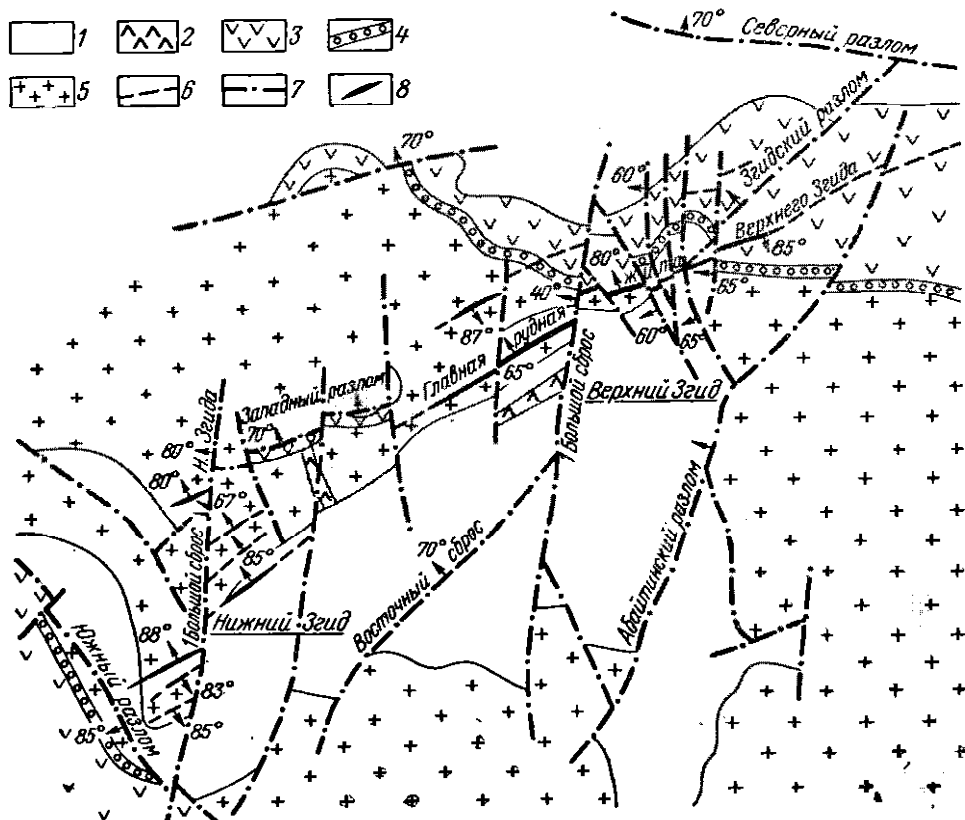


Рис. 96. Схема геологического строения месторождения Згид. По В. Сорокину.

1 — глинистые сланцы; 2 — дайки порфиров; 3 — покровные порфиры; 4 — базальные конгломераты; 5 — граниты; 6 — рудовещающие трещины; 7 — порудные разрывные нарушения; 8 — рудные жилы

гом северо-восточного простирания и крутого падения, меняющегося от северо-западного к юго-восточному. По простиранию она с перерывами прослежена на 3,5 км, а по падению на 1200 м. Горизонтальная амплитуда смещения вдоль рудоносного разлома оценивается в 100 м, а вертикальная — в 70 м. Рудовещающее нарушение, согласно В. Сорокину (1961), С. Редькину и др., представляет собой мощную брекчированную зону, сопровождающуюся со стороны высшего бока оперяющими его разрывами. Оно расчленено дорудными разрывами меридионального, северо-западного и широтного простираний на ряд звеньев. Четыре наиболее крупных из них названы Большими сбросами (рис. 96). По этим и другим сбросам также происходили послерудные смещения небольших масштабов.

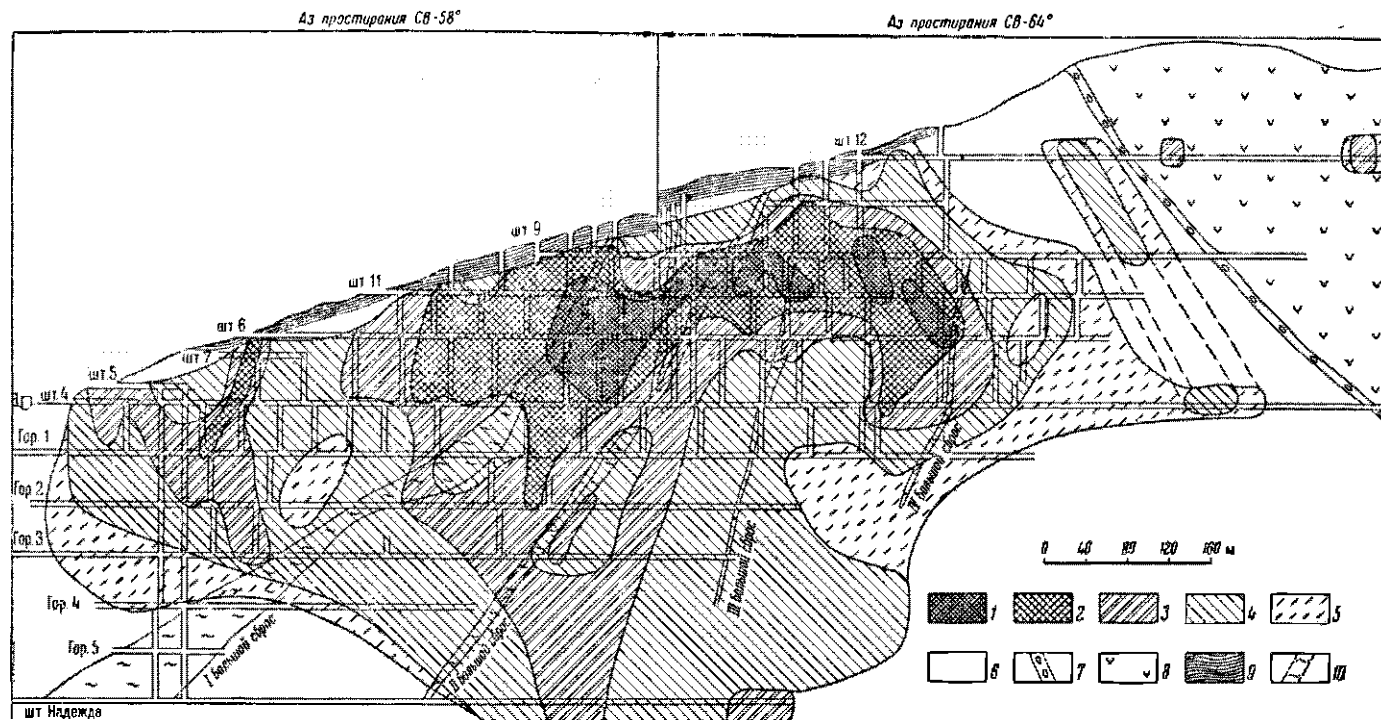


Рис. 97. Продольный вертикальный профиль Верхне-Згидской жилы с изолиниями содержания свинца. По Н. Златогурской. Содержания свинца (в %): 1 — более 15, 2 — от 10 до 15, 3 — от 5 до 10, 4 — от 2 до 5, 5 — от 0,8 до 2; 6 — граниты; 7 — базальный горизонт; 8 — сланцы; 9 — порфириты; 10 — выработанные пространства

К главным рудообразующим минералам на Згиде относятся галенит, сфалерит, кварц, мангансидерит и кальцит. Рудообразование осуществлялось в четыре стадии, разделенные перерывами и дроблением ранних порций минерального вещества. В первую стадию выделился кварц с пиритом. Во вторую стадию были сформированы оригинальные мангансидеритовые с магнетитом скопления, преимущественно в нижних частях жилы. С третьей, продуктивной стадией связано накопление галенита, сфалерита и кварца, сопровождавшихся пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом и кальцитом. В четвертую слабую завершающую стадию выделился кальцит с примесью кварца, пирита, сфалерита и галенита.

Граниты вдоль рудной жилы гидротермально изменены. На верхних горизонтах преобладают интенсивное окварцевание и сопутствующая ему серицитизация алюмосиликатов; на нижних горизонтах отмечается карбонатизация, сопровождающаяся хлоритизацией темноцветных минералов вмещающих пород.

В плоскости рудной жилы Згида отмечается смена минерального и химического состава руд по простиранию и падению, изученная И. Златогурской (1958) для того участка месторождения, который назван Верхний Згид. Область высоких концентраций свинца приурочена к центральной части верхних горизонтов месторождения (рис. 97). Богатые цинком руды распространены на периферии и на нижних горизонтах жилы (рис. 98).

Кроме этой зональности, обусловленной разноориентированным приоткрыванием рудоносной полости на разных стадиях минералонакопления, на месторождении Згид отмечается фациальная зональность отложения рудообразующих минералов. В силу этой зональности отношение свинца к цинку, по данным С. Редькина, изменяется от 6 на верхних горизонтах до 0,5 на нижних горизонтах месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г. Д., Ефремов Г. М. Геолого-структурные особенности района полиметаллических месторождений Северной Осетии. — В кн.: Природные ресурсы Северо-Осетинской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 126—152.

Акбаров Х. А. Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии. Ташкент, «ФАН», 1975. 197 с.

Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района. — «Труды ИГЕМ», вып. 83, 1963, с. 94—141.

Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. — «Цветные металлы», 1939, № 3, с. 24—38; № 4, с. 36—46; № 5, с. 3—17.

Выдрин В. Н., Груздев В. С. Эпигенные ореолы рассеяния цинково-свинцового месторождения в Енисейском кряже. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 1, с. 45—57.

Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — «Труды ИГЕМ», вып. 34, 1960. 328 с. Авт.: Е. А. Радкевич, Г. Лобанова, И. Н. Томсон и др.

Горбунов А. И., Иноземцев И. Н., Стариков А. И. Свинцово-цинковое оруденение силезного типа в кембрийских отложениях Восточного Алдана. — «Разведка и охрана недр», № 5, 1972, с. 5—13.

Горжевский Д. И. О геотектонической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 3, с. 41—50.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). — «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 2, с. 3—22.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — «Труды ИГЕМ», вып. 14, 1959, 370 с.

Захаров Е. Е. Металлогения Каратау. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. — т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 380—418.

Златогурская И. П. Первичная зональность на Згидском полиметаллическом месторождении. — «Советская геология», 1958, № 6, с. 145—156.

Зорин Е. С. О некоторых особенностях рудного и околорудного метасоматоза на месторождении Миргалмсай. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1969, с. 302—304.

Изотопный состав свинца Риддер-Сокольного и Тишинского месторождений (Рудный Алтай). — «Геохимия», 1971, № 2, с. 209—218. Авт.: Л. И. Шилов, О. А. Ковриго, И. В. Покровская и др.

Исакович И. З., Гибшер Н. Л. Температурные условия формирования полиметаллических руд на некоторых месторождениях Рудного Алтая. — «Геология и геофизика», 1971, № 12, с. 15—21.

Каюпова М. М., Митряева Н. М. К минералогии Атасуйских месторождений. — «Изв. КазССР. Сер. геол.», 1968, № 1, с. 47—57.

Князев И. И. Закономерности распределения цинково-свинцового оруденения в Каратау. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 379—401.

Королев В. А. Морфогенетические типы рудных тел Алтыштопканского рудного поля и некоторые особенности их размещения. — «Труды САИГИМС», вып. 4. Ташкент, 1964, с. 41—55.

Кузнецов К. Ф. Екатерино-Благодатское свинцово-цинковое месторождение. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. — «Труды ИГЕМ», вып. 83, 1963, с. 373—392.

Майков Б. В. Структурные особенности Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 9, с. 66—72.

Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957, 424 с. Авт.: Г. П. Болгов, Б. И. Вейп, И. М. Петровская и др.

Панкратьев В. П., Михайлова О. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1971, 185 с.

Покровская И. В., Коериг О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 3, с. 64—75.

Прокопенко Н. М. Стадии минерализации в свинцово-цинковых месторождениях Садонского района. — В кн.: Природные ресурсы Северо-Осетинской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 163—180.

Ростов В. Г. Условия локализации и морфология рудных тел Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений. — «Изв. вузов. Цветная металлургия», 1965, № 1, с. 3—9.

Руднев В. Н. Садонское полиметаллическое месторождение. Нальчик, Севкавказметразведка, 1941, 175 с.

Рыпинский Е. Г., Невский Л. Н., Гуриева В. М. Условия локализации полиметаллического оруденения на Садонском и Згидском месторождениях. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии, 1969, с. 47—51.

Свинцово-цинковая минерализация в вендских карбонатных толщах юго-восточной Якутии. — «Геология рудных месторождений», № 3, 1977, с. 5—18. Авт.: Г. В. Ручкин, В. Д. Боговин, А. И. Донец и др.

Свирский М. А., Добровольская М. Г., Киселев Ю. В. Стадии минерализации и зональность Благодатского и Акатуевского свинцово-цинковых месторождений. Чита, 1968, с. 25—26 (Тезисы докл. Пятой конференции по геологии Прибайкалья и Забайкалья).

Скрипченко Н. С., Рожнов А. А., Лыткин В. А. Зональность рудных залежей полиметаллических месторождений Жайремской группы (Центральный Казахстан). — «Геология рудных месторождений», 1971, № 5, с. 3—11.

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—181.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Сорокин В. И. О генезисе Верхне-Згидского полиметаллического месторождения. Орджоникидзе, 1961, с. 24—31. (Тр. Северокавказского горно-металлург. ин-та, вып. 16).

Тарасов А. В. О генезисе месторождения Миргалмсай. — «Советская геология», № 4, 1976, с. 86—97.

Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 5, с. 3—17. Авт.: Г. В. Ручкин, В. П. Бушуев, В. А. Варламов и др.

Чеботарев Г. М., Поджапаев П. П. Месторождение Уч-Кулач. — В кн.: Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и методы их поисков. Ташкент, «ФАН», 1974, с. 67—70.

Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения. — «Советская геология», 1971, № 6, с. 106—124.

Шерман М. Л. Горевское полиметаллическое месторождение. — В кн.: Геологические исследования в Красноярском крае и Тувинской АССР. Кызыл, Тувинское книжное изд-во, 1968, с. 32—39.

Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 15—16.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. — В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—178.

Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 106—115.

Щерба Г. Н. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Советская геология», 1968, № 6, с. 49—65.

Юшко С. А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М., «Недра», 1969. 150 с.

Яковлев Г. Ф. Структуры рудных полей и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 332—351.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВИСМУТА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Присутствие висмута в рудах прежде всего определяется развитием его собственной минерализации, которая отмечается в месторождениях практически всех выделяемых генетических классов и рудных формаций (Попова, Минцер, 1966; Форма нахождения..., 1969), причем в подавляющем большинстве случаев эта минерализация является второстепенной и поэтому не служит рудноформационным признаком при типизации месторождений.

В связи с тем, что любая поэлементная систематика месторождений базируется на выявлении устойчивых минеральных ассоциаций интересующего элемента, авторами было проведено детальное изучение типоморфных ассоциаций висмутовых минералов в месторождениях различных классов и формаций. Эти исследования позволили выделить ряд минеральных ассоциаций, проявление которых в рудах определяет висмутоносность месторождений. Как правило, в рудах одного месторождения присутствует несколько висмутоносных минеральных ассоциаций, из которых одна является ведущей, и ею определяется тип висмутового оруденения на месторождении (табл. 13).

Разнообразие ассоциаций висмутовых минералов показывает, что висмутовая минерализация проявляется на различных этапах эволюции рудообразующих растворов. Анализ минеральных ассоциаций и экспериментальные данные (Колонин, 1965; Кляхин, 1968; Годовиков, Птицын, 1969) позволяют сделать вывод об условиях формирования минералов висмута. Так, присутствие в рудах висмутина указывает на слабокислый — нейтральный характер растворов, а образование сложных сульфидов $Pb - Bi$, $Cu - Bi$, $Cu(Ag) - Pb - Bi$ — на нейтральный — щелочной. Важной особенностью висмута в рудном процессе является инертное поведение его при ошелачивании кислых растворов. В пользу этого говорит тот факт, что при эволюции рудообразующего раствора в процессе рудоотложения висмут практически не меняет концентрации, перераспределяясь внутри рудного тела. Этим объясняется широкое развитие процессов гипогенного замещения ранее отложенных висмутовых минералов, их разложение и переотложение в пределах одной стадии минералообразования, а также разнообразие присутствующих в ассоциациях минералов висмута и сложность их состава.

На рис. 99 приведены типы висмутового оруденения, характерные для различных генетических классов рудных месторождений. В месторождениях наиболее промышленно важных в отношении висмута классов (скарнового, грейзенового и гидротермального) висмутоносность определяется не одним, а несколькими типами висмутового оруденения. При этом не всегда месторождения, относимые к одной и той же рудной формации, характеризуются одним и тем же типом висмутового оруденения. Примером могут служить грейзеновые редкометальные месторождения, висмутоносность которых определяется либо висмут-касситерит-вольфрамитовым типом (Кара-Оба, Центральный Казахстан), либо висмут-пирротин-халькопиритовым (Белуха, Восточное Забайкалье), либо висмут-полиметаллическим (Джида, Западное Забайкалье). Кроме того,

Таблица 13

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВИСМУТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Типы и подтипы висмутового оруденения	Висмутоносная минеральная ассоциация (минералы в порядке выделения)	Висмутовые минералы, ассоциации	Примеры регионов и месторождений
Висмут-платиновый	Халькопирит — (кубавит) ¹ — (пентландит) — (миллерит) — минералы висмута	Висмутиды палладия и платины, теллуробисмутит, тетрадимит	Медно-никелевые м-ния СССР, Канады, ЮАР
Висмут-касситерит-вольфрамитовый: висмут-вольфрамитовый	Кварц — мусковит — вольфрамит — (молибденит) — (касситерит) — (пирит) — минералы висмута — халькопирит	Висмутин, самородный висмут, икнололит, жозеит А, галенобисмутит, козалит	Грейзеновые вольфрамитовые м-ния Центрального Казахстана, Китая, Австралии, Тасмании, ГДР; вулканогенные оловянно-полиметаллические м-ния Японии
висмут-касситеритовый	Кварц — турмалин — (вольфрамит) — касситерит — (пирит) — арсенопирит — халькопирит — минералы висмута	Висмутин, самородный висмут	Грейзеновые оловорудные м-ния Португалии, Англии; вулканогенные оловянно-серебряные м-ния Центральной Боливии
Висмут-арсеносульфидный	Пирит — (пирротин) — минералы ряда арсенопирит — кобальтин — (леллигит) — висмутовые минералы	Висмутин, самородный висмут, верлит, козалит, галенобисмутит	Скарново-магнетит-полиметаллические м-ния Прибалхашья, НРБ; скарново-щелитовые м-ния Зеравшанского и Алайского хребтов; редкометалльные и оловорудные м-ния Востока СССР; скарново-магнетит-висмутовое м-ние Чокадам-Булак, Средняя Азия
Висмут-пирротин-халькопиритовый	Кварц-щелит — карбонаты — пирротин — халькопирит — минералы висмута	Висмутин, самородный висмут, кобеллит, козалит, галенобисмутит, жозеит А, хедлшит, жозеит В	Скарново-щелитовые м-ния Средней Азии, Приморья, Якутин, Кавказа; сульфидно-вольфрамитовые м-ния Казахстана, Забайкалья; касситерит-сульфидные м-ния Северо-Востока СССР; вольфрамо-оловянные м-ния Боливии, Португалии; висмутовое м-ние Устарасайское Средняя Азия

Продолжение табл. 13

Типы и подтипы висмутового оруденения	Висмутоносная минеральная ассоциация (минералы в порядке выделения)	Висмутовые минералы, ассоциации	Примеры регионов и месторождений
Висмут-арсенид-ный	Самородный висмут ассоциирует с три-ди- и моно-арсенидами никеля (Ni-скуттерудитом, раммельсбергитом, никелином) и леллингитом	Самородный висмут	Месторождения «пятнаэлементной» (Co, Ni, Ag, Bi, U) формации ГДР, ЧССР, Канады, США, Испании, СССР
Висмут-колчеданный	Пирит — халькопирит — висмутовые минералы — (сфалерит) — борнит — блеклая руда	Теллуробисмутит, тетрадимит	Медноколчеданные м-ния Урала, Кавказа, НРБ; колчеданно-полиметаллические м-ния Алтая
Висмут-полиметаллический висмут-халькопирит-сфалеритовый	Кварц — карбонаты — пирит — халькопирит — минералы висмута — сфалерит — (галенит)	Эмплектит, берриит, линдстремит, павонит, айкиннит, галенобисмутит, козалиит, гладит, густавит, хаммарит	Вулканогенные висмут-полиметаллические (существенно медные) м-ния СССР, Аргентины, Швейцарии; грейзено-вольфрамитовые м-ния Забайкалья
висмут-галени-товый	Кварц — карбонаты — (пирит) — халькопирит — сфалерит — (блеклая руда) — галенит + минералы висмута	Матильдит, айкиннит, козалиит, лиллианит, эмплектит, виттихенит, гиссенит, самородный висмут	М-ния любых формаций с проявлением свинцовой минерализации
Золото-висмутовый	Кварц — карбонаты — минералы висмута — минералы золота (петцит, калаверит, самородное золото)	Висмутин, жозеит А, тетрадимит, теллуробисмутит, жозерит В	Золото-редкометалльные м-ния Северо-Востока СССР; золото-кварц-сульфидные м-ния Забайкалья и Кавказа
Висмут-борнит-халькопиритовый	Сфалерит — эмплектит — халькопирит — борнит — виттихенит	Виттихенит, эмплектит	Скарново-полиметаллические м-ния Казахстана; скарново-медные м-ния Казахстана и Средней Азии; м-ния медистых песчаников Забайкалья

* В скобках даны минералы, встречающиеся несовместно.

месторождения одной рудной формации существенно отличаются и по степени проявления висмутового оруденения.

Для любого месторождения любой рудной формации свойствен один, очень редко два типа висмутового оруденения, однако один и тот же тип последнего характерен для многих рудных формаций. Интересно, что наибольшее практическое значение в отношении висмута имеют месторождения не каких-либо

Типы и подтипы висмутового оруденения		Классы								
		магматический	пегматитовый	карбонатитовый	скарновый	альбититовый	грейзеновый	гидротермальный		
								плутоногенный	вулканогенный	теплогенный
Висмут-платиноидный		■								
Висмут-касситерит-вольфрамитовый	висмут-вольфрамитовый						■			
	висмут-касситеритовый						■		■	
Висмут-арсеносульфидный					■		■			
Висмут-пирротин-халькопиритовый			■		■		■			
Висмут-арсенидный			■				■			
Висмут-колчеданный										■
Висмут-полиметаллический	висмут-халькопирит-сфалеритовый				■		■		■	
	висмут-галенитовый		■		■		■		■	
Золото-висмутовый								■		
Висмут-борнит-халькопиритовый										

■ 1 ■ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5

Рис. 99. Типы висмутового оруденения, характерные для различных генетических классов рудных месторождений и их практическое значение.

1 — не имеет практического значения; 2 — малое практическое значение; 3 — ограниченное практическое значение; 4 — большое практическое значение в отдельных месторождениях; 5 — большое практическое значение

определенных рудных формаций, а месторождения с проявлением промышленно важных типов висмутового оруденения (висмут-полиметаллического, висмут-пирротин-халькопиритового, висмут-касситерит-вольфрамитового), даже независимо от степени проявления типа (т. е. содержания висмута в руде). Естественно, среди месторождений различных рудных формаций отмечаются объекты с аномально высокой степенью развития висмутового оруденения, в рудах которых висмут по ценности сопоставим с другими рудными компонентами. И в этом случае их принято называть собственно висмутовыми. Таким образом, месторождения, относимые к одной и той же рудной формации, могут быть и собственно висмутовыми и висмутсодержащими.

К настоящему времени в Советском Союзе известны собственно висмутовые месторождения с проявлением висмут-пирротин-халькопиритового типа оруденения (Устарасай, Чаткальский хребет, Средняя Азия), висмут-арсеносульфидного (Чокадам-Булак, Кураминский хребет, Средняя Азия), висмут-полиметаллического (Тары-Экан в Кураминском хребте и Мироновское в Заилийском Алатау, Средняя Азия). Не исключена возможность образования висмутовых месторождений и за счет проявления других типов висмутового оруденения.

Попытки выделения эндогенных формаций месторождений висмута (Малашов, Назирова, 1966; Хорват и др., 1967; Бадалов и др., 1971) нельзя признать удачными, поскольку в качестве формационных признаков принимались частные черты единичных объектов, в результате чего они неизбежно оказывались уникальными, не имеющими аналогов. Для висмута, минерализация которого рассеяна в рудах месторождений самых различных формаций, систематика висмутовых месторождений на формационной основе не может иметь ни теоретического, ни практического значения. Это подтверждается и тем, что основой сырьевой базы висмута во всем мире служат не собственно висмутовые, а комплексные висмутосодержащие месторождения и прежде всего свинцово-цинковые, медные, оловянные и вольфрамовые. Содержание висмута в рудах подобных месторождений колеблется очень резко, однако, в связи с тем, что висмут получают в качестве побочного или попутного продукта, оно не является определяющим при оценке промышленной значимости месторождения в качестве сырьевого источника висмута.

Собственно висмутовые месторождения, имея второстепенное практическое значение, представляют большой научный интерес, так как позволяют более четко выявить особенности висмутовой минерализации. Ниже приводится характеристика трех висмутовых месторождений, различных по типу висмутового оруденения. Эти месторождения находятся в пределах Чаткало-Кураминской зоны Средне-Тяньшаньской складчатой системы, для которой характерно интенсивное проявление герцинского цикла геологического развития. Именно с этим циклом и связывается их рудная минерализация.

Месторождение Устарасайское

Месторождение входит в состав Устарасай-Бричмуллинского рудного поля, расположенного в пределах Чаткальской подзоны и приурочено к юго-восточному крылу Пскемской антиклинали в области сопряжения Пскем-Сандалашского и Нижнечаткальского глубинных разломов.

В строении рудного поля принимают участие осадочные отложения верхнего девона — нижнего карбона, формирующие основную складчатую структуру поля — Коксуйскую брахиантиклиналь (рис. 100). Формирование разрывных нарушений поля тесно связано с образованием складчатых структур: ограничивающий поле с северо-запада Аксарсайский разлом по простиранию совпадает с Коксуйской антиклиналью, осложняя ее северо-западное крыло. Совпадает ориентировка складчатых и разрывных структур и в юго-западной части поля.

Изверженные породы обнажаются лишь на северо-востоке поля, где крупный Чаватинский штوك сложен мондонитами с дайковой фацией сиенито-аплитов нижнекарбонового комплекса и гранодиоритами, сиенито-диоритами, адамеллит-порфирами, плагиогранит-порфирами верхнекарбонового комплекса. Жильная фация интрузивных пород развита слабо и представлена отдельными

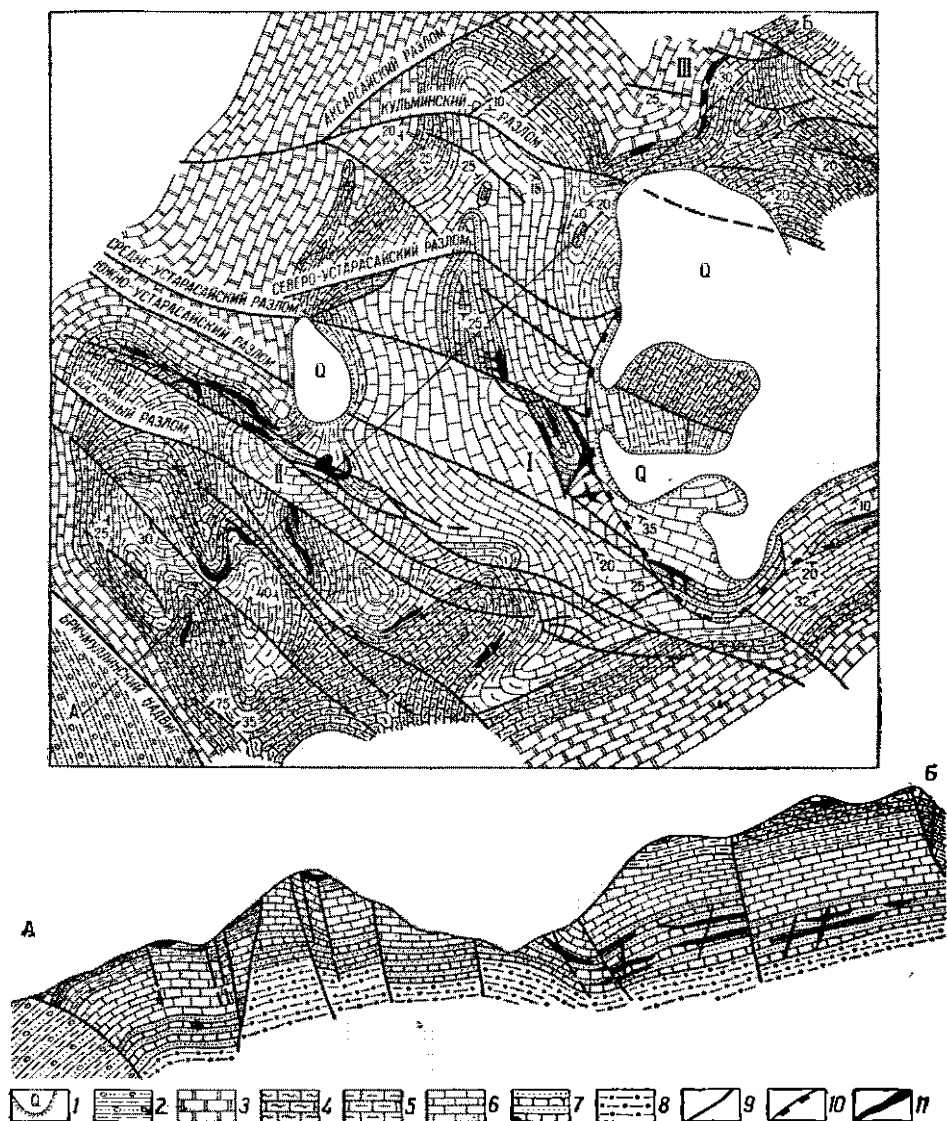


Рис. 100. Схема геологического строения западной части Устарасай-Бричмуллинского рудного поля. По В. Брудневскому, Г. Камагурову, М. Халикову.

1 — четвертичные отложения; 2 — красноцветные глины, песчаники, конгломераты, мергели неогена и палеогена; 3 — доломиты чаватинской свиты (C_1t, cv); 4 — доломиты, доломитистые известняки, известковистые алевролиты и алевролиты бричмуллинской свиты (C_1t, br); 5 — алевролитовые известняки, известковистые доломиты, известняки останасайского горизонта (C_1t, ost); 6 — известняки фаменского яруса (D_3fm); 7 — известняки, алевролитистые известняки, известковистые алевролиты и алевролиты — переходный горизонт (D_3fg_1); 8 — кварциты и кварцевые алевролиты франского яруса (D_3fr_1); 9 — разрывные нарушения; 10 — границы оползней; 11 — рудные тела.

Месторождения: I — Устарасайское; II — Бричмулла; III — Кульма

дайками диабазов, диабазовых порфиров и кварцевых диорит-порфиров, не имеющих пространственной связи с оруденением.

Главным фактором, контролирующим оруденение в пределах поля, В. Крейтер, И. Евфименко, Г. Вировлянский, Н. Крылов и другие считают Коксуйскую антиклиналь, приблизительно вдоль шарнирной линии которой располагаются все известные месторождения.

На основании контактово-метаморфических изменений вмещающих толщ, особенно интенсивно проявленных в пределах Устарасайского месторождения, еще А. Ферсманом предполагалось, что на глубине имеется интрузив, который, вероятно, представляет собой один из куполов магматических пород, вскрытых в северо-восточной части поля. Парагенетической связью оруденения с этими породами объясняют зональность в распределении месторождений в пределах поля: к апикальным частям и ближайшему экзоконтакту интрузива приурочена вольфрам-молибденовая минерализация (Чавата, Дайковое), в пределах зоны контактового метаморфизма — висмутовая (Устарасай), в более удаленных от контакта надинтрузивных толщах — мышьяковая со слабым проявлением висмутовой минерализации (Бричмулла и Кульма) и, наконец, в наиболее удаленных частях — полиметаллическая.

Хотя ни одно крупное нарушение рудного поля не контролирует и не вмещает оруденение, разрывные нарушения низких порядков являются важными рудолокализирующими структурами: к ним приурочено большинство рудных тел Устарасайского месторождения и некоторые тела Бричмуллы. Большое значение среди рудолокализирующих факторов имеет литологический. Рудные тела Бричмуллы и Кульмы залегают почти исключительно в тонкослоистых доломитах и известняках бричмуллинского горизонта (C_1), а рудные тела Устарасая — в известняках и известковистых алевролитах «переходного» горизонта (D_3).

Собственно Устарасайское месторождение приурочено к перегибу в шарнирной части юго-восточного крыла Коксуйской антиклинали, образуемому антиклинальную брахискладку северо-западного простирания (протяженностью около 0,5 км) с крутым западным крылом ($40-50^\circ$) и пологим восточным ($15-20^\circ$). В связи с этим в пределах месторождения обнажаются низы разреза отложений D_3-C_1 — верхи франского яруса, так называемый переходный горизонт, представленный тонкопереслаивающимися алевролитами, известняками, доломитами и мелкозернистыми песчаниками. Горными выработками вскрыты кварциты франского яруса.

Разрывная тектоника на месторождении проявлена достаточно интенсивно: месторождение разбито на ряд блоков серий сбросов в основном северо-западного простирания. Крупнейшие из них — Северный, Средний и Южный Устарасайские разломы — представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги вертикального или северо-восточного падения с амплитудами перемещения в несколько десятков метров. Между Средним и Южным Устарасайскими разломами на Центральном участке наблюдается ряд более мелких разломов с крутым ($75-80^\circ$) также северо-восточным падением. Формирование всех этих нарушений Г. Вировлянский, Г. Камагуров, В. Брудневский и другие исследователи связывают с возникновением Коксуйской антиклинали и осложняющей ее Устарасайской антиклинальной брахискладки. Эти движения сопровождались возникновением в «переходном» горизонте полостей отслоения, складок микрогфрировки и срывов на контакте франских и фаменских пород. Оруденение на Устарасайском месторождении локализуется в основном в «переходном» горизонте, довольно редко обнаруживается в нижних слоях фаменских известняков

Т а б л и ц а 14

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ РУД ВИСМУТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тип руды	Основной минеральный состав	Текстуры руды
Мышьяковые	Арсенопирит, кварц	Вкрапленная, полосчатая
Пирротин-висмутовые	Пирротин, пирит, сложные сульфиды свинца и висмута, висмутин, пирит	Массивная, полосчатая, пятнистая
Кварц-висмутовые	Кварц, сложные сульфиды свинца и висмута, висмутин, пирит	Крустификационная, друзовая

и в верхней части франских кварцитов. В пределах рудолокализирующей толщи висмутовое оруденение приурочено к дизъюнктивным нарушениям (мелким разломам, межпластовым отслоениям и срывам) и участкам сочетания их с замковыми частями мелких куполовидных складок, флексурных изгибов и микроантиклиналей (Воронич и др., 1970).

Процесс формирования оруденения на месторождении изучали многие исследователи (Сахарова, 1955; Вировлянский, 1964; Дунин-Барковская, 1966; Хорват и др., 1967). Опираясь на их данные и собственные наблюдения, авторы выделяют следующие основные этапы и стадии процессов минералообразования Устарасайского месторождения: I этап — контактово-метасоматический; II этап — гидротермальный, в котором можно выделить три стадии: 1) мышьяковую; 2) свинцово-висмутовую, 3) свинцово-сурьмяную.

Контактово-метасоматический этап. Результатом пирометаморфизма и метасоматоза, связанного с внедрением предполагаемой интрузии, является превращение франских песчаников в кварциты, пород «переходного» горизонта — в роговики, переслаивающиеся с аргиллитами и тремолитизированными мраморами, известняков фаменского яруса — в тремолитизированные мраморы. Мраморизация и тремолитизация известняков развиты довольно широко, однако наиболее интенсивно эти процессы проявлены на площадях развития рудной минерализации, где отмечаются участки актинолитизированных пород, а на площади Центрального участка месторождения — многочисленные пятна пироксенового скарна.

Гидротермальный этап. Еще в ранний период изучения месторождения всеми исследователями выделялись три основных типа руд: мышьяковые (арсенопиритовые), пирротин-висмутовые и кварц-висмутовые, отличающиеся не только составом основных слагающих их минералов, но и морфологией образующих ими рудных тел, их масштабами, характером выполнения пространства и, как следствие, текстурно-структурными особенностями (табл. 14).

По М. Сахаровой (1955), кварц-висмутовые жилы предшествовали образованию арсенопиритовых тел и пирротиновых залежей с висмутовыми минералами, и в процессе рудоотложения соответственно выделялись две рудные стадии: кварц-висмутовая и мышьяково-висмутовая¹. Однако последующие работы

¹ К мышьяково-висмутовой стадии М. Сахаровой отнесено формирование как арсенопиритовых, так и пирротин-висмутовых тел.

УСТАРАСАЙ

Характер выполнения	Морфология рудных тел	Размер тела
Метасоматические тела	Четко стратифицированные пластообразные тела, реже неправильные залежи	По простиранию до 20—30 м; мощность 0,1—1 м
Выполнение трещинных полостей с широким развитием метасоматических явлений	Неправильные линзообразные залежи	До 50×20 м; мощность от 1 до 4 м
Выполнение открытых трещинных полостей	Жилы	По простиранию до 100 м; мощность от 0,1 до 0,5 м

Э. Дунин-Барковской и авторов показали, что кварц-висмутовые жилы и пирротин-висмутовые залежи являются одновременными образованиями. Формирование же мышьяковых руд, по данным авторов, связано с особой, ранней стадией гидротермального процесса и предшествовало образованию висмутового оруденения (рис. 101).

Мышьяковая стадия. В отличие от месторождений Бичмулла и Кульма арсенопиритовые руды, являющиеся продуктом данной стадии, сравнительно слабо развиты на Устарасае. Арсенопиритовые тела имеют пластообразную форму, резкие контакты с вмещающими породами и большей частью тупое выклинивание. Наблюдается отчетливое избирательное развитие арсенопиритовых тел по пластам, пропласткам и линзам, сложенным доломитом, и очень редко по алевролитам. Во всех случаях рудные тела локализуются в контуре окolorудно измененных пород, что в карбонатных разностях выражается в образовании крупнозернистых мраморов, окварцевании и флогопитизации, а в алевролитах — в окварцевании и ослоденении, причем слюда представлена главным образом серицитом.

Состав арсенопиритовых тел довольно прост: 70—80% их объема сложено арсенопиритом, 20—30% — кварцем с многочисленными включениями слюды.

Для минерализации данной стадии характерен исключительно метасоматический способ выполнения пространства. Основной рудообразующий минерал — арсенопирит — образует типичные метакристаллы. Судя по многочисленным включениям в идиобластах арсенопирита, кварца и слюды, арсенопирит является наиболее поздним.

Свинцово-висмутовая стадия. В данную стадию были сформированы линзообразные тела кварц-пирротинового состава с висмутовыми минералами и кварц-висмутовые жилы, представляющие собой лишь другой морфогенетический тип рудных тел. Среди обоих типов выделяются как секущие, так и межпластовые тела. Во всех случаях при сочетании линзообразных и жилкообразных тел наблюдается их слияние, без каких-либо структурно-текстурных признаков, указывающих на разновозрастность. Морфология рудных тел не определяет отчетливо и их минеральный состав. Некоторые жилы имеют состав, характерный для линз, т. е. основными рудообразующими минералами являются пирротин (в значительной мере превращенный в марказит), кварц, карбонат и минералы висмута.

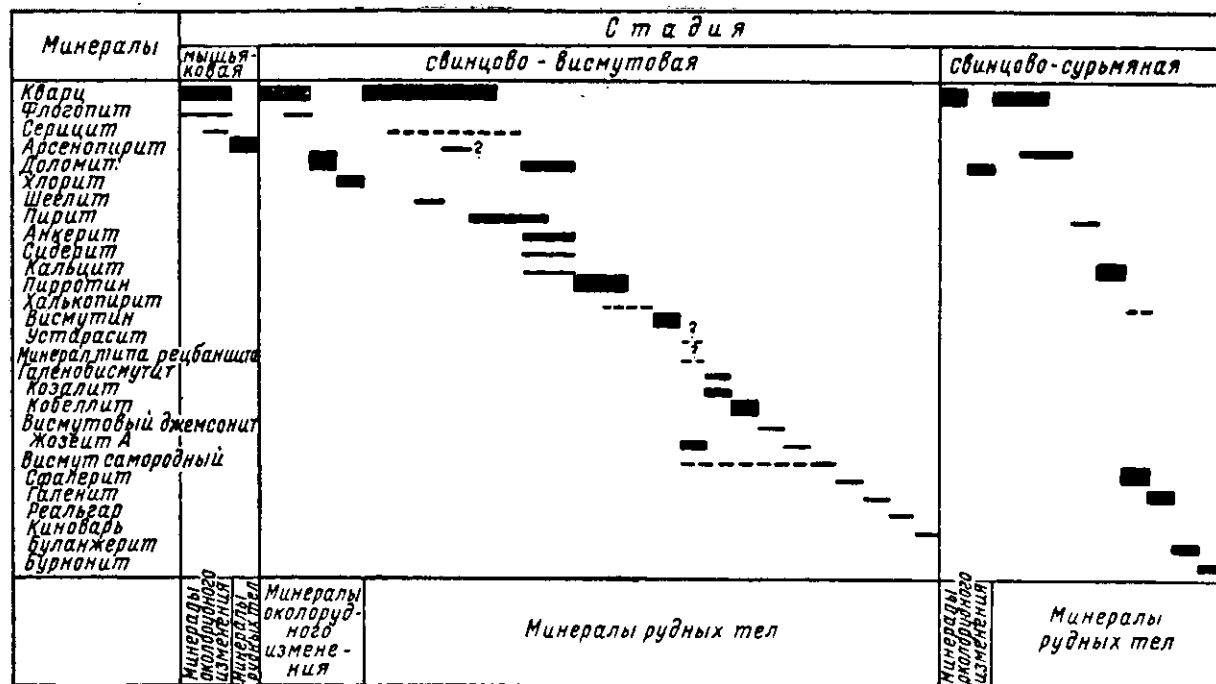


Рис. 101. Схема процесса формирования рудной минерализации Устарасайского месторождения. По Э. Минцеру.

Представлениям о более позднем формировании арсенопиритовых руд по сравнению с кварц-висмутовыми противоречат следующие факты:

- 1) пересечение кварц-висмутовыми жилами арсенопиритовых тел (рис.102);
- 2) отчетливо выраженная стратификация арсенопиритовых тел даже в том случае, когда они находятся в контуре гидротермального изменения около кварц-висмутовых линз;

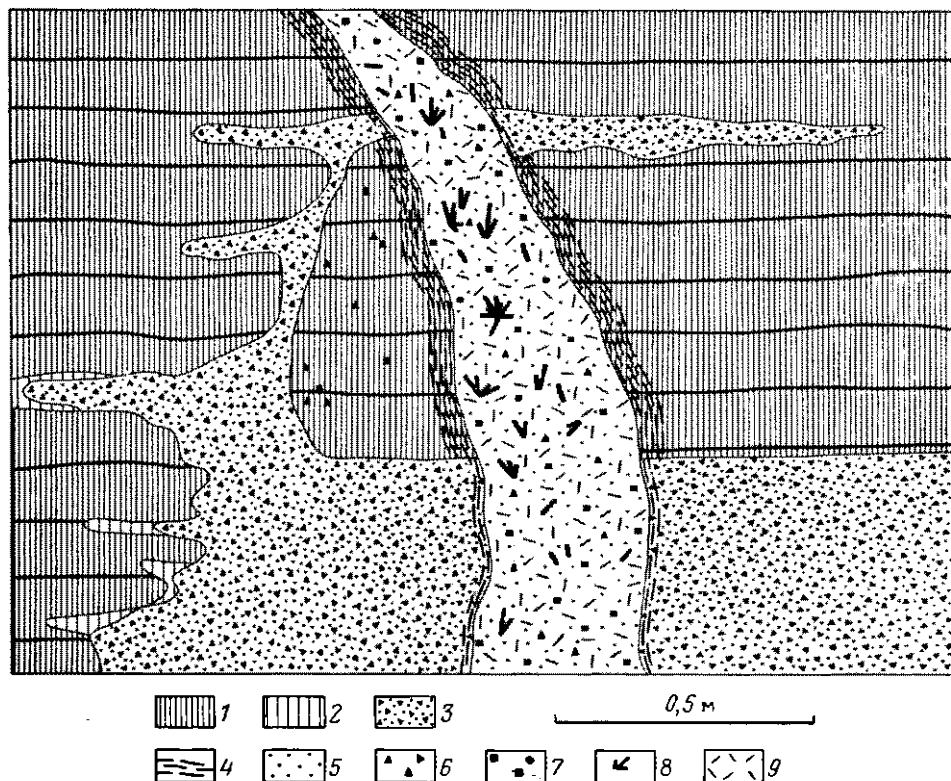


Рис. 102. Пересечение кварц-висмутовой жилой кварц-арсенопиритового тела.

1 — доломитовый мрамор мелкозернистый; 2 — доломитовый мрамор крупнозернистый, онкарпованный и ослодненный; 3 — кварц-арсенопиритовое тело; 4 — зона околужильной хлоритизации; 5 — шестоватый молочно-белый кварц; 6 — включения арсенопирита; 7 — включения пирита; 8 — висмутовые минералы (висмутин, ковалит и микровыделения самородного висмута); 9 — хлорит

3) полосчатые текстуры арсенопиритовых руд, наследуемые от первичных слоистых текстур породы в участках ее интенсивного изменения, связанного с минерализацией свинцово-висмутовой стадии;

4) проявление висмутовой минерализации лишь в участках доломитизации и хлоритизации арсенопиритовых тел (где арсенопирит корродируется и замещается висмутином).

В то же время между этими двумя стадиями существует и некоторая связь, выражающаяся в наследовании минерализацией более поздней свинцово-висмутовой стадии некоторых геолого-структурных элементов и минералого-геохимических черт руд мышьяковой стадии. Так, пространственная близость минерализации этих двух стадий указывает на единство путей циркуляции

образовавших их гидротермальных растворов и, таким образом, косвенно на небольшой временной разрыв между ними. В рудах свинцово-висмутовой стадии среди наиболее ранних минералов нередко присутствует арсенопирит.

Околорудные изменения свинцово-висмутовой стадии проявляются в окварцевании и ослоднении вмещающих пород, хотя наиболее широко развиты сменяющие их процессы — доломитизация и хлоритизация, тесно связанные с рудоотложением¹.

Участки наиболее интенсивного проявления гидротермального изменения пород, совпадающие с участками их наиболее глубокой контактово-метасоматической переработки, образуют крупное поле метасоматитов, названных Г. Вировлянским «устараситами». Висмутовая минерализация полностью заключена в контуре «устараситов». Необходимо, однако, отметить нечеткость данного термина, характеризующего продукты пространственно совмещенных разновременных и генетически разнородных процессов: контактово-метасоматических (тремолитизация, актинолитизация) и гидротермальных (ослоднение, доломитизация, хлоритизация, рудная минерализация).

Рассеянная вкрапленность рудных минералов (пирита, пирротина, висмутовых минералов) в ассоциации с кварцем, доломитом и хлоритом образует весьма значительные ореолы вкрапленных руд около линзообразных и жильных рудных тел. Даже около сравнительно маломощных (до 15 см) кварц-висмутовых жил ореол вкрапленного оруденения достигает 2,5 м, а около мощных линзообразных залежей измеряется первыми десятками метров.

Как показали данные разведочных работ последних лет, висмутовое оруденение в самих пирротиновых линзах локализуется лишь вблизи кварцевых жил и сравнительно быстро затухает. Там, где жилы сближены, зоны висмутового оруденения в пирротиновых линзах сливаются, образуя более протяженные участки, т. е. залежи.

Собственно рудный процесс начинается с образования крупношестоватого молочно-белого кварца. В обоих типах рудных тел кварц является основным жильным минералом. Близок по времени образования к кварцу шеелит, крупные тетрагональные кристаллы которого неравномерно распределены между зернами кварца и даже частично корродируются последним. Изредка в виде отдельных идиоморфных кристаллов или агрегатных скоплений в жильном кварце встречаются арсенопирит и пирит. Однако пирит чаще приурочен к гнездам карбонатов с хлоритом, в центральных частях жил. Количество гипогенного пирита в рудах сравнительно невелико (1—3%), однако он часто отмечается среди основных рудообразующих минералов, так как значительная часть пирротина в результате гипогенного изменения превращена в пирит.

Сравнительно широко развиты в рудных телах карбонаты: доломит, анкерит, сидерит, кальцит (в порядке распространенности). Они выполняют интереснейшие пространства, друзовые пустоты в кварце, интенсивно корродируют последний, реже образуют в нем прожилки. С образованием карбонатов тесно связано появление в рудных телах хлорита (ценнина), который частично развивается по мусковиту, многочисленные включения которого наблюдаются в жильном кварце, но в основном хлорит образует оторочки карбонатных гнезд и микропрожилков.

¹ Э. Дунин-Барковская (Бадалов и др., 1971) называет метасоматический процесс, сопровождающий висмутовое и мышьяковое оруденение Устарасая, «гумбензацией», что вряд ли оправдано, так как присутствие пидиобласт и гнезд калишпата в рудных телах и зонах околорудного изменения обязано переотложению и собирательной кристаллизации пелито-морфного калишпата существенно полевошпатовых вмещающих терригенных пород.

Многочисленные наблюдения в шлифах указывают на преимущественное развитие основных рудных минералов (пирротина, висмутовых минералов) за счет замещения карбонатов. В метасоматических телах в результате первичной неоднородности вмещающей оруденение толщи (чередование существенно карбонатных и существенно силикатных прослоев), несмотря на то, что процессы окислительного изменения несколько нивелируют контрастность минерального состава, пирротин приурочен преимущественно к карбонатным прослоям, где замещаемые им хлорит и карбонаты развиты значительно шире. В результате возникают полосчатые текстуры руд. В жилах выполнения карбонаты образуют неправильные гнезда и соответственно появляется гнездово-вкрапленная текстура руд. Изредка в пирротине встречается мелкая вкрапленность халькопирита, чаще халькопирит образует мелкие неправильные выделения в жильных карбонатах.

Висмутовые минералы развиваются в основном за счет замещения пирротина и карбонатов и в меньшей степени хлорита. Наиболее ранним висмутовым минералом является висмутин, особенно характерна его приуроченность к пирротину, в котором он образует неправильные гнездообразные агрегатные выделения. В жилах выполнения висмутин встречается реже, но здесь он представлен крупными призматическими кристаллами, развивающимися по карбонату, выполняющему друзовые полости в жильном кварце.

Одна из характерных особенностей висмутовой минерализации Устарасайского месторождения — широкое развитие гипогенного замещения висмута сложными сульфидами свинца и висмута. В частности, козалит развивается в виде тонкозернистого агрегата по периферии крупных зерен висмутита и в виде прожилков по трещинкам спайности. Кроме того, в висмутине постоянно наблюдаются цепочки зерен козалита, которые можно рассматривать как прожилки замещения. Изредка встречается и фронтальное замещение висмута козалитом, проявляющееся чаще всего вдоль контакта висмута с пирротин.

В участках развития козалита по висмутину, как правило, присутствуют также сравнительно крупные выделения самородного висмута, возникновение которого можно объяснить «сбрасыванием» висмута при замещении простого сульфида сложным. Реже наблюдается замещение висмута галенобисмутитом, который образует мономинеральные каймы по периферии зерен висмута. Замещения висмута кобеллитом не отмечалось, хотя кобеллит наиболее широко распространен в рудах месторождения.

М. Сахаровой (1955) в рудах месторождения установлен еще ряд сложных свинцово-висмутовых сульфидов: устарасит, минерал типа рецбаниита, висмутый джемсонит. Хотя существование их как минеральных видов пока строго не доказано, пет оснований и для их дискредитации.

Трудность оптической и рентгеновской диагностики сложных сульфидов висмута, широкое развитие процессов гипогенного замещения одного минерала другим, характерное для этих минералов явление распада при изменении условий во многих случаях не позволяют уверенно выделять среди них минеральные виды. Поэтому на данном этапе исследования безусловный интерес представляет вывод о том, что рудообразующими минералами Устарасайского месторождения является ряд минералов группы свинцово-висмутовых (а точнее свинцово-висмута-сурьмяных) сложных сульфидов, крайними членами которого будут висмутин и козалит (кобеллит). При этом наиболее распространены крайние члены этого ряда: висмутин, козалит, кобеллит. Минералы, характеризующиеся промежуточными отношениями $PbS : (Bi, Sb)_2S_3$, установленные

М. Сахаровой (устарасит, минерал типа рецбаниита, висмутовый джемсонит, галенобисмутит), могли образоваться в результате реакций гипогенного замещения висмута или представлять собой срастание нескольких минералов как продуктов распада метастабильных более сложных соединений.

В заметных количествах в рудах данной стадии присутствуют сульфотеллуриды висмута — жозеит А, жозеит В, свинецсодержащий минерал типа жозеита, тетрадимит (Минцер и др., 1968; Дунин-Барковская и др., 1968; Сахарова, Ратникова, 1965). Судя по характеру их взаимоотношений с другими висмутовыми минералами, образование сульфотеллуридов в основном непосредственно следовало за висмутином, однако некоторая их часть сформировалась позже сложных сульфидов висмута, которые иногда секутся тончайшими микропрожилками сульфотеллуридов.

Изредка в гнездах карбоната встречаются отдельные мелкие выделения сфалерита и галенита. Взаимоотношения их с висмутовыми минералами не установлены. Наиболее поздними по времени выделения для рассматриваемой стадии, возможно, являются установленные М. Сахаровой реальгар и киноварь, которые, как указывает этот исследователь, наблюдались в ассоциации с висмутовым джемсонитом.

Свинцово-сурьмяная стадия. Минерализация данной стадии развита ограниченно и представлена маломощными (2—7 см) в основном крутопадающими жилами различного направления. Протяженность жил по простиранию обычно не превышает 50—70 м. Жилы сложены (в порядке распространенности) кальцитом, кварцем, сфалеритом, буланжеритом, галенитом, арсенопиритом, бурнонитом, халькопиритом, пиритом. Околорудные изменения данной стадии проявлены в окварцевании и доломитизации.

Приведенная характеристика геолого-структурных и минералого-геохимических особенностей месторождения Устарасай позволяет рассматривать его как высоко-среднетемпературное плутогенное гидротермальное месторождение. Заслуживает внимания тот факт, что тип висмутового оруденения, получивший интенсивное развитие на данном месторождении (висмут-пирротин-халькопиритовый тип), является одним из наиболее промышленно важных, определяющих висмутоносность ряда оловянно-вольфрамовых грейзеновых, скарново-шеелитовых и касситерит-сульфидных месторождений.

Месторождение Адрасман

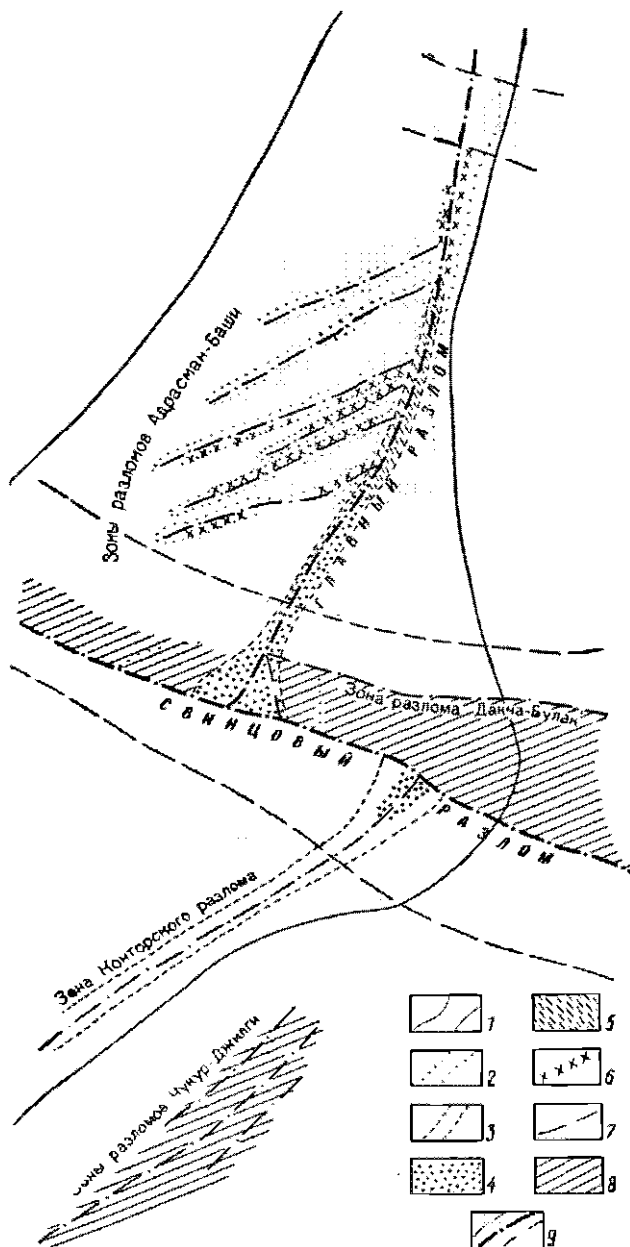
Месторождение находится в пределах Кураминской подзоны и приурочено к краевой части крупной верхнепалеозойской вулкано-тектонической депрессии. По данным П. Соколова и Е. Карповой, вмещающими оруденение породами на месторождении служат кварцевые порфиры адрасманской толщи, представляющие собой вулканический некк. В работе В. Арапова и В. Ткачева (1964) приведены данные не только подтверждающие, что адрасманская толща — это близповерхностное субвулканическое тело, но, и, что самое важное, возраст ее нижнетриасовой (т. е. соответствует кызылнуринской свите), а не верхнекарбоневой (оясайская свита), как считалось ранее.

Основной рудоконтролирующей структурой месторождения является Свинцовый разлом, имеющий северо-западное простирание и крутое северо-восточное падение. С этим разломом сопряжены Главная рудная зона Адрасмана, Конторская и Чукур-Джилгинская зны, приуроченные к одноименным разломам (рис. 103). Главный рудный разлом Адрасмана (азимут простирания 27° , падение северо-западное $<80-90^\circ$) прослежен более чем на 1000 м, но ру-

доносны лишь его юго-западная и центральная части (немногим более 400 м), представляющие собой зону интенсивного брекчирования вмещающих пород. Наиболее крупное главное рудное тело, приуроченное к участку сочленения Главного разлома со Свицковым, имеет раструбообразную форму, на глубине около 200 м от поверхности переходящую в столб. Сульфидная минерализация, образующая сложную систему прожилков, гнезд и линз в пределах раструба, практически исчезает при его выклинивании. Несколько сравнительно маломощных линзообразных сульфидных тел (протяженностью до 40—50 м) наблюдается на верхних горизонтах в центральной части Главного разлома. Эти тела также состоят из серий сближенных ветвящихся прожилков в сочетании с гнездово-вкрапленным оруденением. Далее на северо-восток рудные тела приобретают отчетливо жильную форму и постепенно переходят в минерализованную зону с расплывчатым контуром. Сульфидная минерализация в них проявлена слабо.

Рис. 103. Схема пространственного распределения минеральных комплексов месторождения Адрасман. По М. Сахаровой.

1 — контур зоны интенсивной гематитизации; 2 — контур зоны интенсивной серицитизации; 3 — контур зоны интенсивной хлоритизации; 4 — участки интенсивного проявления медно-висмутовой минерализации; 5 — участки интенсивного проявления пирит-гематитовой минерализации; 6 — участки проявления гематита и лимонита; 7 — контур зоны развития тел барита и халцедоновидного кварцита; 8 — участки развития галенита; 9 — разломы



Наиболее ранние гидротермальные изменения вмещающих пород — серицитизация, окварцевание и пиритизация — довольно широко развиты в зоне Главного разлома и в зонах разломов Адрасман-Баши. Видимой тесной связи

с собственно рудным процессом эти изменения не имеют, так как рудные тела заключены лишь в контуре интенсивно хлоритизированных и окварцованных пород, содержащих редкую вкрапленность гематита и пирита, представляющих собой результат окolorудного изменения при минералообразовании первой рудной стадии — пирит-гематитовой (рис. 104). М. Сахаровой и Г. Танапаевой приводятся бесспорные данные, указывающие, что хлоритизация частично развивалась по предварительно серицитизированным породам. При этом Г. Танапаевой отмечалось асимметричное относительно разломов строе-

Минерал	С т а д и я		
	предрудного изменения пород	пирит-гематитовая	полисульфидная (медно-висмутовая)
Кварц			
Серицит			
Пирит			
Хлорит			
Гематит			
Ортоклаз			
Арсенопирит			
Пирротин			
Висмутин			
Висмут самородный			
Берриит			
Эпиплектит			
Халькопирит			
Барнит			
Сфалерит			
		Минералы окolorудного изменения	Минералы рудных жил
			Минералы окolorудного изменения
			Минералы рудных жил

Рис. 104. Схема процесса формирования рудной минерализации месторождения Адрасман. По Э. Минцеру.

ние зон изменения вмещающих пород: серицитизации в лежащем боку и хлоритизации — в висячем.

Руды пирит-гематитовой стадии сложены фактически теми же минералами, что и зоны их окolorудного изменения, лишь в несколько иных количественных соотношениях. Рудные тела, развитые в основном в зоне Главного разлома, представляют собой довольно крупные жилы (протяженность их десятки метров при мощности до 1 м) и штокверковые зоны систем относительно мелких прожилков, которые сложены (в порядке распространенности) кварцем, гематитом (спекуляритом), хлоритом, пиритом, ортоклазом. Внутреннее строение жил и прожилков сложное. Хлорит с гематитом образуют крупные (до нескольких сантиметров в диаметре) сферолучистые выделения, ядра которых сложены гематитом, а также полосы и отдельные гематит-хлоритовые гвезды в жильном кварце. Характерные для этих руд сферолитовые, кокардовые, полосчатые и крустификационные текстуры указывают, что отложение рудных минералов шло путем выполнения трещинных полостей. Нами неоднократно наблюдались пересечения кварц-хлорит-гематитовых жил прожилками, выполненными продуктами более поздней полисульфидной (медно-висмутовой) стадии.

Особенно интенсивно оруденение полисульфидной стадии проявлено в участке сочленения Главного и Свинцового разломов, где сложная система ветвящихся жил и прожилков, местами превращающихся в линзы и гнезда, образует раструбообразное тело. В центральной и северо-восточной частях Главного разлома медно-висмутовые рудные тела имеют более отчетливую линзо- и жиллообразную форму. Протяженность их, как правило, ограничивается первым десятком метров, при мощности от 5 до 15 см.

Продукты полисульфидной стадии развиты в пределах контура минерализации пирит-гематитовой стадии, поэтому расчленение окolorудных изменений этих стадий провести невозможно. Отдельные прожилки, сложенные медно-висмутовыми рудами, обнаруженные за контуром пирит-гематитовой минерализации, сопровождаются окарецеванием и интенсивной хлоритизацией, т. е. характер окolorудных изменений обеих рассматриваемых стадий фактически аналогичен. Жильные кварц и хлорит (ряда тюрингит — стриговит) сопровождают и весь процесс формирования медно-висмутовых руд, причем количество последнего особенно резко возрастает к концу стадии.

Наиболее ранним рудным минералом полисульфидной стадии является арсенопирит, образующий рассеянную вкрапленность в жильном кварце в основном на верхних горизонтах в центральной и северо-восточной частях Главного разлома.

С началом стадии связано также образование пирита и пирротина. В жильном кварце часто в ассоциации с пиритом и арсенопиритом отмечаются висмутин и самородный висмут, сравнительно незначительно распространенные причем лишь на верхних горизонтах месторождения. Игольчатые выделения висмута окаймляются сравнительно крупночешуйчатым гематитом, размер чешуек до 1—2 мм, а мелкие (сотые — десятые доли миллиметра) различно ориентированные пластинки гематита образуют сравнительно равномерную вкрапленность в жильном кварце. Закончилось формирование гематита позже основной массы сульфидов, так как встречаются выделения халькопирита, отороченные ориентированными вдоль контуров пластинками гематита.

Следующими по времени отложения являются основной рудный минерал — халькопирит и тесно ассоциирующие с ним сложные сульфиды висмута. В халькопирите иногда наблюдаются небольшие включения и эмульсионная вкрапленность сфалерита. Взаимоотношения халькопирита с основными висмутовыми минералами — берритом и эмплектитом — довольно сложные. На верхних горизонтах, где часто встречаются мономинеральные выделения эмплектита, последний окаймляет халькопирит и образует в нем тонкие прожилки с неровными фестончатыми границами. На более глубоких горизонтах мелкая вкрапленность халькопирита окружает выделения с эмплектитом. Халькопиритовая оторочка наблюдается и вокруг гнездообразных скоплений висмутовых минералов. В отличие от висмута и самородного висмута, беррит и эмплектит широко распространены не только в кварце, но и в жильном хлорите и интенсивно хлоритизированных породах.

Длительное время основные рудообразующие висмутовые минералы месторождения фигурировали под названием «аляскаит». По данным Э. Минцера (1967), «аляскаит» представляет собой тесные сростания двух минералов: эмплектита и минерала, отвечающего по составу бенжаминиту Е. Шеннона (Shannon, 1925) — $(\text{Cu}, \text{Ag})_2\text{Pb}_2\text{Bi}_3\text{S}_9$. Характер сростаний этих минералов говорит о том, что первоначально они представляли собой одну фазу, распавшуюся в результате субсолидных превращений. Позднее тот же самый материал был исследован Ю. Бородаевым, Н. Мозговой и О. Свешниковой (1971), которые

установили, что с эмлектитом ассоциирует не бенжаминит, а берриит, идентичный беррииту из Гренландии — $(\text{Cu}, \text{Ag})_5\text{Pb}_2\text{Bi}_7\text{S}_{18}$ — с незначительным количеством матильдита, линдстремита и айкинита (Karup-Møller, 1966). В связи с этим авторами было проведено повторное исследование материала на рентгеновском микроанализаторе, в результате которого материал, ранее пазьянный бенжаминитом, по составу оказался соответствующим беррииту из Миссури — $(\text{Cu}, \text{Ag})_3\text{Pb}_2\text{Bi}_6\text{S}_{11}$ (Nuffield, 1966). Только дальнейшие монокристалльные исследования позволяют однозначно диагностировать основной рудообразующий минерал.

Основными геолого-структурными особенностями, в первую очередь влиявшими на физико-химические условия рудоотложения, являются: локализация месторождения в прижерловой части вулканогенной толщи, возраст которой (P_2-T_1) близок к возрасту рудной минерализации (P_2-T_1); малая глубина формирования месторождения, составляющая по оценке И. Кушнарева 0,5—1 км; приуроченность оруденения к участку сочленения крупных разрывных нарушений, характер которых указывает, что они достигали дневной поверхности.

Все это вместе взятое создало довольно специфические условия рудоотложения. Сближенность процессов вулканизма и оруденения во времени определила высокий геотермический режим среды, в которой циркулировали рудообразующие растворы, т. е. возможность подъема их на малые глубины с сохранением высоких температур, и рудоотложение в условиях открытых систем, обогащенных кислородом. Этим хорошо объясняются морфология основной рудовмещающей структуры — «раструба» (фактически трубки взрыва), высокая скорость процессов рудоотложения (сферолитовые структуры хлорита, гематита, кварца, обилие друзовых пустот, крустификационные текстуры руд), сравнительно малый вертикальный размах оруденения (первые сотни метров), сложность минерального состава руд, высокий окислительный потенциал рудообразующих растворов и другие особенности, характерные для близповерхностных месторождений, парагенетически связанных с вулканизмом (Форма нахождения..., 1969).

Месторождение Чокадам-Булак

Скарново-магнетитовое месторождение Чокадам-Булак расположено на южном крыле крупной одноименной антиклинали близ южного контакта Кураминского массива среднекарбонových гранодиоритов (карамазарского типа) с карбонатными породами D_3-C_1 . Месторождение состоит из трех разобщенных железорудных участков — Восточного, Центрального и Западного, отстоящих друг от друга на расстоянии соответственно около 7 и 10 км. Висмутовая минерализация проявлена почти исключительно в пределах Западного участка, поэтому только он и будет рассмотрен.

Западный участок приурочен к останцу карбонатных пород среди гранодиоритов. В пределах этого участка отмечаются штоки и жилообразные интрузии диоритов и граодиорит-порфиров и неправильные штокообразные тела пироксенитов неясного происхождения. По данным И. Голованова и др. (О висмутовой минерализации..., 1965), карбонатные породы участка относятся к доломитистым разностям известняков и доломитам, непосредственно же вмещающими оруденение породами являются интенсивно актинолитизированные

диопсид-андрадитовые скарны, значительно хлоритизированные и серпентинизированные.

В районе месторождения широко проявлены разрывные нарушения позднегерцинского и альпийского тектогенеза. К наиболее важным позднегерцинским нарушениям относятся крутопадающие Окурдаванский и Кошмуллинский разломы, имеющие глубокое заложение и региональное развитие. Окурдаванский разлом проходит в 0,5 км севернее Западного участка, имеет субширотное простирание с падением на юг, а Кошмуллинский расположен к юго-востоку от участка, имеет северо-восточное простирание и падает на северо-запад. Таким образом, Западный участок находится между двумя позднегерцинскими региональными разломами, крутопадающими навстречу друг другу.

К важнейшим разрывным нарушениям альпийского тектогенеза относятся два субширотных надвига — Альпийский, падающий на север и находящийся в 0,5 км к югу от Западного участка, и Южный с южным падением, расположенный в пределах самого участка.

Непосредственно на площади Западного участка месторождения развиты менее крупные, но многочисленные

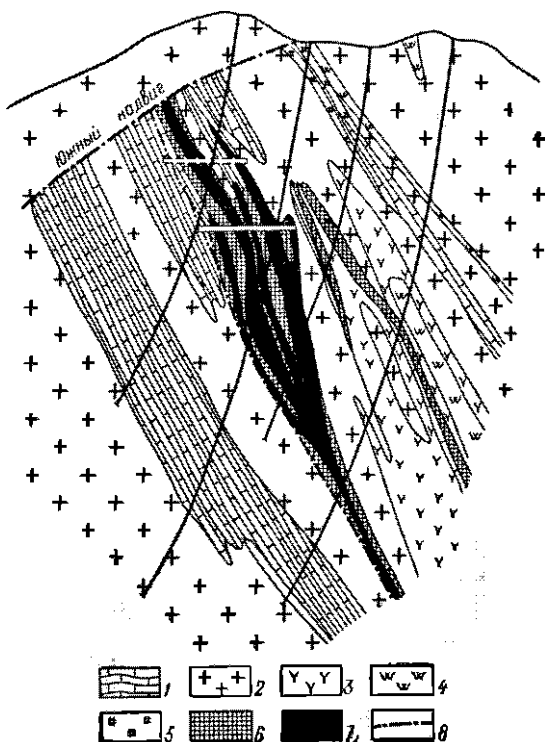


Рис. 105. Геологический разрез через Западный участок месторождения Чокадам-Булак. По данным Западно-Чокадамской ГРП.

1 — карбонатные породы D_2-C_1 ; 2 — гранодиориты карамазарского типа; 3 — диориты; 4 — пироксениты; 5 — скавны; 6 — магнетитовые рудные тела; 7 — висмутовые рудные тела; 8 — тектонические нарушения

ные дорудные нарушения субширотного простирания с падением к северу (согласно падению карбонатных пород). Наиболее важные из них — зоны разломов по контакту гранодиоритов с карбонатными породами и межпластовые срывы внутри последних. К этим нарушениям и приурочены скарно-рудные магнетитовые тела, прослеживающиеся по простиранию до 350 м при мощности от двух до нескольких десятков метров.

По данным разведочных работ в рудах Западного участка, состоящих на 50% из магнетита, на долю сульфидов (пирита, арсенопирита, халькопирита и висмутовых минералов) приходится менее 5%. Сульфидная минерализация, с которой связано висмутовое оруденение, локализуется в виде согласных со скарнами ветвящихся жиллообразных тел изменчивой мощности, залегающих в основном внутри крупного скарно-магнетитового тела (рис. 105), реже за его пределами среди гранатовых скарнов и гранат-актинолитовых метасоматитов (Форма нахождения..., 1969). Весьма существенным является тот факт, что образование висмутовых тел связано с внутрирудными наруше-

ниями, широко проявленными на Западном участке уже после формирования магнетитовых руд (Сафонов, 1968).

Околорудные изменения, связанные с висмутовым оруденением, выражаются в хлоритизации, кальцитизации и окварцевании, которые наиболее интенсивно проявляются в актинолитизированных скарнах.

В результате наложения сульфидной минерализации на скарново-магнетитовую образовались смешанные магнетит-сульфидные руды, среди которых наиболее обогащены висмутом магнетит-арсенопиритовые (0,05%) и значительно менее — магнетит-полиметаллические и гранат-халькопиритовые (0,015%) (Есимов, 1969). Как установлено разведочными работами, наиболее богатое висмутовое оруденение локализуется в интервале 80—160 м от верхних частей рудных тел, и с глубиной быстро затухает. Помимо магнетитовых и висмутовых тел на Западном участке встречаются единичные небольшие изолированные медные тела, представленные линзами оруделелых гранатовых скарнов с вкрапленностью, прожилками, и гнездами халькопирита и незначительной висмутовой минерализацией. Существенной роли они не играют ни по висмуту, ни по меди.

Висмутовая минерализация представлена висмутином, козалитом, самородным висмутом, тетрадимитом и, предположительно, шапбахитом, наблюдавшимися в виде тончайших включений в галените (О висмутовой минерализации..., 1965; Наумова, Сидоренко, 1965). За исключением висмутина и козалита все эти минералы определены только оптически и по данным диагностического травления. Висмутин и козалит охарактеризованы химическим и рентгеноструктурным анализами. В последнее время рентгеноспектральными исследованиями установлен галенобисмутит, образующий мелкие игольчатые и пластинчатые скопления в монокристаллах висмутина (Ильин и др., 1971).

Висмутин, считающийся основным висмутовым минералом в этих рудах, отчетливо связан с арсенопиритом, образуя с ним тесные сростания; значительно реже висмутин наблюдается в интерстициях зерен пирита, халькопирита и магнетита. Встречается он обычно в виде скоплений призматических кристаллов, иногда в виде параллельно-волоконистых и игольчатых агрегатов. По размеру кристаллы висмутина варьируют от сотых долей миллиметра до 2—3 см в поперечнике. Распределен крайне неравномерно.

Козалит (Наумова, Сидоренко, 1965) наблюдается в виде агрегата шестоватых кристаллов длиной 0,5—1,3 мм в участках развития актинолита и в виде ксеноморфных выделений — в интерстициях и внутри зерен магнетита, пирита и халькопирита.

Основным концентратором висмута в рудах Западного участка является арсенопирит, который, по данным И. Голованова и др. (О висмутовой минерализации..., 1965), замещает магнетит и в свою очередь замещается висмутином. Этот арсенопирит по сравнению с арсенопиритом других участков месторождения значительно обогащен кобальтом (0,86%), висмутом и золотом. Помимо висмутина в нем наблюдались включения самородных висмута и золота, а также теллуридов последнего — калаверита и креннерита. Тесная парагенетическая ассоциация всех этих минералов с арсенопиритом отмечается и другими исследователями месторождения. Это подтверждается и наблюдаемой в рудах Западного участка корреляцией между мышьяком, висмутом и золотом (Есимов, 1969).

В формировании месторождения Чокадам-Булак различают два этапа (О висмутовой минерализации..., 1965; Есимов, 1969): скарновый (с двумя стадиями — скарновой и окисно-силикатной) и сульфидной (с четырьмя ста-

диями — пирит-арсенопиритовой, висмутовой, полиметаллической и золото-теллуридной). Однако принимая такую схему формирования месторождения мы сталкиваемся с парадоксальным явлением, когда минералы, составляющие отмеченную выше единую парагенетическую ассоциацию, принадлежат к трем различным стадиям, что мало вероятно. Скорее всего это минерализация должна быть отнесена к одной стадии, и тогда сульфидный этап можно считать состоящим из двух стадий: мышьяково-золото-висмутовой и медно-свинцово-цинковой (или арсенопирит-висмутин-висмутовой с золотом и полиметаллической).

Это месторождение обычно рассматривают в качестве представителя особой скарново-железо-висмутовой формации, что, как видно из изложенного, вряд ли оправдано, поскольку сульфидное и в том числе висмутовое оруденение по отношению к магнетитовому носит отчетливо наложенный характер и лишь пространственно совмещено со скарново-магнетитовыми телами, а иногда наблюдается и за их пределами. Парагенетическая ассоциация арсенопирита с минералами висмута и золота, выявленная на Западном участке Чокадам-Булака, является весьма распространенной и встречается в различных по типу месторождениях Советского Союза и за рубежом. В систематике висмутовых парагенетических ассоциаций она выделена под названием висмут-арсеносульфидной (см. табл. 13). Эта ассоциация очень характерна, например, для ряда золоторудных месторождений малых глубин, широко распространенных в пределах Верхне-Индигирского золотоносного района и выделенных Г. Гамяниным (1965) в специфический висмутовый тип. Интересно, что арсенопириты из этих месторождений, как и из Западного участка Чокадам-Булак, отличаются повышенным содержанием кобальта. Наблюдается эта ассоциация и в шеелитоносных скарнах Зеравшано-Гиссарской горной области, например на месторождении Тагобысор, где помимо скарновых руд широко развиты кварцевые жилы с арсенопиритом, висмутин, самородным висмутом и халькопиритом, на месторождении Кухисафит и многих других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арапов В. А., Ткачев В. Н. Распространение оясайской свиты в Кураминском хребте. — В кн.: Сб. научных трудов Ин-та геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР и Главгеологии УзССР. Ташкент, «ФАН», 1964, с. 110—118.

Бадалов С. Т., Голованов И. М., Душин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, «ФАН», 1971, с. 157—160.

Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н., Свешикова О. Л. Группа сульфосолей состава $Ag-Cu-Pb-Bi-S$. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4, с. 76—87.

Вировалянский Г. М. Закономерности формирования структуры рудных полей некоторых типов гидротермальных месторождений. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 301—322.

Воронич В. А., Душин-Барковская Э. А., Хорват В. А. Геологические факторы размещения висмутовой минерализации на Устарасае. — В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, вып. 22, с. 37—48.

Гамянин Г. Н. Парагенезисы рудных минералов в золоторудных месторождениях Верхне-Индигирского района. — «Геология и геофизика» (Сиб. отд. АН СССР), 1965, № 7, с. 130—137.

Годовиков А. А., Птицын А. Б. Синтез медно-висмутовых сульфосолей в гидротермальных условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1969, с. 29—41.

Душин-Барковская Э. А. Парагенезис шеелита и висмутин в рудах мышьяково-висмутового месторождения в Узбекистане. — «Узб. геол. журн.», 1966, № 1, с. 33—39.

Дунин-Барковская Э. А., Лидер В. В., Рожанский В. Н. Свинцовсодержащий жозеит из Устарасая. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 3, с. 332—341.

Есиков Б. О. О распределении железа, висмута и золота в скарново-магнетитовой зоне одного из месторождений Кураминского хребта. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1969, с. 230—234.

Ильин Н. П., Лосева Л. Е., Соболева Л. Н. Рентгеноспектральный микроанализ распределения примесей Рb и Cu в висмутинах. — «Геохимия», 1971, № 6, с. 684—695.

Кляхин В. А. Гидротермальный синтез минералов ряда $PbS-Bi_2S_3$. Автореф. канд. дис. Новосибирский гос. ун-т, 1968. 23 с.

Колонин Г. Р. Условия образования самородного висмута и некоторые вопросы физико-химии гидротермальных растворов. Автореф. канд. дис. Новосибирский гос. ун-т, 1965. 20 с.

Малазов А. А., Назирова Р. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1966, т. 1, с. 187—207.

Минцер Э. Ф. Бенжаминит — $(Cu, Ag)_2Pb_2Bi_4S_9$. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 3, с. 675—678.

Минцер Э. Ф., Мысрин В. А., Исаева К. Г. Жозеит А из Средней Азии. «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 2, с. 428—431.

Наумова Э. Н., Сидоренко Г. А. Козалит в железных рудах Чокадам-Булакского месторождения. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., «Наука», 1965, с. 238—243. (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 16).

О висмутовой минерализации в магнезиальных скарнах одного из рудопоявлений Кураминского хребта. — «Узб. геол. журн.», 1965, № 6, с. 10—17. Авт.: И. М. Голованов, М. Мансуров, Б. В. Мамонтов и др.

Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Некоторые особенности формирования висмутовой минерализации. — «Советская геология», 1966, № 7, с. 82—90.

Сафонов Ю. Г. Структурное положение и особенности некоторых других рудных полей Южного Карамазара. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1968, с. 144—149.

Сазарова М. С. О висмутовых сульфосолях мышьяково-висмутового Устарасайского месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 112—126 (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 7).

Сазарова М. С., Ратникова Г. И. Висмут. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965, с. 276—312.

Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. М., «Наука», 1969. 186 с.

Хорват В. А., Дунин-Барковская Э. А., Голованов И. М. Висмутовые и висмутсодержащие эндогенные рудные формации Чаткало-Кураминской складчатой области. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 6, с. 65—73.

Karup-Møller S. Berryite from Greenland. — «Can. Miner.», 1966, p. 4, vol. 8, s. 414—423.

Nuffield E. W., Harris D. C. Studies of mineral sulphosalts: XX-Berryite, a new species. — «Can. Miner.», 1966, vol. 8, s. 407—413.

Shannon E. V. Benjaminite a new sulfosalt mineral of the klaprotholite group. U. S. Nat. Mus. Proc., 1925, vol. 65, Art. 24, s. 1—9.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРЬМЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Сурьма широко распространена в эпitherмальных и телетермальных месторождениях, как собственно сурьмяных, так и ртутных, полиметаллических, золото-серебряных и вольфрамовых руд многих рудных районов СССР. Способность сурьмы входить в соединение с медью, свинцом и некоторыми другими элементами приводит к тому, что только в районах узкой пространственной или временной металлогенической специализации наблюдается формирование собственно сурьмяных (антимонитовых) или ртутно-сурьмяных месторождений. В районах широкой специализации, с близко одновременным формированием разнотипного гидротермального оруденения, сурьма чаще встречается в составе сложных комплексных соединений — сульфoантимонитов, блеклых руд и др., редко образующих самостоятельные залежи.

Среди собственно сурьмяных месторождений по структурно-морфологическим признакам выделяются два основных типа — месторождения субсогласные и секущие, жильные месторождения.

Первый тип, представленный такими месторождениями, как Кадамджай и Терекское в Киргизии, Джизжикрутское и Шинг-Магианские в Таджикистане, характеризуется приуроченностью оруденения к сложным пластообразным телам брекчий, преимущественно тектонического происхождения, залегающих в контакте (стратиграфическом или тектоническом) карбонатных и сланцевых пород геосинклинальных складчатых комплексов. Оруденение, обычно простого минерального состава, с преобладанием антимонита, который иногда ассоциирует с киноварью, концентрируется в основном под сланцами, игравшими роль экрана.

Ко второму типу в СССР относятся месторождения Раздольнинское, Удерейское и Сарылахское в Восточной Сибири и на Северо-Востоке, Тургайское в Казахстане, Зопхито в Грузии. В этих месторождениях оруденение сосредоточено в кварцевых жилах и частично в измененных боковых породах. Они обычно залегают среди метаморфических пород зон древней консолидации или во флишевых толщах миогеосинклинального типа, обрамляющих такие зоны.

Отличие месторождений второго типа от первого не только структурно-морфологическое, но и в какой-то мере генетическое, так как среди них более обычны комплексные золото-сурьмяные, сурьмяно-вольфрамовые и сурьмяно-полиметаллические месторождения.

Исследованиями В. Смирнова (1944), В. Федорчука (1974), З. Сидоренко (1948), К. Мустафина (1959) и других установлено, что образование месторождений сурьмы происходило в обстановке низких температур, на малых и умеренных глубинах, на завершающих этапах геосинклинального развития или же в связи с процессами тектоно-магматической активизации.

Месторождение Кадамджай

Месторождение находится в Киргизской ССР, на северном склоне Алайского хребта, в пределах позднепалеозойского Сох-Исфайрамского поднятия (мегаантиклинория), к северу и югу от которого расположены Карачатырский и Сурьметашский прогибы, выполненные мощными толщами грубообломочных пород среднего карбона — нижней перми.

В геологическом строении района и месторождения принимают участие геосинклинальные образования, принадлежащие, по Г. Поршнякову, к различным типам стратиграфических разрезов среднего палеозоя: алайскому карбонатному и чаувайскому терригенному. В алайском типе разрезов на песчано-сланцевых отложениях силура несогласно залегает мощная толща доломитов и известняков нижнего девона — нижнего карбона, выше которой располагаются фузулиновые известняки, песчаники и сланцы низов среднего карбона. В разрезе чаувайского типа аналогичные отложения силура переходят в сланцы, песчаники, конгломераты нижнего — среднего девона, на которых с размывом залегают кремнисто-глинистые сланцы и известняки намюра, местами перекрытые маломощной сланцево-известняково-песчаниковой пачкой нижнемосковского яруса.

Для тектонического строения района наряду с резкой дифференциацией стратиграфических разрезов характерно широкое развитие сложных складчатых структур и разнообразных разрывных нарушений герцинского и альпийского возраста. Большое влияние на формирование геологической структуры района и месторождения оказали герцинские (ранне-верхнепалеозойские) надвиги, по которым устанавливается значительное тектоническое перекрытие карбонатных разрезов терригенными.

В структурном отношении месторождение Кадамджай приурочено к западному периклинальному замыканию Акташской антиклинали субширотного простирания (рис. 106). Ядро антиклинали сложено массивными и грубо-слоистыми доломитами и известняками девона и нижнего карбона, на крыльях участками сохранились известняки и песчано-глинистые сланцы нижнемосковского яруса среднего карбона. Южное крыло и периклинальное замыкание полого, под углами $20-30^\circ$, погружаются под надвинутые терригенные отложения девона, на которых также по надвигу залегает песчано-сланцевая толща силура, обуславливая обратную стратиграфическую последовательность залегания осадочных пород в разрезе месторождения. Северное крыло антиклинали ограничено крутым субширотным Северо-Акташским взбросо-надвигом, по которому известняки ядерной части соприкасаются с песчаниками и сланцами силура.

Периклинальное замыкание антиклинали осложнено рядом складок высшего порядка, среди них в направлении с севера на юг выделяются антиклинали Правобережья, Сурьмяного гребня, Западного поля и Южная.

Крутопадающие позднегерцинские разломы субширотного и северо-восточного простирания типа Северного взброса, с поднятыми южными крыльями, осложняют складчатую структуру месторождения и придают ей блоковый характер (рис. 107). Осадочные породы в зоне Южно-Акташского разлома прорваны маломощными (до 0,5—5 м) дайками диабазовых порфиров. Простирание даек преимущественно широтное и северо-западное, падение крутое к северу.

† Оруденение локализуется в основном среди межформационных роговиково-джаспероидных брекчий, в контакте нижнекаменноугольных известняков

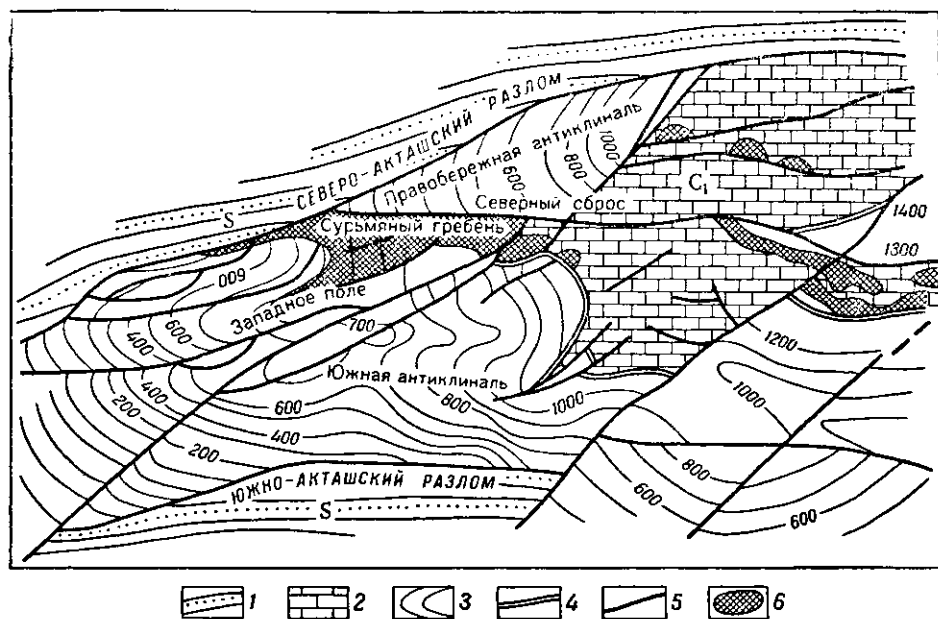


Рис. 106. Структурная схема месторождения Кадамджай. По материалам Н. Никифорова, В. Кима, Н. Пизоты и др.

1 — перекрывающие песчано-сланцевые отложения девона и силура; 2 — подстилающие известняки нижнего карбона; 3 — изогилы кровли подстилающих известняков нижнего карбона; 4 — надвиги; 5 — разломы; 6 — роговиково-джаспероидные брекчии с оруденением

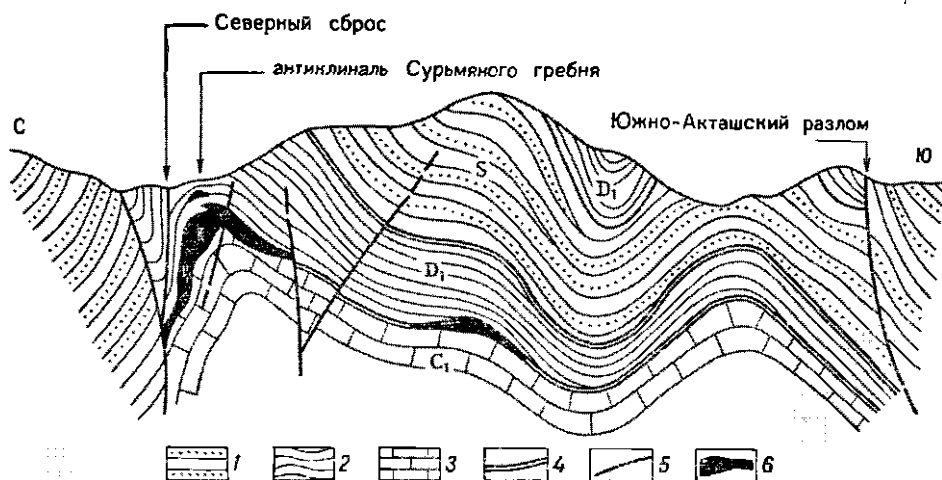


Рис. 107. Геологический разрез месторождения Кадамджай.

1 — песчано-сланцевые отложения силура; 2 — глинистые сланцы с прослоями песчаников и гравелитов нижнего девона; 3 — массивные известняки нижнего карбона; 4 — надвиги; 5 — разломы; 6 — роговиково-джаспероидные брекчии с оруденением

с надвинутыми сланцами девона. Преимущественное развитие брекчии и оруденение получили в северной части периклинального замыкания Акташской антиклинали, в тектоническом клине, образованном Северо-Акташским взбросо-надвигом, параллельным ему разломом и широтным Северным сбросом, являющимся, по-видимому, главной рудораспределяющей структурой месторождения. Вдоль этого сброса оруденение прослеживается более чем на 2 км, погружаясь на глубину, превышающую 600 м. Реже оруденение встречается в прослоях роговиков среди перекрывающих сланцев и в подстилающих известняках, на небольшом удалении от надвиговой поверхности.

Брекчии состоят из угловатых обломков (от 2—5 мм до 2 см) кремневых сланцев и известняков, сцементированных белым, обычно гребенчатым кварцем и антимонитом. В основании они часто сопровождаются брекчированными известняками, в цементе которых кальцит явно преобладает над кварцем. Максимальной мощности брекчии достигают в сводах антиклиналей высшего порядка. На крыльях мощность уменьшается, до полного выклинивания в синклинальных прогибах и на южном крыле.

Особенно мощное и богатое оруденение приурочено к своду и северному крылу синклинали Сурьяного гребня. Благоприятные условия для этого были определены, как представляется, близостью Северного сброса и дислокациями в его плоскости, в результате которых северное крыло складки приобрело крутое, местами обратное падение, а в резко изогнутом своде складки процессы дробления были особенно интенсивными (мощность брекчий достигает 25—30 м).

Существенное влияние на размещение оруденения, наряду с структурными факторами, оказывает состав перекрывающих пород. Все промышленное ценное оруденение локализуется в роговико-джаспероидных брекчиях под экраном глинистых сланцев девона. С появлением между брекчиями и отложениями девона более проницаемых терригенно-карбонатных пород нижнемосковского яруса концентрация оруденения резко снижается.

Наиболее богатые скопления антимонита приурочены к осложненным разрывными нарушениями сводам антиклиналей с небольшим радиусом изгиба, где формируются крупные субсогласные залежи сложной формы; менее богатые залежи локализованы в пологих антиклиналях со слабо выраженным дроблением роговиков и джаспероидов. В синклинальных прогибах оруденение отсутствует. Наряду с субсогласными залежами на месторождениях встречаются линзо- и гнездообразные тела в искривлениях, сопряжениях и пересечениях разноориентированных разрывных нарушений.

Минеральный состав руд месторождения не сложен. Главный рудный минерал антимонит, второстепенные и редко встречающиеся — пирит, марказит, реальгар, аурипигмент, халькопирит, сфалерит, галенит. Из нерудных минералов широко распространены кварц, в малых количествах присутствуют флюорит, кальцит, барит, диксит и серицит. Отмечается присутствие золота и серебра. Руды характеризуются массивными, брекчиевыми, вкрапленными, полосчатыми, а также прожилковыми метаколлоидными (гребенчатой, кокардовой, друзовой и др.) текстурами.

Антимонит представлен крупными призматическими кристаллами, нередко деформированными в кварцевых обособлениях в брекчиях, мелкокристаллическим агрегатом в сланцах и роговиках, тонкими игольчатыми кристаллами в пустотах. Прочие рудные минералы образуют обычно вкрапленность в брекчиях и вмещающих породах. Исклучение составляют реальгар и аурипигмент, обособляющиеся в прожилковидных выделениях среди перекрывающих сланцев.

В приповерхностных участках месторождения, в зоне окисления, широко развиты кермезит, валентинит, сенармонтит, гидросервантит, стибиоконит, гидромеит; в карстовых пустотах — арагонит.

Формирование руд происходило в несколько стадий минерализации, разобщенных тектоническими подвижками. К наиболее ранней стадии относится метасоматическое замещение пород в зоне надвига тонкозернистым и криптокристаллическим кварцем, с образованием роговиков по сланцам и джаспероидов по тонкослоистым разностям известняков, незначительное развитие серицита и отложение в виде редкой вкрапленности пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Со второй стадией связаны дробление и цементация обломков окварцованных пород кварцем и антимонитом, а также отложение кальцита и флюорита. Третья гипогенная стадия характеризуется формированием наиболее низкотемпературной прожилковой кальцит-реальгар-аурипигментовой ассоциации минералов.

Судя по достаточно широкому развитию брекчиевых и метакolloидных тектур, формирование месторождения происходило в условиях небольших и умеренных глубин.

В. Федорчук (1969 г.), основываясь на общегеологических соображениях и определении абсолютного возраста серицита из ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы (около 230 млн. лет), считает, что формирование месторождения относится к поздневерхнепермскому — раннетриасовому времени. Возможно и несколько более позднее время образования месторождения в связи с достаточно широко проявившимся в районе процессами мезо-кайнозойской тектонической активизации.

Месторождение Терекское

Месторождение расположено в Киргизской ССР, на южном склоне Чаткальского хребта, среди верхнепротерозойских мраморизованных известняков и кварцево-сланцевых сланцев Кассанского поднятия, сильно переработанного позднегерцинскими движениями. Месторождение находится в южной части поднятия, вблизи позднегерцинской субширотной структуры, выраженной в современном рельефе серией соподчиненных региональных разломов и прогибов Большого и Малого Кассанских грабенов. Последние выполнены известняками верхнего девона и залегающими на них трансгрессивно песчано-сланцевыми и вулканогенно-осадочными образованиями верхнего палеозоя (C_3 — P_2).

В геологическом строении района наряду с метаморфическими толщами и отложениями Кассанских грабенов участвуют эффузивно-терригенные и карбонатные породы ордовика, силура, девона и карбона, прорванные разнообразными по форме и составу интрузивными образованиями: среднедевонскими диорит-гранитовыми, среднекаменноугольными перидотит-габбро-диорит-гранитовыми и пизнепермскими диоритовыми.

Характерной особенностью геологического развития района являются многочисленные перерывы в осадконакоплении, угловые несогласия и различный план складчатых деформаций в древних метаморфических породах и более молодых отложениях: преимущественно северо-западное в первых и субширотное во вторых.

В структурном отношении месторождение приурочено к субмеридиональной Терекской брахантиклинали, представляющей собой центральную часть более обширной антиклинальной складки протерозойских отложений (рис. 108). Южное периклинальное замыкание антиклинальной структуры, развитое

серией разломов северо-восточного простираения, располагается в зоне северного ограничения Большого Кассанского гребня.

Ядро Терекской брахиантиклинали построено грубослоистыми, реже массивными мраморизованными известняками протерозоя, крылья — согласно

залегающими слюисто-кварцевыми сланцами с прослоями мраморов. В контакте известняков и сланцев наблюдается маломощная (до 10—12 м) пачка переходных кремнисто-карбонатных пород (частое чередование кремнистых и карбонатных прослоев).

Особенностью строения брахиантиклинали является незначительная асимметрия, выраженная в несколько больших углах падения (70—80° до вертикального) и более сложном строении восточного крыла, в пределах которого более широко развиты мелкие складки высшего порядка. Падение западного крыла не превышает 60—65°. Западное крыло брахиантиклинали осложнено разломом, проходящим вдоль контакта сланцев и известняков. Разлом сопровождается брекчией и глиной трения мощностью до 1,5—2 м, содержащей обломки кварца, антимонита и пирита. Широтные сбросы отделяют периклинальные замыкания складки от центральной части. Все крупные разрывные

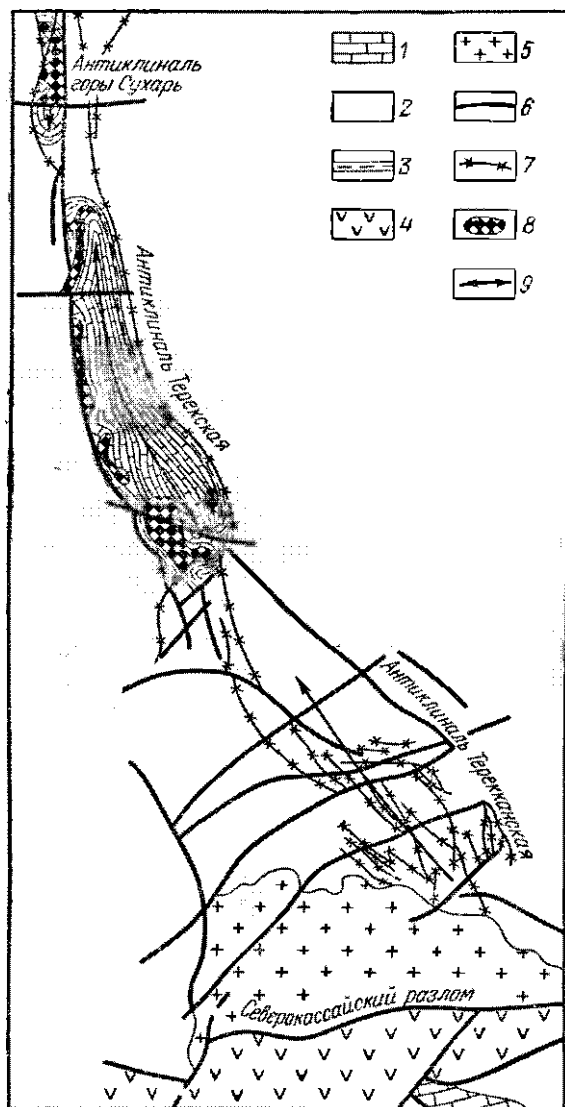


Рис. 108. Геолого-структурная схема Терекского месторождения. По материалам Г. Яковлева, К. Мустафина, А. Образцова.

1 — мраморизованные известняки; 2 — вмещающие кварцево-сланцевые сланцы; 3 — переходные кремнисто-карбонатные породы; 4 — андезитовые порфириты; 5 — граносиенит-порфиры; 6 — разломы; 7 — зоны дробления с колчеданной минерализацией; 8 — межформационные рудовмещающие брекчии; 9 — оси брахиантиклиналей

нарушения в пределах месторождения сопровождаются окварцеванием и слабым оруденением.

Основное оруденение локализуется в пластообразной залежи межформационных роговиково-джаспероидных брекчий, в контакте известняков и сланцев. Мощность брекчий меняется в широких пределах. Особенно большие значения установлены в периклиналях, главным образом в южной, где мощность роговиково-джаспероидных брекчий достигает 35—40 м, и на участках пологого

залегания западного крыла. С увеличением углов падения пород мощность брекчий уменьшается до полного выклинивания. По простиранию, а на отдельных участках и по мощности, брекчии переходят в кремнисто-карбонатные породы переходной пачки.

Верхняя часть залежки представлена обломками окремненных пород (роговиков и джаспероидов) сцементированных кварцем и антимонитом. Участками кварцевая брекчия раздроблена и обломки, содержащие антимонит, цементируются кварцем более поздней генерации и кальцитом, содержащим вкрапленность блеклых руд. В основании залежки в цементе брекчий преобладают кальцит и барит. Здесь широко развиты разнообразные пустоты, выполненные гребенчатым кварцем и кристаллами гипса, кальцита (арагонита), барита, антимонита, валентинита. Сланцы в контакте с брекчиями сильно окварцованы, пиритизированы и содержат многочисленные обособления кварца, изредка кальцита и барита. Подстилающие известняки обычно обогащены новообразованиями кальцита.

Основная масса сурьмяного оруденения концентрируется в линзо- и гнездобразных телах, залегающих преимущественно в висячем боку роговико-джаспероидных брекчий, и частично в перекрывающих сланцах на небольшом удалении от контакта.

Большая роль в размещении сурьмяного оруденения принадлежит, как это установлено О. Горайчуком, складкам высших порядков, осложняющим брахиантиклиналь. Преимущественное распространение промышленное сурьмяное оруденение получило в сводах мелких антиклиналей, где оно непрерывно прослеживается по падению и простиранию на расстоянии от 30—40 до 100—120 м; в синклинальных перегибах промышленное оруденение, как правило, отсутствует. Наиболее мощное и выдержанное оруденение приурочено к южному периклинальному замыканию складки.

Руды месторождения характеризуются брекчиевыми, массивными, прожилковыми и вкрапленными текстурами; реже наблюдаются крустификационные и кокардовые с зональным расположением кварца различных генераций и антимонита вокруг обломков пород.

Обычным является тесное прорастание кристаллов кварца и антимонита. Размеры выделений антимонита самые различные — от мелкой дисперсной вкрапленности до выполненных антимонитом гнезд величиной в несколько кубометров. Длина отдельных кристаллов, образующих радиально-лучистые и шестоватые агрегаты в гнездах, может достигать нескольких десятков сантиметров. Помимо антимонита в рудах встречаются довольно обильный пирит и в незначительных количествах — сфалерит, буланжерит, джемсонит, цинкениит, тетраэдрит, арсенопирит, пирротин, золото, марказит, вольфсбергит, теннантит, самородное серебро; совсем редко — халькопирит, галенит, бурнонит, реальгар, аурипигмент и мираргит.

Ранний пирит, местами золотосный, отмечается в виде мелкой вкрапленности в обломках верхней части брекчий и в перекрывающихся сланцах. Сульфoантимониты и блеклые руды располагаются преимущественно в нижней части брекчий. В приповерхностных участках довольно широко развиты сервантит и валентинит.

К. Мустафин на основании изучения минерального состава, текстурно-структурных особенностей руд и характера пространственного размещения минеральных ассоциаций выделяет три стадии гипогенного минералообразования. К первой стадии относится метасоматическое замещение кремнеземом пород в контакте известняков и сланцев, сопровождающееся привнесом ряда тяжелых

элементов, зафиксированных в таких минералах, как золотиносный пирит, арсенопирит, золото, сульфoантимониты серебра, сфалерит, галенит, мелко-вкрашенный антимонит (?) и некоторых других. Со второй стадией минерализации связано дробление ранних метасоматитов и отложение основной массы антимонита и цементационного кварца. На третьей стадии происходило выделение барита и кальцита, сопровождающееся отложением небольших количеств кварца, антимонита и сульфoантимонитов свинца.

Месторождение Джижикрут

Месторождение находится в Таджикской ССР на северном склоне Гиссарского хребта, в пределах выделенной М. Кухтиковым позднепалеозойской Ягнобской тектонической зоны. Главной особенностью зоны является угловое несогласие на границе отложений нижнего и среднего девона и незначительное, по сравнению со смежными тектоническими зонами, распространение верхнепалеозойских образований, сохранившихся в виде фрагментов на размытой поверхности среднего палеозоя.

Месторождение приурочено к слабо выраженному антиклинальному перегибу в области замыкания пологой синклинали широтного простираения, осложненному многочисленными крутопадающими широтными разломами и взбросо-сдвигами с преобладающим северо-западным и северо-восточным простираением. Сочетание этих разломов с надвигами обуславливает сложную чешуйчато-блоковую структуру месторождения.

В связи с блоковой структурой месторождения выделяется несколько разобщенных рудных участков (Нижний, Основной, Южный, Центральный, 4-й рудный выход), находящихся на разных стратиграфических и гипсометрических уровнях, определивших значительный вертикальный размах оруденения, превышающий 400 м.

На юго-западе месторождение примыкает к Пасруд-Раватской зоне разломов глубокого заложения и длительного развития, по одному из которых палеозойские породы местами надвинуты, а местами приведены в соприкосновение со смятыми в синклиналь отложениями угленосной формации юры и гипсоносной — мела, выполняющими узкую протяженную депрессию. С северо-запада и юго-востока естественными границами месторождения служат крупные Шарнирный и Западно-Каптарханинский сбросо-сдвиги (рис. 109).

В основании стратиграфического разреза месторождения залегают нижнесилурийские сланцы кварц-хлорит-серицитового состава, которые согласно перекрываются черными доломитами и преимущественно массивными светлыми известняками верхнего силура — нижнего девона. Выше по разрезу расположены терригенно-карбонатные отложения среднего девона, в нижней части представленные кварц-серицитовыми сланцами с прослоями доломитизированных песчаников, а в верхней — переслаиванием кремнистых сланцев, известняков и доломитов. На отложениях девона трансгрессивно залегает мощная толща слоистых и массивных известняков нижнекаменноугольного возраста.

Несмотря на в общем-то нормальную стратиграфическую последовательность пород в разрезе месторождения имеется много данных, указывающих на тектоническую природу их контактов. Резкая изменчивость мощностей и крупные угловые несогласия, не характерные для отложений соответствующего периода развития Южного Тянь-Шаня, прямые признаки надвиговых дислокаций в виде налегания отложений верхнего силура на девонских, наличие тектонитов и продуктов гидротермальной переработки в совокупности достаточно

определенно свидетельствуют об аллохтонном залегании отложений отдельных стратиграфических подразделений среднего палеозоя, в частности верхнего силура, девона и нижнего карбона.

Основная масса сурьмяного оруденения локализуется в брекчиях сложного состава, развитых на контакте филлитовидных сланцев среднего девона и подстилающих пород (рис. 110). Последние представлены известняками и доломитами верхней части разреза силур-девона (участки Нижний, Основной, Южный) или залегающими в его основании доломитами нижнего лудлова (Центральный участок). Подчиненное значение имеет оруденение в брекчированных породах (кремнистых сланцах, аргиллитах, песчаниках) на контакте отложений среднего девона и нижнего карбона.

Обычно брекчии состоят из угловатых беспорядочно расположенных обломков вмещающих пород, преимущественно терригенных, в различной степени окремненных и сцементированных кварцем, карбонатом и антимонитом, иногда совместно с киноварью. Величина обломков составляет в среднем 8—10 мм. Вблизи лежачего бока среди микро- и мелкообломочного материала встречаются крупные обломки и глыбы известняка.

Залегание рудовмещающих брекчий почти горизонтальное, с незначительным наклоном на восток. Брекчии слагают изометричные (участок Основной) или вытянутые вдоль крутопадающих разломов (4-й рудный выход, две ветви Центрального участка) залежи. Характерной особенностью брекчий являются большие колебания мощностей в пределах отдельных участков: от 10—12 до 80 м на Нижнем участке, от 0,6—1 до 40—45 м на Основном и от 15—30 до 190—200 м на Центральном. Максимальные значения мощностей отвечают участкам развития палеокарстов.

В перекрывающих брекчии сланцах, обычно интенсивно дислоцированных, наблюдаются окварцевание, пиритизация, серицитизация. В подстилающих известняках широко распространены различные по форме новообразования кальцита, изредка пирита и кварца. В брекчиях и в сланцах установлены многочисленные притертые поверхности, образовавшиеся в результате межпластовых скольжений. Образование брекчий связывается с межформационным дроблением и катаклизмом пород и, как установлено в последнее время, с процессами древнего карстообразования.

Распределение сурьмяно-ртутного оруденения в брекчиях отличается крайней неравномерностью. Большинство рудных тел концентрируется в висячем боку рудоносных брекчий, под сланцевым экраном. При этом участки богатых руд чередуются с участками, на которых промышленное оруденение отсутствует и антимонит встречается в виде редкой вкрапленности и единичных обособлений. Среди рудных тел преобладают гнездо- и пластообразные залежи. Антимонит в рудной массе находится в виде вкрапленности, прожилков и гнезд.

З. Сидоренко, на основании морфологических и текстурных признаков, выделяет четыре основных типа сурьмяных руд:

1) руды брекчиевой, иногда кокардовой текстуры, в которых обломки окремненных пород цементируются кварцем и антимонитом;

2) сплошные метаколлоидные разности чистого скрытокристаллического антимонита;

3) гнездовые руды, обычно представленные скоплениями крупнокристаллического антимонита;

4) вкрапленные руды.

В рудах отмечается постоянное присутствие киновари, содержание которой находится в прямой зависимости от содержания сурьмы. Подчиненное значение

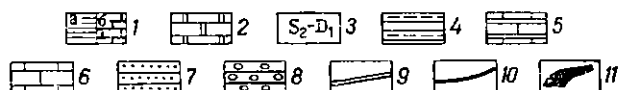
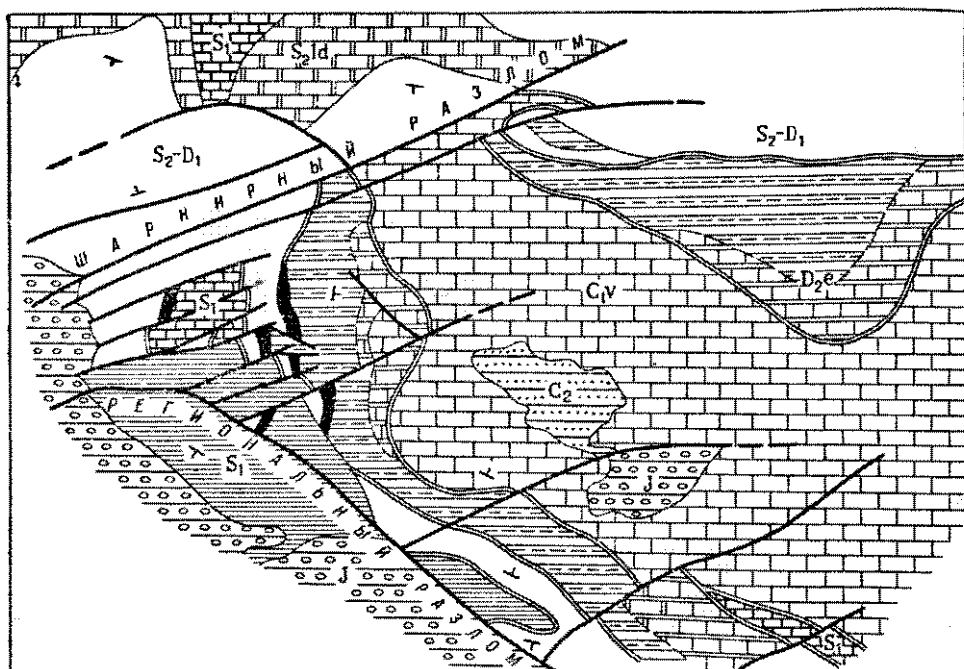
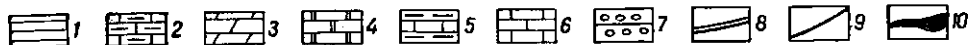
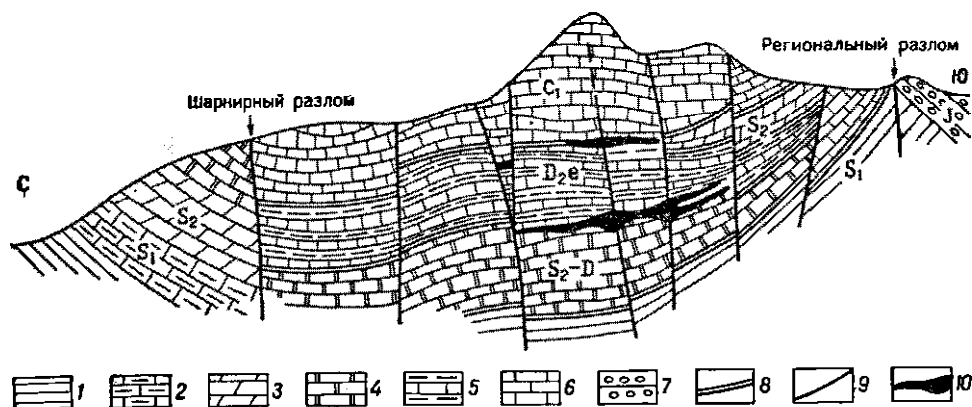


Рис. 109. Геолого-структурная схема месторождения Джизжикрут. По материалам А. Кашина, Н. Мерзлякова и др.

1 — сланцы (а) и известняки (б) нижнего силура; 2 — доломиты верхнего силура; 3 — известняки верхнего силура—нижнего девона; 4 — кварц—серпидиновые сланцы с прослоями доломитовых песчаников нижней части эйфельских отложений; 5 — переслаивание известняков, доломитов и кремнистых пород верхней части эйфельских отложений; 6 — известняки нижнего карбона; 7 — песчаники среднего карбона; 8 — конгломераты, гравелиты и песчаники юры; 9 — надвиги и сорванные контакты; 10 — разломы; 11 — рудоносные брекчии



имеет обособленное ртутное оруденение в известняках лежащего бока и в зонах брекчирования крутопадающих разломов, где тончайшая вкрапленность киновари ассоциирует с кальцитом и баритом.

Помимо наиболее распространенных антимонита и киновари, основных рудообразующих минералов месторождения, в рудах в незначительных количествах присутствуют пирит и марказит, наиболее ранние минералы рудного процесса, а также бертьерит, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, метациннобарит, арсенопирит, реальгар и аурипигмент. Все эти минералы, за исключением реальгара и аурипигмента, образующих самостоятельные скопления в перекрывающих сланцах, редки и обычно находятся в ассоциации с антимонитом и киноварью.

Из жильных минералов широко распространены кварц и карбонаты, представленные несколькими структурно-морфологическими разновидностями. Наиболее ранний кварц, метасоматический, развит в обломках брекчий и в перекрывающих сланцах в виде тонкозернистого кристаллического агрегата и волокнистых разновидностей кремнезема. Более поздний кварц, крупнозернистый, иногда гребенчатый, цементирует обломки окремненных тектонических и карстовых брекчий. Карбонаты (кальцит, доломит и анкерит) в основном сосредоточены в лежащем боку рудоносной зоны. Образование этих минералов связывается с высвобождением окиси кальция, магния и уголекислоты в процессе гидротермально-метасоматических преобразований известняков и доломитов.

Менее распространены такие минералы, как каолин, дикиит, монотермит, образующие мелкозернистые и тонкочешуйчатые агрегаты среди рудоносных брекчий и вмещающих пород. Очень редко, преимущественно в зонах крутопадающих разрывных нарушений, встречаются барит и флюорит. В приповерхностных участках месторождения развиты окисные соединения сурьмы (валентинит, сенармонтит) и железа (гематит).

Формирование руд месторождения проходило в два этапа. К первому этапу относится метасоматическое замещение кварцем пород в зоне контакта известняков и терригенных пород, сопровождавшееся появлением новообразований кальцита, локальным развитием среди окварцованных пород микробрекчий и проявлением интенсивных дислокаций на границе этих пород с вышележащими терригенными образованиями.

Процессы древнего карстообразования, протекавшие в промежуток времени между первым и вторым этапами и сыгравшие существенную роль в размещении и морфологии рудоносных пород и руд, свидетельствуют о длительном перерыве между процессами кварцевого метасоматоза² и отложением сурьмянортутных руд.

К начальной стадии второго этапа относится формирование кварц-флюоритовых брекчий, преимущественно в зонах крутопадающих разрывных нарушений, к последующим — выделение антимонита и киновари с подчиненным количеством жильных минералов. С заключительной стадией второго этапа минерализации связано развитие прожилковой реальгар-аурипигментовой минерализации, ассоциирующей с кварцем или кальцитом.

Рис. 110. Положение рудоносных брекчий в обобщенном разрезе месторождения Джижжикрут.

1 — сланцы нижнего силура; 2 — известняки нижнего силура; 3 — доломиты верхнего силура; 4 — известняки верхнего силура — нижнего девона; 5 — терригенно-карбонатно-кремнистые отложения эйфеля; 6 — известняки впади; 7 — гравелисты юры; 8 — надвиги; 9 — разломы; 10 — рудоносные брекчии

Геологическая обстановка, а также ход процесса минералообразования указывают на небольшие глубины и низкие температуры образования руд месторождения. Отложение минералов происходило в основном из коллоидных растворов в результате нейтрализации и резкого понижения их щелочности.

Месторождение Удерейское

Месторождение находится в Енисейском крыже, в приадресной части восточного крыла Татарского антиклинория, сложенного породами верхнего протерозоя — кварцитами, амфиболитами, метаморфическими и глинистыми сланцами, филлитами и алевролитами с постепенным увеличением грубозернистых пород в верхней части разреза.

Мезо-кайнозойские отложения выполняют ряд прогибов, сформированных на денудированной поверхности протерозойских отложений в западной части района. Они представлены верхнемеловыми корами выветривания каолинит-гидраргиллитового состава, обычно перекрытых переотложенными продуктами их выветривания — глинами, бокситами, бурыми железняками и песками предположительно нижнего палеогена. Метаморфические породы прорваны более древними межпластовыми интрузиями основного состава (диабазы, габбро-диабазы, порфириды и ортоамфиболиты) и более молодыми — гранитоидными, с которыми связаны многочисленные жилы аплитов, пегматитов и кварца.

Протерозойские отложения, представленные в районе месторождения массивными и слоистыми серицитовыми, хлорит-серицитовыми, кварц-серицитовыми и слюдисто-кварцевыми сланцами верхней части разреза, полого, под углом 20—25°, погружаются на восток. Общее восточное падение пород нарушается многочисленными брахиформными складками, крылья которых осложнены складчатостью высших порядков.

Месторождение приурочено к зоне смятия и окварцевания пород в осевой части слабо выраженной антиклинальной структуры, углы падения северо-восточного крыла которой измеряются 60—80°, а северо-западного — 40—60°. Многочисленные кварцевые жилы, подчас сложной формы, сопровождаемые не менее многочисленными трещинами с глиной трения и зонами перемятых дробленных пород, прослеживаются в направлении с юго-запада на северо-восток более чем на 3,5 км. Падение зоны в юго-западной части крутое под углами 75—80° на юго-восток, в центральной и северо-восточной — обратное под углами 50—60° на северо-восток.

Сурьмяное оруденение локализуется в кварцевых жилах и в прожилках, импрегнирующих сланцы, частично проникая в последние. Оно концентрируется в трех участках (Юго-Западном, Центральном и Северо-Восточном), общая протяженность которых составляет несколько сот метров.

Наиболее богатое оруденение установлено в пределах Юго-Западного участка, на котором прослеживается протяженная крутопадающая антимонитовая жила мощностью до 0,7—1 м. Участками жила расщепляется на два проводника с оруденелыми сланцами между ними и сопровождается кварцевыми апофизами и небольшими жилами того же простираения. Сланцы в приконтактной зоне также содержат сурьмяную руду. Оруденелая зона имеет общее склонение на северо-восток. На глубине 150—200 м сурьмяное оруденение выклинивается. В северо-восточном направлении при выклинивании рудной

жилы появляются многочисленные расходящиеся веером кварцевые жилы, обычно без сурьмяной минерализации.

В пределах Центрального участка рудоносная зона представлена многочисленными субпараллельными кварцево-рудными телами, падающими, в отличие от рудного тела Юго-Западного участка, в направлении на северо-запад, под углом 60—65°. Для этого участка характерна сложная с апофизами и раздувами линзообразная форма рудных тел; мощные на верхних горизонтах жилы с глубиной довольно резко выклиниваются, расщепляясь на ряд субпараллельных проводников.

Центральная часть жил, местами висячий бок, сложены массивными рудами. В зальбандах и на выклинивании преобладают вкрапленные руды. Обычно оруденение концентрируется в обогащенных участках изометричной или вытянутой столбообразной формы с горизонтальным и наклонным расположением длинных осей.

На Северо-Восточном участке зона представлена группами непротяженных маломощных антимонит-кварцевых и кварцевых жил, быстро выклинивающихся по простиранию и падению.

Минеральный состав руд характеризуется обычной для сурьмяных месторождений простотой. Кроме широко распространенных кварца и антимонита, в рудах постоянно присутствует пирит. На отдельных участках встречаются скопления бертьерита, сидерита и редкая вкрапленность арсенонирита. Очень редки сфалерит, халькопирит, блеклая руда, халькостибнит, бурнонит, джемсонит. Отмечается постоянное присутствие тонкодисперсного золота.

Антимонит встречается в виде сплошных зернистых масс, слагающих кварцево-рудные тела, в виде вкрапленности в кварцевых жилах, а также образует прожилки и прожилковидные выделения среди сланцев в эндоконтактах кварцево-рудных тел. По структурно-морфологическим признакам выделяются крупнокристаллические с линейным, радиально-лучистым и беспорядочным расположением кристаллов и плотные мелкокристаллические разности антимонита. В тесном прорастании с антимонитом находится, замещающая его, бертьерит. Здесь же присутствуют и остальные рудные минералы.

Основная часть промышленно-ценных руд сложена массивными и брекчиевыми рудами, в которых многочисленные обломки кварца, занимающие около половины объема, цементируются антимонитом. Эти типы руд распространены преимущественно в пределах Юго-Западного участка. На Центральном и Северо-Восточном участках преобладают руды гнездовой и вкрапленной текстур.

Изменение вмещающих пород на участке месторождения связано с процессами окварцевания, ниритизации и хлоритизации. Эти процессы сопровождали ранние стадии минерализации и предшествовали сульфидной фазе, в течение которой была отложена основная масса антимонита и бертьерита.

Месторождение Сарылахское

Месторождение расположено в пределах Яно-Оймяконского нагорья, на северо-востоке Якутской АССР. Основной тектонической структурой, контролирующей размещение сурьмяного оруденения, является глубинный разлом на границе зоны линейной складчатости (Тарыно-Эльгинская синклиналь и структура к северо-востоку от нее) и обширного района слабых дислокаций (Талалахская антиклиналь). В современном рельефе разлом представлен зонами интенсивной трещиноватости и окварцевания.

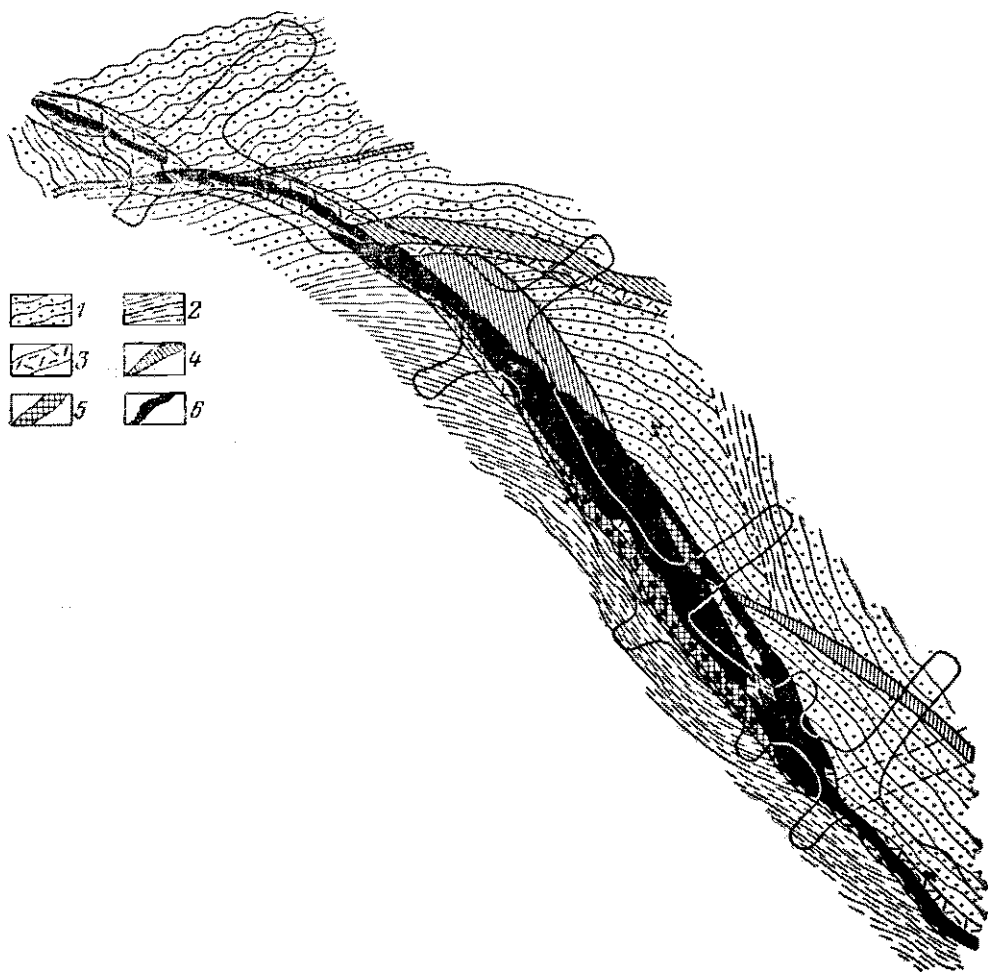


Рис. 111. Стреление рудного тела Сарылахского месторождения. По П. Полянскому.

1 — песчанники; 2 — алеволиты; 3 — катаклазированные породы; 4 — зоны дробления и расщепления; 5 — кварцевая жила с гнездово-выраженным сурьмяным оруденением; 6 — массивные сурьмяные руды

Развитые в районе месторождения верхнетриасовые отложения смяты в сложные линейные складки с общим северо-восточным простиранием осей и нередко крутым падением крыльев. Складчатые структуры осложнены довольно многочисленными разрывными нарушениями, среди которых выделяются крупные субширотные (до северо-восточного) взбросо-сдвиги, протягивающиеся на многие километры, и более мелкие оперяющие разломы северо-западного простирания.

Изверженные породы в районе месторождения представлены единственным штоком кварцевых диоритовых норфиров и сопряженными с ними дайками того же состава, относимыми В. Калининым к комплексу малых интрузий позднеюрской комагматической серии.

Оруденение приурочено к минерализованной зоне дробления северо-западного простирания и прослеживается по простиранию и падению на многие сотни метров (рис. 111). Вмещающие зону породы — песчаники и алевролиты с прослоями глинистых сланцев (аргиллитов) верхних горизонтов триаса (норийские отложения) падают на северо-восток и восток под углом 70—80°.

Центральная часть рудоносной зоны представлена довольно выдержанной кварц-антимонитовой жилой с пережимами и раздувами в отдельных ее участках (мощность жилы изменяется от 0,05—0,1 до 3—3,3 м). Контакты жилы с вмещающими породами четкие, с зеркалами скольжения и глиной трения, свидетельствующими о пострудных подвижках в их плоскостях.

Строение жилы неоднородно. В ее висячем боку преобладают массивные мелкокристаллические сурьмяные руды. В направлении к лежащему боку увеличиваются количество кварца и размеры кристаллов антимонита. В лежащем боку обычно развит молочно-белый или полупрозрачный кварц с редкой вкрапленностью и отдельными прожилками и гвездами антимонита. На контакте с прожилками антимонита наблюдаются перекристаллизация и осветление кварца.

В эндоконтактах кварц-антимонитовой жилы породы катаклазированы, окварцованы и содержат сурьмяное оруденение. На отдельных участках зоны развиты брекчии, в которых обломки песчаников и алевролитов цементируются кварцем с обильной вкрапленностью антимонита и редкой — пирита и арсенопирита. Верхние горизонты жилы характеризуются наиболее высокими значениями мощностей и содержаний оруденения. С глубиной интенсивность оруденения и мощность зоны уменьшаются.

Наблюдается зависимость строения минерализованной зоны, ее морфологических особенностей и интенсивности оруденения от состава вмещающих пород. Наиболее мощные (до 15—18 м) и обогащенные участки зоны и кварц-антимонитовой жилы приурочены к песчаникам, в которых процессы дробления проявлялись более широко, чем в сланцах. В более пластичных алевролитах и глинистых сланцах, с преимущественным развитием смятия и рассланцевания пород, мощность зоны и кварц-антимонитовой жилы резко уменьшается.

Ограничения минерализованной зоны обычно ясно выраженные тектонические, реже постепенные, через зону повышенной трещиноватости и прожилкового окварцевания. Повышенная трещиноватость и прожилковое окварцевание наблюдаются на расстоянии от 1—3 до 15—20 м и за пределами тектонических контактов, по периферии зоны. Здесь также отмечается присутствие вкрапленности, прожилков и линз антимонита и повышенные по сравнению с центральной частью зоны содержания пирита и арсенопирита. В приповерхностных участках жилы антимонит частично окислен и замещен сенармонитом и валентинитом.

Околорудные изменения выражены в прожилковом и метасоматическом окварцевании, серицитизации и пиритизации. Серицитизация развита преимущественно в глинистых сланцах, особенно интенсивно вблизи рудного тела. Реже серицит встречается в алевролитах и песчаниках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Мустафин К. Т. О генетических особенностях Терекского сурьмяного месторождения. «Узб. геол. журн.», 1959, № 1, с. 27—36.

Сидоренко З. В. Ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут в Таджикистане. — «Советская геология», 1948, № 34, с. 60—66.

Смирнов В. И. Образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. — «Советская геология», 1944, № 1, с. 46—68.

Федорчук В. П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы. — «Разведка и охрана недр», 1974, № 8, с. 4—12.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В Советском Союзе имеются ртутные месторождения, в которых ртутные минералы являются главными компонентами руд. Кроме того известны довольно разнообразные по составу месторождения ртутьсодержащих руд, в которых ртутные минералы присутствуют в виде незначительной примеси. Среди них можно указать ртутьсодержащие сурьмяные и мышьяковые месторождения, некоторые месторождения свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд, золото-серебряные месторождения и др. В данной главе рассматриваются собственно ртутные месторождения.

Трудами многих исследователей, в том числе А. Саукова, В. Смирнова, В. Пояркова, Е. Захарова, В. Федорчука, Н. Никифорова, В. Кузнецова, П. Бабкина, Н. Озеровой, З. Сидоренко и других установлено, что практически все ртутные месторождения СССР принадлежат к одному генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений.

По геологическим условиям, в том числе по отношению к проявлениям магматизма и по глубинности рудообразования, могут быть выделены три группы ртутных месторождений.

1. Группа гидротермальных вулканогенных месторождений, образованных в приповерхностных условиях в областях синхронного вулканизма. К этой группе относятся месторождения и рудопроявления Чукотской и Камчатской провинций — Пламенное, Чемпуринское, Алнейское, рудопроявление в фумарольном поле вулкана Менделеева на о. Кунашир, проявления минерализации в горячих источниках кальдеры Узон и ключа Апахель на Камчатке. К этой же группе относятся месторождения Закарпатской области и некоторые месторождения Кавказа. За рубежом эта группа месторождений распространена более широко. К ней относятся одно из крупнейших в мире ртутных месторождений Монте-Амиата в Италии, ряд месторождений на западе США (Стимбоот-Спрингс, Опалит, Сульфур-Бенк и др.), месторождения Мексики, Перу, Чили, Новой Зеландии и Японии.

2. Группа эпитермальных месторождений, формировавшихся в условиях небольших глубин вне областей синхронного вулканизма, обнаруживающих связь с крупными разломами и проявлениями глубинного подкорового магматизма в виде дайковых комплексов основного состава. К этой группе относятся месторождения Алтае-Саянской, Забайкальской и ряда других областей, часть месторождений Средней Азии, в том числе Чонкойское, Никитовское и другие Донецкой провинции; а также, по-видимому, входят известное месторождение Альмаден в Испании и ряд месторождений США (Нью-Альмаден, Нью-Идрия и др.).

3. Группа телитермальных месторождений, не обнаруживающих связей ни с проявлениями магматизма, ни с глубинными разломами. В эту группу включаются некоторые месторождения Кавказа, Средней Азии и Юго-Восточного Китая.

Руды ртутных месторождений отличаются сравнительно простым и устой-

чивым минеральным составом. Главный рудный минерал — киноварь, наиболее характерные сопутствующие минералы — антимонит, реальгар, аурипигмент. Вместе с тем, детальные минералого-геохимические исследования позволяют выявить некоторые различия в составе и относительном количестве второстепенных минералов и элементов-примесей и особенно в комплексе нерудных минералов, а также в составе околорудных метасоматитов. Эти различия дают возможность разделить проявления ртутного оруденения на рудные формации и минеральные типы.

Существует ряд схем систематики ртутных месторождений на формационной основе (Кузнецов, 1964; Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966; П. Бабкин, 1968 г.; Сидоренко, 1968; Кузнецов, 1972 и др.). Наиболее обосновано выделение двух рудных формаций: а) ртутной, в которую входят месторождения эпitherмальной и телетермальной групп месторождений, и б) опалитовой ртутной, включающей группу вулканогенных месторождений.

Для ртутной формации характерны главный минерал — киноварь, второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит; примеси — сфалерит, арсенопирит, миллерит, герсдорфит и др.; нерудные минералы — кварц, карбонаты, дикиит, флюорит, барит, хлорит; наиболее характерные гидротермальные изменения вмещающих пород — гидротермальная аргиллизация: окварцевание, образование кварц-гидрослюдистых метасоматитов.

Месторождения ртутной формации нередко ассоциируют с месторождениями сурьмяной, флюоритовой и свинцово-цинковой формаций.

В месторождениях ртутной формации вертикальная зональность проявляется слабо, оруденение прослеживается нередко на значительную глубину без существенных изменений состава и качества руд.

Опалитовая ртутная формация отличается несколько более сложным минеральным составом руд: кроме киновари, антимонита, реальгара, аурипигмента, здесь нередки сульфосоли серебра, марказит, серебристое золото, сфалерит, халькопирит; нерудные минералы — опал, алуни́т, каолинит, гипс, сера, барит, галлуазит, цеолиты, твердые углеводороды типа антраксолита; околорудные изменения пород — сольфатарная аргиллизация: опалитизация, алуни́тизация, адуляризация, образование вторичных кварцитов.

Месторождения опалитовой ртутной формации ассоциируют с месторождениями самородной серы, с эпitherмальными золото-серебряными, реальгаровыми, вулканогенными медно-молибденовыми месторождениями. В месторождениях этой формации нередко проявляется вертикальная зональность, и ртутная минерализация на сравнительно небольшой глубине сменяется минерализацией иного состава, в том числе свинцово-цинковой.

По относительно повышенному содержанию в рудах сурьмы и мышьяка обе формации могут быть разделены на субформации: собственно ртутную, сурьмяно-ртутную и мышьяково-ртутную.

Кроме того, по особенностям состава руд, главным образом по составу нерудных минералов, выделяются минеральные типы месторождений. В составе ртутной формации выделяются следующие минеральные типы: а) кварц-флюорит-киноварный (джаспероидный); б) магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый); в) карбонатно-киноварный; г) кварц-дикиит-киноварный; д) барит-киноварный. В составе опалитовой ртутной формации выделяются типы: а) опалит-киноварный; б) кварц-дикиит-киноварный; в) травертиновый (Кузнецов, 1972, Металлогения ртути, 1976).

По структурным особенностям рудовмещающих толщ и месторождений выделяются структурные типы ртутных месторождений. Главные из них: а) пластовый, б) зоны надвигов и линейные зоны дробления, в) гнездовые и г) жильные (Смирнов, Рыженко, 1958).

Ртутные месторождения располагаются главным образом в пределах рудных поясов глобального масштаба — Тихоокеанского, Средиземноморского и Центрально-Азиатского. Многие месторождения размещаются в молодых мезозойских и кайнозойских складчатых областях (Камчатско-Курильская, Верхояно-Колымская, Приморская, Кавказская, Закарпатская ртутные провинции), а также в палеозойских складчатых областях, испытавших позднепалеозойскую и мезо-кайнозойскую тектоно-магматическую активизацию (Алтае-Саянская, Забайкальская, часть Средне-Азиатской провинций). Кроме того, ртутное оруденение локализуется в испытавших активизацию окраинах древних платформ (Донецкая провинция, окраины Сибирской платформы).

Месторождения Советского Союза имеют главным образом мезозойский и кайнозойский возраст; часть месторождений относится к позднепалеозойским; раннепалеозойских и более древних месторождений не установлено. Главными эпохами ртутного оруденения на территории СССР являются мезозойская (юра — мел) и третичная.

Все ртутные месторождения формировались в заключительные стадии развития складчатых областей или на стадиях последующей тектоно-магматической активизации складчатых областей и древних платформ.

Важнейшей закономерностью является приуроченность большинства ртутных месторождений к региональным зонам глубинных разломов, что определяет размещение месторождений в виде протяженных ртутных поясов и зон. Особое значение имеют разломы мантийного типа, сопровождающиеся поясами гипербазитовых массивов и последующими постороженными малыми интрузиями базальтоидных магм.

По вопросам генезиса, природы рудообразующих растворов и источников рудного вещества ртутных месторождений высказываются различные точки зрения. Эти вопросы подробно рассмотрены в специальной монографии (Металлогения ртути, 1976). В ней показано, что фактам наиболее соответствуют представления о парагенетических связях ртутного оруденения с очагами подкоровых базальтоидных магм, о глубинной природе рудообразующих растворов и полигенных, но преимущественно ювенильных источниках главных компонентов ртутных руд — ртути, сурьмы, мышьяка.

ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ И ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВНЕ ОБЛАСТЕЙ СИНХРОННОГО ВУЛКАНИЗМА

В эту группу входит большинство ртутных месторождений Советского Союза, в том числе наиболее значительные из них. Месторождения характерны для Донецкой, Средне-Азиатской, Алтае-Саянской и ряда других ртутных провинций. Среди них выделяются месторождения ряда нижеописанных минеральных и промышленных типов.

Месторождения кварц-флюорит-киноварного (джаспероидного) типа

К данному типу относятся сурьмяно-ртутные месторождения, развитые главным образом в пределах Южного Тянь-Шаня в Средне-Азиатской рудной провинции. Для этих месторождений характерно проявление интенсивного предруд-

ного окремнения вмещающих карбонатных пород с образованием так называемых джаспероидов.

По структурному типу месторождения относятся к пластовым поднадвиговым, локализуются под экранирующими поверхностями надвигов и сланцевыми толщами. Размещение месторождений контролируется разломами второго порядка на некотором расстоянии от региональных разломов и складчатыми структурами; рудные тела локализуются в сводах антиклиналей среди известняков под толщей сланцев. Для минерального состава руд, кроме киновари, характерно наличие антимонита и флюорита. Дорудные метасоматиты представлены джаспероидами по известнякам и аргиллизитами по глинистым сланцам. Типичным примером может служить Хайдарканское сурьмяно-ртутное месторождение.

Хайдарканское месторождение

Хайдарканское месторождение располагается в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса Средней Азии, который контролируется зоной Северо-Катранского регионального глубинного разлома субширотного простирания, простирающегося на сотни километров вдоль южной окраины Ферганской котловины и подножия Алайского и Туркестанского хребтов. Принадлежность этой зоны разломов к категории глубинных подтверждается наличием в ее составе офиолитового пояса с массивами гипербазитов.

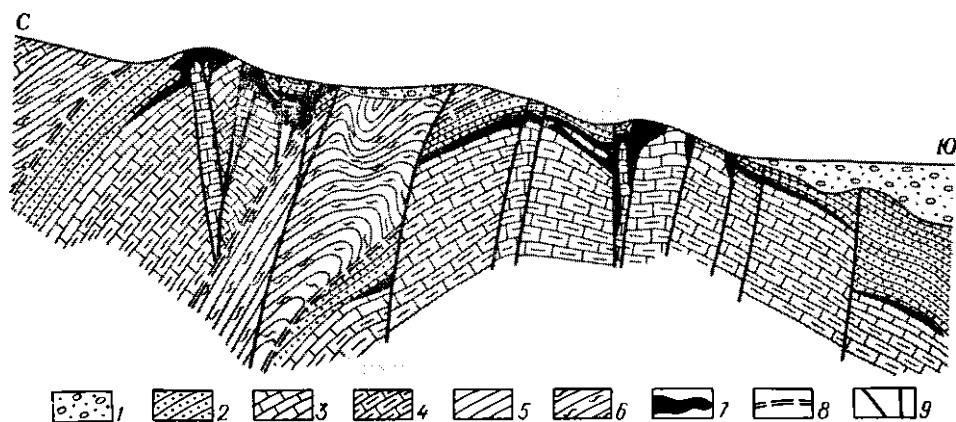


Рис. 112. Структура Хайдарканского рудного поля. По Н. Никифорову.

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, сланцы, конгломераты среднего карбона; 3 — известняки среднего карбона; 4 — известняки нижнего карбона; 5 — песчаники и сланцы нижнего девона; 6 — сланцы и песчаники силура; 7 — джаспероиды; 8 — надвиги; 9 — сбросы, сбросо-сдвиги

Хайдарканское рудное поле, в которое входит ряд сближенных рудных участков (Главного рудного поля, Плавиковой горы, Кара-Арча и др.), сложено осадочными толщами среднего и позднего палеозоя: известняками и глинистыми сланцами силура, известняками, песчаниками и сланцами нижнего девона, массивными и слоистыми известняками нижнего и среднего карбона и глинистыми сланцами среднего — верхнего карбона. Структура рудного поля весьма сложна (рис. 112).

Толща известняков нижнего и среднего карбона и терригенных пород среднего карбона тектонически, по чешуйчатым поверхностям надвигов, перекрыта

толщей терригенных отложений и карбонатной толщей силура и девона. И те и другие толщи затем собраны в широтно ориентированные складки сундучного типа с пологими антиклинальными сводами и крутыми крыльями. Крупные складки осложнены более мелкой складчатостью и разбиты серией широтных и диагональных разломов, имеющих характер рудоподводящих и частью рудомещающих структур. В пределах рудного поля имеются немногочисленные дайки диабазовых порфиров и альбититов.

Вдоль некоторых крутопадающих разломов и особенно на контактах между массивными известняками карбона и перекрывающими их глинистыми сланцами, т. е. под экранирующей толщей последних, залегают пластообразные тела джаспероидов, метасоматически окремненных известняков, которые являются главными рудомещающими породами.

Основная часть промышленных ртутных и сурьмяно-ртутных руд приурочена к джаспероидным брекчиям. Джаспероидные брекчии образуют крупные пластообразные залежи в зонах отслоения и дробления в сводовых частях складок, осложненных разломами и межпластовыми подвижками, а также штокеркообразные залежи и секущие тела в трещинных зонах вдоль крутопадающих разломов. Формы рудных тел многообразны: субпластовые залежи, линзы, грибо-, столбо- и гнездообразные тела неправильной формы. Установлена многоярусность оруденения: кроме джаспероидов на контактах с вышележащими сланцами оруденение локализуется также в нижележащих известняках и в меньшей мере в экранирующих сланцах. Для концентрации оруденения важное значение имеют «рудные капканы» различных типов, чаще всего образованные пересечением зон дробления с полого лежащими экранирующими структурами (Смирнов, 1947; Никифоров, 1969).

Главные минералы руд месторождения — киноварь, антимонит, кварц, флюорит, кальцит; второстепенные — пирит, арсенопирит, метациннабарит, реальгар, аурипигмент, гетчелит, ливингстонит, фаматинит, блеклые руды, золото, халькопирит, галенит, сфалерит, серицит, диккит, барит.

В некоторых участках месторождения ливингстонит приобретает характер одного из главных рудных минералов. Отмечается наличие серицита, который встречается главным образом в комплексных ртутно-сурьмяно-флюоритовых рудах с мышьяком. Серицит входит в состав цемента джаспероидных брекчий, ассоциируя с гребенчатым кварцем, флюоритом, антимонитом и киноварью. Иногда в сериците наблюдается тонкорассеянная вкрапленность киновари, придающая серициту сургучно-красную окраску. В надрудных глинистых сланцах, в зонах дробления, устанавливаются скопления глинистых минералов, представляющие смесь серицита, гидрослюд и каолиноподобных продуктов их разрушения. В киновари в виде постоянной примеси отмечается значительное содержание селена (до 0,257%). Месторождение относится к сурьмяно-ртутной субформации. Гидротермальные изменения вмещающих пород выражаются в окремнении известняков с образованием джаспероидов и серицитизации глинистых сланцев.

Текстурные особенности руд свидетельствуют о различных способах образования руд. Преобладают текстуры замещения — вкрапленные, пятнистые, гнездовые, брекчиевидные, массивные, но широко проявились и текстуры заполнения пустот: гребенчатые, кокардовые, друзовые и др.

Устанавливается не менее четырех стадий рудообразования: 1) дорудная стадия: образование джаспероидов; 2) первая рудная стадия: кварц-флюорит-антимонит-киноварная; 3) вторая рудная стадия: кальцит-киноварная; 4) третья рудная стадия: реальгар-аурипигментовая (Никифоров, 1969).

Исследователи месторождения относят его к группе телетермальных. Температуры образования главных минералов руд укладываются в интервал 284—68° С, причем формирование руд главной стадии рудного процесса происходило при температурах ниже 110° С (Никифоров, 1969).

По вопросу о геологическом возрасте месторождения высказывались различные точки зрения. Первоначально месторождение считалось альпийским по возрасту (А. Сауков, 1932 г.; Смирнов, 1947). Затем большинство исследователей пришло к выводу о позднегерцинском возрасте оруденения и о парагенетической связи его с субщелочными интрузиями или с дайковыми комплексами диабазов позднекарбонового или пермского, т. е. позднегерцинского возраста. С этим выводом согласуются данные по абсолютному возрасту киноварьсодержащего серицита из участка Кара-Арча — 230—236 млн. лет (Никифоров, 1969).

В последнее время появились новые данные по стадийности процессов рудообразования и о возрасте Хайдарканского месторождения. В. Степанов (1975 г.) образование джаспероидов и флюорита относит к позднегерцинскому времени (280 млн. лет по К-Аг методу), а возраст основного сурьмяно-ртутного оруденения определяет как неогеновый.

В. Аксененко (1974 г.) также высказывает мнение о послегерцинском, по-видимому, альпийском, возрасте ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня, в том числе Хайдарканского месторождения, опираясь на новые данные геофизических исследований, которые дают основание связывать размещение ряда сурьмяно-ртутных месторождений Южного Тянь-Шаня с глубинными разломами в фундаменте, ориентированными в юго-запад — северо-восточном направлении, секущими субширотные складчатые структуры области.

К джаспероидному типу относятся, кроме Хайдарканского, Чаувайское ртутное месторождение, ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут, сурьмяное Кадамджай в Южном Тянь-Шане. В других ртутных провинциях Советского Союза месторождений этого типа не установлено; за рубежом весьма близки по типу джаспероидные сурьмяные месторождения Сигуаньшань в Южном Китае (Федорчук, 1969).

Месторождения магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа

К этому типу относятся ртутные месторождения, связанные с трогами зеленокаменных геосинклиналей и зонами глубинных разломов, сопровождаемыми гипербазитовыми (серпентинитовыми) поясами. Оруденение обычно локализуется в пределах зон дорудной лиственитизации серпентинитов, причем четко контролируется разломами, в связи с чем месторождения размещаются линейными цепями. Это определяет структурный тип месторождений — линзовидных рудных залежей в зонах региональных разломов, нередко под экранами.

Месторождения этого типа являются монометальными и относятся к ртутной субформации. Кроме обычных для ртутных руд минералов — киновари, антимонита, пирита, реальгара и др. — в рудах лиственитового типа как характерная примесь обычно присутствуют миллерит, герсдорфит и минералы группы линнеита, никель и кобальт которых явно заимствуются из вмещающих серпентинитов. В числе нерудных минералов преобладают железо-магнезиальные карбонаты: доломит, брейнерит, анкерит, в чем также сказывается влияние состава вмещающих пород. Кроме этих карбонатов обычно присутствуют кварц,

кальцит, диксит. Рудами являются минерализованные листвениты, известняки, песчаники, эффузивы. Гидротермальные изменения вмещающих пород — лиственитизация, аргиллизация, окварцевание, карбонатизация. Форма рудных тел — неправильные и линзовидные залежи, гнезда, жилы. Характерны большая протяженность рудных зон и тел по простиранию и падению и наличие рудных столбов.

Связь ртутного оруденения с серпентинитовыми поясами и зонами лиственитизации чисто структурная, т. е. оруденение контролируется теми же зонами разломов, которые на ранних этапах развития соответствующих складчатых структур были путями внедрения гипербазитов и их последующей лиственитизации. Оруденение во многих случаях явно наложено на значительно более ранние зоны лиственитизации, что хорошо устанавливается в Алтае-Саянской области (Горный Алтай, Тува). В некоторых случаях процесс ртутного оруденения отделяется от процессов лиственитизации значительным интервалом времени и внедрением малых интрузий в виде даек диабазов (Чазадырское месторождение в Туве).

Месторождения лиственитового типа относятся к гидротермальным низкотемпературным месторождениям. От типичных телотермальных они отличаются четкой структурной связью с глубинными разломами и проявлениями глубинного магматизма, в связи с чем их следует относить к группе эпитермальных месторождений.

Для месторождений этого типа характерны выдержанность и большая протяженность оруденения на глубину, причем, как показывает опыт обработки месторождения Нью-Альмаден в США, промышленное оруденение может распространяться на глубину порядка 1000 м.

Закономерная приуроченность месторождений этого типа к зонам глубинных разломов мантийного типа является одним из аргументов в пользу того, что ртутное оруденение генетически связано с гидротермальными растворами, источниками которых были подкоровые рудогенерирующие очаги и что ртуть и ее обычные спутники мышьяк и сурьма имеют мантийное происхождение.

Типичным представителем месторождений этой группы служит Чаганузунское в Горном Алтае, где впервые был выделен данный тип ртутного оруденения. В настоящее время установлено широкое развитие месторождений этого типа в ряде ртутных провинций Советского Союза и за рубежом: Чазадырское месторождение в Туве, рудопроявления Чарской зоны в Зайсанском районе Казахстана, Чонкойское месторождение в Тянь-Шане, Агятагское и Шорбулах в Севано-Акеринском ртутном поясе Малого Кавказа, Тамватнейское, Матачингайское и другие месторождения в Корякско-Камчатской провинции, Светловское месторождение на Сахалине. Представителем месторождений этого типа является также Нью-Альмаден в США (Смирнов, 1961; Bailey a. Everchart, 1964).

Чаганузунское месторождение

Чаганузунское месторождение расположено в юго-восточной части Горного Алтая. Оно приурочено к Курайской зоне разлома, являющейся одним из звеньев регионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. В геологическом строении Курайской зоны наиболее существенное значение имеют эвгеосинклинальные эффузивно-осадочные толщи нижнего кембрия, прорванные кембрийскими гипербазитовыми интрузиями, образующими Курайский гипербазитовый пояс, а также терригенные (карбонатно-граувакковые) толщи кемб-

рия — ордовика. В узких приразломных грабенах залегают девонские эффузивно-осадочные красноцветные толщи и угленосные толщи карбона. Герцинские гранитоидные интрузии, широко развитые в Горном Алтае, здесь проявились очень слабо. Отмечены послегерцинские, по-видимому, мезозойские малые интрузии щелочных базальтоидов. Отчетливо проявилась мезо-кайнозойская тектоническая активизация, выраженная, в частности, в формировании вдоль зоны цепи межгорных прогибов.

Особенностью месторождения является его размещение непосредственно в зоне разлома, в данном случае в зоне Чаганузунского глыбового надвига, одной из кулис Курайского регионального разлома.

В пределах месторождения выделяются два тектонических блока, разделенных сместителем Чаганузунского надвига. Северное взброшенное крыло надвига сложено зеленокаменными метаморфизованными эффузивами и сланцами нижнего кембрия с несколькими линзами окремненных известняков. Висячее крыло надвига составляет пластина рассланцованных серпентинитов, в которой заключены тектонические блоки габбро, амфиболизированных эффузивов и окварцованных известняков, захваченных и затертых в пластину серпентинитов в процессе формирования надвига. Тонкая (30—40 м) пластина серпентинитов прослеживается на несколько километров по простиранию. Видимо, ее следует рассматривать как тектонит, образованный пластичными серпентинитами, внедрившимися по надвигу. Далее к северу на породах кембрия лежат конгломераты, граувакки и известняки курайской свиты кембрия — ордовика.

Южное, относительно опущенное крыло сложено серыми песчаниками, граувакками и известняками курайской свиты. Блок пород курайской свиты взброшен на пачку серо-зеленых глинистых сланцев, мергелей и алевролитов верхнего девона, а последняя, еще дальше к югу, по разлому контактирует с толщей эффузивов и пестроцветных песчаников среднего девона (рис. 113).

Главный сместитель надвига сопровождается серией сопряженных с ним разрывов второго порядка в лежащем крыле в толще песчаников и известняков. Общее падение плоскости сместителя сравнительно крутое, порядка 60°, но отмечаются участки выполаживания до 40°. Поверхность сместителя осложнена волнообразными перегибами как по простиранию, так и по падению, определившими положение столбообразных участков богатых руд (рис. 114).

Оруденение локализуется главным образом в зоне главного сместителя, непосредственно под пластиной серпентинитов, которая очевидно, выполняет роль структурно-литологического экрана. В меньшей степени оруденение распространяется в трещинных зонах среди песчаников и известняков лежащего крыла надвига.

Рудными телами Чаганузунского месторождения служат: а) линзообразные тектонические блоки доломитизированных, окремненных и оруденелых известняков кембрийской толщи, зажатые в зоне надвига; б) зоны минерализованных известняков курайской свиты кембро-ордовика лежащего крыла надвига; в) оруденелые апосерпентинитовые листвениты; г) минерализованные брекчи в зоне надвига.

Оруденению предшествовал гидротермальный метаморфизм пород вдоль зоны надвига. Вдоль главного сместителя прослеживается узкая, но весьма выдержанная зона отбеленных карбонатизированных серпентинитов, переходящая в зону оталькованных серпентинитов, тальк-карбонатных и кварц-карбонатных лиственитов. Последние состоят из кварца, железо-магнезиальных карбонатов, талька, серицита, фуксита, гидрослюда, иногда альбита. Известняки

в контакте с серпентинитами испытывают доломитизацию и окварцевание, песчаники — аргиллизацию и карбонатизацию.

Главный рудный минерал — кироварь, в меньшей степени развиты пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент. Среди нерудных преобладают доломит, анкерит, кварц, кальцит, диксит. В виде примесей в рудах установлены миллерит, герсдорфит, бравоит, сфалерит, галенит, халькопирит, ртутьсодержащий

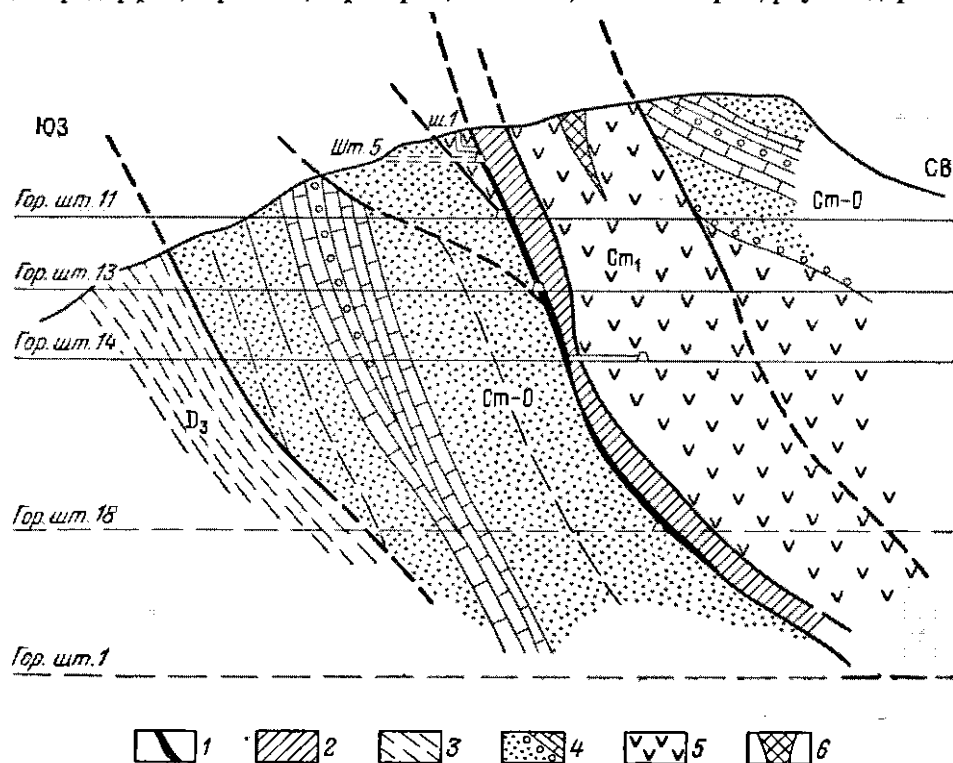


Рис. 113. Геологический разрез Чаганузуновского месторождения. По В. Куанецову и материалам Курайской экспедиции.

1 — рудные тела (минерализованные листвениты и известняки); 2 — серпентиниты; 3 — аргиллиты и глинистые сланцы девона; 4 — грауванки, песчаники и известняки курайской свиты кембрия и ордовика; 5 — зеленокаменные аффузивы и сланцы нижнего кембрия; 6 — окварцованные известняки нижнего кембрия

теннантит. Для руд характерны прожилково-вкрапленная, брекчиевидная, штокверковая, крустификационная текстуры.

В районе Чаганузуновского месторождения установлены листвениты двух типов: а) слюдяные (с фукситом), связанные, по-видимому, с деятельностью углекислых растворов и б) гидрослюдистые, образование которых следует связывать с деятельностью относительно низкотемпературных растворов. Намечается ассоциация ртутного оруденения с лиственитами второго типа.

В ходе формирования месторождения выделяются следующие стадии: 1) дорудная — формирование лиственитов по серпентинитам, доломитов и аргиллизитов по известнякам и песчаникам, вызванное деятельностью кислых растворов; 2) появление мышьяковой (арсенопиритовой) и свинцовой (галени-

товой) минерализации; 3) образование гидрослюдистых лиственитов и аргиллизация, основная рудная стадия.

Температуры минералообразования основной рудной стадии по гомогенизации газово-жидких включений определяются для кварца 190—150° С и для киновари 180—120° С (В. Васильев, А. Борисенко и др., 1973 г.).

В газово-жидких включениях среди кварца и анкерита установлены хлоридно-карбонатные растворы с общей концентрацией 8,2 вес. %; в составе газовой фазы развиты углекислота (содержание которой достигает 85,7% объема)

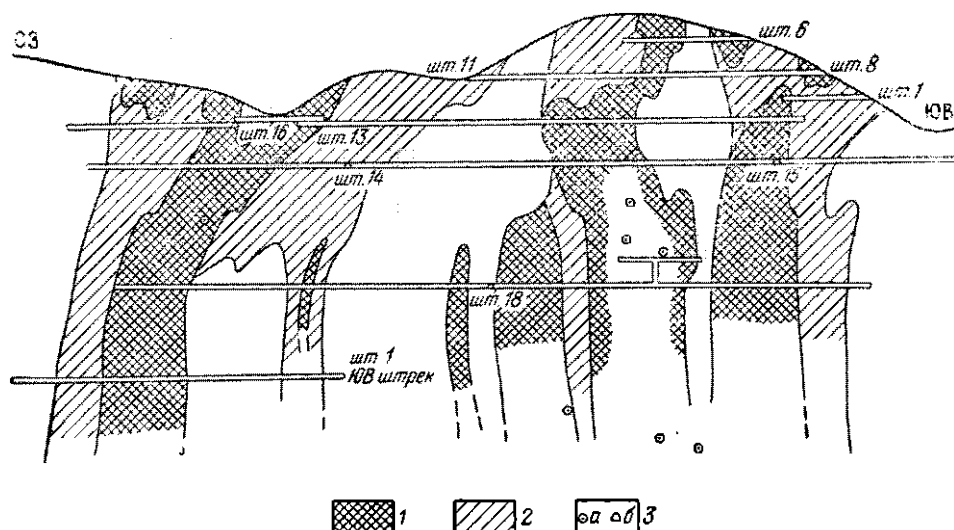


Рис. 114. Положение рудных столбов в Чаганузузунском месторождении. По В. Кузнецову, А. Оболенскому.

1 — относительно концентрированное оруденение; 2 — слабо оруденелые участки; 3 — пересечения скважинами (а) и горными выработками (б)

и кислые газы (до 14% объема), среди которых, вероятно, преобладает сероводород (А. Борисенко и др., 1974 г.).

Чаганузузунское месторождение является низкотемпературным, гидротермальным, относится к группе эпитермальных месторождений мезозойского возраста. Абсолютный геологический возраст гидрослюдистых лиственитов и аргиллизированных песчаников из рудной зоны (по шт. 18), определенный К-Аг методом составляет 150—180 млн. лет. Верхняя граница возраста ртутного оруденения — середина третичного периода, поскольку непосредственно к востоку от месторождения в Красногорском рудном участке рудная зона перекрыта миоценовыми отложениями.

Чазадырское месторождение

Чазадырское месторождение расположено в юго-западной части Тувы в отрогах хр. Шапшал. Месторождение размещается в зоне широтного Чазадырского разлома, являющегося одним из звеньев регионального Саяно-Тувинского разлома краевого типа, отделяющего позднепалеозойский Тувинский прогиб от поднятия Западного Саяна.

По Чазадырскому разлому в участке месторождения толща кислых эффузивов среднего девона соприкасается с блоком метаморфических сланцев предположительно докембрийского возраста и зеленокаменных эффузивов кембрия. Среди последних залегают небольшие линзы серпентинитов. Блок зеленокаменных пород докембрия и кембрия выступает в осложненном разломами ядре антиклинальной структуры, которая на севере ограничена среднедевонскими кислыми эффузивами, а на востоке, юге и западе — песчано-сланцевой толщей

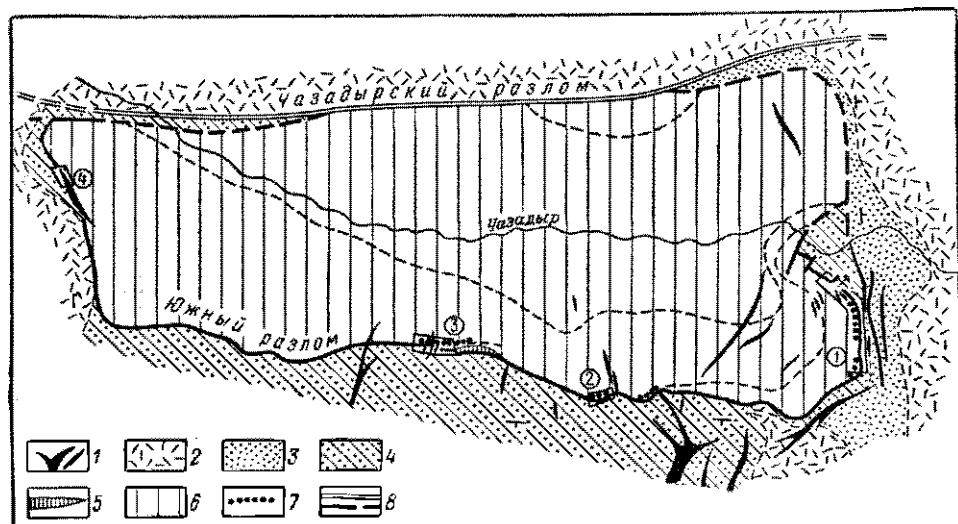


Рис. 115. Схема геологического строения района Чазадырского месторождения. По материалам Б. Штромило и В. Бондаренко.

1 — дайки диоритов; 2 — кислые эффузивы среднего—верхнего девона; 3 — песчаники и туфы девона; 4 — песчаники, алевролиты силура; 5 — серпентиниты; 6 — метаморфические сланцы докембрия — нижнего кембрия (?); 7 — кварциты, листвениты и рудные тела; 8 — разломы. Цифры в кружках: 1 — главный рудный участок; 2 — Туренгат I; 3 — Туренгат II, 4 — Дальний

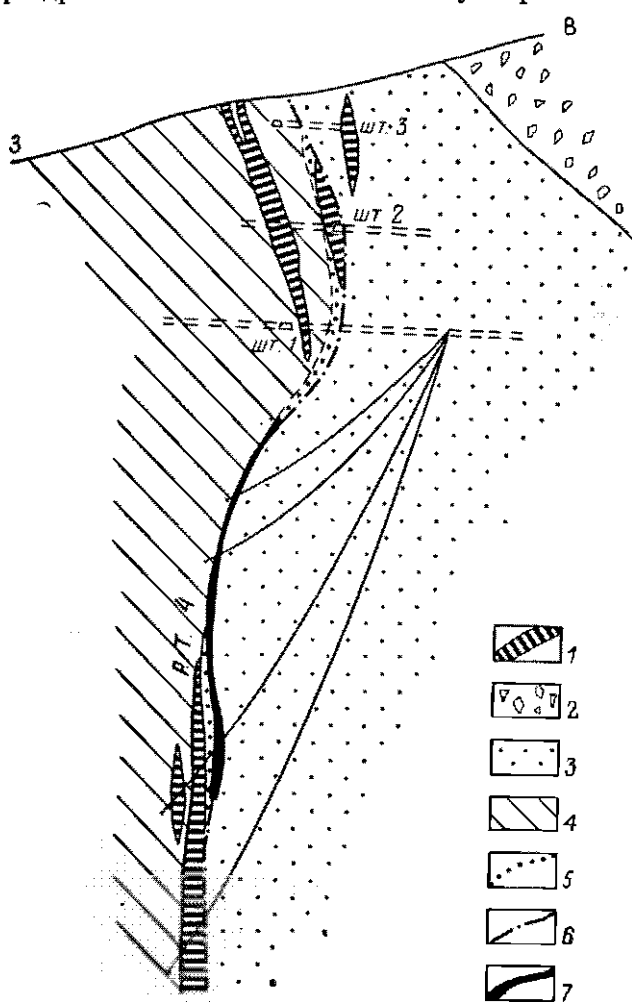
силура и пестроцветной толщей конгломератов и песчаников нижнего девона (рис. 115).

Ртутное оруденение локализуется в ветви Чазадырского разлома, структуры второго порядка, ограничивающей блок древних пород с востока и юга. В пределах этой структуры размещаются как собственно Чазадырское месторождение, так и ряд других рудных участков — Туренгат I, II и др.

Оруденение локализуется непосредственно в зоне разлома, который служит как рудоподводящей, так и рудовмещающей структурой. На участке Чазадырского месторождения рудовмещающий разлом имеет субмеридиональное простирание при крутом падении сместителя то на запад, то на восток. В зоне разлома вмещающие породы испытали существенный гидротермальный метаморфизм и метасоматические преобразования. В ней развиты метаморфические кварциты серого, черного и сургучно-красного цвета, кварц-карбонатные породы различного состава, а в том случае, когда в зоне разлома имеются серпентиниты, появляются апосерпентинитовые листвениты. За счет зеленокаменных пород кембрия и метаморфических сланцев толщи докембрия возникают кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы. Испытавшие гидротермальный метаморфизм породы в зоне разлома пронизаны послойными и рассечены попереч-

ными дайками габбро-диабазов и диабазовых порфиров, которые секут в данном районе все толщи, включая девонские и являются наиболее поздними образованиями.

Ртутное оруденение более позднее, чем дайки диабазов, накладываясь на раздробленные и испытавшие слабую аргиллизацию породы даек.



минерализация наложена на метасоматиты, в том числе на листвениты, вероятно, с большим разрывом во времени. Абсолютный возраст лиственитов из этого участка (К-Аг методом по породе при содержании K_2O 2,01%) определен в 413 млн. лет. По находкам характерных для лиственитов месторождения сургучно-красных кварцитов в составе гальки нижнедевонского конгломерата, можно предполагать, что зона метасоматических и метаморфических пород в участке Чазадырского месторождения существовала уже до нижнего девона, тогда как возраст ртутного оруденения здесь и в других районах Тувы позднепалеозойский или мезозойский (Кузнецов, Оболенский, 1970).

Рис. 116. Схема строения Чазадырского месторождения. По материалам Б. Штромило и В. Бондаренко.

1 — дайки диабазов; 2 — конгломераты и песчаники девона; 3 — алевролиты и глинистые сланцы силура; 4 — метаморфические сланцы; 5 — кварциты и кварц-карбонатные породы; 6 — разломы; 7 — рудные тела

Ртутное оруденение, размещаясь в зоне разлома, локализуется главным образом в участках резких изгибов поверхности сместителя, иногда под местными экранирующими перегибами этой поверхности (рис. 116). Отмечается приуроченность концентрированного оруденения к породам с высокими содержаниями железа и магния, к серпентинитам и кварц-хлоритовым метасоматитам. Рудные тела не имеют четких границ, это линзообразные и жиллообразные залежи с резкими раздувами и пережимами.

По минеральному составу руды Чазадырского месторождения сходны с рудами Чаганузунского месторождения. В рудах отмечаются реликтовые минералы: магнетит, хромит, фуксит и другие. Главные минералы руд — кино-

варь, кварц, анкерит. Реже и в меньших количествах встречаются пирит, халькопирит, ртутьсодержащая блеклая руда, серидит, барит. К редким минералам относятся галенит, реалгар, вазсит, миллерит, герсдорфит; нерудные — доломит, альбит, хлорит. Гипергенные минералы — гидроокислы железа и марганца, малахит, азурит, халькозин, опал, гипс и др. Текстуры руд штокверковые, брекчиевые, вкрапленные.

Гомогенизация газово-жидких включений в минералах происходит при температурах: в кварце 120—180° С, анкерите 125—145° С, киновари 90—155° С, кальците 70° С (В. Васильев и др., 1973 г.). Во включениях в кварце и киновари законсервированы высококонцентрированные хлоридные растворы с общей концентрацией солей до 36,9 вес. %, в газовой фазе содержатся углекислота (52 об. %), кислые газы (14 об. %) и редкие газы (33,5 об. %). Характерно, что в кальците, завершающем минералообразование, во включениях установлены аналогичные по составу, но уже сильно разбавленные растворы (А. Борисенко и др., 1974 г.).

Таким образом, Чазадырское месторождение — типичное энтермальное, лиственитового типа. Лиственитизация в данном случае явно дорудная. Околорудные изменения выражены слабо в виде аргиллизации, окварцевания, баритизации пород.

Последовательность формирования месторождения: 1) ранний дорудный этап, формирование сравнительно высокотемпературных метасоматитов — кварцитов, хлоритовых сланцев, лиственитов; 2) внедрение даек диабазов; 3) рудный этап, в котором могут выделяться стадии минерализации: кварцевая, кварц-серидит-киноварная, карбонатно-сульфидная, кальцитовая.

Чонкойское месторождение

Чонкойское месторождение расположено в пределах Южно-Ферганского ртутного пояса. Оно размещается непосредственно в зоне регионального Северо-Катранского глубинного разлома. В строении зоны этого разлома в районе месторождения участвуют глинистые сланцы и известняки среднего кембрия, сланцы, известняки и основные эффузивы нижнего силура и вулканогенно-осадочная толща нижнего девона. Вдоль зоны разлома размещаются линейные тела серпентинизированных перидотитов. Возраст перидотитов на основании находок гальки ультраосновных пород в конгломератах среднего карбона считается позднедевонским — нижнекарбоновым.

В районе месторождения разлом представлен серией сместителей, падающих на север, с волнистыми изгибами по падению и простиранию. Висячем крыле разлома развиты силурийские сланцы, известняки и основные эффузивы, прорвавшиеся линейными телами серпентинитов, а также нижнедевонские эффузивы. Лежащее крыло сложено основными эффузивами нижнего девона.

Оруденению предшествовало образование в зоне разлома типичных лиственитов, т. е. кварц-карбонатных пород с реликтовыми хромшпинелидами за счет серпентинитов и лиственитоподобных кварц-хлорит-серидит-карбонатных пород за счет эффузивов. В составе апосерпентинитовых лиственитов установлены кварц, халцедон, железо-магнезиальные карбонаты (брейнерит, доломит), хромшпинелиды, тальк, магнетит, пирит, миллерит.

Листвениты образуют протяженные жилообразные тела, обнаруживающие четкую связь с контактовыми зонами серпентинитов, однако образуются не повсеместно вдоль контактов, а лишь в местах наиболее сильного дробле-

ния пород. Ртутное оруденение накладывается в зоне разлома на листвениты и другие породы, испытавшие предрудное дробление.

Минеральный комплекс рудного этапа сформирован в три стадии: кварц-карбонатную, сульфидную и карбонатную. Каждой стадии предшествовало возобновление деформаций в зоне разлома.

Минеральный состав руд, среди которых выделяются массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, обычен. Из нерудных преобладают кварц, халцедон, доломит, анкерит, кальцит и барит. Иногда в ассоциации с баритом и киноварью встречается апофиллит (Жариков, 1961; Федорчук, 1969). Руд-

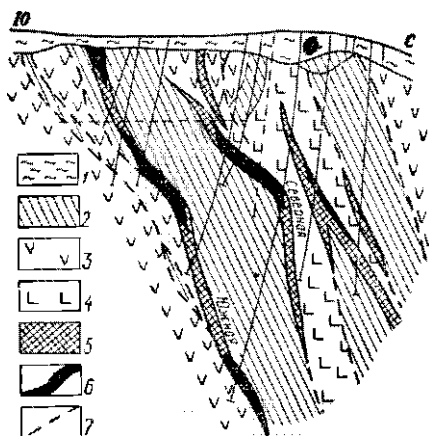


Рис. 117. Схема строения Чонкойского месторождения. По М. Жарикову.

1 — четвертичные отложения; 2 — сланцы, известняки; 3 — основные эффузивы; 4 — серпентиниты; 5 — листвениты; 6 — рудные тела; 7 — разломы

ные — киноварь, пирит. Редко и в незначительных количествах встречаются антимонит, галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин.

Оруденение локализуется преимущественно в лиственитах, но не повсеместно, а лишь в участках дробления последних, нередко в резких флексурообразных перегибах лиственитовых тел и в местах сопряжения этих перегибов с трещинными структурами. Явно проявляется экранирование оруденения, в частности в участках выполаживания тел лиственитов (рис. 117). Четко выявляется столбовой характер промышленного оруденения (Жариков, 1961)

Тамватнейское мышьяково-ртутное месторождение

В Корьякско-Камчатской ртутной провинции наряду с проявлениями оруденения вулканогенного типа известны Тамватнейское и Матачингайское месторождения лиственитового типа, несколько отличающиеся от описанных выше. К этому же типу относятся рудопроявления о-ва Карагинского, а также Светловское месторождение на Сахалине.

Тамватнейское месторождение находится в восточной части Корьякского нагорья и входит в состав одноименного рудного узла в пределах Чиринайской ртутной зоны. Месторождение приурочено к крупному разлому, ответвлению Койвэрэланского глубинного разлома. Рудоконтролирующий разлом представляет собой глыбовый надвиг субширотного простирания с падением сместителя надвига на юг под углом от 40 до 60°. В южном, висячем, крыле надвига располагается крупный Тамватнейский гипербазитовый массив. В северном, лежащем, крыле — толща песчаников и глинистых сланцев нижнего мела (апт — альб), слагающих крупную складку, в строении которой

участвуют и верхнемеловые терригенные отложения. Массив серпентинизированных перидотитов надвинут на толщу меловых пород. Поверхность надвига волнисто изгибается по простиранию и падению. Углы падения изменяются от 50—60 до 20—30°. Кроме того, поверхность надвига разбита поперечными и косыми взбросами на серию блоков (рис. 118).

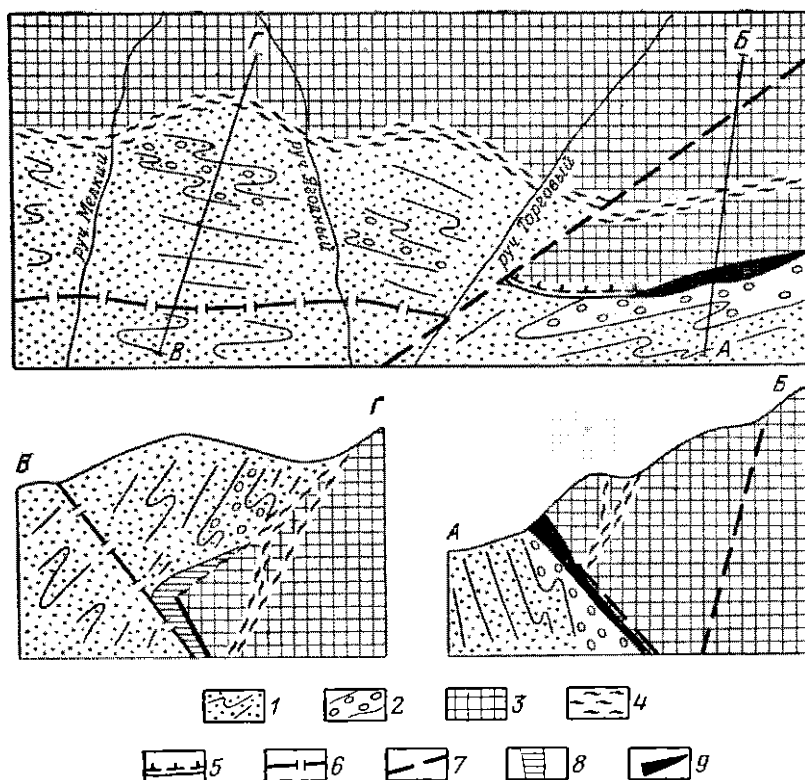


Рис. 118. Схема геологического строения центральной части Тамватнейского месторождения. По И. Розенблюму, П. Бабкину и Е. Киму.

1 — нижнемеловые песчано-сланцевые отложения; 2 — горизонт конгломератов; 3 — гипербазиты; 4 — милонитизированные гипербазиты и листвениты; 5 — зона контакта по издвигу; 6 — выход зоны надвига среди терригенных отложений; 7 — нарушения; 8 — предполагаемая скрытая рудная залежь; 9 — рудное тело

В зоне надвига милонитизированные серпентиниты и песчаники испытали интенсивный гидротермальный метаморфизм, с образованием кварц-карбонатных лиственитов за счет серпентинитов и аргиллизированных пород за счет песчаников. Здесь повсеместно развиты залежи окремненных лиственитов, состоящих на 90—95% из кварца, халцедона и опала с включениями и шпирами пирита и марказита. С глубиной количество последних увеличивается, не влияя на распределение ртутной минерализации. На флангах зоны и с глубиной появляются карбонаты, и листвениты становятся кварц-карбонатными.

Оруденение в рудной зоне не равномерно и приурочено преимущественно к залежам брекчированных кварцевых лиственитов. Киноварь образует вкрапленность или прожилки совместно с другими рудными минералами. Нередки скопления киновари в виде гнезд до 1 м по длинной оси. Серии сближенных

гнезд образуют линзообразные залежи. Некоторые рудные тела образуют рудные столбы, положение которых контролируется пересечением зоны надвига нарушениями северо-восточного простирания. В местах скопления богатых руд листвениты, как правило, интенсивно окремнены. В лиственитах кварц-карбонатного состава преобладает вкрапленное оруденение.

Кроме главной рудной зоны менее интенсивное мышьяково-ртутное оруденение отмечено в некоторых участках среди аргиллизированных песчаников лежачего крыла надвига.

В рудах месторождения определено и описано около 60 минералов. Среди реликтовых отмечены ильменит, хромит, пирротин, магнетит, пентландит, рутил, пироксены, амфиболы и др. Гипогенные минералы — киноварь, метациннабарит, реальгар, аурипигмент, халькопирит, сфалерит, антимонит, марказит, пирит, арсенопирит, шеелит, миллерит, кварц, халцедон, опал, маршаллит, гематит, каолинит, хлорит, монтмориллонит, сепиолит, кальцит, магнезит, доломит, брейнерит, арагонит, твердые и жидкие углеводороды. Кроме того, определены гвадалкаçarит, бравоит, гидрослюда. Гипергенные минералы — самородная ртуть, сера, гидроокислы железа и марганца и др.

В рудах устанавливается киноварь трех генераций: а) темно-вишневая с эмульсионной вкрапленностью пирита, марказита, халькопирита, сфалерита и антимонита, б) яркая малиновая почти без включений, в) ярко-красная, образующая совместно с кремнеземом коллоидные выделения.

Одной из специфических особенностей минерального состава месторождения является постоянное присутствие повышенных количеств мышьяка и вольфрама. Как отмечалось, рудовмещающие породы претерпели интенсивный гидротермальный метасоматоз: лиственитизацию, окремнение, опалитизацию и аргиллизацию.

В истории формирования месторождения намечается четыре этапа (или стадии):

- 1) дорудный этап — образование кварц-карбонатных лиственитов;
- 2) прерудный этап — в зонах дробления в кварц-карбонатных лиственитах происходила опалитизация, образование кварц-опалитовых тел; в осадочных породах в это время происходит аргиллизация (диккитизация), карбонатизация, пиритизация;
- 3) рудный этап — поперечные нарушения, дробление опализированных пород, отложение рудных минералов, а также, вероятно, битумов, экстрагированных из нижнемеловых нефтеносных отложений;
- 4) послерудный этап — образование зоны окисления.

Тамватнейское месторождение по геологической позиции и составу руд приближается к другим месторождениям лиственитового типа, но по особенностям околорудных изменений — интенсивной опалитизации — сходно с месторождениями опалитовой ртутной формации, принадлежащими к группе вулканогенных месторождений, развитых в областях современного вулканизма и гидротермальной деятельности (П. Бабкин и др., 1974 г.).

Месторождения карбонатно-киноварного типа

К карбонатно-киноварному типу относятся месторождения, сформированные в существенно карбонатных толщах пород — известняках и доломитах. Месторождения этого типа наиболее характерны для миогеосинклинальных областей, а также для областей тектоно-магматической активизации древних платформ. Гидротермальные изменения вмещающих пород выражаются в долами-

тизации, кальцитизации, окварцевании карбонатных пород и аргиллизации пород алюмосиликатного состава. Главные рудные минералы — киноварь, реже пирит и антимонит, второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент, ртутьсодержащие блеклые руды; нерудные — кальцит, доломит, кварц.

Месторождения этого типа известны в Алтае-Саянской области (Акташское, Сарасинское и др. в Горном Алтае), а также в Верхояно-Колымской рудной провинции (Северное, Колычанское и др. Лево-Сакындинского рудного района). К этому минеральному типу, по-видимому, следует относить некоторые месторождения Южного Тянь-Шаня: Сымап, Адыракоу, Бирксу, Карасу и др. По-видимому, к этому же типу относятся известные месторождения района Ваньшань в Юго-Восточном Китае.

Акташское месторождение

Акташское ртутное месторождение находится в юго-восточной части Горного Алтая на южном склоне Курайского хребта в той же региональной Курайской зоне разломов и одноименной ртутной зоне, с которой связано Чаганузунское месторождение. Месторождение приурочено к зоне одноименного Акташского пдвига, расположенного кулисообразно по отношению к Чаганузунскому надвигу. Северное приподнятое крыло надвига сложено интенсивно дислоцированными и метаморфизованными толщами нижнего кембрия — хлоритовыми и амфибол-хлоритовыми сланцами, хлоритизированными песчаниками и алевролитами с подчиненными им горизонтами черных углеродистых известняков и глинистых сланцев, а также полосами хлоритизированных пироксеновых и плагиоклазовых порфиринов, с линзами серпентинитов. В участке месторождения эта толща, слагающая северное крыло надвига и играющая роль экранирующей структуры, залегает моноклинально, с падением на северо-северо-восток под углами 20—40°, согласно с элементами падения поверхности сместителя пдвига.

В лежачем крыле надвига залегает толща песчаников и известняков курайской свиты кембрия — ордовика, образующих на участке месторождения антиклинальную складку, северное крыло которой, сложенное горизонтом серо-зеленых песчаников и лежащих под ними известняков, падает на север согласно с поверхностью надвига, но под несколько более крутым углом. Пачка известняков северного крыла антиклинали, перекрытая поверхностью надвига, является основным рудовмещающим горизонтом.

С Акташским надвигом сопряжены разломы второго порядка.

Рудовмещающая толща известняков и песчаников курайской свиты прорвана мелкими интрузивными телами диоритов, принадлежащих к так пазываемому таджилинскому интрузивному комплексу каледонского возраста, пассивными по отношению к современной геологической структуре района и не имеющими отношения к ртутному оруденению. Более поздние магматические образования в пределах рудного поля не известны. За его пределами в Курайской зоне имеются проявления, по-видимому, мезозойского магматизма в виде даек щелочных базальтоидов Чуйского интрузивного комплекса.

Геологическая структура Акташского месторождения представляет собой заложившуюся в нижнем палеозое зону эвгеосинклинального прогиба вдоль глубинного разлома, сопровождавшегося кембрийскими гипербазитовыми интрузиями. В каледонском этапе здесь сформировались складчатая зона и региональный Акташский надвиг. В среднем и позднем палеозое, в герцинском этапе, здесь возникли орогенные прогибы типа приразломных, а затем

осложнившие их глыбовые надвиги и была сформирована близкая к современной система сложного глыбового надвига. Наконец, в кайновое, произошли подновления некоторых надвигов и довольно значительные послерудные перемещения и поднятия (рис. 119).

Ртутное оруденение локализуется главным образом в горизонте известняков курайской свиты, непосредственно под перекрывающими их метаморфизованными сланцами висячего крыла Акташского надвига. Наиболее благоприятны для локализации оруденения структурные узлы, в которых поверхность надвига образует флексурные перегибы и осложняется системами диагональных крутопадающих нарушений типа сбросо-сдвигов. Эти диагональные нарушения и сопряженные с ними сколовые трещины оперения разбивают горизонт рудовмещающих известняков на систему блоков, последовательно погружающихся по направлению к востоку. Наибольшая концентрация оруденения наблюдается в участках повышенной трещиноватости рудовмещающих известняков, в зонах дробления под сводовыми перегибами поверхности надвига, являвшейся структурно-литологическим экраном (рис. 120).

Рудные тела Акташского месторождения представляют собой трубообразные залежи, линзовидные в плане.

Рудовмещающие известняки испытали дорудное, по-видимому, неоднократное дробление, доломитизацию, частично окварцевание и особенно интенсивную кальцитизацию. Метаморфические сланцы экранирующей толщисы испытали интенсивную аргиллизацию. За счет редких линз серпентинитов, затертых в зоне надвига, возникли зоны лиственитов.

Доломитизация относится к ранним дорудным процессам, возможно, не имеющим непосредственной связи с ртутной минерализацией. Наиболее интенсивными и близкими по времени с рудным процессом были перекристаллизация известняков и образование крупных неправильных тел и жил кальцита.

Текстуры руд вкрапленные, массивные (сливные), брекчиевые, брекчиевидные, штокверковые, полосчатые. Главные рудные минералы — киноварь и пирит; второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент, ртутьсодержащие блеклые руды смешанного состава, швацит, а также вновь установленный минерал акташит, представляющий собой сложный сульфид, содержащий медь, мышьяк, около 2,5% сурьмы и до 31—33% ртути (Васильев, 1968). Редкими минералами, обнаруженными в ничтожных количествах, являются гвадалкадарит (цинксодержащая разновидность метациннабарита), халькопирит, сфалерит, халькостибит, ртутьсодержащий теннантит, сульфосоли мышьяка и сурьмы — энаргит и люционит, самородный мышьяк, марказит. Выделяется киноварь двух генераций: а) кристаллическая мелкозернистая, тесно ассоциирующая с сульфидами и сульфосолями других элементов, содержащая примеси сурьмы, мышьяка, меди, свинца, таллия, следы ванадия и никеля; к первой же генерации относится и метаколлоидная (губчатая, дендритная и тонкодисперсная), наблюдающаяся в гнездах и жилах кальцита; б) кристаллическая крупнозернистая, образующая также и метакристаллы, содержащая меньше элементов-примесей, ассоциирующая с антимонитом, гвадалкадаритом, кварцем, кальцитом и диккитом.

Нерудные гипогенные минералы: главные — кальцит, кварц; второстепенные — доломит, диккит, серицит, хлорит, графит. Гипергенные — арагонит, гипс.

В формировании месторождения могут быть выделены этапы:

1) дорудный, выражен в доломитизации рудовмещающих известняков,

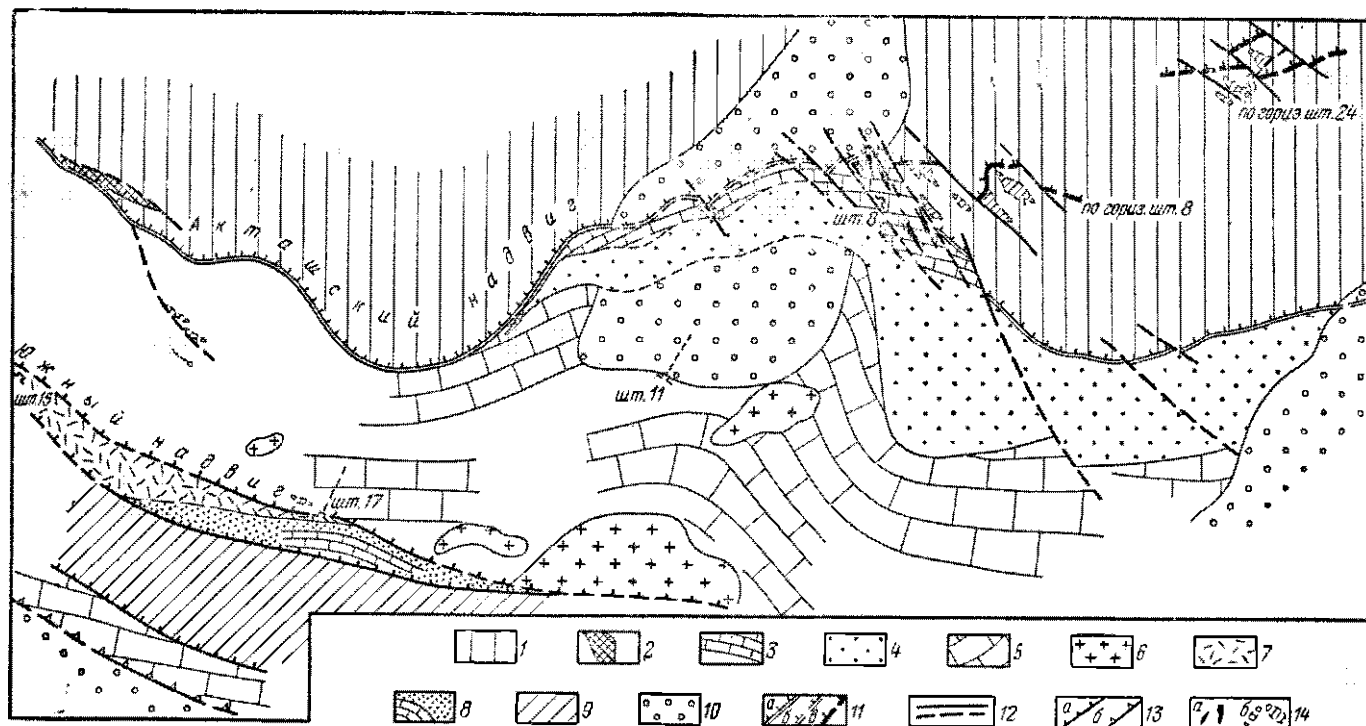


Рис. 119. Схема геологического строения Акташского месторождения. По В. Кузнецову, В. Васильеву и материалам Курайской экспедиции.

1 — метаморфизованные сланцы Акташского надвига; 2 — серпентиниты; 3 — известняки рудовмещающей толщи кембрия — ордовина; 4 — песчаники этой же толщи; 5 — известняки «ядра» антиклинальной складки рудовмещающей толщи; 6 — массивы каледонских диоритов; 7 — эффузивы среднего девона; 8 — мергели и известняки верхнего девона; 9 — угленосная толща нижнего карбона; 10 — моренные отложения; 11 — линия выхода сместителя Акташского надвига; а — на поверхность рельефа; б — на горизонтах штолен 8 и 24; в — под покровом моренных отложений; 12 — диагональные сбросы; 13 — Южный налив (а) и послерудный кайнозойский налив на морену (б); 14 — рудные тела на поверхности рельефа (а) и не выходящие на поверхность (б).

окварцевания и пиритизации их, а также в аргиллизации метаморфических сланцев висячего крыла надвига;

2) рудный, разделяется на три стадии: полисульфидную, кварц-карбонатно-киноварную и кальцитовую. В первую стадию кристаллизовалось боль-

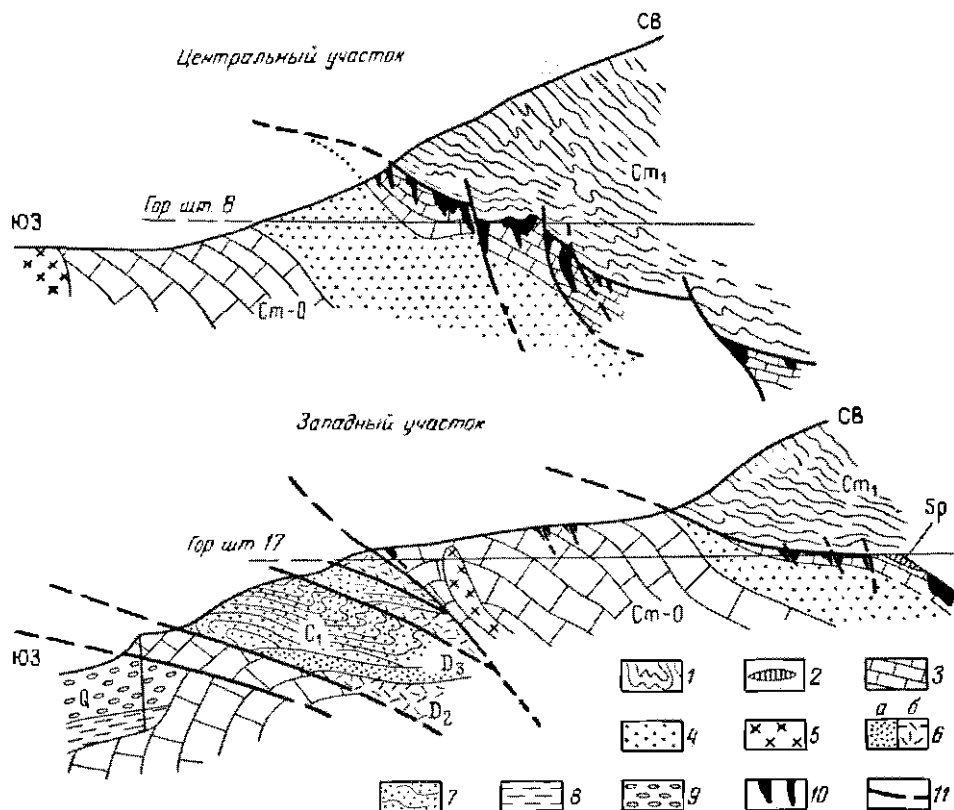


Рис. 120. Геологические разрезы Акташского месторождения. По В. Куанецову и материалам Курайской экспедиции.

1 — метаморфизованные сланцы; 2 — серпентиниты; 3 — известняки курайской свиты; 4 — песчаники курайской свиты; 5 — диориты; 6 — порфиры среднего девона (а) и мергели верхнего девона (б); 7 — глинистые сланцы карбона; 8 — третичные отложения; 9 — моренные отложения; 10 — рудные тела; 11 — тектонические нарушения

шинство сульфидов и сульфосолей относительно высокотемпературной ассоциации. Как показали минералотермометрические исследования, температура рудоносных растворов не превышала 250°C в начале стадии и была не ниже 125°C в конце. Во вторую стадию, судя по температурам гомогенизации газозо-жидких включений (часто с жидкой углекислотой) в кальцитах, температура растворов изменялась от 135 до 70°C . В третью стадию минералообразование осуществлялось из растворов с температурой ниже 100°C .

Как и Чаганузунское и другие месторождения Курайской ртутной зоны, Акташское месторождение относится к группе эпitherмальных, связанных с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации глубоких рудогенерирующих очагов в зоне глубинного разлома.

Месторождения кварц-диксит-киноварного типа

Месторождения этого типа формируются в породах алюмосиликатного состава — алевролитах, песчаниках, глинистых сланцах, конгломератах и др. и характерны для терригенных геосинклиналей, краевых прогибов и структур типа авлакогенов. Эти месторождения особенно характерны для ртутных провинций, в которых оруденение связано с поздним, орогенным, этапом развития. Месторождения такого типа обычно не имеют видимой связи с проявлениями магматизма и относятся к группе телетермальных месторождений ртутной субформации. Минеральный состав руд месторождений характеризуется резким преобладанием киновари, которая является единственным главным минералом. Антимонит или отсутствует, или присутствует в незначительном количестве; в подчиненном количестве присутствуют реальгар и аурипигмент, а также другие сульфиды и сульфосоли. Из нерудных минералов характерны кварц и особенно диксит, который является типоморфным для этих месторождений. Околорудные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании и аргиллизации. Месторождения относятся к образованиям пластовых, гнездовых и жильных.

К месторождениям этого типа относятся Никитовское и другие в Донбассе, многочисленные месторождения Северо-Западного и Северного Кавказа (Перевальное, Сахалинское, Белокаменное, Запорожское, Ахейское, Авадхарское, Тибское, Цесское, Хшекское и др.), Белоосиновское в Кузнецком Алатау, Курайское и Курумдинское в Горном Алтае, Горхонское в Восточном Саяне, Палянское на Чукотке, Ляпганайское и др. в Корякском нагорье и многие другие. По-видимому, к этому типу относится крупнейшее в мире ртутное месторождение Альмаден в Испании.

Никитовское месторождение

Никитовское месторождение находится в Донбассе, в пределах Донецкой ртутной провинции. Месторождение было открыто в 1879 г. и с 1885 г. эксплуатируется. Оно изучалось многочисленными исследователями. Геологическая характеристика месторождения приводится в основном по данным Е. Захарова и Н. Королева (1940), И. Никольского (1959), Н. Ольховского и С. Кирикилицы (1969 г.).

Никитовское месторождение и ряд других месторождений (Чернобугорское, Чернокурганское, Новозаводское, Чегарникское, Железнянское), которые входят в состав Никитовского рудного поля, приурочены к главной Донецкой антиклинали. Оруденение размещается в толще среднего карбона (свиты S_2^2 и S_3^2). Общая мощность свиты S_2^2 составляет 720 м, а свиты S_3^2 520—580 м. Сложены они глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и прослоями каменных углей.

Никитовское месторождение приурочено к Горловской антиклинали, входящей в качестве составного звена в Главную Донецкую антиклиналь. Для Горловской антиклинали характерны волнообразные изгибы ее оси, образующие ряд брахиантиклиналей или куполов. В пределах рудного поля выделяются купольные поднятия Чернобугорское, Чернокурганское, Катущинское, Софиевское и Чегарникское. Оси поднятий ориентированы под углом 10—20° по отношению к оси главной антиклинали. Наиболее крупные поднятия Софиевское и Чегарникское, к которым приурочено Никитовское место-

ждение, а также Катускинский купол, с которым связано Новозаводское месторождение. Для структуры рудного поля большое значение имеют разломы. Среди них выделяются две группы: а) продольные — субширотные надвиги (Никитовский, Артемовский, Чегарникский и Южный) с вертикальной амплитудой перемещения 60—200 м и с крутыми углами падения и б) диагональные надвиги с изменяющимися направлениями простирания.

Главное значение для локализации оруденения имеет Никитовский надвиг (местное наименование «Секущая»), проходящий через все рудное поле в сводовой части антиклинали и представляющий зону дробления пород мощностью от 5 до 20 м с углом падения 65—70° на юго-запад. В песчаниках «Секущая» представлена продуктами дробления с образованием брекчии, состоящей из крупных угловатых и сглаженных обломков песчаника, сцементированных продуктами дробления тех же песчаников, иногда в виде мелкого кварцевого песка. В сланцах «Секущая» сопровождается гофрировкой, сильным рассланцеванием и перетиранием этих пород с зеркалами скольжения. Разлом имеет амплитуду горизонтального смещения до 50 м при вертикальном перемещении до 20 м.

Крутопадающие диагональные разломы ориентированы в пределах рудного поля в северо-восточном и северо-западном направлениях. Значительную роль в размещении оруденения играют зоны трещиноватости пород различного характера, в том числе трещины межпластового скольжения.

Локализация оруденения определяется сочетанием ряда факторов. Приурочиваясь к сводовой части Горловской антиклинали, залежки ртутных руд локализуются главным образом в шарнире антиклинали и в зонах пересечения мощных пластов песчаников разломом «Секущая». Наиболее благоприятными для рудоотложения оказались мощные пласты песчаников, подвергшихся дроблению в итоге складчатых и разрывных дислокаций, а также зоны дробления вдоль разрывных нарушений.

В участке Софиевского купола, наиболее значительном по масштабам оруденения, ртутное оруденение приурочено к горизонтам софиевских и первых чегарникских песчаников. Рудоносные софиевские песчаники выходят на поверхность в сводовой части купола и вскрываются скважинами и подземными горными выработками на обоих крыльях и в периклинальном замыкании структуры. Чегарникские песчаники с аналогичным оруденением вскрыты буровыми скважинами (рис. 121). В последнее время в пределах западного фланга месторождения ртутное оруденение было вскрыто на глубине 550—750 м в новой пачке песчаников, залегающей в 150 м стратиграфически ниже чегарникских. Вновь вскрытые оруденелые песчаники — бормутские — слабают две пачки и образуют антиклиналь с симметричным остроугольным сводом. Таким образом, подтверждено представление о многоярусности оруденения в Никитовском месторождении. Это позволяет предполагать возможность обнаружения ртутного оруденения на еще более глубоких горизонтах в веровских песчаниках, располагающихся в 180 м стратиграфически ниже бормутских (Заря и др., 1977; рис. 122).

По форме рудных тел на Никитовском месторождении выделяются: а) жилы богатой руды простого и сложного строения, локализующиеся вдоль поперечных диагональных разрывов; б) линзы и линзообразные тела, контролируемые поперечными и диагональными нарушениями; в) рудные штокверки, приуроченные к раздробленным участкам и узлам пересечения тектонических нарушений; г) пластообразные залежки в слоях песчаников; д) гнезда, подчиненные структурным ловушкам.

Основными текстурами руд являются тонкопрожилковые, вкрапленно-прожилковые, массивные, брекчиевые и брекчиевидные. Главный рудный минерал — киноварь; часто встречаются антимонит, арсенопирит, пирит, марказит, редко, в виде единичных микроскопических вкраплений отмечаются халькопирит, висмутовый блеск, галенит, сфалерит. Нерудные минералы — кварц, диксит, карбонаты, гидрослюда, хлорит (донбассит). В зоне окисления образуются скородит, сурьмяные охры, мелантерит, эпсомит и др.

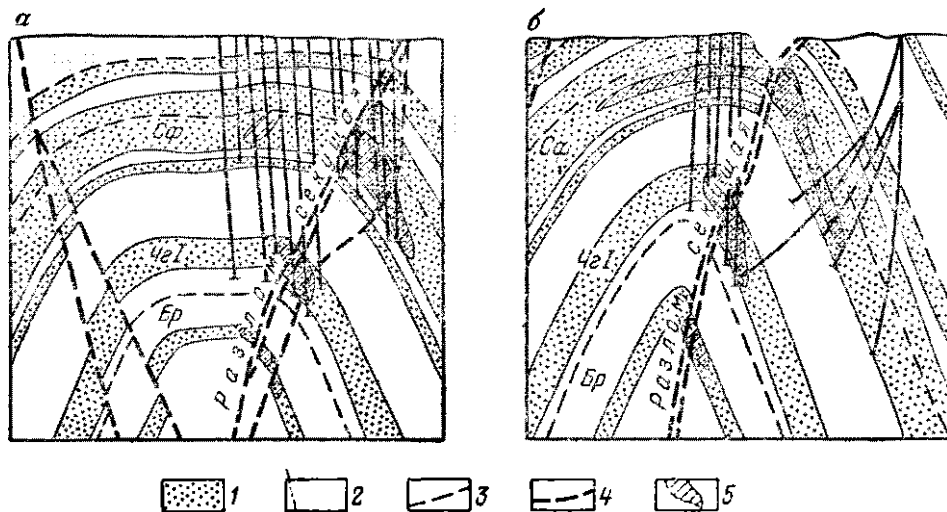


Рис. 121. Структура Никитовского месторождения: а — западное замыкание Софиевского купола; б — район балки Сторчевой. По С. Кирикилице (Металлогения ртути, 1976).

1 — песчаники (Сф — софиевские, Чг — чегарникские первые, Бр — бормутские); 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — пласты угля; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудная зона

Околорудные гидротермальные изменения вмещающих пород — песчаников — выражаются в аргиллизации (диккитизации), окварцевании и карбонатизации.

Намечаются три стадии гидротермального минералообразования: 1) предрудного кислотного выщелачивания; 2) продуктивная щелочная с отложением гидрослюда, своеобразного литийсодержащего хлорита — донбассита — и рудных минералов; 3) послерудная кислотная с развитием позднего диккита. Метасоматическая колонка в результате этого процесса приобретает трехчленное строение: внутренняя зона — диккита, средняя — литийсодержащего диоктаэдрического хлорита (донбассита) и внешняя — гидрослюда (Раздоржний, 1976). Продуктивная рудная стадия распадается на несколько последовательно формирующихся минеральных ассоциаций: а) арсенопиритовую, б) кварц-арсенопиритовую, в) антимонит-карбонатную, г) антимонит-киноварную, д) диксит-антимонит-киноварную (Захаров, Королев, 1940; Кирикилица, 1969).

Температуры рудообразования по данным гомогенизации газово-жидких включений по кварцу 240—290° С, по киновари и антимониту 120—150° С (Головченко, 1966 г.). Изотопный состав серы сульфидов отличается разнообразием и близостью к составу серы метеоритов (Н. Озерова, Н. Айдиньян, В. Виноградов, 1967 г.).

Возраст Никитовского месторождения определяется как позднегерцинский (Кирикилида, 1969) или мезозойский (Н. Бутурлинов, Б. Панов, 1959 г.; Н. Бутурлинов, В. Корчемагин, 1968 г., В. Скаржинский, 1970 г. и др.).

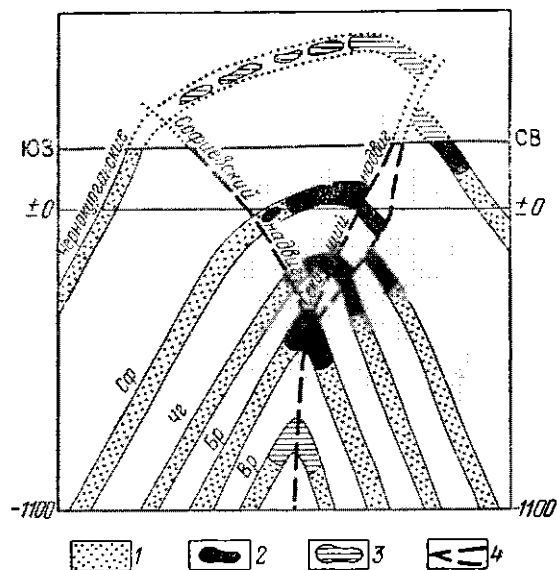


Рис. 122. Структура западного фланга Никитовского месторождения. По Ф. Заря, Н. Ольховскому, Л. Григорьевой (1977).

1 — рудовмещающие песчаники (Сф — софиевские, Чг — чегарникские, Вр — бормутские, Вр — веровские); 2 — рудные тела; 3 — предполагаемые рудные тела; 4 — разрывные нарушения

Славянское рудопроявление

Славянское рудопроявление приурочено в одноименной брахиантиклинальной структуре Донецкого бассейна, сложенной толщами верхнего карбона, нижней и верхней перми, нижнего и верхнего триаса, и осложненной разломами с диапировыми штоками каменной соли девонского возраста. Соляной шток внедрился в палеозойские и мезозойские отложения. Внедрение штока сопровождалось образованием дизъюнктивных нарушений, концентрически, радиально или под углом окружающих соляной шток, служивших путями проникновения рудоносных растворов и в ряде случаев оказавшихся рудовмещающими структурами.

В Славянском рудопроявлении оруденение установлено в двух структурных этажах: в нижнем — в брекчированных породах соляного штока и в верхнем — в терригенных породах дровновской свиты верхней перми. Оруденение четко контролируется разломом (Южным сбросом), проникающим и в вышележащую серебрянскую свиту нижнего триаса (рис. 123), причем проявлений оруденения в этой свите пока не установлено. Рудные тела представлены линзами и гнездами.

Основной рудный минерал — киноварь, второстепенные — пирит, марказит, сфалерит, галенит. Нерудные минералы — кальцит, анкерит, доломит, кварц, диксит; редко — флюорит, барит, халцедон. Характерна повышенная битуминозность рудовмещающих брекчий. Выделения твердых битумов (типа керита) содержат обычно заметные концентрации киновари. В брекчиях над солевым штоком установлена, кроме того, более высокотемпературная минерализация, представленная скаполитом, мусковитом, флогопитом, турмалином,

апатитом, альбитом, топазом, рутилом и другими минералами с вольфрамовым оруденением. Отношение этой минерализации к эпитермальной ртутной остается не выясненным, вероятно, она является более ранней, не связанной с ртутным оруденением.

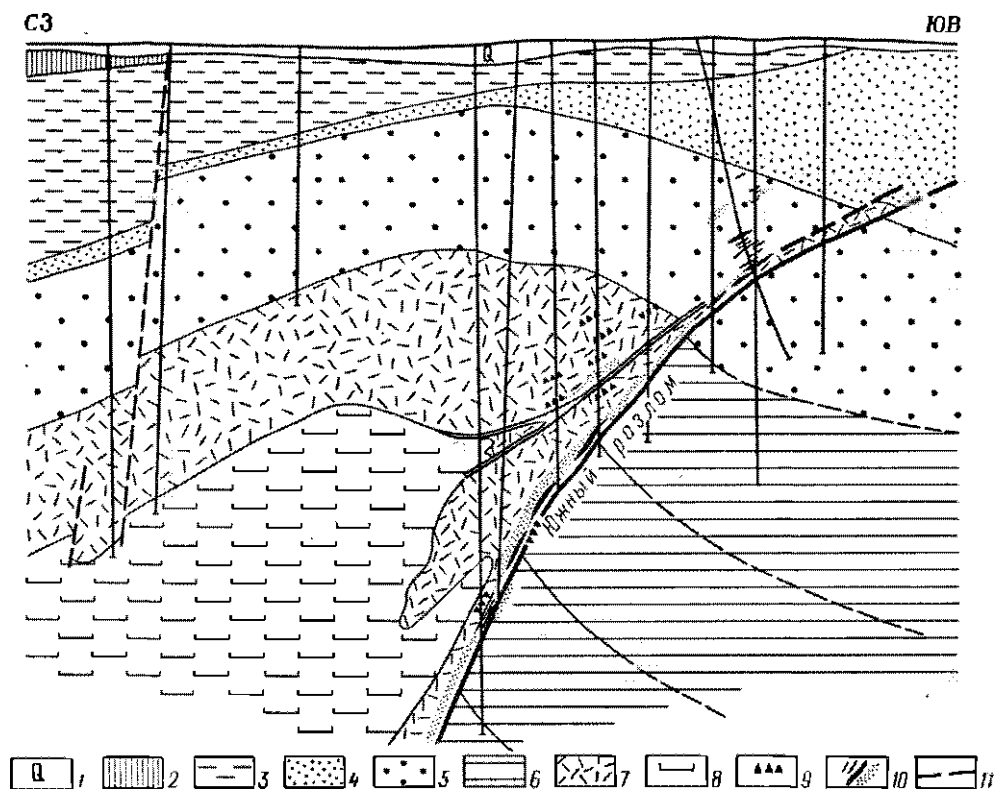


Рис. 123. Схема структуры Славянского рудопроявления. По С. Кирикилице и В. Ласькову (1970).

1 — четвертичные отложения; 2 — глины, пески и бурые угли нижней юры; 3 — терригенные отложения протопливской свиты верхнего триаса; 4 — алевролиты и аргиллиты серебрянской свиты нижнего триаса; 5 — пестроцветные песчаники дроновской свиты верхней перми; 6 — терригенно-карбонатные толщи с гипсом и каменной солью верхнего карбона — нижней перми; 7 — тектоническая брекчия соляного штока; 8 — каменная соль девонская; 9 — проявления свинцово-цинковой минерализации; 10 — ртутное оруденение; 11 — разломы

Абсолютный возраст битумов, тесно ассоциирующих с киноварью, определенный свинцово-изотопным методом по семи пробам (ВИРГ) составляет 140 млн. лет, что согласуется с представлениями о мезозойском возрасте ртутного оруденения в Донбассе (В. Ласьков, 1969 г.).

Палянское месторождение

Палянское месторождение, расположенное в пределах Колымо-Чукотской рудной провинции, по геологической позиции, составу руд и характеру околорудных метасоматитов принадлежит к группе месторождений кварц-диксит-киноварного минерального типа, хотя обнаруживает признаки парагенетиче-

ской связи с расположенным в том же районе Пламенным месторождением вулканогенного типа.

Месторождение приурочено в Паляваамской ртутной зоне и находится в области сочленения чукотских мезозой с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Оно заключено в толще терригенных пород норийского яруса верхнего триаса — ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых отмечаются сланцы, содержащие углистое вещество и сидеритовые конкреции. Эти породы залегают моноклинально с падением на запад под углами $40-60^\circ$, с флексурными изгибами по простиранию и по падению. К западу от месторождения толща триаса перекрыта залегающими почти горизонтально нижнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями. В районе месторождения имеются дайки гранодиорит-порфиров и базальтов. Важнейшее значение для структуры месторождения и локализации оруденения имеют разломы и связанные с ними системы разрывных и трещинных структур. Особенно важное значение имеет так называемый Восточный взброс. Субмеридиональная зона этого взброса обладает падением на запад под углом около 50° , т. е. более пологим, чем падение слоев рудовмещающей толщи. Восточный взброс сопровождается зоной брекчированных пород — блоков песчаников в массе черного алевролита, мелких обломков песчаников в глинистом сланце или мелкообломочных песчаниковых брекчий, причем последние иногда сопровождаются интенсивным оруденением. Встречаются также обломки измененных изверженных пород, превращенных в кварц-карбонат-каолиновую массу, нередко с киноварью. Зона брекчирования Восточного взброса имеет мощность $30-40$ м, иногда в раздувах достигая 80 м. В расширениях зоны, особенно вблизи кровли, отмечается минерализация в виде киновари и самородной ртути. Зона Восточного взброса, по-видимому, служила рудоподводящей и отчасти рудовмещающей структурой.

Большое значение для локализации оруденения имеют также системы более поздних по времени формирования крутопадающих разломов второго порядка, преимущественно северо-западного простирания, имеющие характер взбросо-сдвигов и сопровождающиеся зонами смятия и дробления мощностью $5-6$ м (рис. 124).

Оруденение локализуется главным образом в зоне Восточного взброса, причем выделяются три этажа оруденения: 1) верхний этаж — это штокверк трещиноватых брекчированных песчаников и глинистых сланцев висячем крыле взброса, приуроченный к куполовидному флексурному перегибу вмещающих пород и к узлу пересечения трещинных зон субмеридионального и северо-западного простирания; 2) средний этаж — это линзообразная залежь в висячем крыле взброса, согласная с зоной взброса; 3) нижний этаж — залежь в мощном горизонте песчаников под зоной Восточного разлома. Главная масса руд сосредоточена в штокверке висячего крыла Восточного взброса. Наиболее совершенными коллекторами оруденения являются песчаниковые брекчии (А. Сыромятников, 1972 г.).

Текстуры руд прожилковые, брекчиевые, псевдооолитовые (с округлыми агрегатами пирита, изредка киновари).

Главные гипогенные минералы руд — киноварь, пирит, марказит, кварц, диксит, сидерит, железистый доломит; второстепенные — самородный мышьяк, арсенопирит, галенит, сфалерит, пирротин, миллерит, халькопирит, реальгар, полидимит (?), кальцит, анкерит, витерит, барит, хлорит, гидрослюда, целестин, сапонит, опал, халцедон, антраксолит. Из гипергенных минералов установлены самородная ртуть, метациннабарит, арсенолит (?), гидроокислы

железа, гипс. В породах и рудах месторождения спектральным анализом обнаружены повышенные содержания селена, сурьмы, серебра, золота. Характерно обилие диккита, который является главным нерудным минералом, ассоциируется с киноварью и сидеритом и образует самостоятельные прожилки.

Околорудные гидротермальные изменения вмещающих пород выражаются в аргиллизации (диккитизации), карбонатизации и хлоритизации.

Выделяется три стадии минерализации: кварцевая, кварц-сидерит-киноварная, диккитовая (Е. Ким, 1968 г.), О. Вершковская (1970 г.) в рудной стадии выделяет две парагенетические минеральные ассоциации: а) марказит-арсенопиритовую с кварцем и киноварью I генерации, б) кварц-карбонат-диккитовую с киноварью II генерации.

Судя по тому, что аналогичная минерализация проникает в развитые западные покровные осадочно-вулканогенные меловые отложения, возраст оруденения сле-

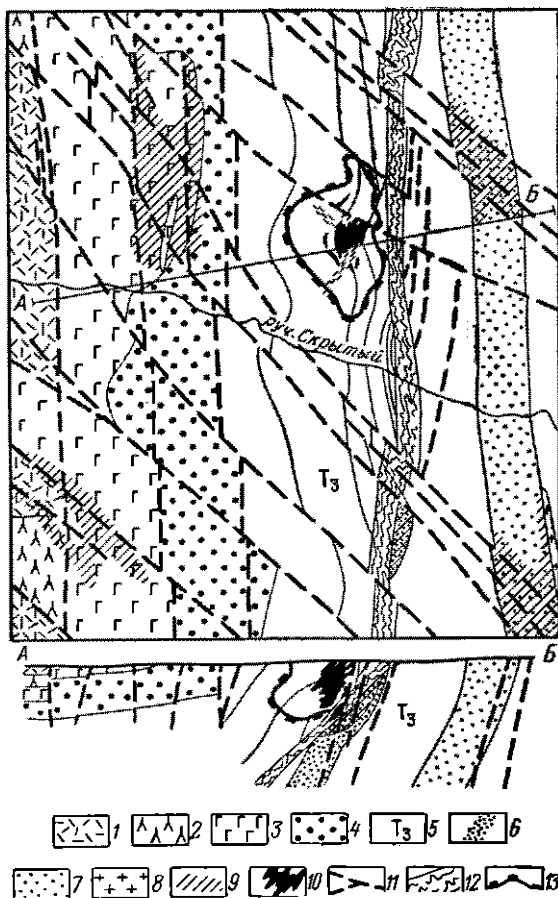


Рис. 124. Схема геологического строения Палинского месторождения. По А. Сыромятникову.

Вулканогенно-осадочная толща нижнемелового возраста: 1 — липариты, 2 — андезиты, 3 — андезит-базальты, 4 — туфоагломераты; осадочная толща верхнетриасового возраста: 5 — песчано-сланцевые породы, 6 — мелкозернистые бесслоистые песчаники, 7 — слоистые песчаники; 8 — графодиорит-порфиры; 9 — зоны гидротермально измененных пород; 10 — рудные тела; 11 — разрывные нарушения; 12 — миоциты; 13 — ореол киноварного оруденения

дует считать позднемеловым. Месторождение является эпитепмальным, сформированным в близповерхностных условиях. Как отмечалось, возможна его парагенетическая связь с меловым вулканизмом Охотско-Чукотского вулканического пояса, на окраине которого находится Палинское месторождение. Этим, вероятно, объясняются некоторые особенности минерального состава руд (опал, халцедон, битумы типа антраксолита), более характерные для ртутных месторождений опалитового типа.

Месторождения барит-киноварного типа

В особый минеральный тип выделяются месторождения, в составе руд которых, кроме обычных минералов, характерных для месторождений ртутной формации, присутствует в значительных количествах барит, а околорудные гидро-

термальные изменения вмещающих пород выражаются не только в аргиллизации, карбонатизации и окремнении, но и в баритизации. Такие месторождения размещаются главным образом в вулканогенных толщах, состоящих из порфиров основного и среднего состава, туфов, туфогенных песчаников и др. пород, отличающихся в некоторых районах повышенным против кларкового содержанием бария. Оруденение накладывается на вулканогенные толщи. Представляется вероятным, что барий заимствуется рудообразующими растворами из пород вмещающих толщ.

Минеральный состав руд месторождений этого типа мало отличается от состава руд других минеральных типов. Главный рудный минерал — киноварь; второстепенные — антимонит, пирит, ртутьсодержащие блеклые руды, марказит, борнит, халькопирит; редкие — сфалерит, галенит и др. Нерудные минералы — кварц, диксит, кальцит, барит, который иногда приобретает значение главного минерала руд.

В одном случае в рудопоявлении Уланду в той же Курайской зоне, в которой расположены Акташское и Чаганузуновское месторождения, в числе главных рудных минералов установлен новый цинк-кадмийсодержащий сульфид ртуты — сауковит.

Месторождения барит-киноварного типа выделяются в Алтае-Саянской рудной провинции (Терлигхайское месторождение в Туве, Орлиногорское и Мавринское месторождения Салаира, Коксаирское, Уландинское и другие рудопоявления Горного Алтая). К этому типу, по-видимому, может быть отнесено Апатское месторождение в Южном Тянь-Шане (Федорчук, 1969).

Терлигхайское месторождение

Терлигхайское месторождение находится в Тувинской АССР в зоне перехода от Тувинской котловины к поднятию Западного Саяна.

Терлигхайский рудный узел (объединяет также однотипные месторождения и рудопоявления — Арзакское, Акбелядырское, Узунсаирское и др.) приурочен к системе субширотных разломов, которые входят в состав регионального Саяно-Тувинского глубинного разлома, отделяющего каледонские складчатые структуры Западного Саяна от испытавших погружение в девоне и позднем палеозое — мезозое структур Тувы.

Терлигхайское месторождение структурно связано с Северо-Пельорукским разломом, который ограничивает с севера Кызылхашскую грабен-синклиналь, сложенную вулканогенно-осадочными толщами нижнего и среднего девона и осадочными толщами верхнего девона — нижнего карбона, и зажатую среди приподнятых блоков нижненалеозойского фундамента. По Северо-Пельорукскому разлому в участке Терлигхайского месторождения толща песчаников ордовика взброшена на рудовмещающую эффузивно-осадочную толщу нижнего девона.

Мощность толщи нижнего девона, вмещающей месторождение, достигает 2000 м. В нижней половине толщи преобладают базальтовые и андезитовые порфириды, менее развиты дацитовые порфиры, конгломераты, песчаники, туфо-песчаники. В верхах толщи преобладающее значение имеют дациты, туфы дацитовых порфиров, красноцветные песчаники. Эффузивно-осадочная толща залегает моноклинально с падением на юго-восток под углами около 50—60°. Толща разбита продольным разломом северо-восточного простирания, который назван Магистральным, так как он является главной рудоконтролиру-

ющей структурой, а также сопряженными с ним поперечными разломами второго порядка северо-западного и субширотного простирания (рис. 125).

В рудовмещающей толще залегает ряд силлов диабазовых порфиров и несколько даек габбро-диабазов. Дайки внедрились в толщу нижнего девона после того, как она была дислоцирована и разбита системой продольных и поперечных разломов на блоки. Габбро-диабазы даек сопоставляются с производ-

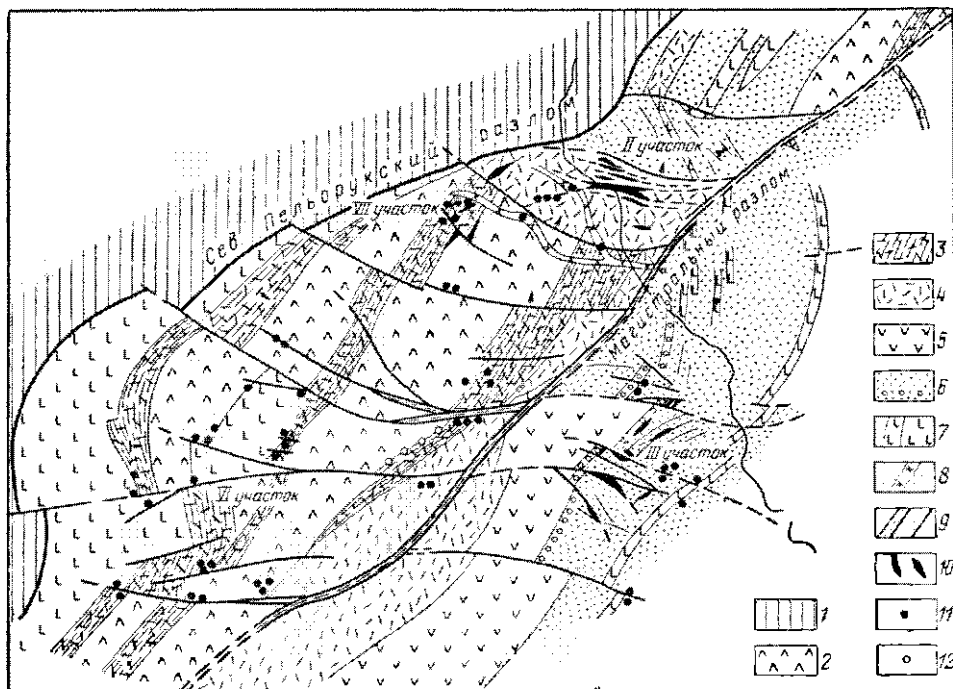


Рис. 125. Схема геологического строения Терлигхайского месторождения. По Б. Лапину и материалам Тувинской экспедиции.

1 — песчаники и конгломераты ордовика; вулканогенно-осадочная толща нижнего девона: 2 — андезитодациты, 3 — туфы, туфобрекчии андезитовых и дацитовых лав, 4 — андезиты, 5 — риолито-дациты, 6 — конгломераты, песчаники, 7 — силлы диабазов; 8 — дайки габбро-диабазов; 9 — зоны разломов; 10 — рудные тела; 11 — ртутные рудопроявления; 12 — проявления сурьмяно-свинцовой минерализации

ными торгалыкского интрузивного комплекса, развитого в соседних районах Тувы и имеющего возраст нижний карбон. Абсолютный возраст диабазов Терлигхайского рудного поля (К-Аг методом по породам) определяется в 300—370 млн. лет (Михалева, 1976 г.).

Вдоль Магистрального разлома и сопряженных с ним разрывных структур проявились интенсивные предрудные гидротермальные изменения вмещающих пород. Гидротермальные изменения и оруденение наложено на интрузивные породы силлов и даек. В структурной связи с Магистральным разломом и оперяющими его разрывами находятся все рудные участки в пределах Терлигхайского месторождения. Видимо, Магистральный разлом явился основной рудоподводящей, а разрывы второго и последующих порядков — рудовмещающими структурами.

На разведочном участке 2 оруденение локализуется в серии околоширотных трещинных зон, образующих кулисно-эшелонную систему, закономерно

связанную с Магистральным и Пельорукским разломами. В этих трещинных зонах среди андезитовых порфиров размещается серия жилообразных и линзообразных рудных залежей (рис. 126).

На участке 3 оруденение локализуется в местах пересечения послойных северо-восточных и поперечных северо-западных трещинных зон и образует

рудные тела типа гнезд, линз и рудных столбов.

В рудном поле Терлигхайского месторождения чрезвычайно широко развиты гидротермальные метасоматиты. В настоящее время выделены следующие группы метасоматитов (И. Щербань, 1974 г.; А. Борисенко, И. Широких, 1976 г.): а) кварц-каолинитовые, включающие кварциты и агальматолиты разведочного участка 3; б) кварц-гидрослюдистые, наиболее широко развитые в рудном поле; в) кварц-турмалиновые, развитые главным образом в зоне Магистрального разлома; г) кварц-карбонатно-баритовые; д) кварц-карбонат-диккитовые породы.

В Терлигхайском рудном поле кроме ртутной проявились сурьмяная и сурьмяно-свинцовая минерализация.

Минеральный состав ртутных руд характеризуется следующим

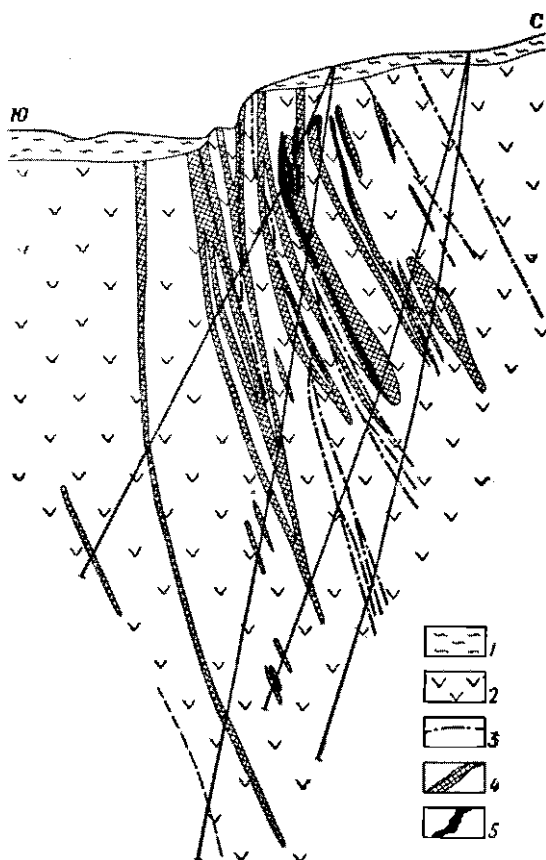


Рис. 126. Строение участка 2 Терлигхайского месторождения.

1 — четвертичные отложения; 2 — порфиры, частично аргиллизированные; 3 — разломы; 4 — рудные залежи; 5 — участки концентрированного оруденения

образом (В. С. Груздев, 1971 г.; В. И. Васильев, 1976 г.). Главный рудный минерал — киноварь. Достаточно широко распространены пирит и марказит. В малых количествах встречаются гематит, халькопирит, блеклая руда — швацит. К редким гипогенным минералам относятся метациннабарит, сфалерит, онофрит. Нерудные минералы — кварц, халцедон, барит, карбонаты, диккит, хлорит, гидрослюда, каолинит. Гипогенная киноварь присутствует в двух генерациях. По-видимому, ранней является метаколлоидная киноварь, образующая почковидные агрегаты в богатых рудах участка 2. Более поздней следует считать вкрапленную киноварь в метасоматитах и в прожилках, выполняющих трещины.

Рудные тела Терлигхайского месторождения представляют собой: а) линзовидные и жилообразные залежи в зонах разрыва и брекчирования в гидротермально измененных вмещающих породах; в ряде случаев такие залежи составляют эшелонные системы (участок 2); б) гнездообразные тела неправильной формы, иногда столбообразные, приуроченные к пересечению двух систем

трещинных зон — северо-восточного и субширотного или северо-западного простираения (участок 3); в) послойные субпластовые рудные залежи, возникшие в результате избирательного метасоматоза в некоторых горизонтах пород (участок 3); г) жильные тела.

Основные текстуры руд вкрапленно-прожилковые, вкрапленные, а также массивные брекчиевидные, характерные для наиболее богатых рудных залежей в зонах разрыва, в частности на участке 2.

На месторождении широко проявилась зона гипергенеза. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются в кварц-гидрослюдистых метасоматитах, богатых вкрапленностью пирита. В зоне гипергенеза они превращаются в отбеленные, желтовато-бурые рыхлые породы, в которых гидрослюда и шамозит замещаются каолинитом, пирит — ярозитом, карбонаты — гипсом.

Среди гипергенных минералов отмечаются гипергенная порошокватая киноварь (за счет блеклой руды, онофрита и гипогенной киновари), самородная ртуть, ковеллин, азурит, малахит, каолинит, ярозит, гипс.

Формирование Терлигхайского месторождения было многоэтапным и, по-видимому, длительным. Отчетливо выделяется ранний дорудный этап — формирование вдоль ослабленных зон кварц-каолиновых метасоматитов и монокварцитов, наиболее полно выраженных в участке 3. Их образование следует связывать с ранней кислотной волной гидротермальных растворов.

Второй этап может быть расчленен на ряд стадий. Первая — формирование кварц-гидрослюдистых и кварц-турмалиновых метасоматитов. Температуры минералообразования, судя по результатам изучения газово-жидких включений в минералах этой ассоциации, 100—165° С. В конце стадии отлагалось некоторое количество сульфидов, в том числе киновари. Эта стадия, вероятно, связана с деятельностью растворов слабо щелочного состава. Следующая стадия — собственно рудная. Она определила формирование кварц-карбонат-баритовой ассоциации, а затем кварц-кальцит-дискит-сульфидной минеральной ассоциации, формирование рудных тел. Температуры гомогенизации включений в минералах ассоциации 90—145° С.

Остается недостаточно ясным положение в этой схеме сурьмяно-свинцовой минерализации. Она, как видно, предшествует образованию ртутных руд.

Все изложенное выше дает основание считать Терлигхайское месторождение эпитермальным, относить его к ртутной рудной формации и вместе с другими ртутными месторождениями Алтае-Саянской провинции связывать его с позднегерцинской или мезозойской минерализацией, вызванной активизацией рудогенерирующих очагов в зонах длительно развивавшихся глубинных разломов (Кузнецов, 1958; 1960 г. и др.). Высказывались и другие представления о геологическом возрасте месторождения. И. Туркин (1970 г.) привел соображения о связи Терлигхайского месторождения с девонским вулканизмом и о девонском возрасте ртутного оруденения. А. Павлов (1971 г.) также считает возраст месторождения девонским, но связывает его с нескрытой в данном районе гранитоидной интрузией.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы в Советском Союзе менее многочисленны. Они распространены в областях альпийского и современного вулканизма — в пределах Корякско-Камчатской, Охотско-Чукотской и Сахалинской ртутных провинций Тихоокеанского рудного пояса, а также в Закарпатской и Кавказ-

ской провинциях, входящих в состав Средиземноморского пояса (Металлогения ртuti, 1976).

Месторождения этой группы относятся к опалитовой ртутной формации, к опалитовому и кварц-диккитовому минеральным типам.

Месторождение Пламенное

Месторождение Пламенное находится на Чукотском полуострове и располагается на окраине Охотско-Чукотского вулканического пояса. По данным В. Копытина (1972, 1976 гг.), месторождение связано с вулканическим кунолом мелового возраста, приуроченным к узлу пересечения региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. В основании вулканических образований залегают дислоцированные терригенные отложения верхнего триаса и, по-видимому, вулканогенно-осадочные породы валанжинского яруса.

Вулканический купол сложен различными эффузивными и субвулканическими интрузивными образованиями. Разрез эффузивов начинается покровом крупнопорфировых липаритов, для которых характерно резкое преобладание K_2O над Na_2O . Выше залегает горизонт туфолав (игнимбритов), туфов и флюидальных липаритов, который является маркирующим на месторождении. Мощность этого горизонта 30—60 м. Еще выше лежит покров мелкопорфировых липаритов, сохранившиеся от эрозии останцы которых достигают мощности 50—80 м.

Эффузивная толща залегает почти горизонтально, но разбита серией кулисно сопряженных крутопадающих разломов на ряд блоков. Абсолютный возраст крупно- и мелкопорфировых липаритов составляет 102—105 и 104—105 млн. лет, что соответствует границе апт — альба.

Интрузивные породы представлены Центральным штоком габбро-диоритов и субвулканическими телами и дайками андезитов и диоритовых порфири-тов позднемелового возраста. К северо-западу от месторождения встречены некки и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и фельзит-порфиров, представляющих корневую фацию крупнопорфировых липаритов.

Месторождение приурочено к крупному сбросу северо-западного простирания, который прослеживается на протяжении около 10 км, имеет амплитуду вертикального перемещения 120—150 м и разделит поля развития крупно- и мелкопорфировых липаритов. К нему приурочены субвулканические тела андезитов и зоны гидротермально измененных пород. Сброс является главной рудоподводящей структурой. Кулисообразно к нему прилегают многочисленные разрывные нарушения, представленные минерализованными зонами дробления. Они относятся к рудораспределяющим структурам.

В пределах рудного поля Пламенного месторождения выделяются четыре рудных участка: Верный, Центральный, Заветный и Заозерный. К югу и юго-востоку от месторождения находятся участки Андезитовый, Корнет и Граничный. Более других изучен участок Заветный (рис. 127). В его пределах расположено наиболее крупное рудное тело, представляющее собой пластообразную залежь в зоне тектонического контакта покрова крупнопорфировых липаритов с экранирующим ее горизонтом монокварцитов. Рудовмещающими породами служат туфолавы, туфы и крупнопорфировые липариты.

Руды представлены густовкрапленной киноварью, пропитывающей основную массу липаритов и вкрапленники полевых шпатов. Обогащенные киноварью участки приурочены к зонам окварцевания или к трещинам, выполненным

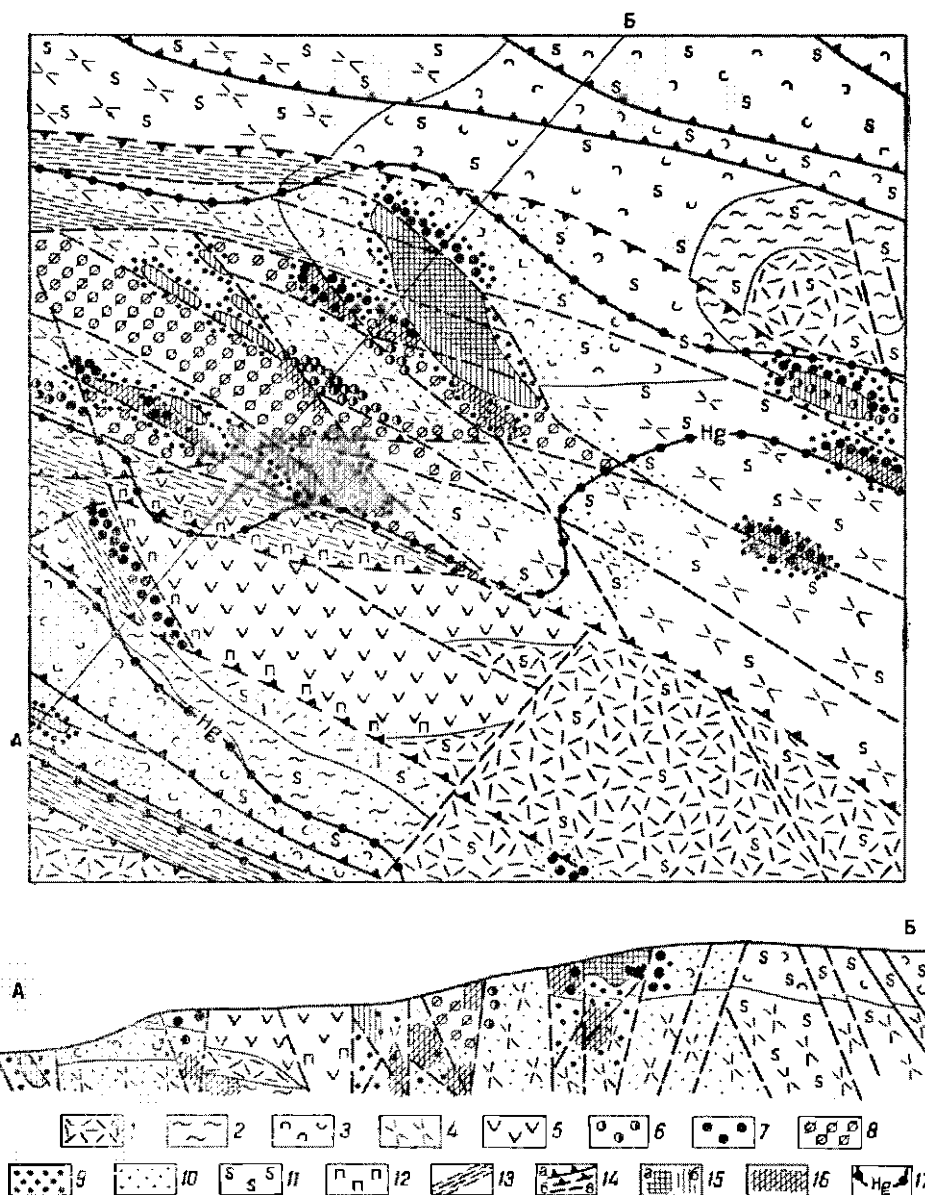


Рис. 127. Схема геологического строения месторождения Пламенное, участок Заветный. По В. Копытину.

1 — мелкозернистые липариты; 2 — флюидальные липариты; 3 — туфолавы и туфы; 4 — крупнопорфировые липариты; 5 — интрузивные андезиты; 6 — участки интенсивной каолинизации; 7 — монокристаллы; 8 — выделенные монокристаллы; 9 — участки интенсивного окварцевания и серицитизации; 10 — в средней степени окварцованные и серицитизированные породы; 11 — участки слабого изменения; 12 — пропилитизированные андезиты; 13 — зоны интенсивного дробления; 14 — разрывные нарушения: а — главные рудоподводящие, б — оперяющие и распределяющие; 15 — рудолокализирующие и пострудные; 16 — ртутные рудные тела: а — более богатые, б — более бедные; 17 — ореолы рассеяния ртути

низкотемпературным кварцем. Кроме киновари в рудном теле присутствуют антимонит и пирит-марказит.

Подобными условиями локализации оруденения отличаются и другие рудные участки, в том числе Заозерный, где рудные тела приурочены к зонам окварцованных брекчированных липаритов и к монокварцитами, развившимся по туфам липаритов.

Все породы в пределах рудного поля испытали предрудные гидротермальные изменения с образованием зон вторичных кварцитов серицитов фации (в понимании Н. Наковника). Прослеживается следующая зональность размещения метасоматитов от рудных тел к периферии (и на глубину): а) зона монокварцитов, иногда в виде полосы мощностью 3—5 м; б) зона серицитовых вторичных кварцитов с каолинитом и адюляром, до 30—40 м. К этой зоне преимущественно приурочено ртутное оруденение. Киноварь ассоциирует с серицитом, низкотемпературным колломорфным кварцем, адюляром и каолинитом; в) зона аргиллизированных (серицитизированных, слабо окварцованных) осветленных пород. Она переходит в слабо измененные вмещающие породы.

Главное рудное тело в участке Заветном имеет пластовую форму и представляет собой почти горизонтально лежащий пласт оруденелого липарита. В крутопадающих зонах разломов рудные тела имеют форму неправильных и линзовидных залежей.

Главные минералы руд — киноварь, антимонит, кварц, халцедон, гидромусковит, серицит, каолинит (диксит); второстепенные — пирит, марказит, реалгар. Среди гипергенных минералов установлены — опал, фиброферрит, метавольтин, коаипит, мелантерит, сидеротил, алуноген, калиевые квасцы, галотрихит, валентинит, сенармонтит, стибиконит, гипс, ярозит, самородная ртуть, каломель, эггестонит, терлингаут, мозезит, монтроидит (Бабкин, 1969). Кроме того, обнаружены розенит, барит, аммониевые квасцы (О. Вершковская, 1970 г.). В рудных минералах характерно относительно высокое содержание селена, причем содержание его в киновари ниже (среднее 0,00143%), чем в антимоните (среднее 0,0653%).

Для руд месторождения характерны текстуры вкрапленная до массивной, прожилково- или полосчато-вкрапленная, пятнистая, брекчиевидная; в антимонитовых рудах встречаются друзовая и крустификационная текстуры.

В процессе формирования месторождения, по-видимому, есть основания выделять две стадии: 1) предрудную гидротермального метаморфизма и метасоматоза, 2) рудную сульфидную с двумя параллельными минеральными ассоциациями — кварц-антимонитовой и кварц-киноварной, иногда разобщенными в пространстве.

По минеральному составу руд Пламенное месторождение является сурьмяно-ртутным. Выделяются участки, в которых преобладает антимонитовое или киноварное оруденение. Увеличение количества антимонита с глубиной в антимонит-киноварных рудах и его появление на глубине в существенно киноварных участках свидетельствуют о проявлении вертикальной зональности оруденения.

Чемпуринское месторождение

Чемпуринское месторождение находится на Камчатке, в пределах восточных отрогов Среднего Камчатского хребта, в зоне активного третичного и четвертичного вулканизма.

Участок месторождения сложен двумя вулканогенными толщами олигоцен — среднемиоценового возраста анавгайской и алнейской, прорванными миоценовой субвулканической интрузией кварцевых диорит-порфиров. Нижняя, анавгайская, толща образована переслаивающимися псефитовыми, псаммитовыми и пелитовыми туфами и андезитами, смятыми в антиклинальную складку северо-восточного простирания с углами падения крыльев 20—30°. Месторождение расположено на юго-восточном крыле складки. Верхняя, алнейская, толща представлена туфами, андезито-дацитами и андезито-базальтами, с которыми ассоциируют субвулканические и экструзивные тела того же состава.

Интрузия кварцевых диорит-порфиров представляет собой сложную систему секущих и межпластовых тел, прорывающих отложения анавгайской толщи.

Все толщи вулканогенных пород и интрузивные образования разбиты сетью разрывов северо-западного и северо-восточного простирания. Система разломов играет решающую роль в формировании месторождения.

Вулканогенные и интрузивные породы испытали интенсивные гидротермальные изменения с образованием метасоматитов, принадлежащих к формации вторичных кварцитов. По данным Г. Власова и М. Василевского (1964), гидротермально измененные породы образуют систему параллельных зон, располагающихся кулисообразно. Строение зон в деталях отличается друг от друга, но обычно зоны состоят:

а) из монокварцитового ядра, состоящего из кварца с гнездами самородной серы, каолинита, звездообразными выделениями алунита, радиально-лучистыми стяжениями халцедона, зернами диаспора, рутила, адуляра, чешуйками серицита, зернами пирита;

б) алунитовой зоны, окаймляющей монокварцитовое ядро; алунитсодержащие породы, кроме главной своей составной части — алунита — содержат кварц, чешуйчатый каолинит, апатит, циркон, рутил, пирит, серицит, ильменит, иногда диаспор в ассоциации с каолинитом;

в) каолинитовой подзоны, сменяющей алунит-диаспоровую, сложенную в основном кварцем и каолинитом;

г) серицитовой подзоны, следующей за предыдущей, состоящей из кварца, серицита, хлорита; эта подзона обычно сменяется пропилитизированными андезитами или диоритами.

В отдельных участках, сложенных породами наиболее кислого состава, проявляется опалитовая подзона, состоящая из опала, халцедона, кварца, лейкоксена.

Оруденение локализуется в зонах разрывов и брекчирования метасоматитов. Рудные зоны прослеживаются на сотни метров, причем оруденение резко неравномерно и имеет гнездовый характер. Рудные тела в виде гнезд и линз локализируются чаще в зонах кварц-серицитовых метасоматитов близ контактов с монокварцитами. Намечается вертикальная зональность: киноварное оруденение прослеживается до глубины 100—120 м; глубже появляются аурипигмент-реальгаровые руды, которые сменяются аурипигмент-реальгар-антимонитовыми. Наиболее концентрированное оруденение размещается вблизи покровов андезито-базальтов алнейской толщи, по-видимому, игравшей роль экрана.

Минеральный состав руд: главные минералы — киновар, кварц, халцедон, доломит, кальцит; второстепенные — пирит, сфалерит, реальгар, аурипигмент, антимонит, серицит, гидрослюда, диксит, каолинит; редкие — мета-

циннабарит, халькопирит, галенит, блеклые руды, самородное серебро (?), самородное золото (?).

Для руд характерны тонковкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры. Эпизодически встречаются колломорфные, „рузовые и кокардовые структуры.

С глубиной количество киновари заметно снижается и появляются антимонит и реалгар. На глубине 70—80 м от поверхности моноблок микрокварцитов выклинивается, а среди нерудных минералов начинает преобладать карбонат, замещающий кварц и все рудные минералы.

В формировании гидротермально измененных пород и руд выделяется три стадии: 1) дорудная, заключающаяся в интенсивной пропилитизации, частичной серицитизации и формировании микрокварцитов; 2) предрудная, с широко проявившейся серицитизацией и окварцеванием пород и слабо выраженной полиметаллической и золото-серебряной минерализацией; 3) рудная с формированием ртутного оруденения. Формирование рудных тел происходило в близ-поверхностных условиях на глубинах 0,6—1 км. Отложение руд осуществлялось из растворов при температуре 180—120° С. Вертикальная амплитуда промышленного оруденения сравнительно невелика — первые сотни метров. Устанавливается пространственная и структурная связь оруденения с дорудными и интравудными дайками и штоками андезито-базальтов, трассирующих глубинные разломы, что свидетельствует о генетической связи оруденения с глубинным очагом субвулканических интрузий, возможно, с верхней мантией.

Рудная минерализация имеет посленижнеплиоценовый возраст. Месторождение относится к гидротермально-вулканогенной группе. Минеральный парагенезис и состав руд метасоматитов отвечают опалитовой ртутной формации (Безсмертный, 1976).

Ртутная минерализация в данном районе ассоциирует с золото-серебряной полиметаллической и серной. По-видимому, полиметаллическое и золото-серебряное оруденение связано с миоценовым вулканизмом, ртутное — явно более позднее, серное — завершает процесс гидротермальной минерализации (Власов, Василевский, 1964).

Рудопроявление вулкана Менделеева

Примером ртутного оруденения опалитового типа является рудопроявление на вулкане Менделеева на о-ве Кунашир (Курильские острова). Здесь выявлен редкий тип ртутного оруденения представленный близповерхностными колчеданными рудами с киноварью, причем отложение киновари из фумарольных паро-гидротерм вулкана продолжается и в настоящее время.

Лавы вулкана представлены андезито-базальтами, лава экструживного купола является оливинсодержащим дацитом. В пределах фумарольных полей андезиты и пирокластические породы испытали интенсивные гидротермальные изменения и превращены в опалиты с алунином, метасоматическим кварцем, опалом, халцедоном и самородной серой. В этих породах локализована колчеданная залежь, в которой среди сульфидизированных пород и значительно реже в опалитах отмечается киноварь.

Колчеданная залежь состоит из пирита и марказита, в которых обнаружено значительное (до 0,07%) содержание ртути. Подчиненное положение занимают сульфиды ртути — киноварь, отличающаяся сравнительно высоким содержанием селена, и метациннабарит. Редко встречаются антимонит и ртутьсодержа-

ций сфалерит, а также халькозин, ковеллин, самородное золото и самородная медь. Нерудные минералы — опал, самородная сера, сульфаты железа. Отмечается сходство этого месторождения с месторождением Матсуо в Японии.

Сульфиды железа и ртути образовались из гидротермальных растворов метасоматическим путем. Сульфиды ртути образуются и в настоящее время на выходе парогазовых струй фумарол. Источники главных рудных компонентов различны. Железо выносится при опализации из вулканогенных пород и в дальнейшем высаживается сероводородом из сернокислых растворов. Для ртути очевиден ее привнос, так как все продукты гидротермальной деятельности — опалиты, колчеданные руды и самородная сера — обогащены ртутью.

Термальные воды, формирующие ртутную минерализацию, являются сероводородными слабоминерализованными растворами с рН близким к нейтральному и температурой около 100° С (Современное ртутное рудообразование..., 1969).

Рудопроявления кальдеры Узон и ключа Апапель (Камчатка)

В вулcano-тектонической структуре Узон в современных условиях осуществляется комплексная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация. Она приурочена к выходам высоконагретых термальных вод. Эта минерализация обогащает водные осадки аморфного кремнезема, цемент-пролювия и гидротермально измененные породы. Преобладают реальгар, аурипигмент и антимонит; из других сульфидов установлены пирит, марказит, киноварь, метациннабарит, сфалерит, ковеллин, халькозин. Среди нерудных минералов отмечаются опал, сера, гипс, барит, глинистые минералы и битумы, а на глубине кальцит.

Рудная минерализация прослежена на глубину 7,5 м. Под поверхностной кремнистой коркой находится прослой с аурипигментом и серой, ниже — обогащенный реальгаром, антимонитом и киноварью. Еще ниже среди рудных минералов преобладают пирит и марказит.

Проявление современных металлоносных терм сопряжено по времени с активным андезит-базальтовым вулканизмом. Выходы глубинных гидротерм локализованы в пределах вулcano-тектонических депрессий, где широко проявились продукты молодого кислого вулканизма (туфы, дациты, игнимбриты и экструзии дацита и липарита), а также более позднего базальтового вулканизма. Глубинные растворы представляют собой слабощелочные воды хлоридно-натриевого состава с небольшим количеством SO_4^{2-} , H_2S , CO_2 и повышенными содержаниями кремнекислоты, бора, мышьяка и некоторых других металлов. О сложном генезисе термальных вод говорит, в частности, изотопный состав серы, имеющий широкие пределы колебаний $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ (Озерова, Набоко, Виноградов, 1971).

Рудопроявления ключа Апапель и кальдеры Узон, по-видимому, относятся к травертиновому типу месторождений опалитовой ртутной формации.

Месторождения Закарпатской области

Примером вулcanoгенных ртутных месторождений являются месторождения Вышковского района Закарпатской области. Они располагаются в пределах Закарпатского внутреннего прогиба между складчатой зоной Карпат и Паннонским (Венгерским) срединным массивом. Прогиб сформировался в неогене, на поздних стадиях развития Карпатской геосинклинали и выполнен неогено-

выми молассовыми отложениями, среди которых широко развиты алевролиты и песчаники, а также андезитами, липаритами и туфами. Относительно ранними считаются липариты Береговского района, более поздними — андезиты и базальты Выгорлат-Гутинской гряды. Неогеновые осадочные и вулканогенные толщи разбиты серией разломов и прорваны субвулканическими интрузиями габбро-диабазов, диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

Вышковский район приурочен к зоне Береговско-Бая-Марского глубинного разлома, отделяющего Закарпатский прогиб от Паннонского массива. В его пределах широко развиты поперечные разломы северо-восточного направления, сопряженные с глубинным разломом. Эти поперечные разломы определили блоковый характер структуры района и послужили путями внедрения плиоценовых интрузий и последующего оруденения. В пределах Вышковского района известны ртутные, ртутно-полиметаллические и полиметаллические месторождения, причем ртутно-полиметаллические рассматриваются как результат наложения поздней ртутной стадии минерализации на производные предыдущей свинцово-цинковой стадии оруденения (Мерлич, 1961 и др.).

Принадлежность ртутных месторождений Вышковского района Закарпатья к типу субвулканических месторождений подтверждается, кроме того, их пространственно-структурной ассоциацией с близкоодновозрастными субвулканическими месторождениями, принадлежащими к золото-серебряной, золото-свинцово-цинковой и золото-теллур-висмутовой рудным формациям (Науменко, Скаржинский, 1970), а также структурной связью с районами развития вулканогенных золото-серебряных и золото-полисульфидных месторождений Румынской Трансильвании.

Месторождение Боркут

Месторождение Боркут расположено в восточной части Вышковского рудного района в приконтактной части Варгедьского субвулканического интрузивного массива кварцевых диорит-порфиров. Интрузивный массив прорывает осадочные и вулканогенные породы сарматского яруса, представленные глинами, аргиллитами и алевролитами с подчиненным количеством малоомощных прослоев среднезернистых песчаников, реже туффитов и двумя горизонтами липарито-дацитовых туфов средней мощностью 10 и 40 м.

Вулканогенно-осадочные породы полого наклонены к юго-западу, а у контакта с интрузивным массивом они круто задраны вверх, местами поставлены на голову или слегка запрокинуты.

Месторождение приурочено к системе трещин, сформированных в зоне контакта Варгедьского массива в процессе развития интрузивно-диабазовой структуры. Вмещающими породами являются породы интрузивного массива и пачка аргиллитов и песчаников с горизонтом липарито-дацитовых туфов. Контактная поверхность интрузива в северной части месторождения имеет северо-западное простирание и наклонена под углами $73-89^\circ$ в сторону вмещающих пород. На юге она под углами $68-83^\circ$ падает центроклинально при северо-восточном простирании, а в центральной части месторождения имеет субмеридиональное простирание при крутом падении (рис. 128, 129).

На размещение оруденения и морфологию рудных тел главное влияние имеют структурные элементы, особенно различные системы трещин, а также состав вмещающих пород и их физико-механические свойства.

Выделяются четыре типа рудных тел: а) согласные, локализующиеся в туфах, отличаются низким содержанием ртути и неравномерным распределением;

в них сосредоточено около 10% разведанных запасов металла; б) приразломные в зонах дробления, самые распространенные и богатые; в) рудные тела экранирования, встречаются редко и отличаются низким содержанием ртути; г) рудные тела избирательного замещения; д) секущие рудные тела, наиболее крупные и богатые по содержанию ртути; е) контактовые, локализующиеся непосредственно в эндоконтакте интрузивного массива, отличаются высоким содержанием ртути при небольшой мощности тел; в них заключено около четверти всех запасов металла; ж) сложные рудные тела.

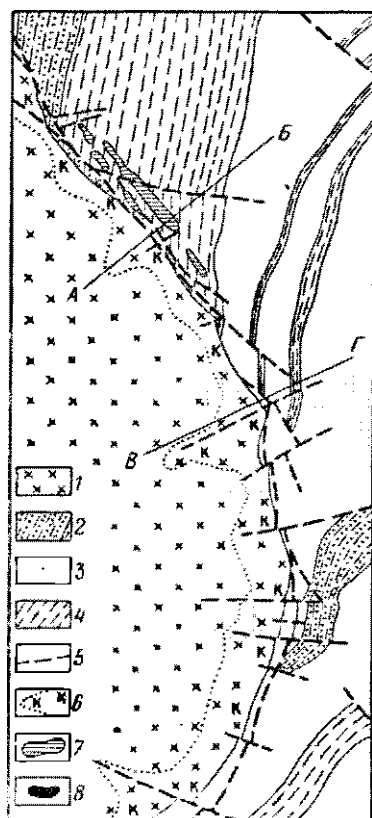


Рис. 128. Схема геологического строения месторождения Боркут.

1 — кварцевые диорит-порфиры; 2 — песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов; 3 — аргиллиты с прослоями песчаников; 4 — липарито-дацитовые туфы; 5 — разломы; 6 — каолинизированные породы; рудные тела: 7 — экзоконтактовые в туфах и песчаниках, 8 — приконтактовые и эндоконтактовые жильные

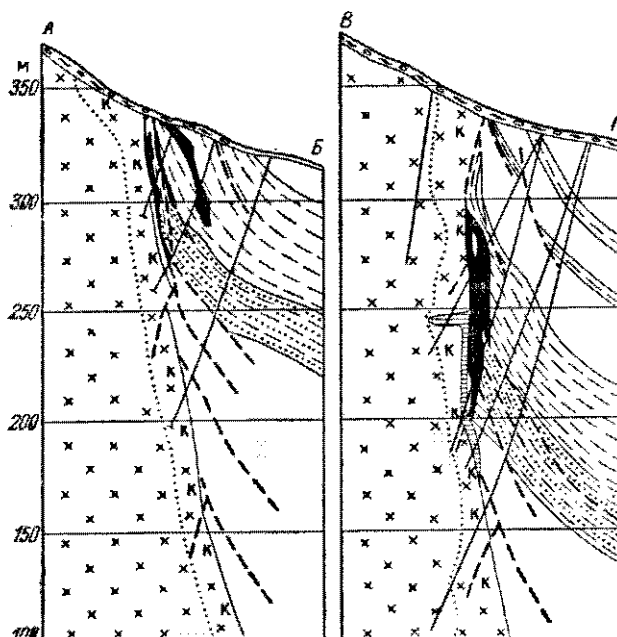


Рис. 129. Геологические разрезы месторождения Боркут. Усл. обозначения см. на рис. 128.

Оруденению предшествовала гидротермальная аргиллизация пород.

Основной рудный минерал — киноварь, обычно мелкокристаллическая. Среди киновари отмечаются реликты метациннабарита. Установлены две разновидности киновари. Более ранняя, которой сложена основная масса руд, имеет темно-красный цвет. Киноварь поздней генерации отличается ярко-красной окраской.

Удаленные рудные тела в туфах отличаются мономинеральным киноварным составом. В песчаниках наряду с киноварью в небольшом количестве встречаются марказит и пирит. В приразломных рудных телах киноварь обычно ас-

социирует с марказитом и иногда с галенитом. В приконтактовых и жильных телах характерно увеличение с глубиной содержания марказита и появление пирита. В отдельных скважинах на глубине отмечались прожилки галенита и сфалерита без киновари, но часто совместно с пирротинном. Карбонаты в рудах встречаются редко. Во всех типах руд обычен каолинит. Почти постоянно, но в небольшом количестве встречаются твердые и жидкие битумы.

Наиболее характерны вкрапленные, массивные и полосчатые текстуры руд. Предрудные и околорудные изменения вмещающих пород выражены в каолинизации. Вместе с каолинитом устанавливаются галлуазит, аллофан и опал.

На месторождении обнаруживаются слабые признаки вертикальной зональности, заключающиеся в смене минеральных парагенезисов ртутной минерализации (киноварь — марказит) полиметаллической (сфалерит — галенит).

В том же районе имеются более сложные по составу ртутно-свинцово-цинковые месторождения — Грендеш и др.

Месторождение Каменный Карьер

Особый характер имеют проявления ртутного оруденения в смежном Оленевском районе Закарпатской рудной провинции, связанном с Закарпатским (Перечип-Раховским) глубинным разломом. Ртутное оруденение здесь локализуется в мелких субвулканических телах — дайках и штоках андезитов и базальтов плиоценового возраста и в сопровождающих эти тела взрывных брекчиях. К такому типу относятся месторождения Каменный Карьер, Малое, рудопроявления Восточное, Красное и др.

Месторождение Каменный Карьер находится вблизи Оленевского разлома в центральной части одноименного рудного поля. Участок месторождения сложен аргиллитами и песчаниками зоцена, собранными в изоклинальные складки северо-западного простирания. Среди них в зоне разлома располагается экстружия верхнеплиоценовых андезито-базальтов. Вулканическая жерловина имеет трубообразную форму с вертикальным падением. Экструживное тело андезито-базальтов окаймлено почти непрерывной полосой взрывных брекчий мощностью 2—3 м. Они состоят из обломков андезито-базальтов, аргиллитов и песчаников размером 5—20 см, промежутки между которыми выполнены мелким перетертым материалом тех же пород.

Вмещающие породы и экструживный массив пересечены крутопадающим сбросом, в плоскости которого прослеживается зона дробления. Этот сброс является главной рудоуправляющей структурой. Зона сброса и взрывные брекчии периферии экструживного массива испытали гидротермальные изменения и вмещают ртутное оруденение (Геология ртутных месторождений..., 1975).

Гидротермальные изменения выражены в каолинизации андезито-базальтов. В взрывных брекчиях изменению прежде всего подверглись обломки андезито-базальтов, в которых основная масса окварцована, а порфиновые вкрапленники замещены каолином. Гидротермальные изменения охватывают также всю приконтактовую зону экстружива.

Ртутное оруденение локализуется главным образом в взрывных брекчиях и в зоне сброса, в меньшей мере — в приконтактовой части штока андезито-базальта. Рудные тела представляют собой неправильные по форме гнезда и линзы. Главный рудный минерал — киноварь, встречаются метациннабарит,

марказит, отмечено небольшое количество сфалерита, галенита, барита, кальцита, кварца. Характерно присутствие твердых битумов и органических минералов — кертисита и карпатита, причем их содержание достигает 10—30% от общей массы руды, хотя в среднем не превышает 1% (Э. Лазаренко и др., 1968 г.; Геология ртутных месторождений..., 1975).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969. 182 с. (Тр. СВ компл. НИИ АН СССР).

Безмерный В. В. Геологическое строение и вещественный состав руд Чемпуринского ртутного месторождения Центральной Камчатки. М., 1976, с. 46—69 (Труды Всесоюз. заочн. политехн. ин-та, вып. 96).

Васильев В. И. Акташское месторождение как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации. — В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1969, с. 76—113.

Васильев В. И. Новые рудные минералы ртутных месторождений Горного Алтая и их парагенезисы. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 111—129.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964. 220 с.

Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1977, с. Авт.: В. А. Кузнецов, В. И. Васильев, А. А. Оболенский, И. П. Щербань.

Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Ред. В. И. Скаржинский. Киев, «Наукова думка», 1975. 284 с.

Жариков М. Г. О новом листовитовом типе ртутной минерализации в Южной Фергане. Ташкент, 1961, с. 103—113 (Учен. записки САИГГИМС, вып. 6).

Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского месторождения в Донецком бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1940. 110 с.

Заря Ф. Ф., Ольховский Н. Я., Григорьева Л. И. О новом рудном ярусе на Никитовском ртутном месторождении. — «Докл. АН СССР», 1977.

Кирикилица С. И. Опыт разведки скрытых ртутных месторождений в Донбассе. Киев, 1969. 65 с. (Укр. ин-т науч.-техн. информ.).

Кирикилица С. И., Ласков В. А. Новый структурный тип ртутных месторождений в УССР. Киев, 1970. 33 с. (Укр. ин-т науч.-техн. информ.).

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископ., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 302—314.

Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 1, с. 3—21.

Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 23—52.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 197—202.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества. — «Геология и геофизика», 1970, № 4, с. 44—56.

Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Груба В. И. Минералогия Донецкого бассейна. Киев, «Наукова думка», 1975. 254 с.

Мерлих Б. В. Стадии эндогенного рудообразования в Закарпатье. Изд. Львов. Ун-та, 1961, с. 77—88 (Материалы комиссии мин. и геохим. № 1, Карп.-Балк. ассоциации МГК).

Металлогения ртути. Под ред. В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука. М., «Недра», 1976. 255 с.

Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 3, с. 684—688.

Науменко В. В., Скаржинский В. И. Эндогенные рудные формации неогена Закарпатья. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 1, с. 83—87.

Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1969. 239 с.

Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений центрального района Донецкого бассейна. Донецк. индустр. ин-т, 1959. 87 с.

Новые данные о возрасте ртутной минерализации в северо-восточной части Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1977, т. 232, № 2, с. 453—455. Авт.: А. Г. Дворников, С. И. Кирикилица, Е. Г. Тихоненкова, Н. А. Ольхова.

Озерова Н. А., Набоко С. И., Виноградов В. И. Ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация современных гидротерм Камчатки и Курильских островов. — «Геология и геофизика», 1971, № 1, с. 3—9.

Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. М., Госгеолтехиздат, 1955. 208 с.

Поярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути. — «Вестник АН КазССР», 1966, № 2, с. 13—23.

Раздорожный В. Ф. Стадии гидротермального минералообразования Никитовского рудного поля. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 230, № 5, с. 1190—1192.

Сауков А. А. Геохимия ртути. М., Изд-во АН СССР, 1946. 128 с. (Труды ИГН, вып. 78).

Сауков А. А., Айдинян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972. 336 с.

Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев, «Наукова думка», 1973.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолгиздат, 1947. 79 с.

Смирнов В. И. О некоторых рудных месторождениях США. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 4, с. 79—90.

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископ., т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 289—301.

Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 130—141.

Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова). — «Геология рудных месторождений», 1969, № 5, с. 17—33. Авт.: Н. А. Озерова, Н. Х. Айдинян, М. Г. Добровольская и др.

Уайт Д. Т. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений (пер. с англ.). М., «Мир», 1970, с. 469—528.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964. 256 с.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969. 263 с.

Bailey E. H., Everhart D. L. Geology and Quicksilver deposits of the New-Almaden district Santa Clara connty, California. — «Geol. Surv. Prof. Paper», 1964, N 360. 260 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Разработанные к настоящему времени классификации эндогенных месторождений урана, как правило, учитывают минеральные ассоциации руд, условия их отложения, рудолокализирующие структуры и состав вмещающих пород. Экзогенные месторождения обычно подразделяются в соответствии с литологическими особенностями рудовмещающих пород и типами бассейнов осадконакопления. Некоторые классификации базируются на геотектоническом положении урановых месторождений.

Авторами в основу группировки промышленных урановых месторождений СССР положены их генетическая принадлежность и геотектоническая позиция. Дальнейшее подразделение произведено с учетом геологических формаций, с которыми связано урановое оруденение, состава руд и локальных рудоконтролирующих структур. Исходя из этих позиций промышленные месторождения урана объединены в три серии, включающие 10 основных промышленно-генетических типов.

Серия А. Постметаморфические гидротермальные месторождения древних платформ

Тип 1. Железо-урановые месторождения.

Тип 2. Урановые месторождения.

Серия Б. Постмагматические гидротермальные месторождения складчатых областей и областей тектоно-магматической активизации

Тип 3. Фосфор (апатит)-урановые месторождения.

Тип 4. Молибден-урановые месторождения.

Тип 5. Титан-урановые месторождения.

Тип 6. Мышьяково-урановые месторождения.

Серия В. Постседиментационные месторождения молодых платформ и областей тектонической активизации

Группа диагенетических месторождений:

Тип 7. Редкоземельно-урановые месторождения.

Группа экзогенных инфильтрационных месторождений.

Тип 8. Урано-угольные месторождения.

Тип 9. Ванадий-урановые месторождения.

Тип 10. Селен-урановые месторождения.

Приставка «пост» в названиях серий подчеркивает крайне характерный постумный характер урановых месторождений, формирование их вслед за главными геологическими процессами, определяющими геологический и металлогенический профиль ураноносных провинций и вместе с тем закономерную связь с этими процессами. Кроме того, в группировке учтена тенденция в смене генетических типов урановых месторождений при переходе от древних металлогенических эпох к молодым, отражающая эволюцию уранового рудообразования во времени в связи с общим необратимым развитием земной коры.

Так, протеоактивизация древних платформ на рубеже раннего и среднего протерозоя характеризовалась мощным проявлением постметаморфических

гидротермальных процессов, в результате которых в зонах крупных разломов фундамента возникли метасоматические железо-урановые и урановые месторождения.

Для палеозойских складчатых областей и мезозойских областей тектономагматической активизации характерно широкое развитие магматогенных гидротермальных месторождений, связанных с континентальными комплексами вулканических и вулканогенных пород. Специфику раннепалеозойской эпохи определяют фосфор-урановые месторождения, сопряженные с андезит-диоритовой формацией, позднепалеозойской эпохи — молибден-урановые месторождения в связи с липарит-гранитной формацией. В мезозое на активизированных древних платформах формировались титан-урановые месторождения, ассоциированные с трахито-сиенитовыми вулканогенными комплексами, а в активизированных складчатых областях — флюорит-урановые и мышьяково-урановые месторождения, приуроченные к вулканическим кальдерам и наложенным впадинам, в которых проявлен трахиандезит-липаритовый вулканизм.

В кайнозойскую эпоху возникли экзогенные инфильтрационные и седиментационно-диагенетические урановые месторождения, приуроченные к осадочному чехлу молодых платформ, межгорных и предгорных впадин.

ПОСТМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

На докембрийских платформах известны многочисленные и разнообразные по генезису проявления уранового оруденения. В кристаллическом фундаменте оно связано с поясами пегматитовых жил и высокотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов, с горизонтами метаморфизованных конгломератов, в платформенном чехле — с пластами горючих сланцев и бурими углями, выполняющими речные палеодолины, и др. Основное значение на древних платформах имеют метаморфогенные урановые месторождения в зонах полевошпатового метасоматоза. Согласно Я. Белевцеву и др. (1968), они контролируются складчато-разрывными структурами раннепротерозойского возраста, возникшими на раздробленном архейском цоколе, и образованы в результате подъема рудоносных растворов из области ультраметаморфизма и осаднения урана на более высоких уровнях. В зонах крупных разломов натровые метасоматиты протягиваются на десятки километров и представляют собой особую геологическую формацию, сопоставимую со щелочными интрузивными формациями фанерозойских складчатых областей. Среди железистых кварцитов с ураноносными натровыми метасоматитами совмещены карбонатные, среди ультраметаморфических пород преобладают собственно натровые метасоматиты. Соответственно выделяются две группы урановых месторождений.

Железо-урановые месторождения

По данным Р. Петрова, В. Карпенко и Ю. Мещерского (1969), в областях развития ураноносных железорудных формаций разрез докембрия начинают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, а также интрузирующие их кварцевые диориты и гранодиориты, выше залегают железорудные, метабазитовые и гипербазитовые формации, и наконец, лептиты и среднезернистые гнейсы, кварциты и интрузии микроклиновых гранитов. В составе железорудной формации, вмещающей урановые руды, выделяются три свиты.

Нижняя, сланцево-кварцитовая, свита представлена слюдяными кварцитами, метааркозами и метакогломератами, слюдяными, биотит-полевошпатовыми сланцами и амфибол-биотитовыми лептитами. С ней связаны урановые рудопрооявления, отождествляемые с ураноносными конгломератами.

Средняя, таконитовая, свита образована выдержанными по простиранию горизонтами куммингтонитовых, куммингтонит-биотитовых и биотитовых сланцев, магнетитовых, магнетит-гематитовых и гематитовых джеспилитов, итабиритов и таконитов. Реже в составе свиты встречаются микросланцы, лептиты и переслаивающиеся с ними доломитовые мраморы и диопсидовые кварциты.

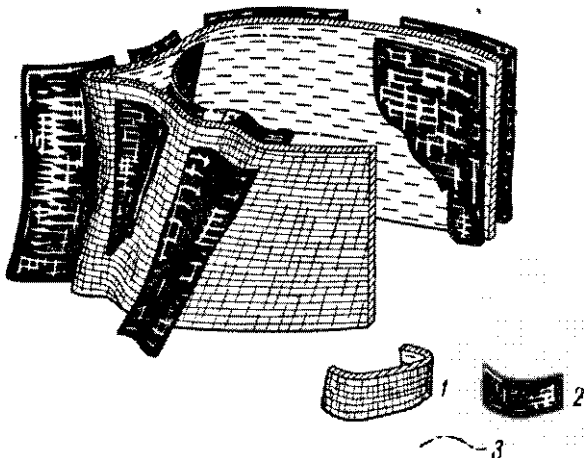


Рис. 130. Железо-урановое месторождение в ядре изоклиальной складки. По Р. Петрову и др. (1969).

1 — горизонт таконитовой свиты; 2 — зоны рудной минерализации; 3 — разрывные нарушения

Комплексные железо-урановые руды залегают среди богатых гематит-магнетитовых железных руд. Собственно урановые руды находятся в биотитовых микросланцах в верхних частях свиты и в куммингтонитовых сланцах на различных стратиграфических уровнях.

Верхняя, доломит-лептитовая, свита сложена лептитами, микросланцами, графитовыми сланцами с прослоями доломитовых мраморов, доломитсодержащих и диопсидовых кварцитов. Урановые руды в верхней свите приурочены к лептитам и доломитам.

Для железистых кварцитов, вмещающих урановое оруденение, характерно развитие крутых складок, осложненных продольными и диагональными дизъюнктивными нарушениями, причем именно складчатые структуры играют ведущую роль в пространственном распределении и морфологии урановых месторождений. Р. Петров и др. (1969) различают три основных структурных типа урановых месторождений в железорудных формациях:

- 1) месторождения в замковых частях изоклиальных складок;
- 2) месторождения в участках флексурных перегибов на крыльях складок;

3) месторождения в зонах продольных послойных и секущих разломов на участках моноклиального залегания железистых кварцитов.

В месторождениях первого типа складчатые структуры характеризуются близким к вертикальному расположением осевых поверхностей и шарниров, резкой дисгармоничностью складок высших порядков, обусловленной неоднородностью литологического состава горизонтов и перераспределением материала в результате интенсивного сжатия. Карбонатные породы и кварцито-сланцы образуют сравнительно плавные изгибы, итаби-

риты и таковиты — остроугольные килеватые складки. Зоны преимущественного нагнетания материала приурочены к замковым частям мелких складок, где обычно концентрируются и основные рудные тела (рис. 130).

Урановое оруденение обычно залегает в нескольких стратиграфических горизонтах, реже в одном горизонте. Соответственно на разных месторождениях выделяется разное количество минерализованных зон. В замках основных

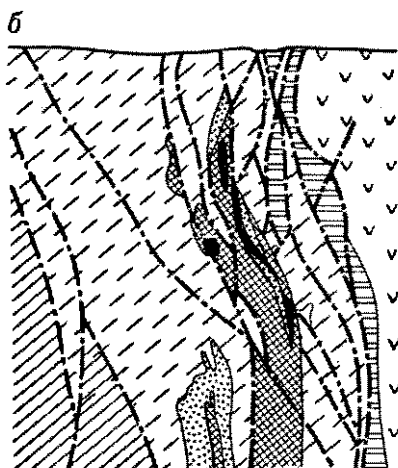
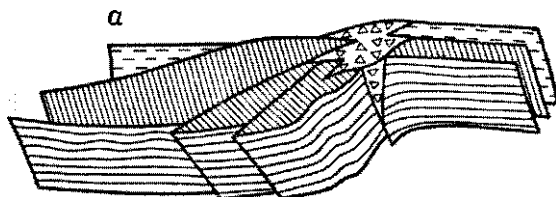


Рис. 131. Железо-урановое I месторождение, приуроченное к флексурообразному осложнению крыла синклинали. а — соотношения флексуры с дизъюнктивными нарушениями. По Р. Петрову и др. (1969); б — разрез через месторождение. По Я. Белевцеву и др. (1968).

1 — нижний контакт пород доломит-лептитовой свиты; 2 — нижний контакт пород таковитовой свиты; 3 — плоскости дизъюнктивных нарушений; 4 — тектонические брекчии; 5 — урановые руды; 6 — магнетит-рибекитовые и магнетит-егириновые породы; 7 — железные руды; 8 — породы верхней свиты; 9 — породы средней свиты; 10 — породы нижней свиты; 11 — амфиболиты; 12 — разрывные нарушения

складок они имеют седловидную форму и состоят из крутопадающих столбо- и линзообразных урановорудных тел. По мере удаления от замков их сменяют штоко-, линзо- и жиллообразные залежи железных и урановых руд, контролируемые складчатыми структурами в сочетании с согласными и секущими дизъюнктивами.

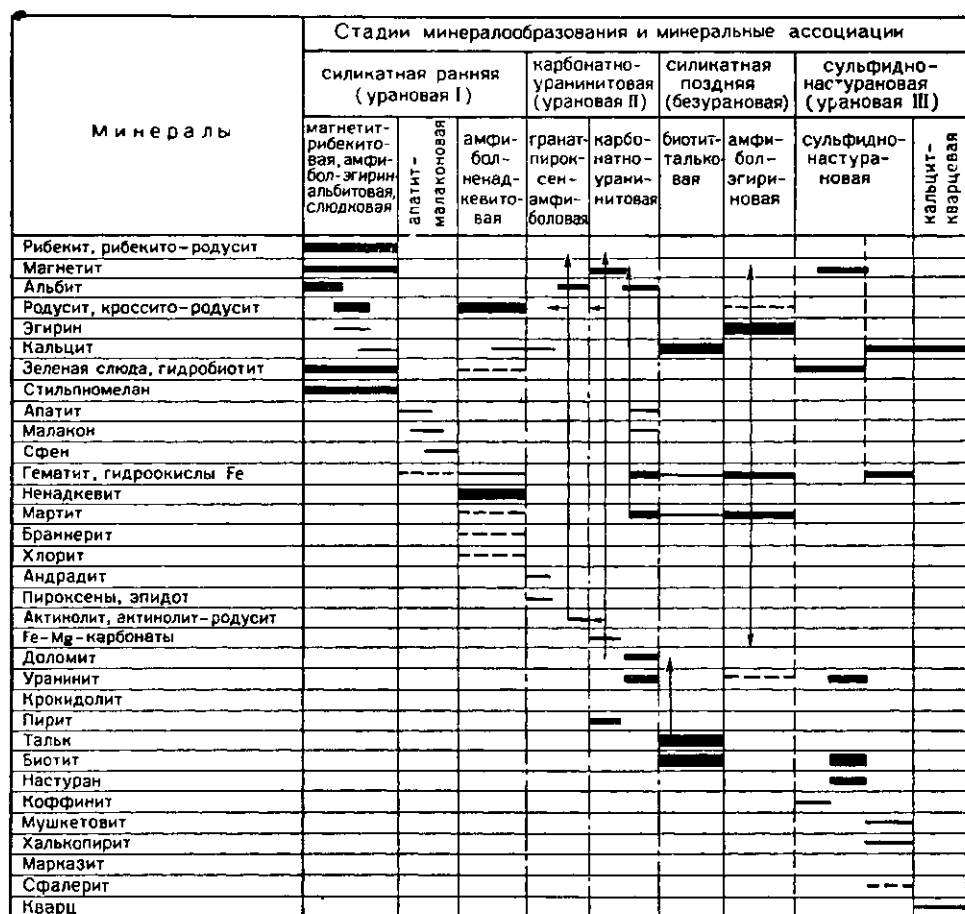
Месторождения второго типа пространственно связаны с крутыми флексурами на крыльях крупных синклиналей, сопровождающимися многочисленными зонами брекчирования. Дисгармоничность складок, перераспределение материала выражены слабее, чем в месторождениях первого типа. Минерализованные зоны обладают значительными размерами по простиранию и падению и вмещают плито-, линзо- и столбообразные залежи железных и урановых руд. Особенно характерны столбообразные залежи железо-урановых руд в узлах пересечения согласных и диагональных дизъюнктивов (рис. 131).

Месторождения третьего типа имеют подчиненное значение и обычно приурочены к изолированным железорудным горизонтам незначительной протяженности, залегающим среди гнейсов и мигматитов. Разрывные нарушения представлены милонитами и катаклазитами мощностью до 25—30 м, имеют меньшие углы падения, чем вмещающие магнетитовые или гематит-магнетитовые такониты. Максимальное развитие метасоматической минерализации, в том числе и урановой, связано с изгибами дизъюнктивных нарушений в плане и разрезе и с участками сочленения разломов различного направления. Формы рудных тел столбообразные, линзообразные, гнездовые.

Для урановых месторождений, залегающих в железистых кварцитах, типично мощное проявление метасоматических процессов, протекавших в четыре стадии: железорудную, щелочносиликатную, карбонатную и кварцевую. С первой стадией связано формирование богатых железорудных тел, приуроченных к флексурным изгибам, шарнирам, иногда к секущим разрывам. Железорудные метасоматиты образованы на заключительном этапе регионального метаморфизма, создавшего куммингтонит-магнетитовые породы, и состоят из магнетита, гематита, куммингтонита и грюнерита, кварца и биотита. Образование железорудных метасоматитов не сопровождалось какими-либо проявлениями урановой минерализации и лишь на более поздних этапах метасоматоза в куммингтонит-магнетитовых сланцах и в богатых железных рудах возникает вкрапленность урановых минералов. Именно таким путем образуются комплексные железо-урановые руды.

К группе щелочносиликатных метасоматитов относятся альбититы, эгириниты и щелочноамфиболовые породы, принадлежащие к натровым метасоматитам, а также малораспространенные калиевые (слюдистые и гидрослюдистые) метасоматиты. Альбититы и альбитизированные породы развиваются в первую очередь за счет кварц-биотитовых сланцев. Во многих случаях альбититы имеют реликтовую бластомилонитовую структуру, указывающую на наличие тектонических подвижек, которые предшествовали альбитизации. Наряду с этим широко распространены явления позднего брекчирования альбититов с развитием в цементе карбонатов, хлорита, гидрослюды и других минералов. Альбититы состоят главным образом из альбита, переменных количеств кварца, щелочных амфиболов, эгирина, слюдистых минералов, гематита, магнетита, сфена, пирита. Альбититы часто включают промышленное урановое оруденение, связанное с вкрапленностью урансодержащих апатита и малакона, а также силикатов и окислов урана.

Карбонатные метасоматиты приурочены главным образом к согласным тектоническим зонам, но нередко развиваются и вдоль секущих дизъюнктивов. Они проявлены главным образом в амфибол-магнетитовых сланцах и таконитах, а также в железорудных телах, сформированных в предшествующие стадии метасоматоза. При карбонатизации железорудных метасоматитов возникают железо-карбонатные и карбонатно-железные руды полосчатой, реже брекчиевидной и брекчиевой текстур. Основные минералы карбонатных метасоматитов — магнетит, мартит и карбонаты типа мезитита, пистомезита и сидероплезита. В железо-карбонатных урановых рудах главным карбонатом является доломит, обычно присутствуют тальк, а также более поздние эгирин, крокидолит и гидрослюды. В качестве аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон и пирит. Железо-карбонатные метасоматиты часто содержат обильную вкрапленность уранинита, сосредоточенную главным образом в доломите.



Характер изменения пород

Кварц-биотитовые сланцы	Альбитизация	Карбонатизация	Эгиринизация	Хлоритизация, биотитизация, пиритизация
Амфиболовые породы	Рибекитизация, родуситизация			
Железистые роговики	Эгиринизация			

Рудные ассоциации

Гематит-браннерит-ненадквитовая	■			
Мартит-уранинитовая	■	■		
Сульфидно-настурановая	■		■	■



Рис. 132. Схема последовательности минералообразования на железо-урановом месторождении. По В. Жуковой (Месторождения урана..., 1976).

1 — урансодержащие минеральные ассоциации; 2 — минералы вмещающих пород, входящие в состав руд; 3 — направленность метасоматоза; 4 — дробление ранних минеральных ассоциаций, приоткрывание трещин

Кварцевые метасоматиты распространены на участках развития зон щелочно-силикатного и карбонатного метасоматоза, но иногда фиксируются и на значительном удалении от последних. Урановой минерализации они не содержат.

Последовательность формирования урановых руд на одном из железо-урановых месторождений изображена на рис. 132. На этой схеме богатые железные руды вместе с куммингтонит-магнетитовыми сланцами рассматриваются как вмещающие породы для гидротермального процесса, в котором выделяются четыре стадии: I — ранняя силикатная (натрового метасоматоза), II — карбонатно-уранинитовая (карбонатного метасоматоза), III — поздняя силикатная и IV — сульфидно-настурановая.

Урановые месторождения

В данном случае урановые месторождения связаны с натровыми метасоматитами, залегающими среди ультраметаморфических пород — гнейсов, гранито-гнейсов, мигматитов. Ураноносные натровые метасоматиты локализуются в протяженных и мощных разломах, подчиненных складчатым структурам фундамента и экзоконтактам крупных (сотни — первые тысячи квадратных километров) многофазных гранитоидных массивов. Конформное залегание последних, развитие вокруг них широких ореолов инъекционных мигматитов, минералого-петрографические особенности гранитоидов свидетельствуют о том, что эти массивы возникли в условиях абиссальной фации глубинности и что в ранние фазы гранитизации совершалась путем магматического замещения и частичного плавления гнейсов. При этом в затвердевших эндоконтактных зонах массива возникли широкие зоны протоклаза, распределение которых подчиняется элементам внутренней структуры (провесам кровли, границам фаций, линиям течения) и которые обнаруживают признаки интенсивной перекристаллизации еще не остывших пород.

В поздние фазы, проявившиеся локально, сформировались мелкие тела равномернозернистых грапитов, окруженные зонами мигматитов, и жилы аплитовидных гранитов. Образование их связывается с поступлением гранитизирующих растворов из более глубоких частей массива. Они наследуют положение эндоконтактов, иногда располагаются в зонах протоклаза и в свою очередь превращены в биотит-амфиболовые blastsмилониты.

Отличительные особенности разломов, вмещающих ураноносные натровые метасоматиты, — длительное и многоэтапное развитие, закономерные комбинации структурных элементов, возникших в условиях больших и средних глубин. Многие из этих разломов были заложены еще в период региональной гранитизации, подновлены на уровне биотит-амфиболовых blastsмилонитов, а затем подвергнуты мощному катаклазу и зеленокаменным изменениям, на которые и наложен натровый метасоматоз.

Наиболее интенсивно метасоматоз проявлен в тех разломах, которые наследуют зоны blastsмилонитов и инъекционных мигматитов, характеризуются наибольшей гетерогенностью вмещающих пород и распространяются глубже других. Наиболее крупные залежи ураноносных натровых метасоматитов локализуются в изгибах разломов по простиранию и падению, в местах сочленения с ними диагональных разрывов и т. д.

Примером служит одно из урановых месторождений, описанное В. И. Казанским и др. (О структурных..., 1968). Оно располагается в клиновидном блоке гнейсов, насыщенном согласными телами гранитов и пегматитов и ограниченным со стороны всякого бока мощным blastsмилонитовым швом (рис. 133).

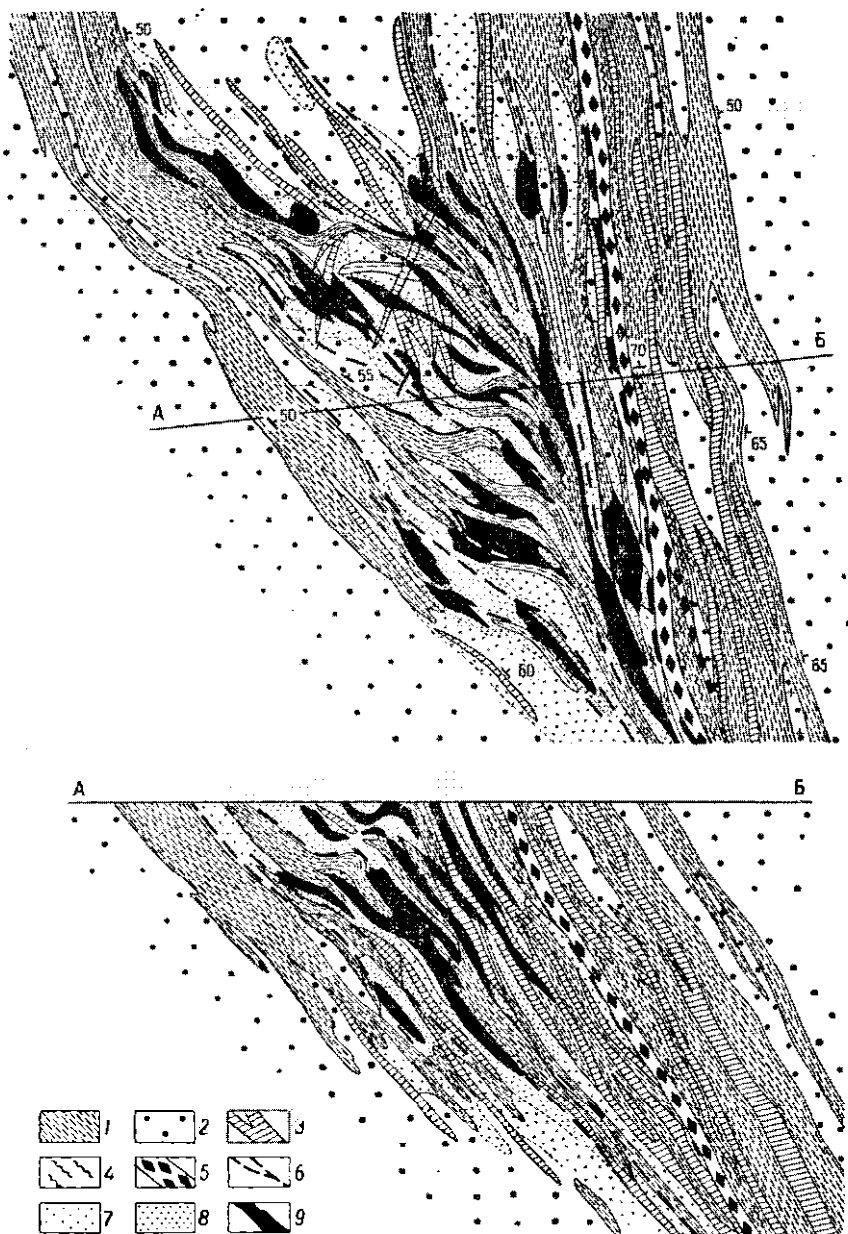


Рис. 133. Геологическое строение уранового месторождения в натровых метасоматитах. По В. Крупенникову (Месторождения урана..., 1976).

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматиты; 4 — зоны смягчения и будинажа; 5 — бластомилоны альмандина-амфиболитовой фации; 6 — милоныты и катаклазиты; 7 — натровые метасоматиты внешней и промежуточной зон; 8 — натровые метасоматиты внутренней зоны (альбититы); 9 — рудные залежи

Гнейсы падают на восток, имеют меридиональное и северо-западное простирание, веерообразно расходятся в северном направлении и местами испытывают резкие изгибы. Граниты в большинстве случаев образуют согласные тела. Размеры тел и степень насыщенности ими гнейсов изменяются в широких пределах. В центральной части месторождения наблюдается многократное чередование относительно маломощных (1—30 м) гранитных тел и гнейсов, причем на долю гнейсов приходится около половины объема. Севернее гранитные тела соединяются между собой в виде клиновидного массива, который довольно круто погружается на север. Мощная гранитная залежь устанавливается и в лежащем боку месторождения. Количество пегматитовых жил измеряется сотнями, и в совокупности они образуют пояс шириной около 1 км, рассекающий граниты и гнейсы и падающий также на восток.

Судя по форме и пространственному расположению гранитных и пегматитовых тел, основные системы дизъюнктивных нарушений — меридиональная, северо-западная и северо-восточная — были заложены еще во время ультраметаморфизма. Ведущую роль в период гранитизации играли субмеридиональные и северо-западные дизъюнктивы, которые предопределили пространственное положение тектонических швов, выполненных кварц-биотит-полевошпатовыми blastsмилонитами, blastокатаклазитами и более поздними эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклазитами.

Бластмилолиты и blastокатаклазиты по минеральному составу близки к исходным ультраметаморфическим породам. Судя по текстурно-структурным особенностям, они образованы в результате перекристаллизации горных пород в условиях интенсивного бокового сжатия. Устойчивость биотита в ассоциации с микроклином и олигоклазом позволяет предполагать, что деформации происходили в обстановке амфиболитовой фации метаморфизма. Милолиты и катаклазиты возникли в условиях близповерхностных хрупких деформаций и зеленокаменного изменения ультраметаморфических пород. Для них характерна устойчивая ассоциация кварца, микроклина, альбита, хлорита и эпидота.

Если зоны blastмилолитов и blastокатаклазитов накладываются на гнейсы, чередующиеся с гранитами и пегматитами, то деформации подвергается предпочтительно гранитный материал. Избирательная деформация гранитного материала отмечается и при образовании эпидот-хлоритовых катаклазитов. Степень катаклаза гранитов и пегматитов часто более или менее одинакова на протяжении десятков метров, причем в них отсутствуют зоны, по которым могли бы происходить сколько-нибудь существенные тектонические движения. Все это, а также межзерновой характер дробления, цементация угловатых обломков тонко измельченным материалом указывают на хрупкие деформации гранитоидных пород, происходившие в обстановке сжатия практически без смещений.

Пространственное размещение ураноносных натровых метасоматитов определяется морфологией гранитных тел в комбинации с пегматитовыми жилами и зонами милолитов и катаклазитов. Главная масса натровых метасоматитов и соответственно уранового оруденения приурочена к блоку гнейсов, насыщенному маломощными гранитными жилами и ограниченному сверху и снизу более крупными залежами гранитов. В южной части месторождения, где пачка гнейсов имеет меньшую мощность, натровый метасоматоз захватывает и подстилающие граниты. В северной части месторождения ураноносные альбититы окаймляют снизу клиновидный блок гранитов, проникают в него вдоль пегматитовых жил на несколько десятков метров по восстанию и затем затухают.

В то же время по более крутому восточному и более пологому юго-западному контактам этого клиновидного блока метасоматиты распространяются значительно выше. При этом преобладающая часть ураноносных натровых метасоматитов локализуется в лежащем боку крупного бластомилонитового шва, который выступает в качестве экранирующего структурного элемента.

Соответственно на месторождении выделяются два основных типа рудных тел: 1) приуроченные к послойным телам альбитизированных гранитов и пегматитов, залегающих среди гнейсов; 2) размещающиеся среди крупных тел гидротермально измененных гранитов.

Натровые ураноносные метасоматиты образуются в две стадии — предрудную и рудную (Казанский, Омеляненко, Прохоров, 1974). К предрудной стадии относится образование мощных метасоматических тел, подразделяемых на два основных типа: эгирин-рибекитовый и эпидот-хлоритовый. С рудной стадией связано отложение прожилкового альбита, карбоната, хлорита, гематита, рудных минералов и в некоторых случаях кварца. Иногда вместо хлорита или совместно с ним образуется железо-магнезиальная слюда. Урановые минералы представлены уранотитанатами, настураном, уранинитом, давидитом, коффинитом, гидронастураном, уранофаном и другими еще недостаточно изученными видами (Минеральный состав..., 1971). Они тесно связаны с темноцветными минералами натровых метасоматитов и местами образуют по ним полные псевдоморфозы. Это позволяет предполагать, что образование уранотитанатов, составляющих основную массу руд, происходило в основном при взаимодействии ураноносных растворов с титансодержащими темноцветными минералами — сфеном, ильменитом, рутилом, эгирином, щелочным амфиболом. Большую роль при этом играло двухвалентное железо, содержащееся в темноцветных минералах, которое способствовало восстановлению шестивалентного урана в четырехвалентный.

Очень важная особенность ураноносных натровых метасоматитов — большая протяженность на глубину и, как следствие, проявление в однородной геологической среде вертикальной зональности. Она выражается в том, что вверх по восставию эгирин-рибекитовые метасоматиты сменяются эпидот-хлоритовыми, а кремнезем перерабатывается в виде прожилков и зон окварцевания, вплоть до образования метасоматической кварцевой шапки.

Согласно радиологическим данным ураноносные натровые метасоматиты и вмещающие их гнейсы, порфировидные калиевые и среднезернистые граниты имеют близкий возраст — около 1,8—2 млрд. лет. Вместе с тем геологические и петрологические данные свидетельствуют о принципиально разных условиях их формирования. Образование кристаллических пород фундамента происходило в обстановке прогрессивного метаморфизма. Его внешний фронт отвечал амфиболитовой, а внутренний — гранулитовой фации. Ураноносные альбиты возникли в обстановке значительно меньших глубин, после зелено-каменного изменения ультраметаморфических пород, и принадлежат к числу среднетемпературных гидротермальных образований (300—400° С). Это доказывается устойчивостью в метасоматических ореолах хлорита и эпидота при отсутствии карбонатов. Карбонаты появляются в составе более поздней минеральной ассоциации, с которой связана и урановая минерализация. Эта минеральная ассоциация наложена на альбититы и вместе с тем закономерно приурочена к внутренней зоне метасоматического ореола. Очевидно, рудоотложение непосредственно следовало за натровым метасоматозом, отражая определенную эволюцию гидротермального процесса.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Урановое оруденение занимает строго определенное положение в истории геологического развития складчатых областей. В. Смирнов (1956), Д. Суражский (1956), А. Семенов (1959), В. Котляр (1961), Ф. Вольфсон (1966 г.), а также многие другие геологи отмечали связь промышленных урановых руд с так называемыми малыми интрузиями кислых пород, образованными на поздней стадии развития геосинклинальных систем.

А. Каждан и Н. Лаверов (1966 г.) особо подчеркивали частую ассоциацию урановых месторождений складчатых областей и сложных вулканических комплексов пород, образованных в орогенных «полуплатформенных» условиях.

К настоящему времени установлено, что промышленные месторождения и повышенные концентрации урана в складчатых областях палеозойского возраста относятся к различным генетическим группам. Урановые и ураносодержащие минералы выявлены в комплексных рудах уран-редкоземельных и уран-редкометаллических пегматитов, в карбонатитовых и альбититовых месторождениях, а также в мусковит-топазовых грейзенах и скарнах. Урановые руды этих месторождений имеют низкое качество, незначительные запасы и поэтому не представляют существенного практического интереса. Промышленное значение имеют лишь гидротермальные месторождения, связанные с континентальными вулкано-интрузивными комплексами пород, сформировавшимися в послегеосинклинальный орогенный период. Эти месторождения, судя по геологическим наблюдениям и абсолютному возрасту настурана, близки к самым поздним магматическим телам и связаны с поствулканической гидротермальной деятельностью.

Урановые месторождения характерны также и для областей тектоно-магматической активизации. Они связаны с послеоплатформенными магматическими формациями. Эти формации отличаются повышенной щелочностью пород, которая особенно резко проявлена на древних щитах.

Фосфор (апатит)-урановые месторождения

Урановые месторождения этого типа локализируются в зонах глубинных разломов, обрамляющих срединные массивы. Они преимущественно располагаются в карбонатно-терригенных породах, принадлежащих к геосинклинальным формациям. Вулканогенно-осадочные отложения остаточных депрессий, слагающие верхний орогенный ярус, как правило, не вмещают значительных концентраций урана.

Наиболее близки по возрасту к урановым рудам дайки габбро-диабазов и лампрофиров, андезиты и трахидациты, слагающие покровы и силлы. Диориты и монзониты гипабиссальных интрузий и даек во времени предшествуют урановым рудам. Их становление завершает орогенный вулканизм, после которого проявляется гидротермальная деятельность.

Рассматриваемые месторождения в основном локализируются в складчатых структурах и межформационных зонах разрывов. Структуры вулканического происхождения играют подчиненную роль. Рудоотложению обычно предшествуют интенсивно проявленный предрудный карбонатно-натровый, кварцево-натровый, апатит-натровый метасоматоз и иногда березитизация пород.

Пространственно рассматриваемые месторождения часто ассоциируют с месторождениями молибден-уранового, медно-молибденового (порфирового) и кварц-золоторудного типов, обнаруживающими связь с орогенными вулканогенными комплексами средних — кислых пород.

Промышленные концентрации апатита и урана установлены в различных по составу и возрасту породах, но наиболее крупные из них приурочены к карбонатным отложениям, содержащим прослой алевролитов и песчаников, и к апикальным частям альбитизированных интрузивов. Их пространственное положение определяется протяженными разломами длительного развития, вмещающими сложные серии вулканогенных пород, гипабиссальных интрузивов и даек трахи-андезитового и андезит-диоритового состава, образованных в посттеосинклинальный орогенный период.

Основное промышленное значение имеют метасоматические рудные залежи, ориентированные согласно с вмещающими породами, а также штоковые прожилково-вкрапленных руд. Меньшую роль играют секущие жиллообразные рудные тела, как правило, являющиеся апофизами пластовых залежей.

На всех месторождениях апатит-урановые руды имеют отчетливые признаки эпитгенетического образования и в настоящее время большинством исследователей относятся к гидротермальному классу. Некоторые геологи считают их диагенетическими осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями.

Геология апатит-урановых месторождений рассмотрена в работах В. Величкина (1968), В. Белова (1968) и других исследователей (Геология гидротермальных..., 1966).

По минеральному составу среди апатит-урановых месторождений выделяются два подтипа: 1) апатит-урановые полиминеральные (уранинит-коффинит-настурановые) и 2) апатит-настурановые с аршиновитом. Эти месторождения кроме того имеют различные структуры и отличаются геологической позицией.

Апатит-урановые полиминеральные (уранинит-коффинит-настурановые) месторождения локализируются в жестких приподнятых блоках срединных массивов. Они располагаются в зонах пересечения крупных разломов, определявших положение остаточных депрессий, заполненных вулканогенно-осадочными отложениями верхнего орогенного яруса. На отдельных участках эти разломы контролируют положение поздних гипабиссальных тел диоритового и гранитного состава, сложный комплекс даек. Рудные тела месторождений располагаются обычно в околоинтрузивной зоне. Они образуют серию протяженных крутопадающих столбов, склоняющихся согласно падению контактов интрузивов (рис. 134).

Весьма характерно интенсивное дорудное изменение пород. Интрузивные породы и вмещающие их породы фундамента обычно интенсивно альбитизированы и содержат апатит. Апатит-альбитовые метасоматиты образуют своеобразный чехол, в который заключены рудные тела.

Состав руд таких месторождений, как правило, сложный. Процесс их формирования многостадийный. В нем выделяются, кроме стадии ранних апатит-альбитовых метасоматитов, еще несколько стадий. С ранней из рудных стадий связано отложение уранинита, ассоциирующего с альбитом, апатитом, аршиновитом и другими минералами; позднее были отложены коффинит и настуран, ассоциирующие с сульфидами, серицитом и гидрослюдами. В послерудную стадию были отложены карбонат-баритовые ассоциации с флюоритом, сульфидами и переотложенным настураном.

По абсолютному возрасту урановые руды этих месторождений близки к поздним гипабиссальным интрузивным телам среднего — кислого состава орогенных формаций. Они образованы на фоне мощного апатит-альбитового метасоматоза растворами, температура которых постепенно уменьшалась от 400—350° С на ранней стадии до 80—60° С на поздней.

Апатит-настурановые с аршиновитом месторождения располагаются, как правило, среди интенсивно дислоцированных карбонатно-терригенных пород, или в андезитовых некках, в зонах протяженных разломов, контролирующих ареалы континентального вулканизма.

На площадях развития этих месторождений геологический разрез имеет двухъярусное строение. Нижний геосинклинальный структурный ярус сложен терригенно-карбонатными и вулканогенными отложениями ордовикского возраста, смятыми в брахилинейные складки. Эти отложения прорваны экструзивными телами андезитов, трахидацитов и дацитов, а также гипабиссальными интрузивами габбро-диоритов и плагиогранит-порфиров, сформировавшимися в позднесилурийское — раннедевонское время. Верхний ярус составляет красноцветные вулканогенно-осадочные отложения среднего — верхнего девона, заполняющие остаточную депрессию, возникшую в полуплатформенных условиях. От-

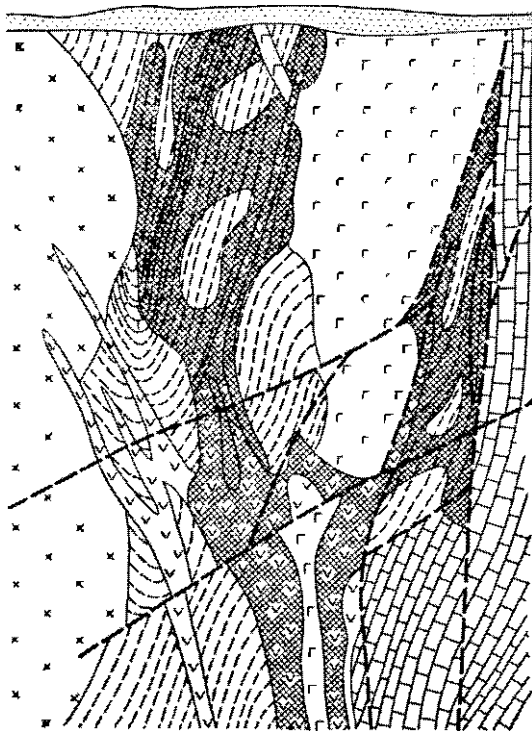


Рис. 134. Схема геологического строения полиминерального апатит-уранового месторождения в альбититах. (Геология гидротермальных..., 1966).

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки; 3 — алевролиты; 4 — габбро; 5 — граниты; 6 — гранит-порфиры; 7 — разломы и зоны брекчирования; 8 — рудные тела

ложения депрессии залегают полого и несогласно на раннепалеозойских породах и пересекаются единичными дайками средних — основных пород.

Рудные тела располагаются в терригенно-карбонатных отложениях нижнего яруса, в разломах, пересекающих не только красноцветные отложения остаточной депрессии, но и самые поздние дайки микродиоритов и плагиогранит-порфиров (рис. 135). Рудные тела имеют линзо- или жиллообразную форму, в общем согласную с вмещающими их карбонатными породами. Они образуют многочисленные апофизы, пересекающие самые поздние дайки (Белов, 1968). На других месторождениях этого типа рудные тела часто имеют форму седловидных жил, столбов и сложных пластовых залежей, приуроченных к послонным разрывам и изгибам складок.

Выделяются два типа рудных тел: сложенные сплошными массивными и прожилково-вкрапленными рудами. Тела сплошных руд сложены мелкокристаллическим урансодержащим фторапатитом, который иногда образует брекчиевые текстуры. В апатите встречаются прожилки углеродистого вещества, содержащего настуран, а также в небольших количествах мелкие выделения настурана и сульфидов.

Прожилково-вкрапленные руды более распространены на апатит-урановых месторождениях, локализованных в околожерловых зонах палеовулканических пород.

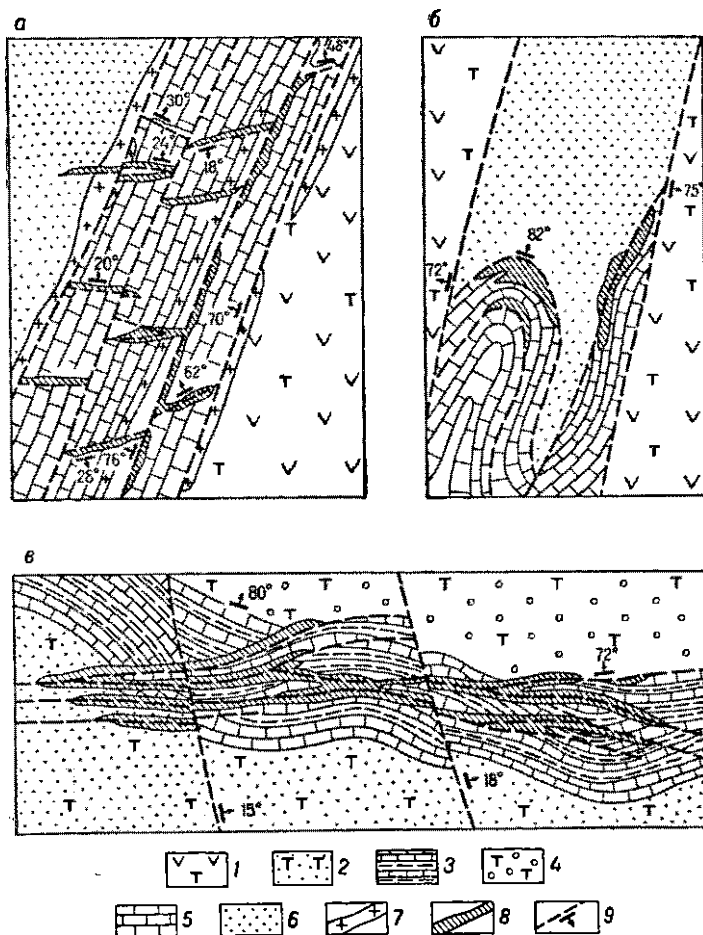


Рис. 135. Схема геологического строения апатит-урановых месторождений в терригенно-карбонатных породах. (Геология гидротермальных..., 1966).

1 — туфобрекчия андезито-базальтов; 2 — туффиты, туфопесчаники; 3 — известняки переслаивающиеся с аргиллитами; 4 — песчаники и гравелиты; 5 — известняки; 6 — аргиллиты, алевролиты; 7 — гранодиорит-порфиры; 8 — рудные тела; 9 — разрывные нарушения

нов — в эффузивах или терригенно-вулканогенных отложениях. Они обычно имеют сложную морфологию, определяемую сочетанием послойных разрывов со структурами вулканического происхождения (Величкин, 1968). Характерные особенности геологического строения такого месторождения показаны на рис. 136.

Главным урансодержащим минералом в рудах является фторапатит, который представляет промышленный интерес и как фосфатное сырье. В некоторых месторождениях рассматриваемого типа отмечаются высокие concentra-

ции циркония (связанного с аршиновитом) и иногда тория, стронция и редких земель иттриевой группы. В небольших количествах присутствуют сульфиды (пирит, галенит, клейофан, халькопирит, арсенинит, марказит). Существенную роль в составе руд играют кальцит и доломит. Иногда в заметных количествах в них присутствуют альбит, кварц и хлорит, в небольших количе-

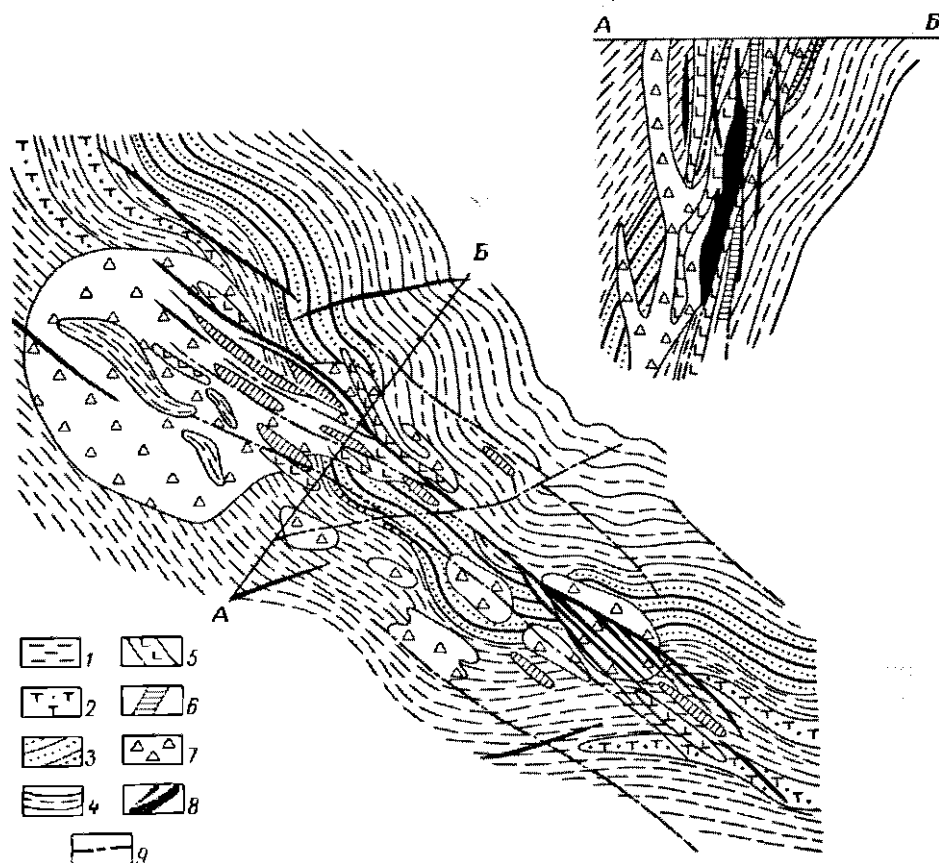


Рис. 136. Схема геологического строения апатит-уранового месторождения, локализованного в налеевулкане. По В. Величину (1968).

1 — переслаивающиеся аргиллиты и песчаники; 2 — туфопесчаники; 3 — ритмично переслаивающиеся гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты; 4 — переслаивающиеся маломощные пласты и линзы аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников; 5 — дайки среднезернистых диабазов; 6 — дайки мелкозернистых диабазов; 7 — лавобреккии; 8 — урановое оруденение; 9 — разрывные нарушения

ствах установлены рутил, анатаз, сфен, торогуммит, флюорит, гематит и гидрослюда.

Околорудные изменения в туфах и осадочных породах проявлены в виде окварцевания и интенсивной альбитизации. Кварц-альбитовые метасоматиты содержат хлорит, серицит и гидрослюда. Известняки, примыкающие к апатит-урановым рудным телам, обычно перекристаллизованы и доломитизированы.

Молибден-урановые месторождения

Ведущую роль в этом типе играют штокверковые и в меньшей степени жильные месторождения урановых и молибден-урановых руд. Большинство месторождений локализуется в депрессиях вулканического происхождения и в крупных разломах основания депрессий, заполненных жерловыми фациями палеовулканов. Все они тесно связаны со сложными вулкано-интрузивными комплексами пород в основном андезит-диоритового и липарит-гранитного состава. Их формирование происходило после прекращения интенсивных вулканических извержений, внедрения гипабиссальных интрузивов и даек в результате поствулканической гидротермальной деятельности. Положение месторождений определяется полями разгрузки гидротермальных систем, чаще всего приуроченными к сквозным разломам и зонам повышенной трещиноватости в эффузивах, трубкам взрыва и неккам, резким понижениям в рельефе поверхности периода рудообразования и наиболее проницаемым горизонтам в покровых.

Характерными околорудными метасоматитами являются березиты и аргиллиты.

Руды месторождений чаще всего имеют прожилково-вкрапленные, прожилковые и брекчиевые текстуры. Они разнообразны по минеральному и вещественному составу, а также по условиям локализации.

Молибден-урановые месторождения наиболее характерны для срединных массивов палеозойских складчатых областей и вулканических поясов, обрамляющих эти массивы. Они установлены также в областях мезозойской тектономагматической активизации раннепалеозойских и более древних платформ. Пространственно с молибден-урановыми месторождениями ассоциируют гидротермальные месторождения флюорита, медно-молибденовые, золото-серебряные, серебросодержащие свинцово-цинковые и редкометалльные — бертрандитовые, также обнаруживающие отчетливые связи с континентальным вулканизмом.

По геологической позиции среди молибден-урановых месторождений выделяются:

- а) месторождения в экзоконтактах гипабиссальных интрузивов и дайковых поясах средних пород;
- б) месторождения в субвулканических интрузивах, некках и трубках взрыва кислых пород;
- в) месторождения в сложных покровах вулканических депрессий.

Месторождения в экзоконтактах гипабиссальных интрузивов и дайковых поясах средних пород

Эти месторождения располагаются в палеозойских складчатых областях в обрамлении срединных массивов. Руды относятся к комплексным молибден-урановым. Чаще всего они имеют прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры и образованы в условиях умеренных глубин растворами, имевшими температуру, близкую к 350—200° С.

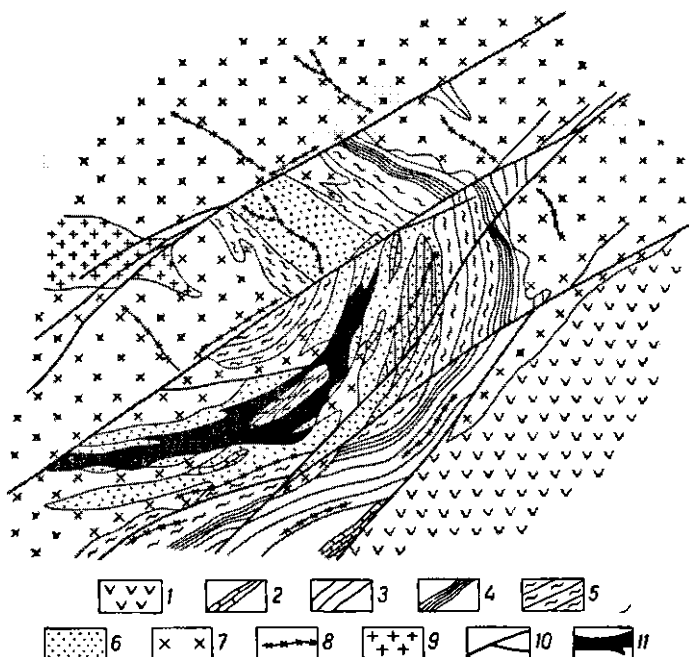
[В качестве первого примера, представляющего месторождения, локализованные в экзоконтактных зонах малых интрузий, рассматривается показанное на рис. 137 молибден-урановое месторождение комплексных руд, изученное Л. Хорошиловым (Геология гидротермальных..., 1966). Это месторождение

располагается в узле сопряжения крупных разломов, отделяющих жесткие выступы срединного массива.

Геологический разрез имеет двучленное строение. Нижний ярус слагают кембрийские сланцы, спилиты, метаморфизованные туфы и лавы среднего состава. Верхний ярус состоит из двух толщ ордовикского возраста. Нижняя представлена эффузивно-осадочными породами, сменяющимися вверх по разрезу песчаниками и алевролитами, содержащими тонкие прослои андезитовых

Рис. 137. Схема геологического строения молибдено-уранового месторождения в поле малых интрузий. По Л. Хорошилову (Геология гидротермальных..., 1966).

1 — андезиты; 2 — известняки;
3 — песчаники, туфопесчаники;
4 — алевролиты; 5 — аргиллиты;
6 — туфы и песчаники;
7 — диориты; 8 — дайки; лампрофиров;
9 — поздние граниты;
10 — разрывные нарушения;
11 — рудное тело



туфов. Эти отложения прорываются гипабиссальными интрузивами гранитоидов. Породы верхней толщи с реаким несогласием залегают на всех более ранних образованиях. Они сохранились лишь в локальных континентальных депрессиях и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками. Прорывают их поздние гипабиссальные и субвулканические интрузивы микродиоритов, гранитов и дайки лампрофиров, завершающие орогенную магматическую деятельность в районе.

Рудовмещающими являются в основном ордовикские туфогенно-осадочные породы. Они смяты в узкую синклиналиную складку, осложненную поперечным выступом и продольными разрывами. Эти разрывы имеют длительную историю развития и глубокое заложение, хорошо проявлены в породах нижнего яруса, к ним тяготеют апофизы диоритовых интрузивов и дайки. Слои туфогенных песчаников, туфов и туффитов на участках, примыкающих к разрывам и интрузивам диоритов, интенсивно раздроблены, в них широко развиты послойные и секущие нарушения. Здесь преимущественно и локализируются гидротермальные образования.

Рудные тела месторождения заключены в блоке между двумя тектоническими швами и в основном располагаются в послойных срывах, возникших

на изгибе складки. По форме они напоминают уплощенные столбы и линзы, склоняющиеся согласно с падением рудовмещающих пород к центральному разлому. Выклинивание их на глубине происходит на участках, где рудовмещающие послойные срывы сочленяются с разломом, а слоистость пород совпадает с ним по ориентировке.

Таким образом, на месторождении проявлен отчетливый контроль рудных тел складчатыми структурами, возникшими до образования малых интрузий. От тел диоритов отходят апофизы по зонам послойных разрывов, а обрамляющие их ороговикованные породы формируют крутопадающие залежи характерной линзо- и столбообразной формы. Более поздние по отношению к ним дорудные кварц-серицитовые и натровые метасоматиты локализуются в крутопадающих разломах и в виде сложных пластовых залежей — в послойных нарушениях. Урановые рудные тела не выходят за контуры измененных пород и на верхних горизонтах месторождения сосредоточены в тектонических брекчиях, примыкающих к секущим разломам. В этом случае они имеют форму сложных жил и линейных штокверков и по падению переходят в согласные пластообразные залежи.

Руды месторождения отличаются сложным составом. Кроме молибдена и урана в значительных количествах присутствуют цирконий, заключенный в аршиновите, а также апатит. Настуран обычно ассоциирует с сульфидами, в частности с молибденитом, пиритом и галенитом, а также с карбонатом, серицитом и хлоритом. Руды в основном имеют прожилково-вкрапленные, прожилковые и брекчиевые текстуры. Вкрапленные разности их развиты около прожилков и в обломках брекчий. Послеурановая стадия минералообразования проявлена интенсивно в виде карбонатных жил и прожилков. Карбонат нередко цементирует рудную брекчию. При наложении послерудной минерализации на рудные тела происходит частичное растворение и вынос урана, в отдельных прожилках кальцита появляется переотложенный настуран.

В качестве второго примера рассмотрено месторождение, приуроченное к субвулканическому интрузиву средних — основных пород, изученное А. Зачернюком, Б. Кацем и Л. Хорошиловым (1970). Месторождение локализовано в узле сопряжения крупных разломов краевой зоны срединного массива. Урановые руды располагаются в раннепалеозойских туфогенно-осадочных отложениях, прорванных более поздними субвулканическими телами андезитов, диоритов и дайками средних и основных пород (рис. 138).

В геологическом разрезе района выделяются две толщи: нижняя имеет кембрийский возраст и сложена спилитами и диабазами; верхняя толща ордовикского возраста образована переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и известняками, смятыми в линейные складки. Субвулканический интрузив, возникший в посттеосинклиальный период, прорывает обе толщи и имеет сложную морфологию, которая во многом определяется его приуроченностью к межформационному разлому. Центральная часть интрузива сложена андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами, а краевые зоны — эруптивными брекчиями этих же пород. Андезиты и андезито-базальты в окрестностях месторождения прорываются гипабиссальными телами гранодиоритов, а на месторождении — дайками микродиоритов и лампрофиров, которые являются самыми поздними магматическими проявлениями. Структура месторождения определяется благоприятным сочетанием вулканических элементов с разрывами и складчатыми дислокациями.

Рудные тела сосредоточены в экзоконтактовой зоне интрузива андезитов. Они располагаются в туфогенно-осадочных породах, обрамляя тело андезитов.

Рудовмещающими являются зоны секущих нарушений и послойные разрывы, возникшие в местах резких изгибов складок рудовмещающих пород. Среди них по условиям локализации и структуре выделены: 1) секущие рудные тела, приуроченные к крупным прямолинейным разрывам и трещинам их оперения; 2) согласные рудные тела, локализованные в послойных разрывах, особенно в местах изгиба крыльев складок.

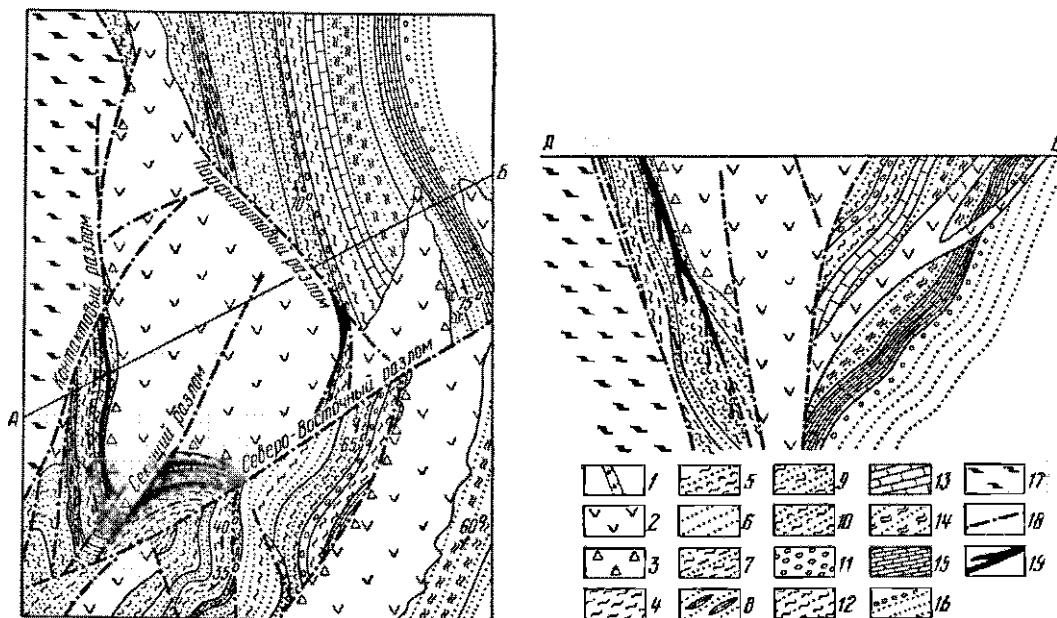


Рис. 138. Схема геологического строения молибден-уранового месторождения, локализованного в обрамлении некка. По А. Зачернюку и др. (1970).

1 — дайки среднего состава, вулканогенные породы; 2 — андезитовые порфиры, андезито-базальты, андезито-дациты; 3 — лавобрекчия и туфы андезитовых порфиритов; 4—14 — туфогенно-осадочные породы верхней толщи: 4 — слоистые туфоалевролиты, 5 — пачка переслаивающихся алевролитов, песчаников и мелкообломочных туфов, 6 — туфопесчаники, 7 — пачка тонкопереслаивающихся туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, 8 — линзообразные известняки и туфопесчаники, 9 — туфопесчаники с редкими прослоями туфоалевролитов; 10 — пачка переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов, 11 — мелкообломочные туфоконгломераты, 12 — пачка переслаивающихся туфоалевролитов и туфоалевропесчаников, 13 — слоистые известняки, 14 — пачка переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов; 15 — тонкослоистые известняки; 16 — песчаники и мелкообломочные конгломераты; 17 — породы нижней толщи, диабазы и спилиты кембрия; 18 — разрывные нарушения; 19 — рудные тела

Наиболее распространены на месторождении согласные рудные тела. Они локализируются обычно в толще переслаивания алевролитов и песчаников. Известняки и массивные неслоистые породы редко вмещают промышленные руды. По форме согласные рудные тела близки к седловидным жилам и линзообразным залежам. На своде антиклинали они образуют прерывистое кольцевое тело. Секущие рудные тела имеют форму сложных жил и линз и локализируются в разрывах в контактовой зоне туфогенно-осадочных пород с интрузивом андезитов.

Процесс минералообразования на месторождении протекал в три стадии. В первую были образованы натровые метасоматиты, в состав которых входят кварц, альбит, апатит, анкерит и хлорит. Метасоматиты развиваются по песчаникам, алевролитам, андезитам и их брекчиям, а также по самым поздним дайкам микродиоритов. Они образуют полосы вдоль разрывов, ширина которых из-

меняется от нескольких сантиметров до первых метров. Во вторую стадию образованы молибден-урановые рудные тела. Кроме настурана и молибденита в эту стадию были отложены пирит, марказит, галенит, халькопирит, карбонаты, серицит и хлорит, которые заполняют цемент брекчий, образуют прожилки и вкрапленность. Гидротермальный процесс на месторождении завершился формированием многочисленных карбонатных прожилков, содержащих переотложенный настуран.

В качестве третьего примера рассматривается геология месторождения локализованного в дайковом поясе. Геологические условия формирования этого месторождения рассмотрены в работе А. Горшкова, Б. Омеляненко и Е. Солюшкина (1964). По их данным, это месторождение располагается на склонах крупного разрушенного эрозией палеовулкана в поясе даек (рис. 139). Кроме даек здесь установлены сложные тела андезитов, дацитов и трахидацитов, эруптивных брекчий этих пород и небольшие массивы гипабиссальных сиенит-диоритов и диоритов.

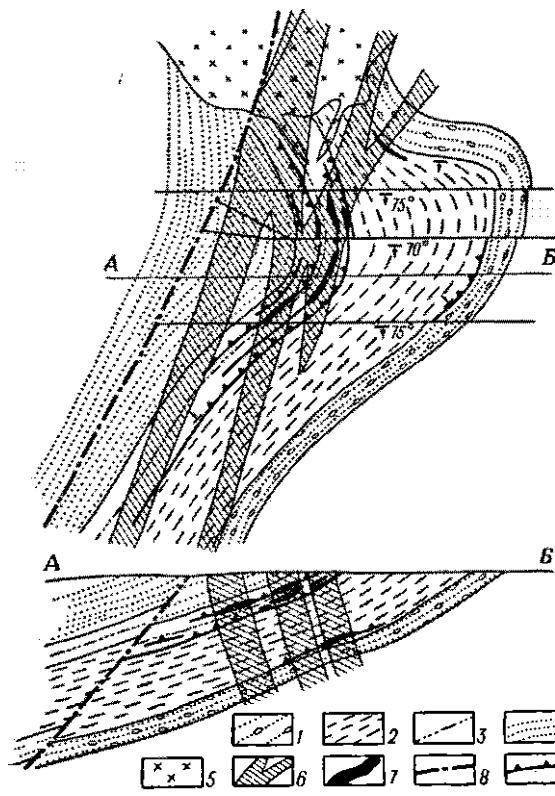


Рис. 139. Схема геологического строения уранового месторождения в поясе даек. (Геология гидротермальных..., 1966).

1 — песчаники и конгломераты; 2 — алевриты и ардилиты; 3 — толща переслаивания песчаников и алевритов; 4 — песчаники; 5 — диориты, габбро-диориты, сиенит-диориты; 6 — пучки сближенных даек; 7 — рудные залежи; 8 — секущие разрывы; 9 — разрывные послойные нарушения

Рудовмещающие дайки пересекают терригенные геосинклинальные отложения, слагающие нижний ярус геологического разреза участка месторождения. По составу и относительному возрасту среди них выделяется несколько групп, но ведущая роль принадлежит дайкам диоритового состава. Менее распространены гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры и монзонит-порфиры. Указанные дайки вместе со штокообразными интрузивами сиенит-диоритов и вулканическими телами андезитов и брекчий образуют единый сложный вулкан-интрузивный комплекс пород, сформировавшийся в постгеосинклинальный орогенный период.

На размытой поверхности терригенных отложений, смятых в складки, а также на вулканических и интрузивных породах несогласно залегают первично-красноцветные грубообломочные континентальные осадки остаточной депрессии, возникшей в полуплатформенных условиях после прекращения вулканической деятельности в районе. Породы депрессии слагают верхний структурный ярус и пересекаются лишь дайками габбро и габбро-диабазов. В их разрезе установлены тонкие прослой туфов.

Все основные рудные тела месторождения располагаются в нижнем ярусе. В отложениях депрессии установлены лишь небольшие «пластовые залежи» прожилково-вкрапленных руд, сходных по минеральному и вещественному составу с рудами, локализованными в поясе даек. На участке месторождения терригенные породы нижнего яруса, пересекаемые дайками, представлены сложной толщей, в которой выделяются горизонты конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Слои этих пород смяты в асимметричную анти-

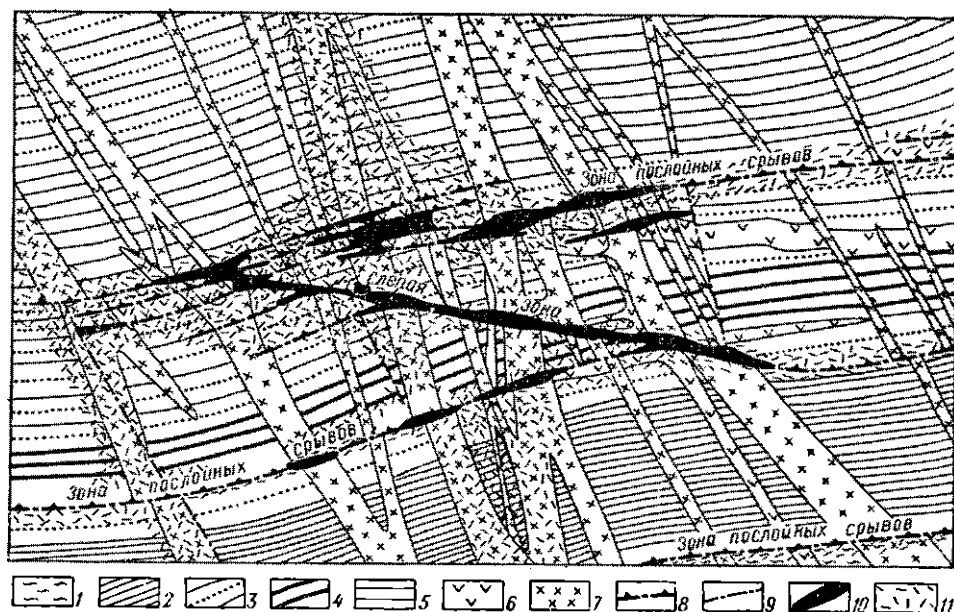


Рис. 140. Морфология и структура рудных тел уранового месторождения в поясе даек. Поперечный разрез. (Геология гидротермальных..., 1966)

1 — песчаники среднезернистые, толстослоистые; 2 — переслаивание разномзернистых песчаников и алевролитов; 3 — песчаники среднезернистые с прослоями алевролитов; 4 — тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов; 5 — аргиллиты и алевролиты; 6 — дайки диоритов; 7 — спессартиты; 8 — разрывные послонные нарушения; 9 — разрывные секущие нарушения; 10 — рудные тела; 11 — березитизированные породы

клиналь, крылья которой падают под углами 10—40 и 50—60°. Отложения депрессии, образующие верхний ярус, залегают почти горизонтально.

На месторождении выделяются три системы разрывов: крутопадающие продольные, согласные по ориентировке с поясом даек, крутопадающие поперечные по отношению к нему и пологопадающие межформационные. Амплитуды перемещения по разрывам, как правило, незначительны. Своеобразное сочетание складчатых деформаций с секущими и послонными разрывами в осадочных отложениях, а также исключительная насыщенность рудоносного участка дайками различного состава и возраста в совокупности определяют весьма сложную структуру месторождения.

Основные рудные тела месторождения располагаются в послонных разрывах на участках, где они пересекают серии сближенных крутопадающих даек (рис. 140). Структура послонных разрывов зависит от вмещающих пород. В толще осадочных отложений они представлены компактными тектониче-

скими швами. На участках, где эти разрывы пересекают крутопадающие дайки, возникают сложные системы трещин, сопровождаемые брекчиями. Мощность нарушенных пород в таких участках увеличивается в несколько раз, здесь же располагаются и промышленные урановые руды.

По форме рудные тела напоминают пластовые залежи. Они имеют пологое падение, незначительную мощность и, как правило, вытянуты в виде лент вдоль поверхностей послойных разрывов. Ширина рудных залежей определяется мощностью даек. Послойные разрывы развиты на различных уровнях геологического разреза, в связи с чем на месторождении возникли многоярусные пологопадающие рудные залежи, которые располагаются не только в пределах одной серии сближенных даек, но в ряде случаев после перерыва появляются на том же уровне в другой серии. Такое размещение рудных тел обуславливает значительную прерывистость оруденения и крайне неравномерное распределение металла.

Руды месторождения относятся к малосульфидному урановому типу. Они в основном имеют прожилковые, брекчиевые и прожилково-вкрапленные текстуры. Исследованиями А. Горшкова, Б. Омеляненко и Е. Солюшкина (1964) установлено несколько стадий в рудообразующем процессе. Самой ранней является предрудная березитизация пород. Рудные тела не выходят за пределы березитизированных пород. Березитизация сменяется интенсивной пиритизацией пород.

Настурановая минерализация связана со следующей стадией рудного процесса. Настуран ассоциирует с небольшим количеством сульфидов (галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом и молибденитом). Из жильных наиболее распространены анкерит, кальцит, опаловидный кварц, хлорит и серицит. Настурановые прожилки часто сопровождаются узкой каймой хлоритизированных пород. Настуран образует три генерации, из которых две, принадлежащие к настуран-сульфидной и настуран-карбонатной ассоциациям, составляют основную массу промышленных руд.

В послерудную стадию гидротермального процесса были образованы существенно карбонатные (анкеритовые и затем кальцитовые) жилы, прожилки, а также цемент рудных брекчий. В эту стадию кроме карбонатов в небольших количествах отлагались флюорит, барит, кварц, галенит, клейофан, пирит, блеклые руды. В некоторых прожилках встречается переотложенный настуран.

Геологическими наблюдениями и определением абсолютного возраста настурана и пород даек установлен значительный разрыв во времени между их образованием. Наиболее близки по возрасту и рудам более поздние дайки габбро-диабазов, завершающие магматическую деятельность в районе.

Месторождения урана сформировались в близповерхностных условиях гидротермальными растворами, температура которых на стадии отложения настурана составляла 210—120° С (Котов и др., 1970).

Месторождения в субвулканических интрузивах, necks и трубках взрыва кислых пород

В качестве первого примера рассматривается геология месторождений, локализованных в сложных субвулканических интрузивах, заполняющих кальдерные разломы.

Все промышленные концентрации урана, выявленные здесь, тяготеют к «корневым зонам» сложных субвулканических интрузивов (рис. 141).

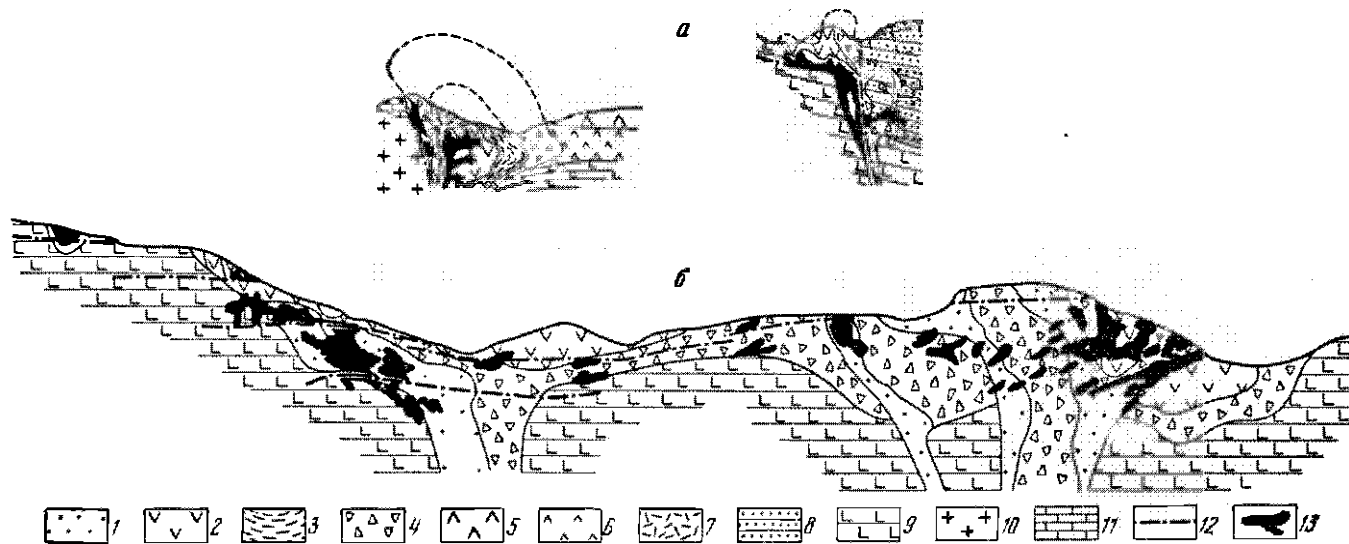


Рис. 141. Геологическое строение рудовмещающих субвулканических интрузивов и положение молибден-уранового оруденения.

a — поперечные разрезы; *б* — продольный разрез.

1 — гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры и фельзитовидные кварцевые порфиры; 3 — флюидальные фельзит-порфиры; 4 — властические кварцевые порфиры; 5 — ранние кварцевые порфиры; 6 — ранние фельзиты; 7 — туфы липаритов; 8 — туффиты и туфопесчаники; 9 — покровы андезито-дацитов; 10 — гранитоиды основания; 11 — известняки; 12 — разрывные нарушения; 13 — рудные штокверки

Особенно продуктивны интрузивы, приуроченные к краевым частям локальных поднятий фундамента. Эти интрузивы пересекаются разрывами; породы, слагающие массивы, отличаются интенсивной трещиноватостью и вмещают наиболее крупные рудные тела. По форме интрузивы близки к лакколлитам, в состав которых обычно входит несколько тел, сложенных липаритами, гранит-порфирами и граносиенит-порфирами. Формирование рудовмещающих интрузивов произошло в близповерхностных условиях, под тонким покровом эффузивов.

Рудовмещающие интрузивы в основном относятся к аляскитам, лишь некоторые из них отвечают гранитам, граносиенитам и кварцевым сиенитам. Отдельные тела, слагающие сложные интрузивы, близки по возрасту. Для них характерен сходный набор акцессорных минералов, отличающихся от акцессорных минералов безрудных интрузивов резко повышенным содержанием урана, иттрия, бериллия и редких земель. Породы рудовмещающих интрузивов также существенно отличаются от пород аналогичного состава высокими концентрациями урана.

Отдельные разности пород в сложных интрузивах различаются между собой не только по составу и структурам, но также по эффективной пористости и механическим свойствам. При этом установлено закономерное изменение физико-механических свойств пород по мере приближения к контактам, что в значительной мере предопределяет преимущественное развитие богатых руд.

Морфология рудных тел во многом определяется формой рудовмещающих интрузивов. На рис. 142 показан рудный штокверк, локализованный в сложном лакколлите, прорывающем толщу андезитов и туффилов.

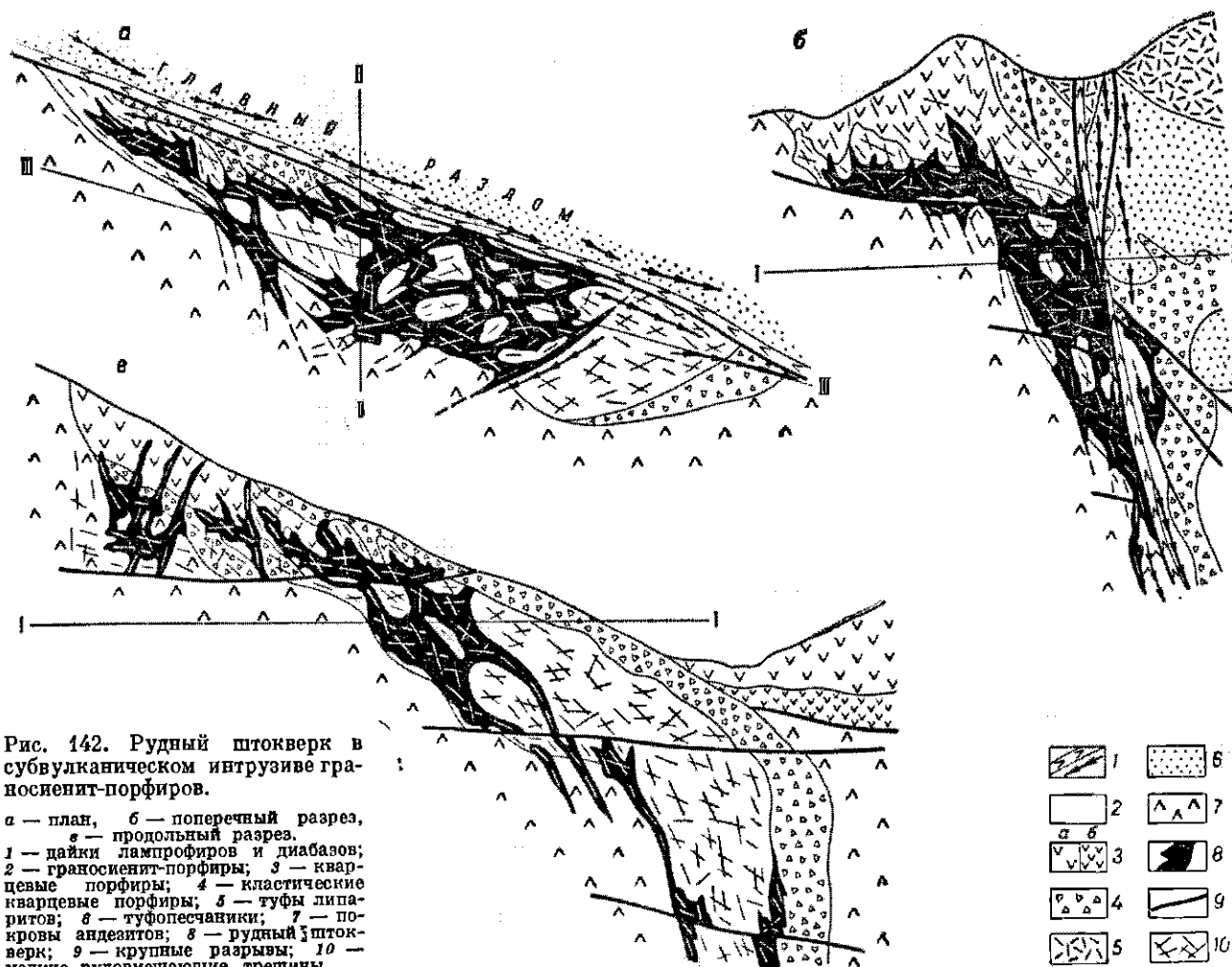
Распределение металла в штокверке крайне неравномерное: наибольшая концентрация характерна для полого залегающей части штокверка; с глубиной содержание металла постепенно уменьшается и качество руд падает. Такое распределение рудных концентраций связано, по-видимому, с закономерным изменением формы рудовмещающего интрузива и неодинаковой нарушенностью его пород.

На других месторождениях этого типа установлены штокверки более сложной формы, локализованные не только в граносиенит-порфирах, но и в других более ранних породах. Особенно сложные по структуре месторождения характерны для многофазных экструзивных куполов, имеющих несколько корневых зон, приуроченных к разломам разного направления (рис. 143).

Рудовмещающие субвулканические тела месторождения имеют сложную морфологию, что в сочетании с широко развитыми крутопадающими и пологими разрывами определяет значительное разнообразие форм рудных тел и условий их локализации. По этим признакам рудные тела объединены в две основные группы: пологопадающие рудные «залежи» и крутопадающие линзы и столбы.

Пологопадающие рудные «залежи» штокверковой структуры имеют наибольшее промышленное значение. Геологическое положение их определяется приуроченностью к контактовым поверхностям различных пород сложного интрузива, в особенности к местам, где эти поверхности изменяют элементы залегания и пересекаются крупными сквозными разломами.

Крутопадающие рудные линзы и столбы прожилково-вкрапленных руд преимущественно располагаются в самых поздних дайкообразных телах гранит-порфиров. В отдельных случаях контуры этих рудных тел совпадают с контурами субвулканических интрузивов, прорывающих андезиты. Чаще всего они занимают лишь их эндоконтактные зоны



и локализуются на участках существенного усложнения рельефа контактовой поверхности.

Внутри сложных экструзивных куполов рудные штокверки нередко располагаются в несколько ярусов по вертикали. Пространственно они тяготеют к крупным сквозным разрывам, но часто не имеют выхода на поверхность и поэтому устанавливаются с трудом.

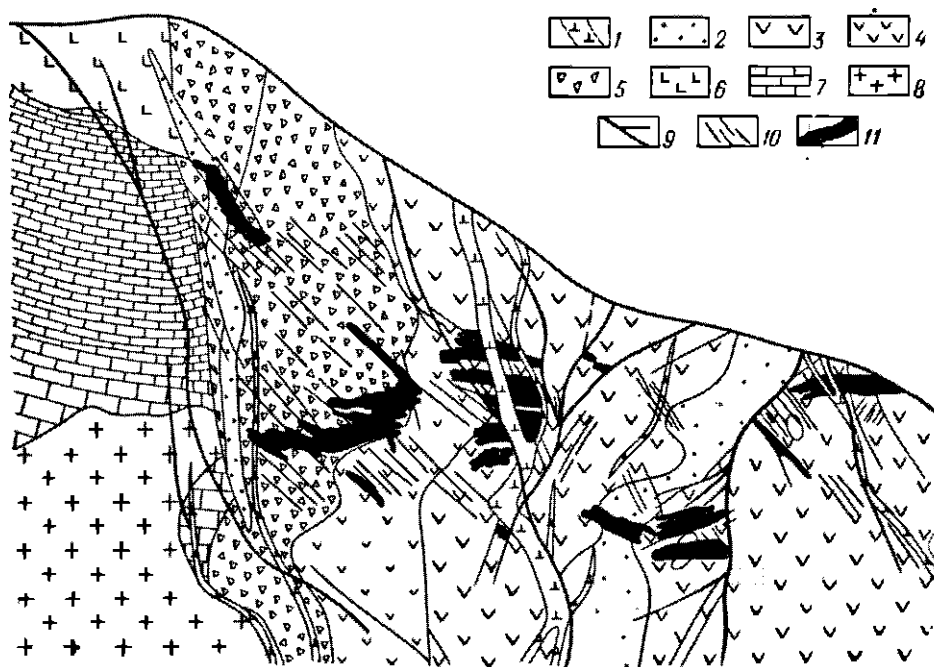


Рис. 143. Рудные штокверки в сложном субвулканическом интрузиве (поперечный разрез).

1 — дайки диабазов; 2 — граносиенит-порфиры и гранит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — фельзитовидные кварцевые порфиры; 5 — кластические кварцевые порфиры; 6 — покровы андезитов; 7 — известняки; 8 — гранитоиды основания; 9 — крупные разрывы; 10 — мелкие трещины; 11 — рудные тела

По составу руды рассматриваемых месторождений относятся обычно к комплексным молибден-урановым. Ведущую роль играют прожилково-вкрапленные и прожилковые руды брекчиевидных текстур, где настуран и сопутствующие минералы цементируют обломки измененных пород или более ранних гидротермальных образований.

Жилы, прожилки, гнезда и вкрапленники рудных минералов рассматриваемых месторождений по возрастным соотношениям и составу могут быть объединены в четыре основные группы, образованные на разных стадиях гидротермального процесса.

К первой стадии относится предрудная березитизация пород, пространственно она развита шире, чем рудные скопления. Во вторую, дорудную, стадию формируются прожилки и жилы, в составе которых преобладают анкерит и темный сфалерит; с этой стадией связано также отложение пирита, арсенопирита, галенита, халькопирита, пирротина, гематита, магнетита, блеклых руд, серицита, хлорита и доломита. В третью, рудную, стадию образованы настуран, молибденит (иордизит), кварц, карбонат, серицит и хлорит, а также

галенит, бурнонит, клейофан, блеклая руда и халькопирит. С послерудной стадией связано формирование кварцевых, кальцитовых, баритовых и флюоритовых жил и прожилков, содержащих гематит, галенит, клейофан, пирит, пираргирит, а также магнетит, марказит, киноварь, хлорит и диккит.

Настуран представлен тремя генерациями. Главные промышленные концентрации связаны с настуранами первой и второй генераций, ассоциирующими с молибденитом, галенитом и кальцитом.

В размещении минеральных образований устанавливается отчетливая вертикальная и горизонтальная зональность. Она заключается в закономерном возрастании с глубиной относительного количества гидротермальных образований ранних стадий, сопровождаемых более широкими ореолами безрезитов. На верхних горизонтах штокерков и их флангах большую роль играют минеральные образования послерудной стадии и обычно преобладают поздние ассоциации настурана. По данным И. Мельникова (Геология гидротермальных..., 1966), около рудных прожилков на верхних горизонтах месторождений вмещающие кислые породы подвергаются альбитовому изменению и карбонатизация, а на нижних сопровождаются кварц-серицитовыми метасоматитами.

Гидротермальные растворы, отлагавшие рудные концентрации, по данным Е. Котова и др. (1970), имели температуру на главной стадии минералообразования 200—120° С. Рудоотложение происходило в условиях незначительных глубин, — от 500 до 3000 м от поверхности Земли.

Другим примером могут служить месторождения, локализованные в вулканических трубках взрыва и неках кислых пород, располагающиеся чаще всего в зонах региональных длительно развивающихся разломов фундамента депрессий и реже в породах чехла. Ниже рассматривается геология уранового месторождения, локализованного в сложных трубках взрыва, заполняющих крупный линейный разлом в гранитоидах основания (рис. 144).

Рудовмещающий разлом располагается в эндоконтактной зоне батолита гранодиоритов, которые вместе с прорываемыми им метаморфическими сланцами слагают основание более молодой позднепалеозойской вулканической депрессии.

Рудовмещающий разлом на участке месторождения пересекается сериями поперечных тектонических швов и заполнен позднепалеозойскими телами эруптивных брекчий липаритового состава, дайками и штоками кварцевых порфиров, гранит-порфиров, кварцевых диоритов, монцонитов и диабазов. Здесь наиболее интенсивно проявлен гидротермальный метаморфизм пород и локализованы промышленные урановые руды.

Вмещающие породы по возрасту разделяются на две группы. К раннепалеозойской группе относятся метаморфические сланцы и милонитизированные гранодиориты, прорываемые небольшими телами аплитовидных гранитов и пегматитов, в которых установлены кварц-мусковитовые грейзены, а в зоне разлома, вмещающей урановые руды, мощные кварцевые и кварц-сульфидные карбонатсодержащие жилы. Все другие породы и урановые руды относятся к позднепалеозойским образованиям. Наиболее ранними из них являются сложные дайки и трубчатые тела фельзит-порфиров, гранит-порфиров и эруптивных брекчий. Они прорывают не только милонитизированные гранодиориты и граниты, но и ранние кварц-сульфидные жилы, обломками которых насыщены тела брекчий. В совокупности указанные вулканические породы образуют на месторождении сложное тело раструбной формы, которое с глубиной постепенно переходит в маломощную дайку. При этом эруптивные брекчии полностью исчезают. Более поздними на месторождении являются штоки

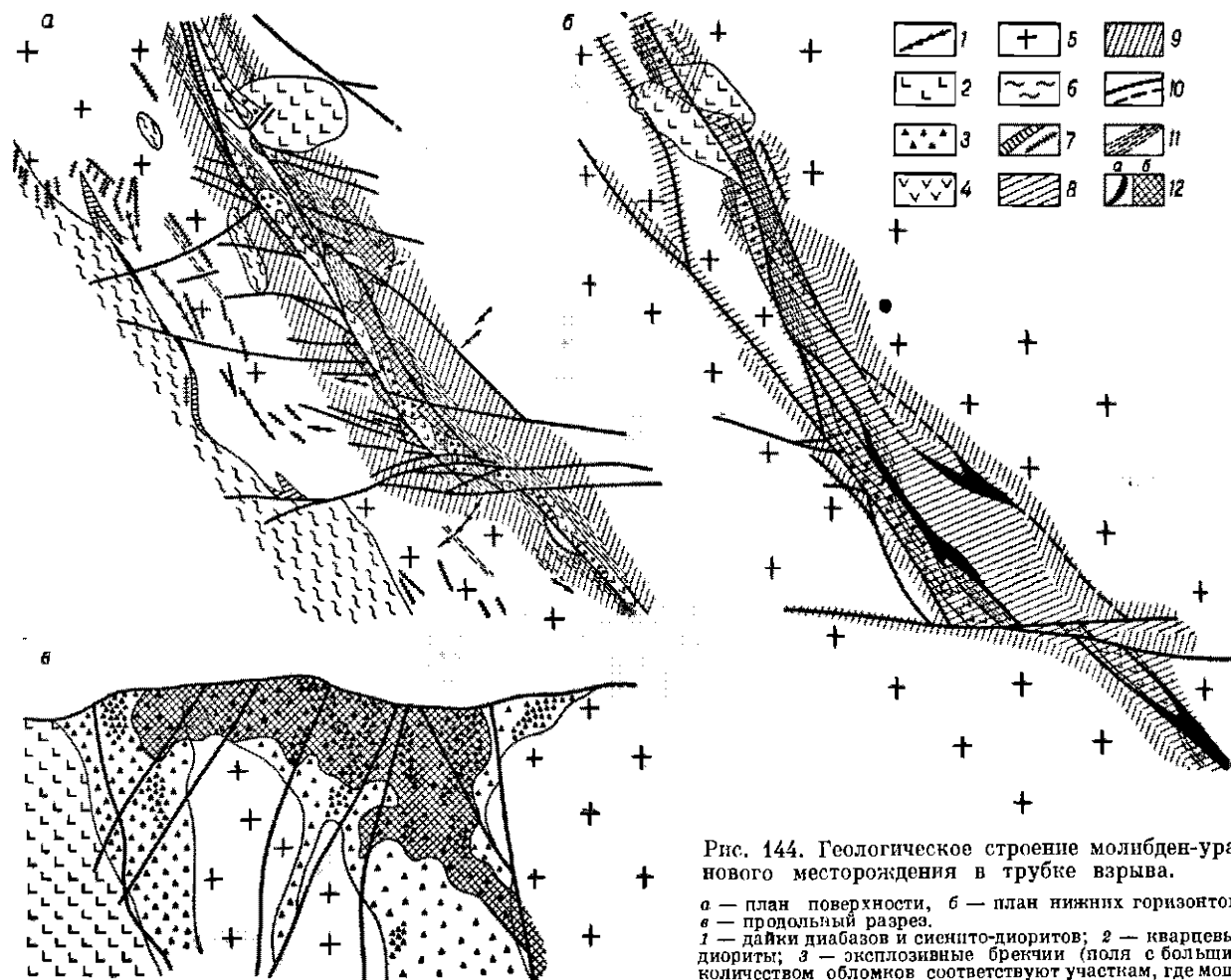


Рис. 144. Геологическое строение молибден-уранового месторождения в трубке разрыва.

a — план поверхности, *б* — план нижних горизонтов, *б* — продольный разрез.

1 — дайки диабазов и сиенито-диоритов; 2 — кварцевые диориты; 3 — взрывчатые брекчии (поля с большим количеством обломков соответствуют участкам, где мощность брахических тел максимальная); 4 — фельзиты и гранит-порфиры; 5 — гранодиориты; 6 — метаморфические сланцы; 7 — кварцевые, кварц-сульфидные жилы и метасоматические кварцевые тела, ядра березитов; 8 — кварц-серцит-пиррофиллитовые породы средней зоны березитов; 9 — карбонатсодержащие хлорит-серцитовые породы внешней зоны березитов; 10 — разрывы; 11 — милониты; 12 — рудные тела

гипабиссальных кварцевых диоритов и дайки монцонитов, лампрофиров и диабазов. Они пересекают вулканические тела, но являются ранними по отношению к березитам и рудным образованиям, связанным с позднепалеозойским этапом гидротермальной деятельности.

Рудные тела месторождения различаются по морфологии и структуре. Они объединены в два основных типа: к первому относятся столбообразные липейные штокверки, в которых заключена основная часть руд, а ко второму — жилы и жильные системы, имеющие резко подчиненное значение.

Штокверковые рудные тела тяготеют к местам пересечения основного разлома поперечными тектоническими швами, где локализуются наиболее мощные тела эруптивных брекчий. Оруденелыми в штокверке являются брекчии фельзитов, ранние и поздние кварц-сульфидные жилы и тела окварцованных пород, милониты и милонитизированные гранодиориты. Руды имеют прожилковые, брекчиевые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры. Прожилки имеют незначительную мощность (до 1—2 мм), невыдержаны по простиранию и падению. Они распределены в штокверке крайне неравномерно, что вызывает неравномерное распределение металла. Сгущения прожилков и соответственно более богатые руды (рудные столбы) наблюдаются на участках, где главный рудовмещающий разлом пересекается серией поперечных тектонических швов. На этих участках обычно более интенсивно проявлена и вкрапленная урановая минерализация.

Штокверковые рудные тела месторождения, как и тела эруптивных брекчий, с глубиной резко уменьшаются в мощности и постепенно переходят в разобщенные лентообразные залежи, вытянутые вдоль полос милонитов.

Жильные рудные тела в основном приурочены к поперечным тектоническим швам, заполненным кварц-сульфидными жилами и прожилками. Урановые и сопутствующие им минералы обычно располагаются в контактовых зонах кварцевых жил, нередко цементируют их обломки и выполняют тонкую сеть мелких трещин. Руды в этом случае в основном имеют прожилковые и брекчиевидные текстуры.

Обогащенные участки жил локализуются в местах изгиба их по падению и простиранию, особенно в интервалах, где более ранние кварц-сульфидные жилы имеют значительную мощность и пересекаются продольными тектоническими швами. В клинообразных участках пересечения разрывов двух систем мощность жил резко возрастает, около них развивается густая вкрапленность настурана и жильные тела переходят в линзообразные штокверки, склоняющиеся вдоль линии пересечения разрывов.

По минеральному составу руды месторождения относятся к сульфидно-настурановой формации молибденсодержащих руд. Процесс минералообразования происходил в два этапа. На раннем этапе были образованы кварцевые, кварц-карбонатные с пиритом и халькопиритом жилы и прожилки, а также грейзены и пропилиты, которые были прорваны магматическими телами фельзитов и их брекчий, а также дайками других пород. Со вторым этапом минералообразования связаны березиты, кварц-карбонат-сульфидные, кварц-настурановые, молибденит-настурановые, карбонат-баритовые и флюоритовые жилы, прожилки, гнезда и вкрапленность, с которыми связаны промышленные концентрации урана.

По данным Г. Тананаевой (Геология месторождений ..., 1966), в рудообразующем гидротермальном процессе выделяются четыре стадии: 1) березитизации пород, 2) формирования кварц-сульфидных жил и прожилков (предрудная), 3) рудная настурановая, 4) послерудная карбонат-барит-флюоритовая.

Березитизация пород относится к их дорудным изменениям. Все рудные тела месторождения располагаются в ореоле березитизированных пород и тяготеют обычно к его центральной зоне, в которой выделится мономинеральное кварцевое ядро, заключенное в кварц-серицит-пиррофиллитовую «оболочку». Более поздние кварц-сульфидные жилы, прожилки и гнезда развиты на месторождении также широко. Главные рудные минералы в них — пирит и иногда арсенопирит; в подчиненных количествах присутствуют халькопирит и магнетит, молибденит, темный сфалерит и пирротин, гематит, рутил, золото, уранинит, кобальтин и ильменит. Из жильных минералов кроме кварца присутствуют карбонат, калиевый полевой шпат, серицит, хлорит и альбит. Околожильные изменения проявлены слабо и заключаются в окварцевании пород.

Жилы, прожилки, гнезда и вкрашенность минералов более поздней молибденит-настурановой стадии развиты на месторождении меньше, чем проявления первой стадии. Главные минералы — настуран, молибденит, иордизит, пирит и марказит; в подчиненных количествах присутствуют галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит и борнит. Из жильных наиболее распространены кварц и серицит, на отдельных участках появляется кальцит. Установлены три генерации настурана: ранний ассоциирует с молибденитом, иордизитом и образует чрезвычайно мелкие выделения; настуран II ассоциирует с молибденитом, иордизитом, галенитом, а также с кварцем и серицитом; он составляет основную часть руд и образует крупные выделения в центральных зонах прожилков, гнезд и жил; настуран III ассоциирует с галенитом и иордизитом и встречается преимущественно в карбонат-хлоритовом агрегате жильных рудных тел; имеет незначительное распространение.

Карбонат-баритовые жилы и прожилки, содержащие флюорит и поздние сульфиды, завершают гидротермальный процесс. В их составе установлены анкерит, кальцит, барит, кварц, флюорит, хлорит, галенит, халькопирит, клейофан, пирит, блеклая руда и борнит. При наложении карбонат-баритовых жил на молибденит-настурановые руды в кальците появляется переотложенный настуран, а вместо молибденита образуется повеллит (Геология месторождений..., 1966).

В размещении минеральных ассоциаций на месторождении проявлена прямая вертикальная и горизонтальная зональность относительно трубчатых тел эруптивных breccий, контролируемых наиболее крупными разрывами

Месторождения в сложных покровах вулканических депрессий

Среди месторождений этой группы ведущая роль принадлежит штокверковым и жильным месторождениям комплексных урановых руд, локализованным в депрессиях вулканического происхождения, заполненных породами базальт-андезит-липаритового состава, близкими по возрасту к оруденению. Для них характерен отчетливый контроль разрывами и системами сближенных трещин, которые и вмещают основную массу рудных концентраций. Промышленные руды установлены в покровах различных пород: трахиандезитов, дацитов и липаритов. Они нередко локализуются в послойных нарушениях и в крутопадающих разломах оснований. Среди руд преобладают малосульфидные молибден-содержащие настурановые, в которых иногда в промышленных количествах присутствуют флюорит и галенит.

В качестве первого примера рассматривается геология флюоритсодержащего молибден-уранового месторождения, локализованного в наложенной вулканической депрессии кальдерного типа, заполненной сложными покровами

андезитов, базальтов, трахидацитов, липаритов и грубообломочных терригенных пород.

По данным Ф. Вольфсона и др. (1967 г.), рудоносная депрессия располагается в пределах протяженного пояса мезозойских разломов и магматических тел внутри консолидированной в раннем палеозое складчатой области.

Геологический разрез здесь имеет двучленное строение. Нижний ярус сложен палеозойскими метаморфическими породами и гранитоидами, а верхний — позднемезозойскими покровами андезито-базальтов, трахидацитов и липаритов, разделенных терригенными осадками. Вулканические породы в депрессии залегают почти горизонтально. Они интродуцированы небольшими субвулканическими телами кислых пород и дайками андезитов, нарушены серией прямолинейных разломов и тектонических швов. Края депрессии совпадают с дуговыми разломами кальдеры.

Рудовмещающими на месторождениях являются различные породы, образующие сложный гетерогенный разрез, в котором эффузивы основного, среднего и кислого состава чередуются с терригенными осадками. По минеральному и химическому составу породы андезито-базальтовых покровов близки к диориту, кварцевому габбро, базальту и долериту Р. Дели и отличаются от них повышенной щелочностью и пониженным содержанием CaO . Породы, составляющие покровы трахидацитов, отличаются от дацитов Р. Дели меньшими содержаниями MgO и CaO и очень высокими содержаниями щелочей. В отличие от андезито-базальтовых покровов трахидациты имеют повышенную эффективную пористость (2,5—5%) и обнаруживают склонность к хрупким деформациям.

Покров кислых пород, составляющий верхнюю часть разреза, имеет сложное строение. В его разрезе выделяются горизонты массивных и флюидалных лав и игнимбритов, брекчий и туфов, прорываемых эруптивными телами кислых пород. По химическому составу породы верхнего покрова близки к риолитам Р. Дели. Их особенности — пересыщенность щелочами, с преобладанием калия над натрием, и избыток глинозема.

По физико-механическим свойствам кислые породы существенно отличаются от основных — средних пород нижележащих покровов. Их эффективная пористость достигает 10—15%, а пониженные прочностные свойства предопределяют широкое развитие мелких трещин и разрывов.

Структура рудоносной депрессии во многом определяется широким распространением разрывов, которые по-разному проявлены в основании депрессии и среди вулканогенно-осадочных отложений. Здесь выделяются три основные группы разрывов. Первую образуют прямолинейные тектонические швы и системы сближенных трещин, которые имеют различную ориентировку, унаследованную от разломов фундамента. Большая часть из них пересекает весь разрез вулканогенно-осадочных отложений, уходит в подстилающие гранитоиды и относится к сквозным разрывам, а меньшая часть представляет собой сближенные системы прерывистых трещин, интенсивно проявленных лишь в определенных горизонтах пород. Такие трещины возникают над скрытыми разломами фундамента. В узлах пересечения сквозных и скрытых разломов возникают наиболее благоприятные условия для отложения руд. Вторую группу разрывов образуют дуговые разломы кальдеры, которые в основном заполнены поздними экзтрузивами и дайками кислых пород. Они лишь в редких случаях вмещают рудные концентрации. Третья группа разрывов представлена пологопадающими межформационными нарушениями, которые в основном развиваются в горизонтах осадочных отложений или в их контактах с покро-

вами эффузивов. Эти разрывы играют исключительно важную роль в размещении рудных тел. Особо благоприятны для рудоотложения участки пересечения пологопадающих нарушений, расположенных в контакте различных по составу пород, сквозными разрывами.

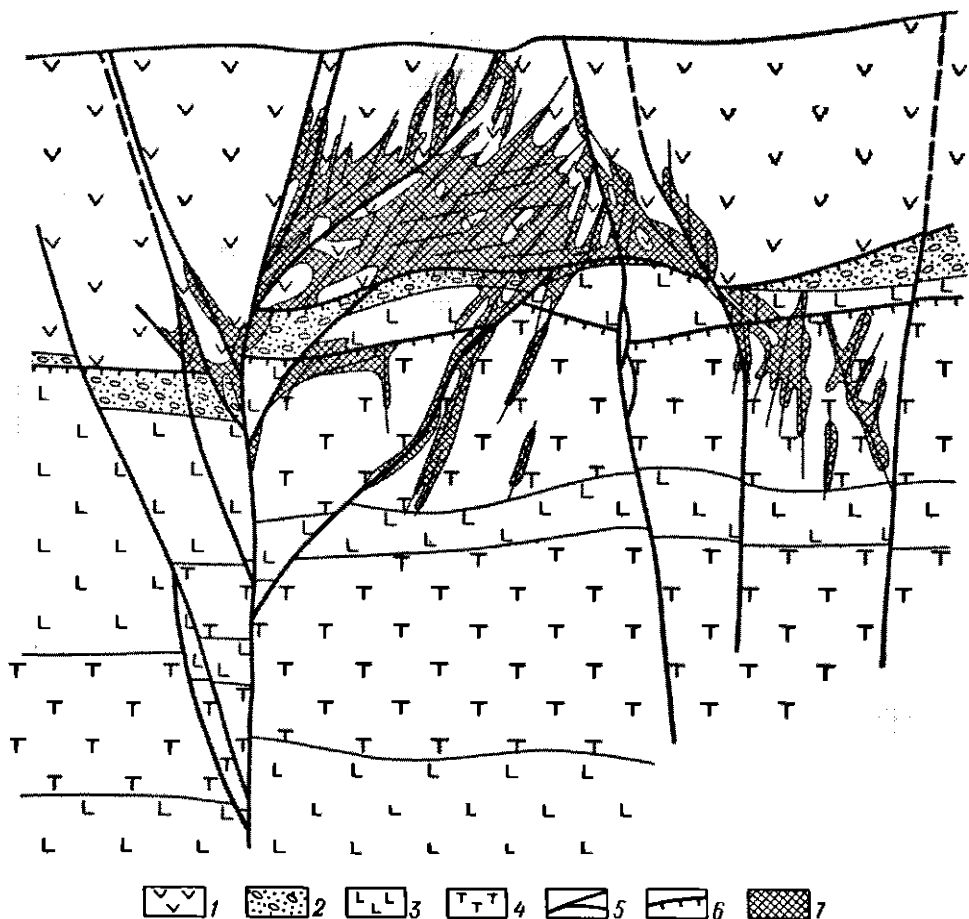


Рис. 145. Штокверк флюоритсодержащих молибден-урановых руд в вулканической депрессии (разрез).

1 — фельзиты и эруптивные брекчии фельзитов; 2 — конгломераты; 3 — андезито-базальты и их брекчии; 4 — дациты и их туфы; 5 — крутопадающие разрывы; 6 — посплошные нарушения; 7 — рудные тела

Важную роль в локализации оруденения играют маломощные прослои алевролитов, алевропесчаников и туфопесчаников, обогащенные органическим материалом и окаймленные согласными тектоническими швами с глиной трения. Оруденение концентрируется под этими терригенными слоями, в них самих, либо над ними в сильно нарушенных вулканических покровах.

Схема геологического строения такого месторождения приведена на рис. 145. Промышленные концентрации урана сосредоточены в различных по положению, морфологии и структуре рудных телах, которые могут быть объединены в три основных типа: 1) крутопадающие жилы и жильные системы, 2) линейные штокверки лентообразной формы, 3) пластообразные залежи.

Жильные рудные тела установлены в породах вулканического чехла и в гранитоидах основания. Поскольку рудные жилы и жильные системы располагаются в породах разного состава, неодинаковых по физико-механическим свойствам, для них весьма характерны высокая прерывистость оруденения и крайне неравномерное размещение в разрезе вкрапленных руд, сопровождающих жильные системы. В благоприятных породах (в трахидацитах и туфах) эти рудные тела имеют характерные структуры лестничных жил, которые существенно усложняются на участках, примыкающих к послойным разрывам. Здесь возникают зоны брекчий, сопровождаемые обильной вкрапленностью рудных минералов, существенно увеличивающие мощность рудных тел.

Линейные рудные штокверки развиты в различных породах: андезито-базальтах, трахидацитах и фельзитах. Они возникают в зонах крутонадающей внутрипластовой трещиноватости, примыкающей к разломам. По форме рудные штокверки близки к широким лентам, ограниченными по восстановлению и падению пологопадающими разрывами или безрудными пластами пород другого состава. Границы рудных тел, как правило, нерезкие, их морфология изменяется на коротких расстояниях. Основные текстуры руд в штокверках брекчиевые, крустификационные и прожилковые.

Пластообразные рудные залежи в основном вкрапленных руд встречаются в горизонтах осадочных пород на разных уровнях геологического разреза депрессии. Наиболее существенные из них установлены в туфогенных песчаниках и гравелитах, подстилающих покров кислых пород, и в базальных слоях конгломератов, залегающих на гранитоидах основания. Существенно обогащены ураном в этом случае терригенные отложения, содержащие обуглившийся растительный материал или линзы бурых углей.

Пластовая форма рудных залежей нередко осложнена крутопадающими апофизами, тяготеющими к секущим разрывам. Высокие концентрации настурана в пластовых рудных телах установлены в наиболее нарушенных разрывами песчаниках, содержащих органические остатки. Они имеют хорошо выраженные черты энigenетического происхождения и образованы в процессе гидротермальной деятельности, одновременно с формированием штокверков и жил.

Среди гидротермальных образований, по данным И. Мельникова и др. (Минералого-геохимические особенности..., 1968), выделяются дорудные карбонат-гидрослюдистые и кварц-альбитовые метасоматиты и более поздние рудные образования. Жилы, прожилки и гнезда, сложенные кварцем, гематитом, пиритом, сидеритом и анкеритом, содержащими берtrandит, флюорит, арсенонирит, леллингит, а также темный сфалерит, относятся к наиболее ранним рудным проявлениям.

Более поздние брекчи, прожилки, гнезда и вкрапленность настурана и сопровождающих его минералов связываются с самостоятельной, главной стадией гидротермального рудообразования. Настуран ассоциирует с кварцем, иордизитом, молибденитом, галенитом и сфалеритом, иногда с хлоритом, гидрослюдами, пиритом и гематитом. Около настурановых прожилков и гнезд обычно располагается зона специфического вишневого покраснения (гематитизации), характерная для многих урановых месторождений.

Выделяются три ассоциации настурана, две из них — кварц-настурановая и иордизит (молибденит)-настурановая — слагают основную часть промышленных руд.

Завершают гидротермальный процесс на рассматриваемых месторождениях кварц-флюоритовые, анкеритовые и кальцитовые жилы и прожилки, нередко

заполняющие зоны брекчированных пород и более ранних гидротермальных образований. Флюоритовые концентрации наряду с урановыми имеют промышленное значение. Первыми из них сформировались кварц-адуляровые и хлорит-флюоритовые жилы и прожилки, содержащие в небольших количествах переотложенный настуран, а также пирит, галенит, марказит, бравоит, халькопирит, борнит и халькозин. Поздними являются жилы и прожилки кальцита. В них установлены узвеллит (водный оксалат кальция), а также барит, марказит и пирит.

И. Мельников выделяет пять стадий минералообразования на рассматриваемых месторождениях: 1) кварц-альбитовую, 2) карбонат-гидрослюдистую, 3) сульфидно-карбонатную, 4) иордзит-настурановую, 5) флюорит-карбонатную.

Возраст урановых руд рассматриваемых месторождений, определенный геологическими методами и с помощью абсолютной геохронометрии, оказывается весьма близким к возрасту самых поздних вулканических тел депрессии. Это позволяет связывать промышленные концентрации урана с поствулканической гидротермальной деятельностью, закономерно проявляющейся во многих палеовулканических урановорудных районах. Палеогеографические реконструкции периода рудообразования показывают, что рудоотложение в депрессии происходило на расстоянии от 300 до 1500 м от поверхности Земли, существовавшей в то время, а в породах фундамента — на значительно больших глубинах.

Температура рудообразующих растворов на ранних стадиях минералообразования была близкой к $350-300^{\circ}\text{C}$; в период отложения пастурана и ассоциирующих с ним минералов она составляла $200-150^{\circ}\text{C}$ и в послерудную стадию $150-80^{\circ}\text{C}$.

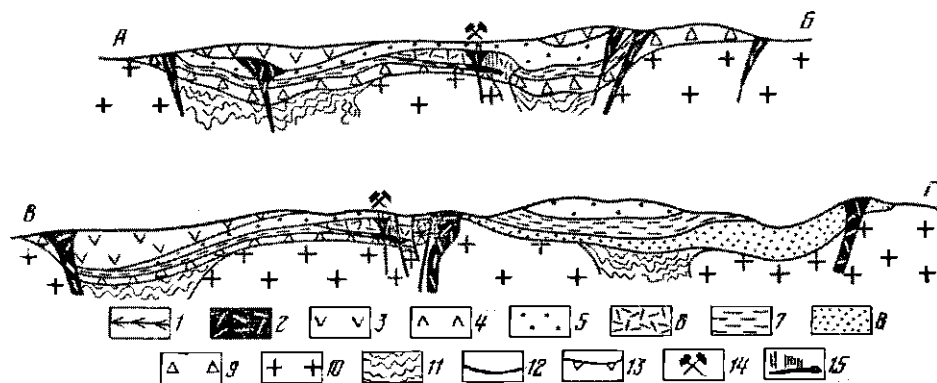
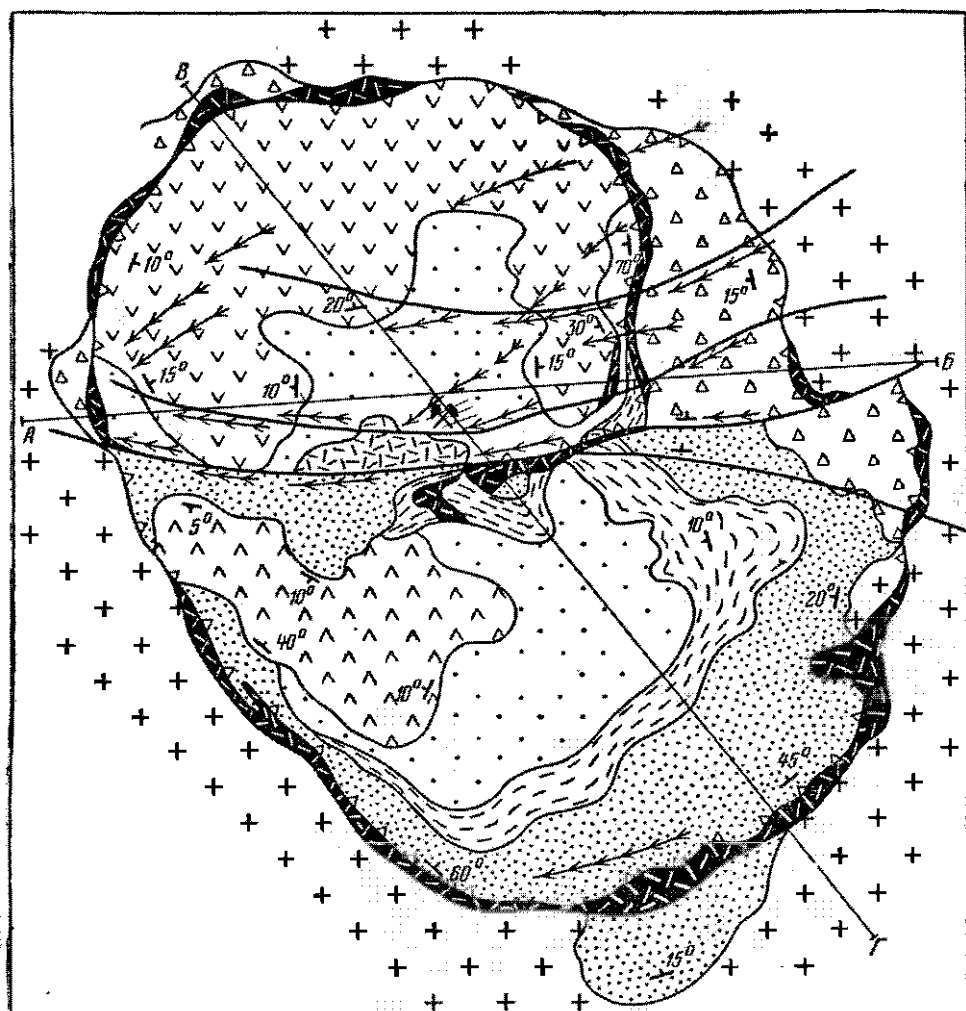
В качестве второго примера рассматривается геология уранового месторождения в рудах которого, кроме молибденита и иордзита, в значительных количествах, в ряде случаев достигающих промышленных концентраций, присутствует галенит.

Это свинецсодержащее молибден-урановое месторождение расположено в кальдерной депрессии, возникшей в краевой зоне срединного массива на своде купольного поднятия (рис. 146). В основании депрессии залегают раннепалеозойские граниты и сложные покровы лав и лаваагломератов андезитового состава. Рудомещающие вулканогенные отложения образованы в позднем палеозое. Они представлены игнимбритами, туфами и туфобрекчиями липаритов. Значительную часть разреза составляет куполовидный покров кварцевых порфиров. На андезитах в основании купола кварцевых порфиров и в его кровле залегают слои осадочно-вулканогенных отложений, представленных туффи-тами, туфогенными песчаниками и агломератами.

На месторождении установлены субвулканические дайки гранодиорит-порфиров, липаритов и гранит-порфиров, образующие протяженный прямолинейный пояс, выходящий за пределы депрессии. Некоторые из даек по восстанию

Рис. 146. Положение уранового месторождения в вулканической депрессии. (Условия образования..., 1972).

1 — дайки гранит-порфиров, диабазов и лампрофиров; 2 — экструзивы липаритов и гранит-порфиров; 3 — покровы туфов и игнимбритов липаритового состава; 4 — купол фельзитов; 5 — туфы и брекчии липаритов пирокластической толщи; 6 — купол кварцевых порфиров; 7 — туфы и игнимбриты липаритов; 8 — туфопесчаники, туффиты и туфы лацитов; 9 — лаваагломераты андезито-базальтов; 10 — гранитоиды; 11 — метаморфические сланцы основания; 12 — прямолинейные сквозные разломы; 13 — дуговые разломы кальдеры; 14 — урановое месторождение; 15 — рудные тела (жилы, линейные штокверки и «пластовые» залежи)



переходят в небольшие лакколитовые тела, не имеющие выхода на поверхность. Самые поздние магматические образования — послевулканические дайки лампрофиров и диабазов, которые образуют узкие пояса, локализованные в зонах сквозных разрывов.

На месторождении выполнены систематические исследования физико-механических свойств пород. В результате их выделяются горизонты проницаемых коллекторов и водоупоров. К коллекторам относятся горизонты туфов, брекчий, игнимбритов, а к водоупорам — слои лав и лаваагломератов.

Структура месторождения во многом определяется тектоническими разрывами и трещинами. К наиболее ранним из них относятся крутопадающие разрывы, контролирующие положение даек. Анализ показывает, что эти разрывы в период их возникновения лишь частично проникали до поверхности, хотя имели значительную протяженность по простиранию.

Особую группу составляют последяйковые тектонические швы и трещины, большая часть которых образовалась, по-видимому, в период гидротермальной деятельности. Именно они вмещают основную массу урановых руд, образуя линейные штокверки и жилные зоны, в основном вытянутые согласно с общей ориентировкой скрытого разлома и падающие почти вертикально.

В результате статистической обработки выделены три группы таких трещин, размещенных в разрезе месторождения на разных уровнях. Верхний ярус образуют ярко выраженные тектонические швы, в основном локализованные в аргиллизированных туфах и брекчиях. Примерно 70% этих трещин имеют мощность интенсивно паруженного материала в интервале от 8 до 10 см. Второй ярус располагается в кристаллокластических туфах кварцевых порфиров в виде линейного штокверка, в котором около 70% трещин имеют мощность 1,5—2,5 см. Третий, нижний, ярус рудовмещающих трещин не связан со вторым. Он расположен ниже по разрезу среди игнимбритов и спекшихся туфов нижней толщи. Трещины имеют еще более широкое площадное распространение, они почти не сопровождаются глиной трения и представлены тонкими, почти вертикальными прямолинейными «швами» мощностью в несколько миллиметров.

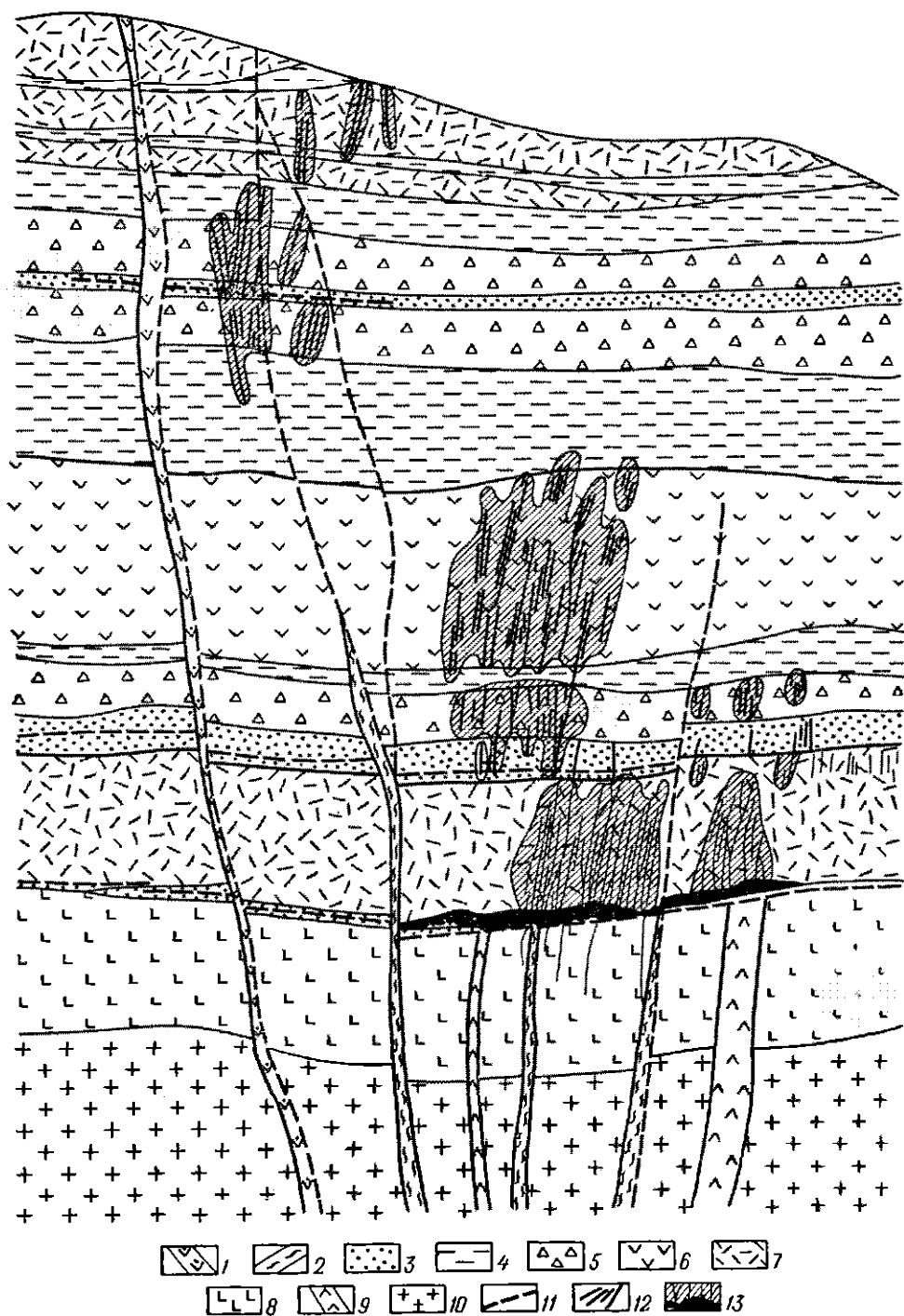
Существенную роль в структуре месторождения играют пологопадающие разломы, приуроченные к слоям осадочных отложений и в совокупности образующие зоны высокой проницаемости для гидротермальных растворов. В ряде случаев они вмещают значительные рудные концентрации.

Отмеченное ярусное размещение в разрезе трещинных зон различной структуры, а также чередование пород, существенно различающихся «коллекторными» свойствами, сыграло, по-видимому, важную роль в размещении рудных тел. Все они оказались локализованными в пределах отмеченных проницаемых коллекторов, по существу являющихся своеобразными «продуктивными» горизонтами.

Неодинаковые физико-механические свойства пород существенно повлияли и на образование прерывистых трещинных структур рудных зон. В породах с низкими прочностными характеристиками (в туфах и брекчиях) возникли

Рис. 147. Положение и структура рудных тел уранового месторождения, локализованного в вулканической депрессии (поперечный разрез). (Условия образования..., 1972).

1 — дайки кварцевых порфиров; 2 — дайки фельзитов; 3 — туфиты, туфонесчаники; агломераты; 4 — игнимбриты липаритового состава и лавовые покровы кварцевых порфиров; 5 — туфобрекчии липаритов; 6 — кристаллокластические туфы кварцевых порфиров; 7 — туфы кварцевых порфиров с прослоями игнимбритов; 8 — лаваагломераты андезитов; 9 — дайки гранодиорит-порфиров и андезитов; 10 — граниты; 11 — тектонические швы; 12 — настурановые жилы и прожилки; 13 — рудные тела: жилные, штокверковые и «пластовые» залежи



линейные штокверки и сложные системы жил, в то время как перекрывающие и подстилающие их более прочные, малопроницаемые породы оказались практически безрудными.

Все рудные тела месторождения отчетливо тяготеют к скрытым субвулканическим дайкам фельзитов и располагаются гипсометрически несколько выше их. Среди них выделяются три типа: 1) жильные рудные тела, 2) линейные штокверки, 3) «пластовые» рудные залежи. Жильные рудные тела преимущественно развиты на верхних горизонтах месторождения, линейные штокверки — на средних и «пластовые» — на нижних (рис. 147).

По минеральному составу среди руд месторождения выделяются два типа: малосульфидные настурановые и сульфидно-настурановые, содержащие в значительных количествах галенит и молибденит. Малосульфидные руды в основном характерны для жильных рудных тел верхней части месторождения, сульфидные преимущественно развиты на нижних горизонтах. Они слагают штокверки и «пластовые» рудные залежи.

Рудные тела месторождения образованы в три стадии гидротермального процесса. В первую стадию сформировались небольшие жилы, прожилки и линзы кварц-гематит-полевошпатового состава, пространственно тяготеющие к участкам перекристаллизации кислых эффузивов. Альбит-кальцитовые жилы и прожилки принадлежат ко второй стадии. В их составе (кроме альбита и кальцита) установлены флюорит, апатит, кварц, пирит и в редких случаях барит. Самые поздние и наиболее распространенные настурановые жилы и прожилки образованы в третью стадию гидротермального процесса. Минералы рудной стадии принадлежат к двум основным парагенетическим ассоциациям — ранней и поздней. В раннюю были отложены настуран, коффинит, кальцит, гётит, пирит и др., а в позднюю — настуран, молибденит (иордизит), галенит, сфалерит и серицит.

Околожильные изменения вмещающих пород на месторождении проявлены отчетливо. Они связаны с каждой из трех стадий гидротермального процесса.

Образование жил и линз кварц-полевошпатового состава сопровождалось широким ореолом перекристаллизации кислых эффузивов. В таких ореолах, по данным В. Барсукова и Б. Малышева (Условия образования..., 1972), происходит резкое укрупнение зерен породообразующих минералов, сопровождаемое появлением друз перекристаллизации и характерных пустот.

С образованием альбит-кальцитовых жил и прожилков второй стадии связана альбитизация кислых эффузивов. В зонах альбитизации также появляются серицит, каолинит, хлорит, кальцит, апатит и флюорит, количество которых в сумме обычно не превышает 10% от массы вторичного альбита.

Около рудных настурановых и настуран-сульфидных жил и прожилков формируются сложные ореолы гидротермального изменения. В. Барсуковым (Условия образования..., 1972) в полной метасоматической колонке окolorудных изменений выделяются четыре зоны (от внешней к внутренней): 1) покраснения, 2) аргиллизации, 3) хлоритизации и карбонатизации, 4) серицитизации и метасоматического развития рудных минералов.

Покраснение пород в первой зоне связано с широким развитием тонкодисперсных окислов железа (гётита, гидрогётита и реже гематита). Во второй зоне количество каолинита и монтмориллонита достигает 50% объема породы. Эти минералы замещают полевые шпаты и кварц. В третьей зоне часть новообразованных глинистых минералов замещается хлоритом и кальцитом. Во внутренней зоне хлорит замещается настураном, молибденитом, галенитом и пиритом, а также крупночешуйчатым серицитом.

Изменения химического состава пород околорудных жил и прожилков выражаются в интенсивном извлечении из них Na_2O и SiO_2 и увеличении содержания Fe_2O_3 , а во внутренних зонах и FeO , CuO , MgO , урана, молибдена, свинца и других рудных компонентов.

В. Барсуковым, Н. Лаверовым и Б. Малышевым (Условия образования..., 1972) установлено характерное зональное размещение околожилых изменений пород и связанных с ними минеральных образований. Закономерная смена с глубиной жильных рудных тел линейными штокверками и пологопадающими «пластовыми» залежами дополняется отчетливой вертикальной зональностью минерализации.

На верхних горизонтах в жильных рудных телах преобладает настуран, на долю которого иногда приходится до 80% жильного заполнения. С глубиной его количество в жилах уменьшается и возрастает доля кальцита, содержание которого на нижних горизонтах достигает 90% объема жильного материала. Одновременно с увеличением количества кальцита с глубиной существенно возрастает доля сульфидов, в особенности молибденита. С глубиной так же резко возрастает интенсивность альбитизации кислых пород.

Вертикальная зональность ореолов изменения, связанных с рудной стадией, выражена отчетливо. Максимальные околорудные изменения проявлены на нижних горизонтах месторождения. Здесь в колонке изменения пород выделяется наибольшее число метасоматических зон, имеющих максимальную мощность, отмечаются глубокие преобразования вмещающих пород, существенный прирост рудообразующих веществ. По мере перемещения к поверхности интенсивность околорудных изменений уменьшается. В околожильной метасоматической колонке исчезают все внутренние зоны и на верхних горизонтах сохраняется лишь незначительный ореол покраснения.

Анализ развития рудообразующего процесса определенно свидетельствует, что интенсивность отложения рудных минералов на месторождении заметно падала по направлению восходящего потока гидротермальных растворов — от основания депрессии к ее поверхности.

Соотношения урановых руд с магматическими породами депрессии, определения их абсолютного возраста, а также возраста серицита, ассоциирующего с настураном, и настурана свидетельствуют о незначительном разрыве во времени между вулканической деятельностью, внедрением поздних даек и гидротермальным процессом, приведшим к формированию руд.

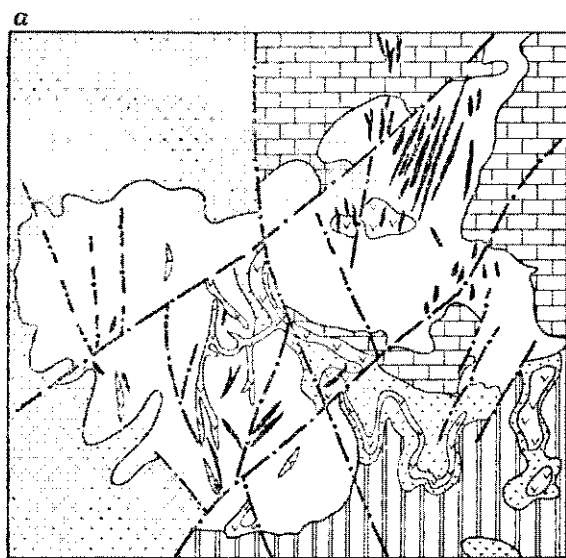
Анализ палеогеографической обстановки периода рудообразования показывает, что месторождение было образовано на незначительной глубине. Верхние части рудных жил сформировались в 300—500 м, а нижние пластообразные залежи в 1000—1200 м от поверхности.

По данным Б. Малышева и В. Барсукова (Условия образования..., 1972), рудообразующие растворы ранней стадии имели температуру, не превышавшую 310—340° С, стадии альбитизации 190—250° С; основная часть настурана и сопровождающих его минералов отлагалась из растворов, имевших температуру 180—190° С.

Титан-урановые месторождения

Геологическая позиция титан-урановых месторождений определяется их приуроченностью к древним щитам, испытавшим в мезозое тектоно-магматическую активизацию, и отчетливой парагенетической связью со щелочными вулканогенными комплексами.

Первое описание гидротермального уранового оруденения, локализованного в массиве щелочных пород, дано Т. Билибиной, В. Донаковым, В. Титовым (1963). Массив расположен в узле пересечения крупных разломов северо-восточного и меридионального простираний, там, где эти разломы переходят из кристаллических толщ фундамента в слабо метаморфизованный терригенно-карбонатный осадочный чехол (рис. 148). Строение массива определяют три группы пород: 1) интрузивные щелочные и нефелиновые сиениты, шонкиниты, сиенит-порфиры, щелочные пегматиты; 2) излившиеся субвулканические щелочные породы — щелочные трахиты, фонолиты, тингуаиты, сельвсбергиты и их псевдолейцитовые разновидности; 3) интрузивные эгириновые граниты, кварцевые сиениты и грорудиты. Несмотря на малую глубину (400—500 м) формирования массива, широко проявлены высокотемпературные щелочные метасоматиты (преимущественно эгирин-анортотоклазовые, эгириновые) и пегматиты.



Щелочные сиениты первой группы образуют сложный лакколит. Излившиеся и субвулканические породы размещаются по разрывам внутри этого лакколита. Эгириновые граниты и другие породы третьей группы слагают мелкие штоки, дайки и цементируют трубообразные тела эруптивных брекчий.

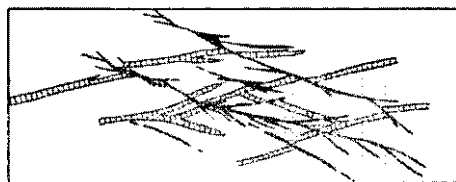


Рис. 148. Торий-урановое месторождение в субвулканическом щелочном массиве. По Т. Билибиной и др. (1963).

а — размещение ураноносных зон в массиве; б — соотношения рудных тел с дайками тингуаитов.
1 — метаморфические толщ кристаллического основания; 2 — песчано-глинистые отложения осадочного чехла; 3 — карбонатные отложения осадочного чехла; 4 — эффузивно-пирокластические щелочные породы; 5 — щелочные и нефелиновые сиениты; 6 — тингуаиты; 7 — ураноносные зоны и рудные тела; 8 — разрывные нарушения

Отличительная особенность щелочного рудоносного массива — двукратное проявление радиоактивной минерализации: во-первых, после щелочных пород первой группы, с которыми генетически связаны щелочные пегматиты и ториеносные эгирин-ортотоклаз-кварцевые жилы и, во-вторых, после консолидации всего массива, когда возник главный тип урановой минерализации — флюорит-барит-кварцевые жилы и ураноносные минерализованные брекчии с уранинитом и настураном. О парагенетической связи уранового оруденения со щелочным массивом свидетельствуют единая ассоциация элементов-

спутников (Ti, Ba, Mn, V, Pb, As, Tl, Mo, Ag, Bi, W, Sn) в изверженных породах и рудах, закономерное уменьшение торий-уранового отношения от ранних фаз к поздним и увеличение содержания урана в наиболее поздних продуктах магматической деятельности.

Размещение гидротермальной урановой минерализации определяется разрывными нарушениями, создавшими блоковую структуру массива. В основном гидротермальная урановая минерализация локализуется в самом щелочном массиве и лишь изредка распространяется во вмещающие карбонатные породы. Для месторождений в целом характерны системы жил, прилегающих к крупным разломам со стороны висячего и лежащего боков. Каждая такая система состоит из нескольких основных жил весьма изменчивого простирания и отходящих от них диагональных апофиз (см. рис. 148, б). Рудоносные дизъюнктивные нарушения со смещением пересекают дайки щелочных пород. Наиболее мощные рудные тела имеют форму уплощенных столбов и линз и располагаются в местах изгибов и расщепления жил. Для руд характерны брекчиевые и прожилковые текстуры.

В ряде случаев ураноносные зоны дробления наложены на более ранние пегматиты и ториеносные кварцевые жилы. В связи с этим в отдельных частях ураноносные брекчии несут комплексное урано-ториевое оруденение. Урановое оруденение представлено несколькими средне- и низкотемпературными минеральными ассоциациями. К самой ранней из них относятся кварц-баритовые жилы с флюоритом, сульфидами (халькопиритом, пиритом, сульванитом, блеклыми рудами, молибденитом, арсенопиритом) и уранинитом, имеющим спорадическое распространение. К следующей ассоциации принадлежат ураноносные брекчии и микробрекчии — главные носители урана. В обломках ураноносных брекчий присутствуют вмещающие породы и ранний кварц. Полиминеральный цемент брекчий представлен тонкозернистым агрегатом кварца, флюорита, барита, карбоната, пирита, мельниковита, хальконирита, галенита, а также анатаза, апатита, гидрослюда и глинистых минералов. Урановые минералы — уранинит и урановая смолка — образуют вкрапленность в цементе брекчий, обычно в ассоциации с пиритом. К наиболее поздней ассоциации, завершающей гидротермальный процесс, относятся прожилки и жилы дымчатого кварца крустификационного строения, пересекающие ураноносные брекчии.

Будучи парагенетически связано со щелочными массивами калиевого ряда, возникшими в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации, гидротермальное урановое оруденение локализуется не только в самих массивах, но также и в кристаллическом фундаменте древних щитов, в зонах крупных омоложенных разломов, которые и определяют локализацию титан-урановых месторождений.

В кристаллическом фундаменте гидротермальное урановое оруденение концентрируется в приподнятых блоках, перекрытых маломощным (0,5—1,5 км) осадочным чехлом и рассеченных многочисленными крупными и мелкими разломами. Гнейсы и кристаллические сланцы фундамента собраны в куполовидные и линейные складки и интенсивно гранитизированы. Большая часть разломов возникла во время консолидации кристаллического фундамента, подчиняется его складчатой структуре, наследует флексурные перегибы и т. д. В дальнейшем по разломам внедрялись жильные тела гранитов, пегматитов, кварцевых диоритов, вплоть до молодых изверженных щелочных пород этапа тектоно-магматической активизации. Последние образуют сложные по форме субвулканические тела, проникающие из фундамента в слабо дислоцированный осадочный покров и размещающиеся на периферии урановорудных полей.

Наиболее характерным выражением древних разломов служат бластомилолитовые зоны, сопровождаемые пегматоидными кварц-полевошпатовыми породами. Тектонические движения этапа активизации вызвали подновление древних разломов и возникновение новых дизъюнктивных нарушений. Омоложенные древние разломы в совокупности с новообразованными дизъюнктивами и определяют пространственное распределение уранового оруденения в виде крупных минерализованных зон, сопровождающихся параллельными и диагональными жилами.

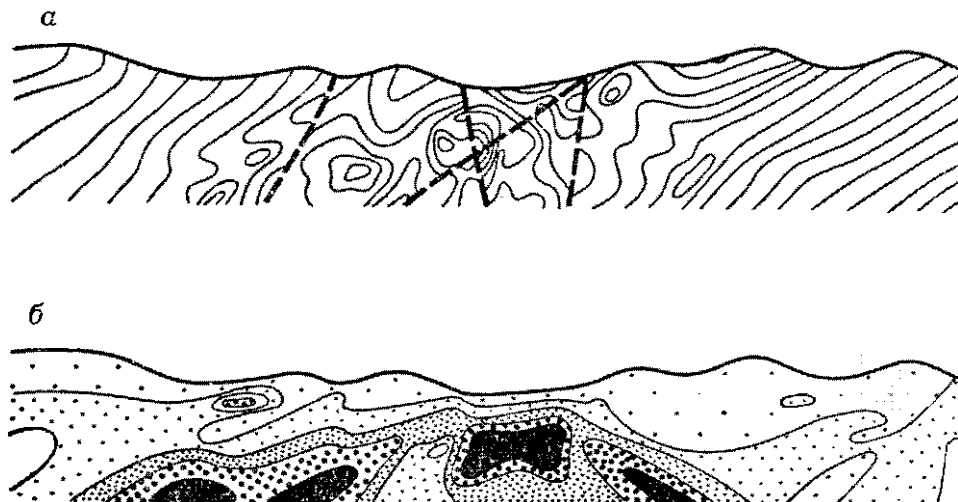


Рис. 149. Рельеф поверхности рудоносного разлома фундамента в проекции на продольную плоскость (а) и размещение в нем урановых руд (б).

Пунктирные линии — поперечные и диагональные дизъюнктивы. Возрастание концентраций урана изображено увеличением густоты точек; черным цветом показаны богатые руды

Омоложенные древние разломы отличаются весьма значительной протяженностью уранового оруденения по простиранию и на глубину и максимальной его концентрацией в тех интервалах, где разломы испытывают выпукло-вогнутые изгибы. На продольных проекциях они распознаются по сложному волнистому расположению изолиний поверхности разлома (рис. 149). В наиболее крупных разломах выделяется несколько таких интервалов, каждый из них представляет собой самостоятельное урановое месторождение, отделенное от смежного месторождения отрезком с более бедной минерализацией. Для новообразованных дизъюнктивных нарушений характерны значительно большая прерывистость уранового оруденения и локализация его в участках сопряжения разрывов нескольких направлений или их расщепления.

Вверх по восставанию урановое оруденение выклинивается на небольшом (100—300 м) расстоянии от платформенного чехла, играющего роль экрана для гидротермальных растворов, и лишь изредка проникает в чехол в виде настуран-флюоритовых жил и прожилков.

Отложению урановых руд предшествовали интенсивное дробление и низкотемпературные гидротермальные изменения пород. В противоположность древним

бластомилонитам, образованным в результате пластического течения вещества на больших глубинах, молодые тектонические швы характеризуются развитием брекчиевых, микробрекчиевых, гребенчатых, кокардовых текстур (Крупеников и др., 1968). Палеотектонические реконструкции позволяют предполагать, что продукты гидротермальной деятельности — дорудные кварц-адуляр-пирит-карбонатные метасоматиты, барит-кварцевые жилы, ураноносные пирит-карбонат-браннеритовые брекчии и еще более поздние кварцевые, флюоритовые, карбонатные прожилки — формировались на расстоянии 0,8—2 км от дневной поверхности. Следовательно, в омоложенных ураноносных разломах совмещены структурные элементы, образованные на разных глубинных уровнях.

Кварц-адуляр-пирит-карбонатные метасоматиты слагают сильно уплощенные тела, повторяющие изгибы древних разломов по простиранию и падению. Наиболее интенсивным метасоматическим преобразованиям подвергнуты контакты бластомилонитовых зон. Барит-кварцевые жилы чаще всего локализируются в ореолах гидротермальных изменений, но иногда выходят по оперяющим трещинам и во вмещающие гнейсы, кристаллические сланцы, граниты. Тектонические швы, выполненные пирит-карбонат-браннеритовыми брекчиями, в свою очередь подчинены барит-кварцевым жилам и внутренней зоне метасоматических ореолов. В конечном счете пространственное распределение и морфология урановых рудных тел определяются закономерными сочетаниями разновозрастных структурных элементов, причем в разных месторождениях эти сочетания могут быть различными. Соответственно выделяются три структурных подтипа месторождений.

Наиболее крупные и выдержанные залежи урановых руд наблюдаются на месторождениях первого подтипа, где серии параллельных кулисообразно расположенных бластомилонитовых швов объединены пегматоидными кварц-полевошпатовыми породами в мощный гетерогенный разлом древнего заложения (рис. 150). Количество бластомилонитовых швов и размеры кварц-полевошпатовой оторочки увеличиваются при переходе из гнейсов и кристаллических сланцев в крупные гранитовые и гнейсо-гранитные тела. Одновременно усложняется и рельеф поверхности разлома.

Многочисленное чередование бластомилонитов, пегматоидных кварц-полевошпатовых пород, заключенных между ними гнейсов, кристаллических сланцев, гранитов создает благоприятные предпосылки для интенсивного и массового дробления пород в период гидротермальной деятельности. Поэтому кварц-адуляр-карбонатные метасоматиты образуют весьма сложный и протяженный по простиранию и падению ореол, который в поперечном сечении состоит из нескольких зон максимального изменения, приуроченных к тектонически нарушенным контактам бластомилонитов. К этим же контактам тяготеют и пирит-карбонат-браннеритовые брекчии. Они выполняют прерывистые тектонические швы, ветвящиеся трещины и в совокупности создают линзо- и жиллообразные залежи богатых руд, окруженные более бедной вкрапленной урановой минерализацией. В некоторых случаях богатые руды слагают лентообразные тела, вытягивающиеся вдоль линии сопряжения основного и оперяющего дизъюнктивного нарушений.

В урановых месторождениях второго подтипа основным структурным элементом является сравнительно маломощный бластомилонитовый шов, почти нацело переработанный в процессе гидротермальной деятельности (рис. 151). Этот шов испытывает изгибы в местах пересечения второстепенных складок ультраметаморфических пород, где и концентрируются кварц-адуляр-пирит-

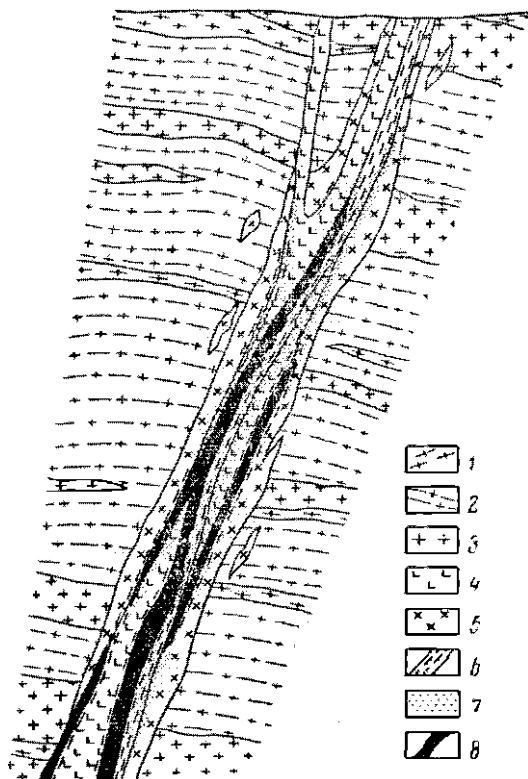


Рис. 150. Разрез через титан-урановое месторождение. По В. Крупенникову и др. (1968).

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — гравито-гнейсы; 3 — граниты; 4 — кварцевые диориты; 5 — пегматоидные кварц-полевошпатовые породы; 6 — бластомилониты; 7 — гидротермально измененные породы; 8 — рудные тела

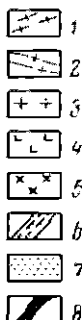
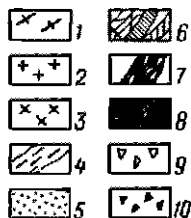
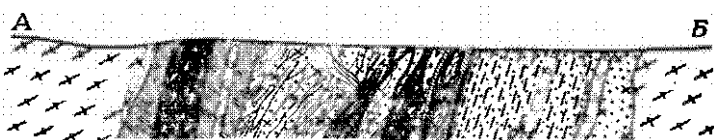
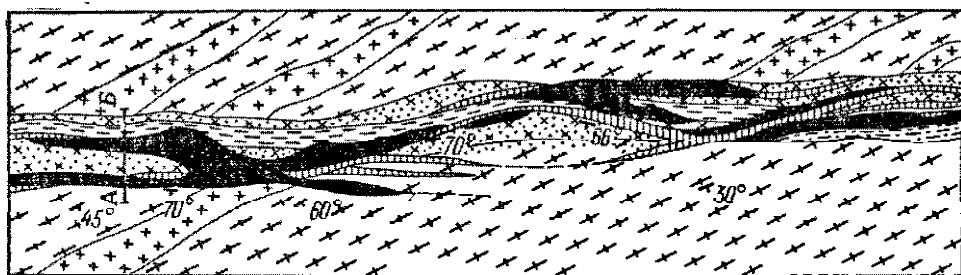


Рис. 151. Геологическое строение титан-уранового месторождения, приуроченного к одиночному бластомилонитовому шву. По В. Крупенникову и др. (1968).

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматоидные кварц-полевошпатовые породы; 4 — бластомилониты по кварцевым диоритам; 5 — кварц-адюляр-пирит-карбонатные метасоматиты; 6 — барит-кварцевые жилы и прожилки; 7 — ураноносные брекчии; 8 — рудные тела; 9 — докварцевые неминерализованные брекчии; 10 — послекварцевые неминерализованные брекчии



карбонатные метасоматиты, барит-кварцевые жилы и уранорудные тела. Рудоносные нарушения, приуроченные к барит-кварцевым жилам, выполнены крупнообломочными брекчиями, содержащими в цементе переменное количество титаната урана. Передко более богатое оруденение локализуется не в самих брекчиях, а в примыкающих к ним тонких трещинах, рассекающих барит-кварцевые жилы. На участках, где барит-кварцевые прожилки образуют мощные штокверки, возникают раздувы рудных тел, в несколько раз превышающие их средние мощности, и появляются прожилково-вкрапленные руды, связанные постепенными переходами с вмещающими кварц-адуляр-пирит-карбонатными метасоматитами.

В целом месторождения второго подтипа представляют собой единую минерализованную зону, горизонтальная и вертикальная протяженность которой в сотни раз превосходит ее мощность. В этой минерализованной зоне на фоне убогих руд вкрапленного типа выделяются жило- и линзообразные тела, а также обогащенные ураном столбы или ленты, склоняющиеся параллельно осям резких перегибов blastomylonitового шва. Морфология и положение рудных тел определяются в основном ориентировкой в пространстве дорудных дизъюнктивов. Увеличение мощности рудных жил и появление небольших столбообразных залежей часто связаны с участками сопряжения разрывных нарушений, сходящихся под острым углом, с резкими переходами от пологого падения к крутому, и т. д.

Наконец, в месторождениях третьего подтипа, приуроченных к новообразованным разрывным нарушениям, урановое оруденение залегает в виде жил и сильно уплощенных линз, образуя более высокие концентрации в участках пересечения древних blastomylonitовых зон, расщепления на две-три ветви при переходе из гнейсов в граниты. Руды преимущественно вкрапленные, располагаются во внутренних частях метасоматических ореолов.

Наблюдения за внутренним строением ураноносных разломов позволили доказать многократность внутриминерализованных тектонических подвижек и выделить несколько стадий минерализации, в течение которых образовались низкотемпературные кварц-адуляр-пирит-карбонатные метасоматиты, барит-кварцевые жилы, пирит-карбонат-браннеритовые брекчии, кварцевые, кварц-карбонатные, флюоритовые прожилки (Крупенников и др., 1968).

В результате дальнейших исследований было установлено, что кварц-пирит-карбонатные метасоматиты первой стадии наложены на щелочноземельные—щелочные породы ранних и средних фаз интрузивной деятельности и в свою очередь пересечены дайками сельвебергитов, грорудитов, тингуаитов, которые сопровождаются узкими ореолами фенитизации (рис. 152). Тесная парагенетическая связь титан-уранового оруденения со щелочным магматизмом подтверждается близостью их абсолютного возраста (150—140 млн. лет), определенного с помощью калий-аргонового метода для щелочных пород и метасоматитов и с помощью уран-свинцового метода для браннеритовых руд.

В кварц-адуляр-пирит-карбонатных метасоматитах от внешних к центральным частям ореолов наблюдаются замещение темноцветных минералов последовательно карбонатом и пиритом, серицитизация и альбитизация плагиоклаза, исчезновение кварца и в конечном счете замещение всех (как порообразующих, так и новообразованных) минералов бурым калиевым полевым шпатом и водян-прозрачным адуляром, слагающими наиболее интенсивно измененные породы. Характерно широкое развитие в метасоматитах вкрапленников пирита, образованных за счет рассеянного магнетита, содержание которого в неизмененных породах составляет 1—1,5%.

Минералы	С т а д и и м и н е р а л и з а ц и и						
	метасоматическая	Фенитовая	кварц-баритовая	ураново-рудная	сульфидная	кварц-карбонатная	карбонатная
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—
Кадмийнит-динкингит(?)	—	—	—	—	—	—	—
Серпентин	—	—	—	—	—	—	—
Хлоэит	—	—	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	—	—	—	—
Гематит	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—	—	—	—
Золото	—	—	—	—	—	—	—
Марказит	—	—	—	—	—	—	—
Альбит	—	—	—	—	—	—	—
Кальциты	—	—	—	—	—	—	—
Нефелин	—	—	—	—	—	—	—
Эгирин	—	—	—	—	—	—	—
Рибекит	—	—	—	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	—	—	—	—	—	—	—
Теннантит	—	—	—	—	—	—	—
Висмут	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	—	—	—	—	—	—	—
Браннерит	—	—	—	—	—	—	—
Урановая смола	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин	—	—	—	—	—	—	—
Брукит	—	—	—	—	—	—	—
Актинолизит	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	—	—	—	—
Волластонит	—	—	—	—	—	—	—
Гипс	—	—	—	—	—	—	—

Рис. 152. Схема последовательности минералообразования на титан-урановом месторождении. По В. Я. Терзюеву (Месторождения радиоактивных и редких металлов, 1973).

Барит-кварцевые жилы локализуются в ореолах гидротермально измененных пород независимо от их метасоматической зональности, содержат переменное (1—30%) количество кристаллов барита размером от долей миллиметра до 3—6 см и редкие выделения пирита, халькопирита, сфалерита и блеклых руд. Для жил весьма характерны крустификационные, брекчиевые и друзовые текстуры, свидетельствующие об отложении вещества в открытых полостях. То же самое относится к послерудным кварцевым, карбонатным, флюоритовым прожилкам.

Главная часть урана связана с брекчиями, в которых обломки метасоматитов и барит-кварцевых жил сцементированы тонкой смесью пирита, марказита, кальцита и браннерита. Браннерит распределен в цементе весьма неравномерно и в отдельных случаях образует богатые прожилковидные скопления микробрекчиевого или колломорфного строения. Он находится в тесных сростаниях с пиритом и марказитом и в отличие от обычной высокотемпературной разновидности содержит небольшое количество редких земель и тория.

Преобладающее развитие в рудах браннерита некоторые исследователи объясняют повышенным содержанием титана в ультраметаморфических породах, его переходом в раствор при образовании дорудных низкотемпературных метасоматитов и последующим осаждением вместе с ураном. Судя по минерало-термометрическим данным, кварц-баритовые жилы формировались в интервале 300—255° С, а послерудные кварцевые, флюоритовые, кальцитовые прожилки 200—120° С. Браннерит отлагался, по-видимому, при температуре около 200° С.

Мышьяково-урановые месторождения

В отличие от рассмотренных магматогенных гидротермальных месторождений генезис мышьяково-урановых месторождений служит предметом дискуссий. В. Данчев, Т. Лапинская (1966) рассматривают их как многостадийные экзогенные образования, В. Гарбузова и др. (1970) — как низкотемпературные гидротермальные образования. Авторы придерживаются второй точки зрения, считая, что рудоносные гидротермальные растворы образовались не только за счет магматогенных источников, но и при значительном участии вадозовых вод.

Все мышьяково-урановые месторождения приурочены к мезозойским эрозионно-тектоническим впадинам и характеризуются пластообразной формой рудных тел, четким литологическим контролем оруденения, простотой минерального состава руд, тесной ассоциацией настурана, гидронастурана, урановых черней с самородным мышьяком и твердыми битумами, развитием вблизи рудных тел каолинита, гидрослюд, хлорита, карбоната, пирита.

Основание эрозионно-тектонических впадин, вмещающих урановое оруденение, образуют древние гранитоиды. В низах разреза залегают преимущественно грубообломочные осадки, накопление которых отвечает периоду энергичных глыбовых перемещений пенепленизированного фундамента. Это конгломераты, гравелиты, маломощные невыдержанные горизонты песчаников и туфов. Верхняя часть разреза представлена аллювиальными и озерными песчано-алевролитовыми отложениями, с которыми иногда перемежаются эффузивные и пирокластические породы. В краевых частях депрессий изредка обнажаются экзтрузивы кислого и среднего состава.

Эрозионно-тектонические впадины обнаруживают отчетливое поясовое расположение, будучи приурочены к системам региональных разломов, кото-

рые параллельны крупным сводовым поднятием эпохи тектоно-магматической активизации. Более молодые поперечные разломы разбивают поднятия и депрессионные зоны на приподнятые и опущенные блоки. Чередование тектонических движений по двум системам разломов привело к широкому развитию многочисленных сопряженных и оперяющих разрывов высших порядков, а в слоистых толщах — пологих срывов по плоскостям напластования.

Рудовмещающие толщи сложены в основном конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами с подчиненными прослоями и линзами песчаников, алевролитов, туфов, туффитов, а также отдельными покровами лав преимущественно кислого ряда. В. Гарбузова и др. (1970) разделяют их на сероцветные и сероцветно-красноцветные. Первые в той или иной степени обогащены углефицированными органическими остатками и аутигенным пиритом. Органический материал представлен маломощными прослоями углей и углистых сланцев, обугленными растительными фрагментами и тонким детритом, распыленным по всей массе породы. Наиболее обогащены органическим веществом алевролиты, а также некоторые разновидности песчаников, гравелитов и хлидолитов — грубообломочных несортированных пород, в которых наряду с глыбами, валунами, гальками содержится большое количество гравийного, песчаного и глинисто-алевролитового материала.

Сероцветно-красноцветные толщи представлены преимущественно красноцветными конгломератами, конгломерато-брекчиями и хлидолитами, реже гравелитами, песчаниками и алевролитами. Среди них залегают прослои и пачки сероцветных пород, содержащих органическое вещество и пирит. Обычно эти пачки сложены более тонкозернистыми породами, чем вмещающие красноцветы, а именно алевролитами и песчаниками.

Породы, вмещающие урановое оруденение, формировались в различных условиях. Среди них развиты пролювиальные субаэральные наклонения, заполняющие древние эрозионные врезы или слагающие конуса выноса временных водотоков, осадки склонов, озерные, прибрежно-озерные и русло-пойменные образования. Урановое оруденение залегает во всех этих породах независимо от их фациальной принадлежности. Вместе с тем для всех рудовмещающих пород характерны наличие восстановителей и повышенная эффективная пористость.

Размещение урановых месторождений внутри депрессий обусловлено сочетанием двух факторов: наличием благоприятных вмещающих пород и разломов фундамента, которые среди осадочно-вулканогенных отложений проявляются в виде зон повышенной трещиноватости и реже в виде четких и протяженных сместителей.

Урановые месторождения в эрозионно-тектонических депрессиях подразделяются (Гарбузова и др., 1970) на два структурных подтипа, локализованных соответственно в нижней и в средней частях разреза.

В месторождениях первого подтипа расстояние рудных тел от фундамента не превышает 40—50 м (рис. 153). При общей пластообразной форме рудных тел выделяются участки резко увеличенных мощностей и содержаний урана, тяготеющие к зонам повышенной трещиноватости в кристаллическом фундаменте. Основные рудные залежи представлены в плане вытянутыми узкими лентами или удлиненными линзами. Менее характерны пластовые тела, изометричные в плане. В некоторых случаях мощность удлиненных линз соизмерима с их шириной, и рудные тела имеют форму пологопадающих труб.

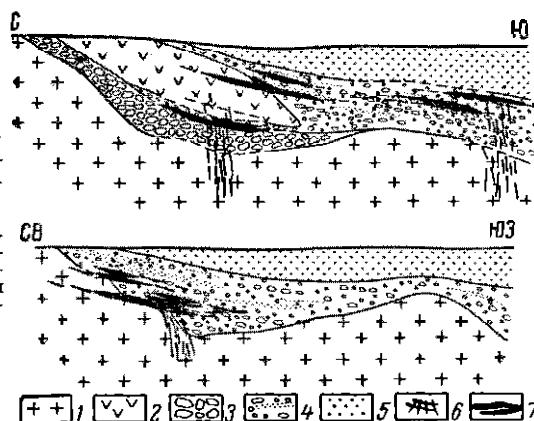
На пространственное положение рудных залежей большое влияние оказывают неровности кристаллического фундамента — уступы, выступы и особенно

желоба. Последние представляют собой узкие и глубокие линейные понижения в рельефе фундамента, наследующие систему сопряженных ослабленных зон, вдоль которых отмечаются дробление и милонитизация гранитоидов, развитие древних кварцевых жил и даек интрузивных пород. Некоторые из зон служили, по-видимому, каналами для излияния эффузивов и контролировали эруптивную деятельность. В осадочном чехле им соответствуют многочисленные крутонадающие и пологие трещины.

Крутонадающие трещины обычно группируются в зоны мощностью до первых десятков и протяженностью до первых сотен метров. Вверх по разрезу количество крутонадающих трещин быстро сокращается, причем часто изменяются их простирания и наклоны. Пологонадающие разрывы состоят из се-

Рис. 153. Мышьяково-урановое месторождение в базальных горизонтах эрозионно-тектонической впадины (в разрезе). (Геология гидротермальных..., 1966).

1 — граниты кристаллического основания; 2 — липаритовые туфолавы; 3 — валунные конгломераты; 4 — галечниковые конгломераты и гравелиты с прослоями песчаников; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные тела



рии ветвящихся и сложносопряженных тектонических швов. Несмотря на сколовую природу и значительную протяженность зон существенных перемещений по ним не наблюдается. Наиболее крупные пологие тектонические швы, развитые по контактам прослоев туфов или гравелитов, контролируют развитие лентообразных залежей, вытянутых вдоль осей эрозионных желобов. Для участков сопряжения пологих и крутонадающих разрывов типичны сложные линзообразные залежи. В бортах эрозионных желобов пологопадающие разрывные нарушения иногда переходят из осадочных толщ в граниты основания. К этим нарушениям приурочены и отдельные рудные тела.

На месторождениях второго подтипа («приразломных») установлены крупные сбросы со значительным (десятки и первые сотни метров) смещением осадочного чехла, а также сдвиги по зонам повышенной трещиноватости. Рудные залежи приурочены к средним частям разреза на значительном (до нескольких сотен метров) удалении от фундамента. Поэтому рельеф фундамента не оказывает прямого влияния на локализацию и морфологию рудных тел, и ведущее значение приобретают пологопадающие разрывные нарушения. Чаще всего они возникают по контактам пластов различного состава, вдоль маломощных прослоев мелкозернистых пород, как правило, ориентированы согласно напластованию вмещающих пород и гораздо реже пересекают слоистость под острым углом.

Обычно урановое оруденение располагается непосредственно вдоль пологопадающего нарушения в породах как висячего, так и лежащего боков в виде пласто- и лентообразных рудных тел. В блоках, пересеченных системой пологопадающих разрывных нарушений, появляются мощные тела неправильной

линзовидной формы. Внутри рудных тел наряду с бедными и рядовыми рудами встречаются участки богатого оруденения различной формы и размера. Чаще всего это небольшие пологопадающие линзы, приуроченные к породам, благоприятным для оруденения и пересеченным дорудными разрывными нарушениями, либо возникшие в местах резкого изгиба последних. Участки богатых руд (в виде линз) размещаются вдоль крутопадающих трещин и зон мелкой трещиноватости. Богатое оруденение локализуется также в узлах пересечения полого- и крутопадающих нарушений в линзах гравелитов среди конгломератов.

Исследования В. Гарбузовой и др. (1970) показали, что урановорудные тела сопровождаются эпигенетическими изменениями, которые имеют много общих

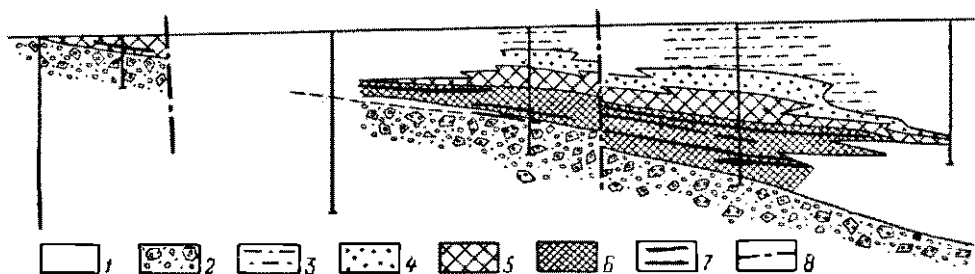


Рис. 154. Метасоматические изменения вмещающих пород на мышьяково-урановом месторождении, залегающем в средней части разреза эрозивно-тектонической впадины. По В. Гарбузовой и др. (1970).

1 — серповидная толща; 2 — красноватая толща; 3 — каолинит-карбонатная подзона внешней зоны; 4 — карбонат-кварц-пиритовая подзона внешней зоны; 5 — гидрослюда-хлоритовая внутренняя зона; 6 — рудная зона (битум-пирит-эпидот-хлоритовая, гидрослюда-эпидот-апатитовая, битум-пирит-гидрослюда в ассоциации с ураном, мышьяком, молибденом); 7 — рудные тела; 8 — разрывные нарушения

черт с низкотемпературными гидротермальными преобразованиями пород. Новообразованные минералы — каолинит, монтмориллонит, кристобалит, кварц, карбонаты, пирит, марказит, гидрослюда, хлориты, цеолиты, апатит и анатаз — образуют зональные ореолы, на которые накладывается урановая минерализация, представленная настураном, гидронастураном, коффинитом, урановой чернью и урансодержащим твердым битумом.

На месторождениях, залегающих в базальных горизонтах, по направлению от неизмененных пород к рудным выделяются зоны: 1) слабой каолинизации, 2) каолинит-карбонатная и 3) гидрослюда-кварц-сульфидная, в которой и сосредоточена урановая минерализация. Скопления и прожилки настурана всегда имеют оторочку из гидрослюды, пирита, скрытокристаллического кварца и сопровождаются самородным мышьяком и узкими зонами гематитизации.

Для урановых месторождений, залегающих в средней части разреза, характерны асимметричные метасоматические ореолы (рис. 154). Во внешней зоне ореола каолинит замещает обломки плагиоклаза и цемент, карбонат частично замещает биотит (каолинит-карбонатная подзона), а затем новообразованный каолинит замещается карбонатом, биотит — карбонатом и пиритом, здесь же развивается скрытокристаллический кварц (карбонат-кварц-пиритовая подзона). Во внутренней гидрослюда-хлоритовой зоне гидрослюда, серицит и гематит замещают всю массу породы, по ортоклазу развивается адуляр, появляются хлорит, цеолиты, твердый битум и др. Для рудной зоны, частично наложенной на предыдущую, характерна ассоциация твердого битума, пирита, хлорита, гидрослюды, эпидота, апатита. Твердый битум насыщен ураном,

мышьяком, молибденом, реже свинцом, медью. Пржилковый карбонат, интенсивно развивающийся во внешней и внутренней зонах, здесь ограниченно распространен.

На одном из мышьяково-урановых месторождений выделены три стадии минералообразования: аргиллизации, настуран-мышьякован и карбонат-дикситовая. Минерализация рудной стадии накладывается на метасоматическую зональность ореолов аргиллизации и представлена настураном, коффиinitом, урановыми чернями, метаколлоидным пиритом, марказитом, самородным мышьяком и реальгаром. Настуран представлен в различной степени гидратированными разновидностями, содержит тонкую вкрапленность пирита, самородного мышьяка и образует с ними ритмичные колломорфные сростания. Коффиinit обрастает почками настурана. Урановая чернь пронитывает гидрослюдистый цемент и измененный обломочный материал терригенных пород и выделяется на стенках макро- и микротрещин. К послерудной стадии относятся прожилки карбоната с дикситом, кварцем, реальгаром, пиритом, баритом, сфалеритом и блеклой рудой. (Месторождения урана..., 1976).

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В осадочном чехле молодых платформ и в межгорных впадинах размещаются многочисленные пластовые или точнее стратиформные экзогенные месторождения урана. Происхождение их служит предметом энергичных и непрекращающихся дискуссий. Различные исследователи по-разному оценивают роль диагенетических и эпигенетических процессов в урановом рудообразовании и соответственно определяют генетическую принадлежность тех или иных экзогенных месторождений.

Нами постседиментационные урановые месторождения подразделены на две группы и четыре промышленно-генетические типа.

Группа диагенетических месторождений:

Тип 7. Редкоземельно-урановые месторождения.

Группа экзогенных инфильтрационных месторождений:

Тип 8. Урано-угольные месторождения.

Тип 9. Вапаций-урановые месторождения.

Тип 10. Селен-урановые месторождения.

Наиболее широко распространены урано-угольные и селен-урановые месторождения.

Редкоземельно-урановые месторождения

Комплексные редкоземельно-урановые месторождения в глинах с костными остатками рыб представляют собой единственный в своем роде тип рудных месторождений. По данным А. Альтгаузена (1966), они приурочены к монотонным толщам морских глин неогенового возраста в осадочном чехле молодых платформ и образованы в условиях мелководного бассейна. Собственно ураноносная свита отделена от подстилающих зеленовато-серых глин небольшим перерывом и сложена буровато-серыми микрослоистыми глинами с тонкодисперсным пиритом, крупными и мелкими растительными обломками, многочисленными скоплениями костей и чешуи рыб. Мощность свиты меняется от 0 до 230 м. Перекрывающие отложения представлены зеленовато-серыми слои-

стыми и неслоистыми глинами с водорослевыми остатками и примесью алевролитов.

В различных районах оруденение наблюдается то в одном, то в двух пластах. Наряду с исключительной выдержанностью оруденения, обусловленной спокойными условиями осадконакопления, в пределах рудных полей наблюдается и некоторая его изменчивость. Рудные пласты на периферии нередко

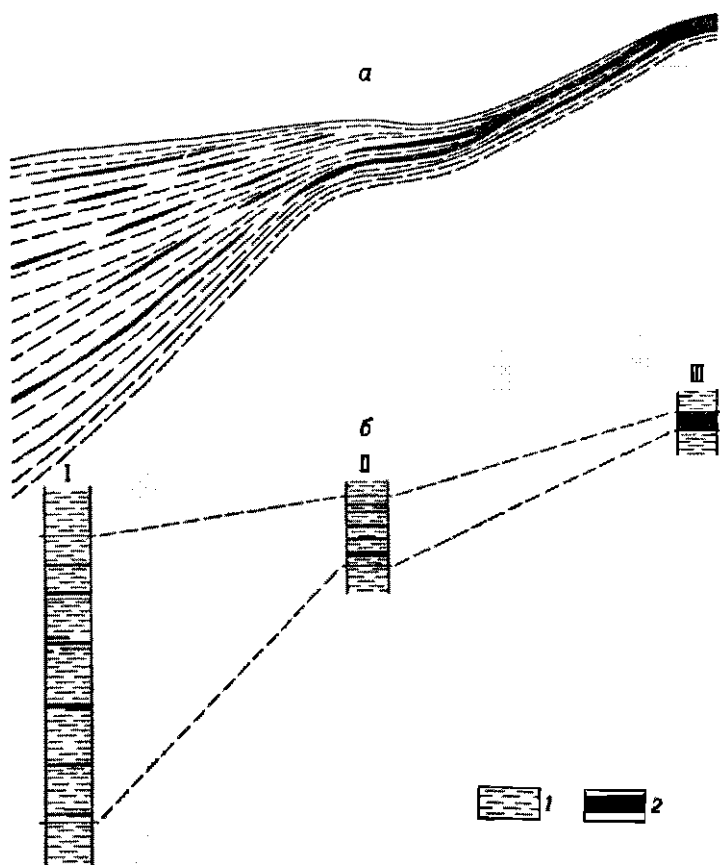


Рис. 155. Схематический профиль (а) и разрезы по скважинам (б) через редкоземельно-урановое месторождение. По В. Дамчеву (Месторождения радиоактивных и редких металлов, 1973).

1 — глинистые прослои; 2 — прослои костного детритуса

расщепляются на несколько разобщенных рудных прослоев. Одновременно уменьшается крупность урансодержащего костного детритуса; прослои с костным детритусом уменьшаются в мощности и т. д. (рис. 155).

В рудных залежах мощность прослоев без рыбьих остатков или с небольшими количествами их обычно не превышает нескольких миллиметров. Вместе с тем встречаются прослои, состоящие почти нацело из урансодержащих костей и чешуй рыб. Иногда в них наблюдаются остатки растений и линзочки углстого вещества. Отдельные прослои глины сильно обогащены пирит-мельниковитом. В осадках нижних частей циклов костного детритуса больше и он крупнее, выше количество и размеры обломков костей уменьшаются, а верхняя часть

состоит из глины без рыбьих остатков. Нередко наблюдается градационная слоистость, обусловленная постепенным уменьшением величины обломков от подошвы рудного слоя к его кровле.

Промышленные рудные залежи представляют собой участки пласта с наиболее монолитным строением и минимальными мощностями прослоев безрудных глин. Контуры рудных залежей определяются условно, по принятому бортовому содержанию урана. В локализации рудных залежей намечаются следующие закономерности: 1) рудные залежи развиваются близ зон конседиментационных положительных платформенных структур, точнее на их пологих склонах; 2) эти поднятия в период накопления ураноносного костного детритуса имели куполообразную или вытянутую форму и представляли собой пологие острова или подводные мели; 3) участки самих залежей, возможно, представляли собой пологие депрессии на склонах положительных структур; 4) компактные части залежей расположены ближе к апикальным частям поднятий, где общая мощность рудовмещающей толщи относительно меньше, чем в удалении от поднятий; 5) в процессе формирования залежей существенное значение имели более или менее постоянно ориентированные течения, о чем свидетельствуют внутриформационные размывы, почти полное отсутствие целых скелетов рыб и сортировка костного материала по гранулометрическому составу.

Минеральный состав руд весьма своеобразен (Месторождения радиоактивных..., 1973; Месторождения урана..., 1976). Руды состоят (в %): из глинистых минералов (45—50), сульфидов железа (10—30), карбонатов (5—18), фосфатизированного костного детритуса (5—18), кластического материала (1—25), глауконита (0,1—10) и древесной органики (1—5). В небольших количествах встречаются стяжения фосфата кальция, барит, халцедон, халькопирит, сфалерит, галенит. На выходах рудных тел на поверхность развиты гидроокислы железа, ярозит, гипс и отенит.

Глинистые минералы представлены гидромусковитом, каолинитом и бейделлитом. Из сульфидов железа преобладает мельниковит, содержащий примесь мышьяка, кобальта, никеля, сурьмы. Сульфиды с глинистыми минералами цементируют обломки костного детритуса и заполняют пустоты в них.

Костный детритус представлен обломками костей голов, ребер, позвонков, зубов и чешуи ископаемых рыб. Размеры их колеблются от 7 см до сотых долей миллиметра. Наиболее крупные обломки слабо окатаны. Костные остатки на 95—97% замещены фосфатом кальция и являются основным концентратором урана и редких земель. Среди редкоземельных элементов установлены лантан, церий, празеодим, неодим, самарий, гадолиний, тербий, диспрозий, европий, тулий и лютеций. Их содержание, как и урана, хорошо коррелируется (0,959) с содержанием в костном детритусе органического углерода. Единого мнения о формах нахождения урана в костном детритусе нет.

Все исследователи поддерживают гипотезу о седиментационно-диагенетическом происхождении редкоземельно-урановых месторождений, хотя распределение отдельных минеральных ассоциаций по стадиям седиментации, раннего и позднего диагенеза трактуется по-разному.

По мнению М. Альтгаузена (1966), причиной массовой гибели рыб была вулканическая деятельность. Об этом говорят совпадение во времени возникновения новых островов и прослоев рыбьих остатков, повышенные концентрации мышьяка в ураноносных залежах, присутствие в них пеплового материала, указания на синхронный вулканизм в смежных районах. Непосредственным источником урана служили, по-видимому, морские воды с повышенными кон-

центрациями урана и некоторых других элементов. Не исключено, что уран начал накапливаться в рыбах еще в процессе их жизнедеятельности. После гибели рыб концентрация урана, скандия и редких земель происходила в то время, когда кости дробились и перемывались, т. е. во взвешенном состоянии. Это подтверждается тем, что мелкие кости обладают более высокими содержаниями урана, чем крупные. Об этом же свидетельствует наличие в рудах ураноносных конкреций явно диагенетического происхождения.

Урано-угольные месторождения

Урановая минерализация обнаружена во многих угленосных бассейнах, но только в углях мезозойского и кайнозойского возраста она имеет промышленное значение. Эту закономерность В. Данчев, Н. Стрелянов (1973) объясняют тем, что главным концентратором урана в углях являются гумусовые вещества, в том числе высокомолекулярные органические соединения, а угли более древнего возраста, как правило, сильно метаморфизованы и не содержат таких веществ. Кроме того, палеозойские угли в основном относятся к паралическому типу, а мезозойские — к лимническому, связанному с внутриконтинентальными впадинами и местными источниками питания. В большинстве случаев лимнические бассейны в мезозое и кайнозое формировались после длительного континентального перерыва, что способствовало развитию мощных кор выветривания и переводу урана в легкоподвижные формы. В разрезе лимнических угленосных формаций важную роль нередко играют эффузивные и пирокластические породы, которые могут рассматриваться как дополнительные источники урана и его элементов-спутников в этих месторождениях.

Урано-угольные месторождения отличаются специфическим составом руд. Кроме собственных минералов урана, таких, как настуран, урановая чернь, коффинит, существенная роль в неокисленных рудах принадлежит сложным ураноорганическим комплексным соединениям типа гуматов уранила и сорбционными формам концентраций урана. Сказанное относится и к некоторым другим элементам (Ce, Be, Mo), присутствующим в рудах урано-угольных месторождений. Соотношения трех форм минерализации (собственные минералы урана и элементов-спутников, комплексные металлоорганические соединения, сорбционные формы) на разных месторождениях или в различных зонах одного месторождения изменяются в широких пределах.

На многих урано-угольных месторождениях проявлена вторичная гипергенная зональность. Зона поверхностного окисления простирается на глубину по падению пластов до 100—140 м. При окислении сульфидов железа (пирита, марказита), широко распространенных в углях и во вмещающих породах, возникает сульфатная обстановка, благоприятная для образования сульфатов, ванадатов, силикатов урана, а также гипса и бурых окислов железа. При разрушении углистой массы образующиеся вторичные гумусовые соединения мигрируют и накапливаются в зоне вторичного обогащения. Здесь возникают регенерированные черни, смолка, коффинит и вторичные комплексные ураноорганические соединения.

На территории Советского Союза урано-угольные месторождения локализуются преимущественно в мезозойских отложениях. Характерным примером служит месторождение урана в нижнеюрских углях. Оно приурочено к крупной грабен-синклинальной впадине, ограниченной пиротными разломами (рис. 156). Северный борт впадины сложен протерозойскими гранитоидами, южный — интенсивно дислоцированными породами палеозоя. Впадина выполнена юрской

континентальной угленосной толщей, залегающей на размытой и выветрелой поверхности интенсивно дислоцированных континентальных красноцветных отложений палеозоя. Юрские породы смяты в складки второго и третьего порядков, которые осложняют крылья грабен-синклинали. Местами они перекрыты мощной толщей третичных крупногалечных конгломератов и четвертичными пролювиально-дельювиальными образованиями. Вдоль северного борта впадины протягиваются крупные надвиги, они разбивают юрскую толщу на

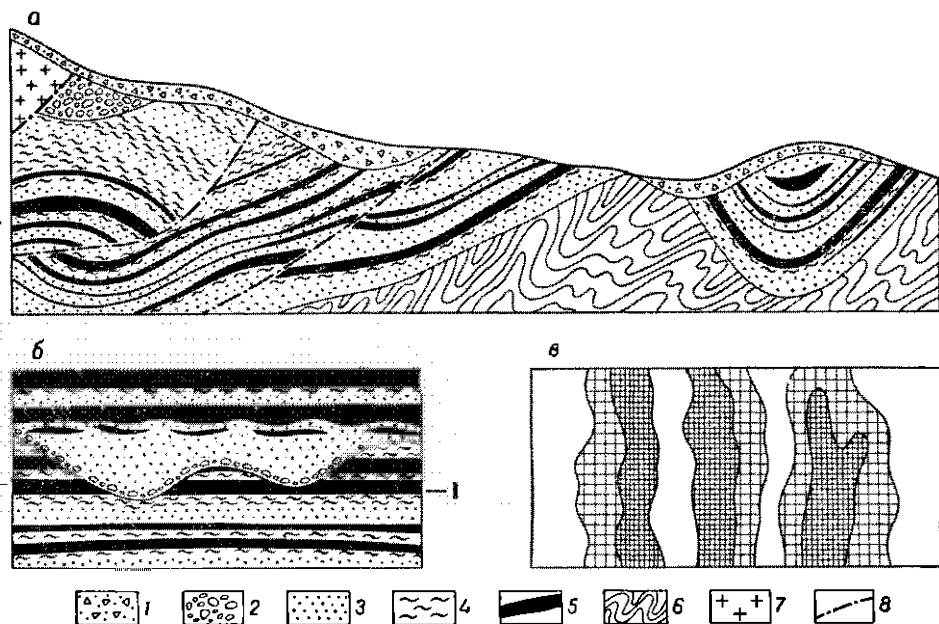


Рис. 156. Урано-угольное месторождение в нижнеюрских континентальных отложениях. По В. Данчеву и Н. Стрелянову (1973).

а — геологический разрез; б — поперечное сечение руслового вреза; в — распределение урана в плане
1 — четвертичные брекчии осыпей и конусов выноса; 2 — третичные конгломераты; 3—5 — нижнеюрские отложения: 3 — песчаники и гравелиты; 4 — алевролиты и глины, 5 — угли; 6 — интенсивно дислоцированные красноцветы палеозоя; 7 — гранитоиды протерозоя; 8 — надвиги

несколько тектонических блоков, по которым гранитоиды надвинуты на юрские отложения.

Юрская угленосная толща разделяется на три свиты. Нижняя и верхняя свиты представлены дельтово-озерными, дельтово-речными и болотными образованиями и вмещают каждая до десятка угольных пластов. Они перемежаются с косослоистыми грубозернистыми песчаниками и гравелитами и с резко подчиненными им алевролитами и глинами. Средняя безугольная свита сложена дельтово-озерными глинами, алевролитами и отсортированными мелкозернистыми песчаниками. По степени метаморфизма угли относятся к переходным от бурых к каменным.

Промышленное урановое оруденение локализуется в четырех угольных пластах нижней свиты, а местами также в песчаниках промежуточных пачек, обогащенных углефицированными растительными остатками. Рудные тела размещаются как в сводовых частях, так и на крыльях складок второго и третьего

порядков. При этом ориентировка рудных тел в плане не зависит от положения осей складок. Мелкие тектонические разрывы и зоны трещиноватости, как правило, не влияют на распределение урановых руд, хотя по ним наблюдаются следы миграции урана.

Рудные тела, приуроченные к угольным пластам, залегают друг над другом с некоторым смещением. Верхний рудоносный горизонт, характеризующийся наибольшей площадью распространения рудных тел, сложен прихотливо линзующимися аллохтонными углями, сильно засоренными обломочным материалом. Средняя их зольность близка к 50%. Линзы и прослои аллохтонных углей переслаиваются с неотсортированными песчаниками, гравелитами пролювиально-аллювиальных фаций. Другие три рудоносных горизонта представляют собой пласты автохтонных углей с меньшим содержанием золы. В пределах продуктивной угленосной свиты выявлены крупные русловые врезы, к прибортовым частям которых тяготеют рудные залежи. Рудные тела в песчаниках промежуточных слоев имеют эпигенетическую природу и образованы вследствие миграции ураноносных вод уже после того, как юрская угленосная толща была дислоцирована.

В качестве другого примера приводится описание урано-угольного месторождения, изученного А. Ковалевым (1970). Оно приурочено к борту мезозойской депрессии, возникшей в процессе тектонической активизации эпипалеозойской платформы. Обрамляющие депрессию горные хребты сложены палеозойскими эффузивно-пирокластическими породами среднего и основного состава. Угленосная толща несогласно лежит на песчаниках и алевролитах нижнего мезозоя и перекрыта верхнемезозойскими и кайнозойскими континентальными терригенными отложениями (рис. 157).

Угленосная толща состоит из пяти ритмично построенных пачек, соответствующих циклам осадконакопления. В основании каждой ритмо-пачки залегают мелкогалечные конгломераты с песчаным и глинистым цементом, на них — средне- и мелкозернистые русловые и пойменные песчаники и, наконец, серые алевролиты с пластами углистых алевролитов и углей. К центру депрессии мощность угленосных отложений увеличивается, вблизи бортов они частично уничтожены внутриформационными размывами. Наиболее мощные угольные пласты связаны с верхними ритмо-пачками. По направлению к краям депрессии отмечается выклинивание пластов с одновременным увеличением зольности углей и переходом их в углистые алевролиты. Угли автохтонные, образовались в малообводненных болотах, переходные от бурых к каменным. Залегание угленосных отложений обычно пологое ($3-10^\circ$) и лишь на отдельных участках осложнено флексурными перегибами с амплитудой 15—20 м.

Породы угленосной свиты подвергнуты эпигенетическим изменениям трех типов:

1) в краевой части депрессии под валунно-галечными породами четвертичного конуса выноса на глубину до 90—100 м распространяется зона поверхностного окисления;

2) мощные зоны пластового окисления распространяются на 3—7 км от места несогласного налегания верхнеюрских конгломератов и в участках выклинивания разделяются на три геохимические зоны: окислительную, переходную или окислительно-восстановительную с подзонами пятнистого окисления и уранового оруденения, и восстановительную;

3) в верхних частях V и IV ритмо-пачек установлены признаки древнего окисления, совершавшегося под действием подземных грунтовых вод в период накопления позднеюрских пестроцветных конгломератов и песчаников.

Двум последним типам эпигенетических изменений соответствуют и два основных генетических типа рудных залежей. Наиболее разнообразны в морфологическом отношении рудные залежи, связанные с зонами пластового окисления. Они залегают главным образом в песчаниках I—V ритмо-пачек в виде округлых тел (роллов). Вследствие появления прослоев конгломератов, углистых алевролитов, изменения мощности горизонтов песчаников роллы нередко

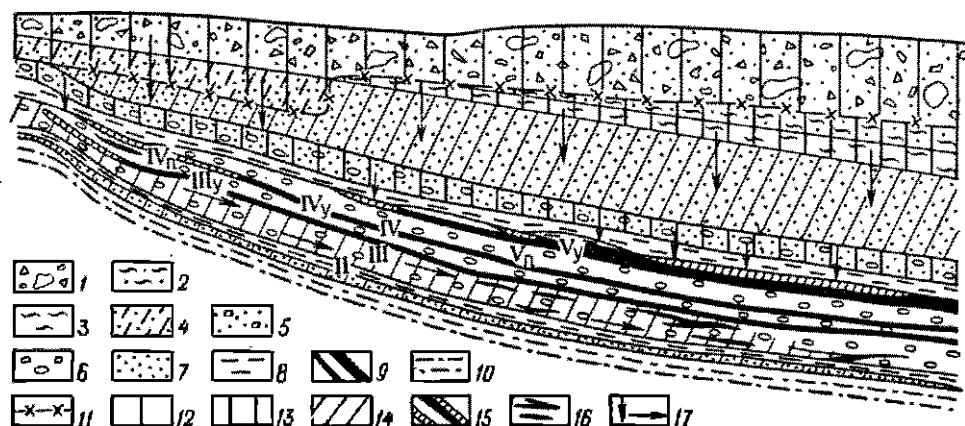


Рис. 157. Схематический разрез через урановое месторождение в угленосных отложениях По А. Ковалеву (1970).

1 — валунно-галечные четвертичные отложения конусов выноса; 2 — песчано-глинистые отложения неогена; 3 — красноцветные пески палеогена; 4 — кварц-полевошпатовые пески верхнего мела; 5 — красноцветные конгломераты и песчаники верхней юры; 6—9 — угленосная свита нижней — средней юры: 6 — конгломераты, гравелиты, 7 — песчаники полиминковые, 8 — алевролиты, 9 — бурые угли; 10 — аргиллиты, алевролиты, песчаники верхнего триаса; 11 — граница поверхностного окисления; 12 — зона поверхностного окисления; 13 — красноцветные отложения и кора выветривания; 14 — окисленные первично-сероцветные отложения; 15—16 — рудные валуны: 15 — в угольных пластах, 16 — в песчаниках и конгломератах; 17 — предполагаемое направление инфильтрации подземных вод, формировавших оруденения (римскими цифрами указаны номера ритмо-пачек угленосной свиты с индексами угольных пластов и рудоносных песчаников)

приобретают весьма сложную форму. Наиболее высокие концентрации урана отмечаются на перегибах роллов, реже в верхних и нижних крыльях залежей, раздваивающихся по восставию. Иногда в зонах пластового окисления наблюдаются пластообразные тела. Это крылья роллов, локализующиеся в местах резкой смены проницаемости пород, например на контактах песчаников и алевролитов.

С явлениями древнего окисления связано образование выдержанных пластообразных урановорудных тел в висячем боку IV и V ритмо-пачек.

Урановая минерализация в зоне окисления представлена уранофаном, в зоне первичных руд — настураном, коффинитом, урановой чернью (преобладает настуран). В песчаниках настуран концентрируется в цементе вместе с пиритом, в углях ассоциирует с пиритом и кальцитом. Наряду с окислами значительная часть урана в углях заключена в сорбционной форме (33—60%) и, вероятно, в виде гуматов.

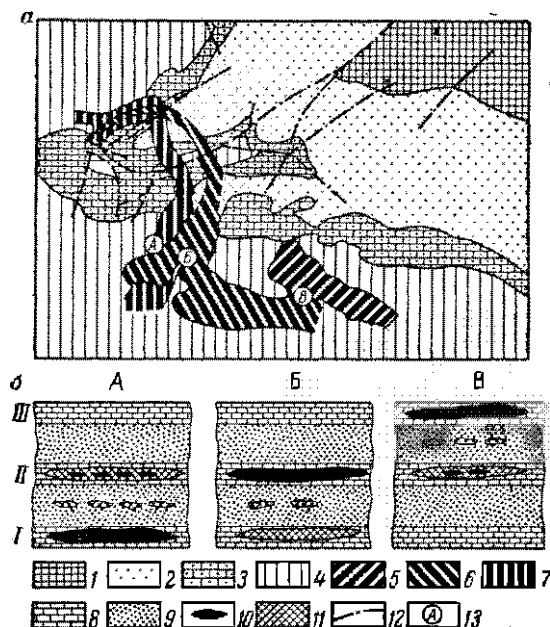
В урановых рудах установлены повышенные концентрации селена, молибдена, германия, рения, а также примесь титана, циркония, бария, марганца, ванадия, никеля, хрома, свинца.

Ванадий-урановые месторождения

Пластообразные залежи урановых руд известны в карбонатных породах различного возраста. Наиболее детально изучены ванадий-урановые месторождения в нижнетретичных карбонатных отложениях (Данчев, Лапинская, 1966). Они локализуются в краевой зоне эпигерцинской платформы и в верхней части ее осадочного чехла. Последний с резким угловым несогласием перекрывает дислоцированные палеозойские толщи и начинается с континентальных угленосных отложений. Выше располагаются пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глины, среди которых залегают выдержанные горизонты гипсов, ангидритов, известняков и доломитов. Количество карбонатных горизонтов увеличивается вверх по разрезу. Краевая зона эпигерцинской платформы, где сосредоточены ванадий-урановые место-

орождения, после образования платформенного чехла была охвачена энергичными неотектоническими движениями, расчленившими палеозойский фундамент на серию горных хребтов и крупных междгорных впадин, вмещающих нефтяные месторождения. Эти движения сопровождались накоплением во впадинах верхнетретичных моласс.

Рис. 158. Ванадий-урановое месторождение в карбонатных породах. По В. Данчеву и Т. Лапинской (1966).



а — форма и расположение ураноносных зон трех карбонатных горизонтов (в плане); б — смещение зон максимальной концентрации урана в карбонатных горизонтах (I—III) по линии опорных разрезов (безмасштабная схема).

1 — палеозойские отложения; 2 — мезозойские отложения; 3 — нижнетретичные отложения; 4 — верхнетретичные отложения; 5 — 7 — зоны ураноносности соответственно верхнего, среднего и нижнего карбонатных горизонтов в проекции на горизонтальную плоскость; 8 — карбонатные породы; 9 — песчано-глинистые породы; 10 — высокие содержания урана; 11 — низкие содержания урана; 12 — разломы; 13 — опорные разрезы

орождения, после образования платформенного чехла была охвачена энергичными неотектоническими движениями, расчленившими палеозойский фундамент на серию горных хребтов и крупных междгорных впадин, вмещающих нефтяные месторождения. Эти движения сопровождались накоплением во впадинах верхнетретичных моласс.

По фаціальным признакам в верхней карбонатной части платформенного чехла выделяются три зоны: 1) прибрежная, в которой развиты терригенные породы с карбонатным цементом, окрашенные в красные тона; 2) мелководная, сложенная органогенно-оолитовыми известняками, доломитами и мергелями; 3) более глубоководная, в которой распространены гипс и глинисто-доломитовые отложения.

Подавляющее большинство ванадий-урановых месторождений и рудопроявлений располагается во второй фаціальной зоне среди мелководных карбонатных пород. При переходе к прибрежной и глубоководной зонам урановое оруденение выклинивается.

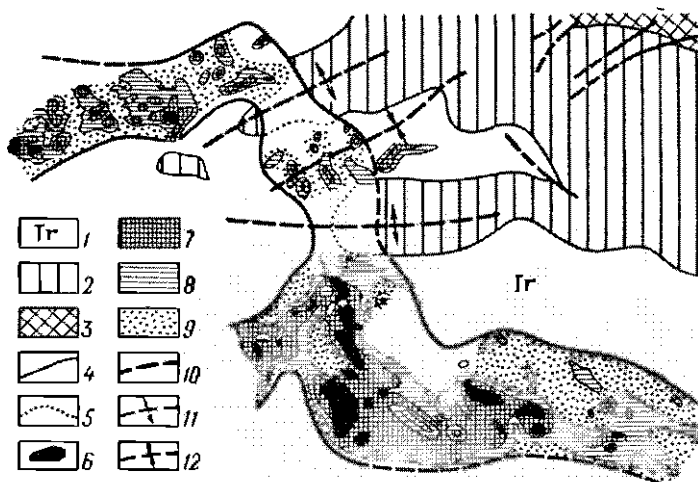
В пределах месторождений оруденелы обычно два-три карбонатных горизонта, разделенных песчано-глинистыми пачками. Нижняя часть карбонатного горизонта сложена органогенно-детритовыми породами с значительной

примесью обломочного материала и створок устриц. Она образована в условиях активного гидродинамического режима морской воды и содержит лишь убогое оруденение. Главная масса урановых руд залегает в средней части горизонта, в наиболее «чистых» органогенно-оолитовых известняках. Верхняя часть карбонатного горизонта представлена доломитами и доломитовыми мергелями с прослойками глин; в ней лишь местами содержится урановое оруденение, ассоциированное с тонкими прослойками органического вещества или с твердыми битумами.

Урановое оруденение распределено в карбонатных горизонтах весьма неравномерно. Как правило, оно концентрируется в виде ураноносных зон или

Рис. 159. Форма рудных тел ванадий-уранового месторождения в карбонатных породах. По В. Данчеву и Т. Лапинской (1966).

1 — третичные породы; 2 — мезозойские отложения; 3 — палеозойские отложения; 4 — контуры ураноносной зоны II карбонатного горизонта; 5 — эродированные участки рудоносной зоны; 6—9 — рудные тела с различными содержаниями урана (в убывающей степени); 10 — разрывные нарушения; 11 — оси антиклиналей; 12 — оси синклиналей



полос, которые закономерно смещаются при переходе от нижнего горизонта к верхнему (рис. 158). Некоторая часть урановых руд заключена в других породах, обогащенных органическим веществом и образовавшихся в восстановительных условиях.

Внутри рудоносных полос в свою очередь выделяются бедные и обогащенные ураном участки. Последние имеют в плане сложные очертания — то вытянутые, то грубоизометричные. Поскольку вмещающие карбонатные породы смяты в коробчатые, сундучные, брахиформные складки, то рудные тела изменяют падение от сравнительно пологого до весьма крутого. Дизъюнктивные нарушения, пересекающие ураноносные свиты, не оказывают никакого воздействия на пластообразные залежи урановых руд (рис. 159).

На глубоких горизонтах, не затронутых окислением, уран находится в окисной форме и тесно связан с органическим веществом. Вместе с ураном в рудах постоянно присутствует ванадий. В первичных рудах установлена тесная ассоциация органического вещества, урановой смолки и урановых черней, натронита, пирита, марказита, молибденита. Часть урана заключена в высококонденсированных асфальтитах и смолах, часть ванадин — в раувите, хьюэтите, ванаоксите, корвузите и др. Ураноносные известняки местами пропитаны жидкой нефтью и озокеритом, которые по отношению к ураноносным битумам являются более поздними образованиями.

Элементы-спутники урана в первичных рудах — ванадий, молибден, селен, свинец, никель, кобальт, медь, висмут, хром. Наряду с основными породо-

образующими минералами — кальцитом и доломитом — в ураноносных карбонатных породах встречаются кварц, халцедон, опал, сульфаты и фосфаты кальция. В зоне окисления широко развиты ванадаты, сульфат-карбонаты и фосфаты урана: карнотит, туюмонит, отенит, ураноталит, шрекингерит и т. д.

Относительно происхождения ванадий-урановых месторождений в карбонатных отложениях существуют две точки зрения: так называемая полигенная и эпигенетическая. В. Данчев, Н. Стрелянов и П. Шиловский (1966) рассматривают ванадий-урановые месторождения как многостадийные полигенные образования, возникшие в процессе седиментации и испытавшие существенные преобразования в результате диагенеза и эпигенеза.

Сторонники эпигенетической теории главный упор делают на связь ванадий-урановых месторождений с краевыми разрушающимися частями нефтеносных структур (Экзогенные эпигенетические..., 1965). При этом от выходов карбонатного горизонта на поверхность по направлению движения пластовых вод выделяются четыре литолого-геохимические зоны: I — пластовой лимонитизации и выщелачивания карбонатных пород; II — обеления, растворения, кальцитизации и пиритизации; III — уранового оруденения, соответствующая водо-нефтяному контакту; IV — сравнительно мало измененных пород, совпадающая с бывшими нефтяными залежами. Предполагается, что эта зональность возникла вследствие инфильтрации обогащенных кислородом поверхностных ураносодержащих вод в нефтеносные карбонатные горизонты.

Селен-урановые месторождения

По данным Е. Головина, О. Зеленовой, М. Каширцевой, И. Кондратьевой, А. Лисицина, Е. Шмариовича, селен-урановые месторождения пространственно и генетически связаны с зонами кислородного пластового окисления и формируются на крыльях артезианских бассейнов среди терригенных толщ, в которых песчаные или гравелито-конгломератовые слои чередуются с глинисто-алевролитовыми (Экзогенные эпигенетические..., 1965). Обычно ураноносные песчаники, гравелиты и конгломераты слабо сцементированы. Рудовмещающие породы относятся к разным генетическим типам: аллювиальному, пролювиальному, озерно-болотному, мелководному и прибрежно-морскому. Глубоководные морские отложения, а также осадки лагун (вследствие глинистого и карбонатно-глинистого характера) неблагоприятны для движения пластовых вод и соответственно для эпигенетического рудообразования. Равным образом неблагоприятны элювиальные, делювиальные и частично пролювиальные отложения с плохой сортировкой материала и глинистым цементом.

Литолого-фациальное изучение рудовмещающих толщ показывает, что селен-урановое оруденение не подчиняется ни стратиграфическому, ни фациальному контролю. Литологический контроль связан с чередованием водупорных и водопроницаемых горизонтов, влиянием органических и других восстановителей либо первичных (обугленные растительные остатки, пирит, марказит), либо вторичных (проникновение жидких и газообразных углеводородов).

Как правило, месторождения локализуются на склонах пологих антиклинальных поднятий, в ядрах которых обнажаются подстилающие дислоцированные палеозойские толщ, нередко обогащенные ураном, в том числе ураноносные черные сланцы и гранитоиды. Именно ядра поднятий служат областями

питания подземных вод, осаждающих селен и уран. Для развития эпигенетической зональности важное значение имеет устойчивость тектонического режима региона. Максимально развиты зоны пластового окисления в обстановке после-платформенной активизации с небольшой амплитудой дифференциальных тектонических движений.

На склонах антиклинальных поднятий размещение месторождений определяется комбинациями пологих складок второго и третьего порядков и флексурных перегибов пластов с крутопадающими продольными, диагональными и поперечными разрывами и зонами трещиноватости.

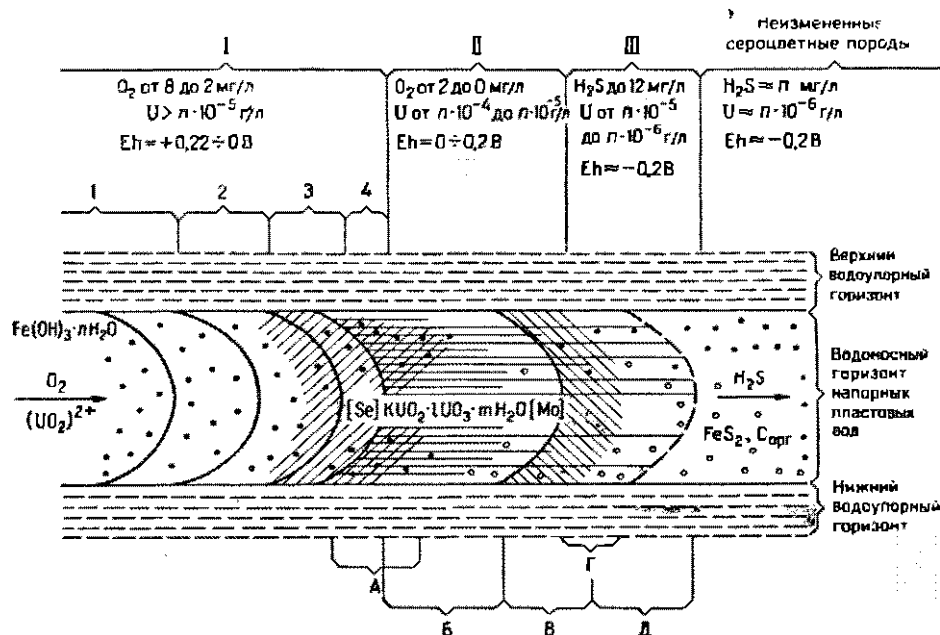


Рис. 160. Эпигенетическая инфильтрационная зональность на селен-урановых месторождениях. (Месторождения урана..., 1976).

I — тыловая зона пластового окисления (бурая, желтая);
 1 — подзона полного окисления; 2 — подзона неполного окисления, 3 — подзона точечного окисления, 4 — подзона переноса урана без окисления минералов двухвалентного железа; II — центральная зона (темно-серая до черной); III — передовая зона эпигенетической зональности; A—D — подзоны наложенной минерализации; A — подзона селеновой минерализации, B — подзона черных урановых руд, C — подзона серых урановых руд, D — ореол повышенных концентраций молибдена, E — ореол повышенных концентраций урана

Все селен-урановые месторождения располагаются в районах пустынного и пустынно-степного климата. Пластовое окисление развивается в сероцветных породах в тех случаях, когда по ним движутся напорные воды, содержащие кислород и уран. В плане и разрезе окисленные породы имеют форму языков, вытянутых по направлению движения пластовых вод. Процесс развивается на значительную глубину и приводит к осаждению урана в области выклинивания зон пластового окисления.

Согласно гидрогеохимическим данным в приповерхностных частях ураноносных горизонтов развиты грунтовые воды, богатые кислородом, с положительными значениями Eh . Ниже располагается зона кислородных пластовых

вод с высокими положительными значениями E_h ; затем они резко уменьшаются до отрицательных величин. Одновременно резко падает концентрация урана в водах вследствие его осаждения на геохимическом барьере. Наконец, еще ниже фиксируется зона бескислородных пластовых вод с низким отрицательным значением E_h (рис. 160).

Урановое оруденение подчиняется границам зон пластового окисления и накладывается на различные в фаціальном отношении породы, пересекая бывшие старицы, поймы, древние русла и т. д. (рис. 161). В плане урановые рудные залежи образуют извилистую полосу, протягивающуюся вдоль восстановительного барьера и повторяющую все его изгибы. Как правило, эта полоса

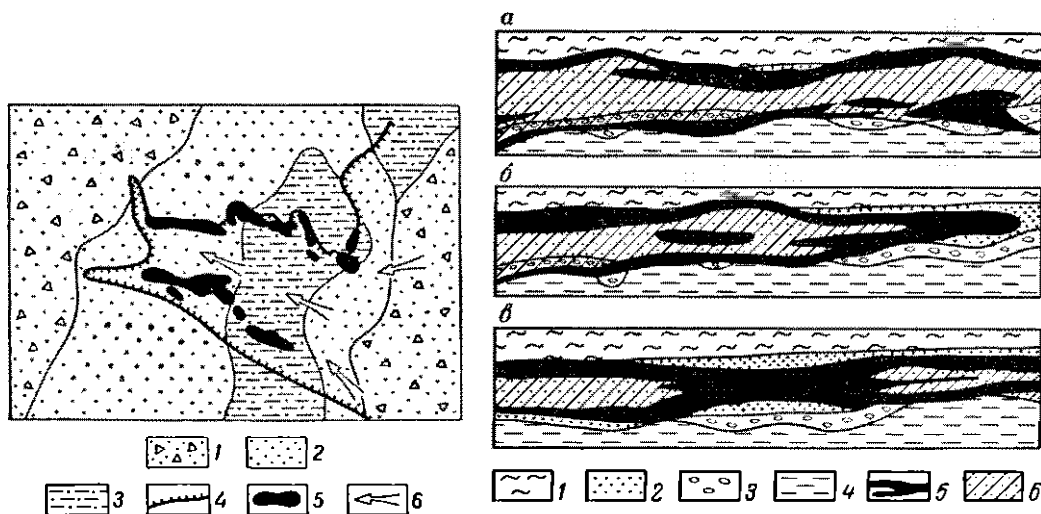


Рис. 161. Положение селен-урановых рудных тел в продуктивном горизонте.

1 — фации временных потоков и конусов выноса, песчаники с линзами гравелитов; 2 — прирусловая и стержневая фации, косослоистые песчаники с линзами гравелитов; 3 — пойменная фация, песчаники с линзами алевролитов; 4 — граница зоны пластового окисления; 5 — рудные тела; 6 — направления движения подземных вод

Рис. 162. Морфология селен-урановых рудных тел.

а — пластовые залежи в кровле и подошве зоны пластового окисления; б — ролл; в — двойной ролл. 1 — алевролиты; 2 — разнозернистые песчаники; 3 — гравелиты; 4 — глины; 5 — селен-урановые рудные тела; 6 — зона пластового окисления

имеет серповидную удлиненную форму, отражающую направление движения пластовых вод. В овальных рудных телах — роллах — выделяются «мешковые» части, сменяющие зону пластового окисления вниз по падению, и раздвоенные залежи, приуроченные к кровле и подошве зоны пластового окисления (рис. 162). Наиболее простую форму рудные тела имеют в однородных несчаниках. В неоднородных толщах, где инфильтрация вод затруднена, морфология рудных тел более прихотлива. При слиянии двух зон пластового окисления возникают двухсторонние роллы, при наличии нескольких водоносных горизонтов и разделяющих их глинистых слоев — сдвоенные, строенные роллы и т. д.

Урановая минерализация представлена главным образом регенерированными урановыми чернями, иногда настураном и коффиinitом. Урановые черни

сопровождаются пиритом, обволакивают все обломочные зерна, проникают в них по трещинам, пропитывают цемент. Внутри рудных тел по содержанию урана и формам его распределения обычно выделяются подзоны так называемых черных и серых руд.

Подзона черных руд непосредственно примыкает к зоне пластового окисления и характеризуется концентрацией порошковых и землистых скоплений окислов урана в наиболее водопроницаемых участках. Текстуры руд — пятнистая, тонкополосчатая, полосчатая — обусловлены распределением глинистого материала в породе. Наиболее обогащены ураном контакты песчаников с глинистыми линзочками и прослойками. Согласно гидрогеохимическим данным в подзоне черных руд в настоящее время происходит осаждение урана из пластовых вод, а на ее передней кромке — разрушение созданных ранее концентраций вследствие паступления зоны окисления.

Подзона серых руд отличается резким преобладанием дискретных выделений урановой минерализации и соответственно тонковкрапленных текстур. Содержания урана здесь более низкие. В подзоне серых руд происходит осаждение урана из слабоураноносных пластовых вод. Ниже по падению рудных тел располагаются ореолы, в которых сероцветные породы содержат сотые и тысячные доли процента урана. Еще глубже исчезают и эти ореолы.

Кроме урана рудоносные горизонты обогащены селеном. Минералы селена концентрируются и выше и ниже восстановительного (для урана) барьера. В окисленных породах селен присутствует главным образом в виде самородного γ -селена и селенсодержащего лимонита, в урановорудной зоне — в самородной форме и в составе селенсодержащего пирита. В целом урановая минерализация смещена вниз по падению пластов относительно селеновой. Это объясняется тем, что для восстановления соединений селена нужны более высокие значения E_h , чем для урана.

В последние годы на селен-урановых месторождениях выявлены рудные залежи, не связанные с участками выклинивания зон пластового окисления (Шмариович, Щеточкин, 1972). Они локализируются в полях развития окисленных пород и разрушаются кислородными пластовыми водами. Урановое оруденение в этом случае ассоциирует с ореолами более ранних эпигенетических изменений пород, которые имеют столбообразную, линзообразную, грибообразную форму и контролируются крутопадающими разрывными нарушениями.

Таким образом, генезис селен-урановых месторождений рассматривается как сочетание двух процессов — восходящего углекисло-битумного и нисходящего, создающего зоны пластового окисления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альтгаузен М. Н. Уран. — В кн.: *Металлы в осадочных толщах*, т. 3. Благородные металлы, радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы. М., «Наука», 1966, с. 102—152.

Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамар О. А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. — *«Геология рудных месторождений»*, 1968, № 5, с. 3—14.

Белов В. В. Геология и вопросы генезиса месторождений ураноносных апатитов. — В кн.: *Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений*. М., «Наука», 1968, с. 109—128.

Билибина Т. В., Донаков В. П., Титов В. К. О гидротермальном урановом оруденении, связанном со щелочными интрузивными комплексами. — *«Геология рудных месторождений»*, 1963, № 5, с. 35—54.

Величкин В. И. Титан-фосфор-урановое оруденение в палеовулканических жерловых

фациях пород основного состава. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 67—80.

Гарбузова В. Ф., Данковцев Р. Ф., Кисляков Я. М. Условия локализации эндогенного уранового оруденения в континентальных терригенных формациях верхнего структурного этажа активизированных областей. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 91—112.

Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966. 443 с.

Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. М., Атомиздат, 1966. 183 с.

Горшков А. А., Омеляненко Б. И., Солюшкин Е. П. Опыт изучения условий локализации прожилково-вкрапленных урановых руд гидротермального происхождения. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 1, с. 33—50.

Данчев В. И., Лапинская Т. А. Месторождения радиоактивного сырья. М., «Недра», 1966. 254 с.

Данчев В. И., Стрелянов Н. П. Урано-угольные месторождения и их главные генетические типы. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 3, с. 66—81.

Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966. 247 с.

Зачернюк А. П., Кац Б. С., Хорошилов Л. В. Особенности строения урановых месторождений, ассоциированных с субвулканическими телами порфиритового состава. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 31—39.

Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В. О вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 92—100.

Ковалев А. А. О полигенности уранового оруденения в угленосных отложениях. — «Советская геология», 1970, № 10, с. 59—70.

Котов Е. И., Тимофеев А. В., Хотеев А. Д. Температуры образования некоторых гидротермальных урановых месторождений. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 146—154.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Гостехиздат, 1961. 246 с.

Крупенников В. А., Кашпор А. А., Литоманов А. Г. Особенности локализации уранового оруденения в крупных разломах кристаллического фундамента. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 17—28.

Месторождения радиоактивных и редких металлов. М., Атомиздат, 1973. 336 с. Авт.: В. Н. Котляр, И. М. Баюшкин, В. И. Данчев и др.

Месторождения урана и редких металлов. М., Атомиздат, 1976. 288 с. Авт.: И. М. Баюшкин, Н. Н. Железняк, Ю. Л. Капустин и др.

Минералого-геохимические особенности формирования некоторых малосернистых месторождений урана. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 388—420. Авт.: И. В. Мельников, И. В. Дуброва, М. С. Климова и др.

Минеральный состав, структурно-текстурные особенности и стадии минерализации в натровых метасоматитах. — «Геологический журнал», 1971, т. 31, с. 121—131. Авт.: Н. П. Грецишникова, Ф. И. Ракович, В. А. Зинченко, О. А. Крамар.

Некоторые особенности геологии урановых месторождений, локализованных в экстрезивных телах и субвулканических интрузивах. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 6, с. 18—29. Авт.: Н. П. Лавров, А. А. Запорожец, А. В. Канцель и др.

О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 3—16. Авт.: В. И. Казанский, В. А. Крупенников, Б. И. Омеляненко, А. К. Прусс.

Петров Р. П., Карпенко В. С., Мецкерский Ю. А. О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. М., Атомиздат, 1969. 72 с.

Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана. — В кн.: Закономерности размещения полевых ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 110—135.

Смирнов В. И. Геологические структуры гидротермальных урановых месторождений мира. — «Вестник МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр.», 1956, № 2, с. 125—129.

Суражский Д. Я. Генетические типы месторождений урана. — «Атомная энергия», 1956, № 2, с. 75—84.

Условия локализации гидротермального уранового оруднения в слоистых толщах верхнего структурного этажа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 114—133. Авт.: Ф. И. Вольфсон, Л. П. Ищукова, В. Е. Вишняков и др.

Условия образования урановых месторождений в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972. 312 с., Авт.: В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др.

Шмаринович Е. М., Щеточкин В. И. Приразломное оруднение на пластообразных эпигенетических месторождениях урана. — «Советская геология», 1972, № 10, с. 109—116.

Щеточкин В. И., Шмаринович Е. М., Левдонский В. А. О структурном контроле месторождений урана в зонах пластового окисления. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 104—109.

Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965. 224 с.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

- Абаканское 96
Авадхарское 304
Агарак 111
Агылкынское 106
Агятагское 290
Адрасман 260—264
Адыракоу 300
Айдербакское 48
Айдырлинское 98
Акбастау 132
Акбельдырское 311
Акол 83
Аксоран 168
Акташское 300—303, 311
Ак-Хем 83
Акчат 83
Аллареченское 8, 23
Алмадыкская группа 111
Алнейское 284
Алтын-Топкан 168, 169—171
Анатолийское 24
Анапель 284, 320
Арзакское 311
Ахейское 304
Ачисай 97
Ачисай (Турлан) 232—234
Ашатское 311
- Батамшинское 48
Беганьское 321
Белокаменное 304
Белоосиповское 304
Белухинское 247
Береговское 321
Бескудукское 53
Бирксу 300
Благодатское 178—181
Боркут 321—323
Бошекуль 111, 112, 113
Бричмулла 252—253
Бурьктальское 51
Бутарахты 83
- Верхнее 172—175
Верхне-Сеймчанское 80—81
Весенне-Аралчинское 132
Власинчихинское 134
Волковское 101—105
Восток 22
Восток II 106
Восточное 323
Восточное Ортоайви 11
Восточный Партизан 172
Второе Советское 172
Высокогорское 106
Гайское 132, 141—146
Горевское 220—223
Горхонское 304
Грендеш 323
Гумешевское 106
- Дайковое 253
Дальнегорское 168
Дашкесан 78, 96
Дашкесанкобальт 78—79
XIX Партсъезда им. 132
Дегтярское 132
Дерепухское 48
Джезказган 97, 151, 152—158
Джезказганская группа 153
Джидинское 247
Джиджикрут 269, 276, 278, 289
Джиндаринское 111
- Екатерино-Благодатское 178—181
Елизаветинское 49, 51
- Жайрем 204—211
Жайсанское 125, 126
Ждановское 15
Железнянское 304
Западное Ортоайви 11
Западный Партизан 172
Заполярье 11, 17
Запорожское 304
Запорфиритовое 173

Згид 237, 241—244

Зопхито 269

Имангда 35

Ирису 106

Итауз 153

Ишкининское 83

Кадамджай 269, 270, 271, 289

Каджаран 111, 113

Кайрактинское 51

Кальмакыр 112, 120—125

Каменный Карьер 323

Каммикиви 11, 15

Кансай 168

Кашитановское 48

Карабахская группа 132

Караобинское 247

Карасу 300

Карашопак 154

Каула 11, 12

Кафанское 125

Квасное 323

Кемпирсайское 54

Кизил-Дере 132

Кировоградская группа 132

Коксаирское 311

Коксай 111

Колычанское 300

Коунрад 111, 112, 113, 114—120

Красноуральская группа 132

Крестовско-Тюленевское

Кульма 252—253

Кунгурское 51

Курайское 304

Курумдинское 304

Курутегерекское 106

Кусмурун 132

Кухисафит 267

Кызыл Эспе 168

Кызыл-Таштыгское 132

Лабинское 83, 84

Лениногорское

Липовское 72

Ляпганайское 304

Мавринское 311

Маднеули 132

Манское 132

Малое 323

Мартовская залежь 177

Матачингайское 290, 297

Миргалимсай 227—231

Мирона 11, 15

Мироновское 251

Молдыбай 106

Мовче-Тундра 95

Нижнемамонское 6, 30

Никитовское 284, 304—307

Николаевское 132

Николаевское 172, 175, 176

Ниттис-Кумужья-Травяная 27

Ново-Бурановское 51

Новозаводское 304

Норильск 95

Норильск I 35

Норильск II 39

Нюд 28

Одрабашское 96

Озерное 132, 186—192

Октябрьское 39, 51

Орлиногорское 31

Орловское 132, 192

Паляинское 304, 308—310

Первое Советское 172

Перевальное 304

Печенга 95

Пламенное 284, 309, 315—317

Подколодновское 6, 32

Покровское 96

Промежуточное 11

50 лет Октября им. 132, 147—150

Раздольинское 269

Райсоарви 11

Риддер-Сокольное 199—204

Рогожкинское 64

Рудная Нога 172

Садовое 172, 176—177

Садон 237, 238—240

Сарылахское 269, 281, 282

Сарасинское 300

Сардана 223—227

Сарыоба 153, 154

Сахалинское 304

Сахаринское 53, 56

Саяк I 106—110

Саяк II 106

Саяк III 106

Саяк IV 106

Саякская группа 106

Саякское 96

Светловское 290, 297
Светлый отвод 172
Северное 300
Северное Онки 11
Северное Соукерийоки 11
Серебрянское 101
Серовское 54, 61
Сибайское 132, 137—141
Синарское 69
Скалистое 134
Славянское 307
Соколовско-Сарбайское 106
Сопча 26, 28
Спутник 11
Средний Партизан 172
Субботинское 132
Сымап 300

Тагобысор 267
Тайкеткенское 48
Таймет 130
Талнахское 39
Тамватнейское 290, 297—299
Тары-Экан 251
Тастау 106
Терекское 269, 273, 274
Терлигхайское 311—314
Тибское 304
Тигровое 172
Тишинское 196—199
Тургайское 269
Турлан (Ачисай) 232—234
Турунская группа 106, 109
Тыгашайское 53
Тышминское 96

Удере́йское 269, 280
Удокан 97, 151, 152, 159—165
Узон 284, 320
Узун-Ой 83
Узунсайрское 311

Уландинское 311
Уягу́рлю 126
Урупское 132, 133—137
Устарасайское 248, 251—260
Учалинское 132
Уч-Кулач 234—237

Филизчай 132, 216—219
Фланговое 11, 15

Хайдарканское 287—289
Хал-Халское 130
Хандиза 211—215
Хараджуль 83
Ховуаксинское 81, 82, 83, 84—94
Холодни́цкое 182—186
Хпекское 304
Худесское 132

Цесское 304

Чавата 253
Чаганузу́пское 290—293, 295, 303, 311
Чазадырское 290, 293—296
Чайское 6
Чатырку́льское 125, 125—130
Чаувайское 289
Чегарникское 304
Чемпури́нское 284, 317—319
Черемшанское 66
Черная гора 39
Чернобугорское 304
Черпокурга́нское 304
Чимбастау 83
Чокадам-Булак 248, 264—267
Чонкойское 284, 290, 296—297

Шайтантасское 98
Шелеинское 51, 64
Шелектинское 53
Шилисай 154
Шинг-Магианское 269
Шорбулах 290

ЗАРУБЕЖНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Агилар (Аргентина) 168
Альмаден (Испания) 284, 304
Аммаберг (Швеция) 168
Арбурезе (Италия) 97
Асарел (НРБ) 111
Ашмаберг (Швеция)

Бингем (США) 168, 178
Блекбирд (США) 78
Большое Медвежье озеро (Канада) 81, 82
Бовдвин-Майн (Бирма) 97
Брокен-Хилл (Австралия) 182
Бу-Аззер (Марокко) 81, 82, 83, 84

Бугенвиль (Папуа — Новая Гвинея) 111
Бьютт (США) 125

Ваньшань (Китай) 300
Верхнее (США) 130

Добиша (ЧССР) 83
Евжельс (США) 101

Нисперейшен (США) 111

Камбове (Заир) 151
Кешнон-Кошнер (Филиппины) 111
Кобальт-Онтарио (Канада) 81, 82, 83
Ковбой-Майн (США) 83
Комото (Заир) 151
Конгсберг (Норвегия) 98
Корпуэлл (США) 96
Косо (США) 168
Кривель Великий (СФРЮ) 111
Крувино (Италия) 83

Ледвилл (США) 178
Лоуренс (США) 168
Лусон (Филиппины) 111
Люангша (Замбия) 151
Ля Мотт (США) 97

Магоме (Япония) 168
Майами (США) 111
Майданпек (СФРЮ) 111
Маланджханд (Индия) 125
Мамут-Сабах (Малайзия) 111
Машфельд (ГДР) 151
Матсуо (Япония)
Маунткобальт (Австралия) 78
Медет (НРБ) 111
Миссури-Кобальт (США) 97
Монте-Ампата (Италия) 284
Муфулира (Замбия) 151

Нчанга (Замбия) 151
Нью-Альмаден (США) 284, 290
Нью-Идрия (США) 284

Опалит (США) 284
Оутокумпу (Финляндия) 97
Охори (Япония) 168
Пайп Пойнт (Канада)
Палабора (ЮАР) 105
Парокин (Мексика) 168
Предсудетская моноклираль (ПНР) 151

Раммельсберг (ФРГ) 182
Рио Типто (Испания) 182
Риу-Плану (Италия) 97
Рудные горы (ЧССР, ГДР) 81, 82, 83
Рэй (США) 111

Санкушань (Китай) 168
Сан-Мануэль (США) 111
Сан-Франциско (Мексика) 168
Сар-Чешмех (Иран) 111
Сягуаньшань (Китай) 289
Сиполай (Филиппины) 111
Скуттеруд (Норвегия) 98
Снарум (Норвегия) 98
Стембоот-Спрингс (США) 284
Сульфур-Банк (США) 284

Тембушань (Китай) 168
Тинтик (США) 178
Токепала (Перу) 111
Толедо (Филиппины) 111
Трепча (Югославия) 168
Туртманнтоль (Швейцария) 98

Флин Флон (Канада) 182
Фрейберг (ГДР) 237

Централь (США) 168

Чукикамата (Чили) 111, 125

Эль-Потоси (Мексика) 168
Эль-Сальвадор (Чили) 111, 113
Эль-Тенненте (Чили) 111
Эргани (Турция) 182
Юрика (США) 178

СОДЕРЖАНИЕ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИКЕЛЯ

А. А. Глазковский, Г. И. Горбунов, Ф. А. Сысоев

Общие сведения	5
Магматические сульфидные медно-никелевые месторождения	5
Месторождения Кольского полуострова	7
Месторождения Печенгского района	8
Месторождение Каула (12). Месторождение Ждановское (15). Месторождение Заполярное (17)	
Аллареченское рудное поле	22
Аллареченское месторождение (23)	
Месторождения Мончегорского района	26
Месторождения вкрапленных руд (27). Месторождение сплошных сульфидных руд Нитис-Кумужья-Травяная (28)	
Месторождения Воронежского массива	29
Нижнемамонское месторождение (30). Подколдновское месторождение (32)	
Месторождения Норильского района	34
Месторождение Норильск I (35). Месторождение Норильск II (39). Месторождение Гора Черная (39). Месторождения Талнахское и Октябрьское (39)	
Месторождения Северного Прибайкалья	45
Силикатные никелевые месторождения выветривания	46
Месторождения площадного типа	52
Кемпирсайское месторождение (54). Сахаринское месторождение (56)	
Серовское месторождение (61)	
Месторождения линейного типа	63
Рогожинское месторождение (64). Черемшайское месторождение (66)	
Синарское месторождение (69)	
Месторождения линейно-площадного типа	72
Липовское месторождение (72)	
Список литературы	75

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОБАЛЬТА

Г. А. Крутов

Общие сведения	77
Гидротермальные месторождения кобальта	77
Мышьково-кобальтовые месторождения	78
Северный кобальтовый рудник Дашкесанского района (Дашкесанкобальт) (78). Верхне-Сеймчанское месторождение (80)	
Мышьково-никель-кобальтовые месторождения	81
Ховуаксинское месторождение (84)	
Кобальтсодержащие месторождения	94
Список литературы	98

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

И. З. Самонов, И. Ф. Пожарский

Общие сведения	100
Магматические месторождения	101
Волковское месторождение (101)	
Карбонатитовые месторождения	105
Скарновые месторождения	106
Месторождение Саяк I (106)	
Гидротермальные месторождения	110
Медно-порфировые месторождения	111
Месторождение Коунрад (114). Месторождение Кальмакыр (120)	
Кварц-сульфидные (жильные) месторождения	125
Чатыркульское месторождение (125)	
Месторождения самородной меди	130
Колчеданные месторождения	131
Урупское месторождение (133). Спайское месторождение (137). Гайское место- рождение (141). Месторождение им. 50 лет Октября (147)	
Стратиформные месторождения	150
Джезказганское месторождение (152). Удоканское месторождение (159)	
Список литературы	165

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА

В. И. Смирнов, Д. И. Горжевский

Общие сведения	168
Скарновые месторождения	168
Месторождение Алтын-Топкан (169)	
Месторождения Дальнегорского рудного поля	171
Месторождение Верхнее (172). Николаевское месторождение (175). Садовое месторождение (176)	
Метасоматические месторождения в карбонатных породах	177
Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения (178)	
Колчеданные месторождения	182
Холоднинское месторождение (182). Месторождение Озерное (186). Орловское месторождение (192). Тишинское месторождение (196). Риддер-Сокольное место- рождение (199). Месторождение Жайрем (204). Месторождение Хандиза (211) Месторождение Филычай (216)	
Стратиформные месторождения	219
Горевское месторождение (220). Месторождение Сардана (223). Месторождение Миргалымсай (227). Месторождение Ачисай (Турлан) (232). Месторождение Уч- Кулач (234)	
Жильные месторождения	237
Месторождение Садон (238). Месторождение Згид (241)	
Список литературы	244

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВИСМУТА

Э. Ф. Минцер, Н. Н. Попова

Общие сведения	247
Месторождение Устарасайское (251). Месторождение Адрасман (260). Месторождение Чокадам-Булак (264)	
Список литературы	267

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРЬМЫ

М. Г. Жариков

Общие сведения	269
Месторождение Кадамджай (270). Месторождение Терекское (273). Месторождение Джикжикрут (276). Месторождение Удережское (280). Месторождение Сарылахское (281)	
Список литературы	284

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ

В. А. Кузнецов

Общие сведения	285
Эпитермальные и телетермальные месторождения вне областей синхронного вулканизма	
Месторождения кварц-флюорит-киноварного (джаспероидного) типа	287
Хайдарканское месторождение (288)	
Месторождения магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа	290
Чаганузунское месторождение (291). Чазадырское месторождение (294). Чонкойское месторождение (297). Тамватнейское мышьяково-ртутное месторождение (298)	
Месторождения карбонатно-киноварного типа	300
Акташское месторождение (301)	
Месторождения кварц-дикиит-киноварного типа	305
Никитовское месторождение (305). Славянское рудопроявление (308). Паляевское месторождение (309)	
Месторождения барит-киноварного типа	311
Терлитхайское месторождение (312)	
Гидротермальные вулканогенные месторождения	315
Месторождение Пламенное (316). Чемпурпское месторождение (318). Рудопроявление вулкана Менделеева (320). Рудопроявление альдеры Узон и ключа Апапель ⁵⁶ (Камчатка) (321)	
Месторождения Закарпатской области	321
Месторождение Боркут (322). Месторождение Каменный Карьер (324)	
Список литературы	325

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

В. И. Казанский, Н. П. Лавров

Группировка месторождений урана	327
Постметаморфические гидротермальные месторождения в фундаменте древних платформ	
Железо-урановые месторождения	328

Урановые месторождения	333
Постмагматические гидротермальные месторождения складчатых областей и областей тектоно-магматической активизации	337
Фосфор (апатит)-урановые месторождения	337
Молибден-урановые месторождения	342
Месторождения в экзоконтактах гипабиссальных интрузивов и дайковых поясах средних пород (342). Месторождения в субвулканических интрузивах, neckах и трубках взрыва кислых пород (348). Месторождения в сложных покровах вулканических депрессий (356)	
Титан-урановые месторождения	365
Мышьяково-урановые месторождения	373
Постседиментационные месторождения молодых платформ и областей тектонической активизации	377
Редкоземельно-урановые месторождения	377
Урано-угольные месторождения	380
Ванадий-урановые месторождения	384
Селен-урановые месторождения	386
Список литературы	389
Указатель месторождений	392

ИБ № 2336

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

Том 2

Редактор издательства З. Д. СОЛОМАТИНА
Переплет художника А. Е. ЧУЧКАНОВА
Художественный редактор В. В. ЕВДОКИМОВ
Технические редакторы А. Г. ИВАНОВА, Л. Н. ШИМАНОВА
Корректор М. П. КУРЫЛЕВА

Сдано в набор 23.01.78. Подписано в печать 21.06.78. Т-11238. Формат 70 × 100^{1/16}.
Бумага № 2. Гарнитура обычн. Печать высокая. Печ. л. 25,0. Усл. п. л. 32,25. Уч.-изд. л. 34,50.
Тираж 9000 экз. Заказ 776/6796—4. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103833, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров
СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91