

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Алтайский горнометаллургический научно-исследовательский институт

И. Ф. ИВАНКИН, П. В. ИНИЩИН, В. С. КУЗЕБНЫЙ

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РУДНОГО АЛТАЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
АЛМА-АТА 1961



В работе отражены итоги многолетних исследований по металлогении, петрографии и минералогии Рудного Алтая, выполненных в лаборатории геологии полиметаллических месторождений Алтайского горнометаллургического научно-исследовательского института АН КазССР.

Впервые дается систематическое описание минеральных парагенезисов и стидий формирования гидротермально-метасоматических зон и рудных залежей, на основе чего выделяются формационные типы месторождений цветных металлов, железа, золота, редких металлов. Рассмотрено отношение рудных формаций к магматическим породам, тектоническим структурам и метасоматическим зонам разного возраста и происхождения. Выявленные при этом закономерности явились отправными для генетической классификации эндогенного оруденения. Такая классификация также впервые предлагается для полиметаллического пояса Алтая. Выделены три главных рудных комплекса: ранний, связанный с до-батошитовыми порфиоровыми интрузиями; средний, связанный с многофазным саббро-плаггиогринитовым эфеиногорским комплексом, и поздний, отвечающий периоду становления милых интрузий. Эти комплексы включают не менее 15 рудных формаций, формирование которых происходило в условиях различных глубин и температур. В особых разделах рассмотрены измененные породы как поисковый признак на руды, а также типы зональности сульфидного оруденения и их поисковое значение. Подробно описывается сквозьярусная зональность оруденения, проявляющаяся в интервале глубин от 0,5—1 до 5—6 км, и в том случае, когда оруденение имеет парагенетическую связь с малыми интрузиями.

Работа, по замыслу авторов, должна являться научно-методической основой для крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт Алтая. Она рассчитана на геологов, работающих в области металлогении, геохимии, петрографии и прикладной геологии.

Ответственный редактор
Доктор геолого-минералогических наук
П. Ф. ИВАНКИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

На протяжении последних лет по инициативе академика К. И. Сатпаева коллективом научных работников и геологов производственных организаций ведутся исследования по составлению крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт для территории Рудного Алтая. Целью коллективного исследования является разработка вопросов теории поисков новых рудных месторождений, критериев оценки рудоносности закрытых структур и глубоких горизонтов действующих рудных полей, наконец, районирование и прогнозирование оруденения с составлением специальных карт.

Предлагаемый вниманию читателя труд содержит итоги работ по обоснованию генетических и формационных типов рудных месторождений, классификацию их, а также сводку всех тех фактических данных и теоретических положений, которые характеризуют поисковые признаки этих месторождений в условиях Рудного Алтая. Работа выполнена авторами в течение 1955—1960 гг. по заданию Ученого совета Алтайского горнометаллургического научно-исследовательского института АН КазССР. Разделы I, II и VI и глава 5 раздела III написаны П. Ф. Иванкиным; главы 1, 2 и 3 раздела III — П. В. Иншиным; глава 4 раздела III — В. С. Кузбным. Разделы IV и V и таблицы классификации написаны коллективно. Научное руководство исследованием и редактирование труда осуществлялось П. Ф. Иванкиным.

В процессе разработки темы много ценных советов и критических замечаний авторы получали от К. И. Сатпаева, Д. С. Коржинского, А. Г. Бетехтина, И. И. Бока, М. П. Русакова, Г. Н. Щербы, Ф. К. Шипулина, Ю. А. Кузнецова, В. А. Кузнецова, А. К. Каюпова, Б. И. Вейц. Авторы с большой признательностью отмечают также помощь товарищей по работе Ж. А. Айтиалиева, М. И. Казанцева, А. В. Пуркина, М. А. Кузьменко, Ю. Ю. Воробьева, П. Г. Ведерникова, Н. И. Стучевского, З. М. Нурбаева, А. А. Малыгина, В. М. Волкова, А. Н. Дербаса, А. И. Гольдфельда, Н. М. Митрясовой, В. М. Ишпиной, К. Р. Рабиновича, М. С. Шнайдера, А. Т. Широковой, А. Ф. Березкина, Е. М. Емельяновой и многих других.

Работа в рукописи была тщательно изучена О. Д. Левицким и Г. Л. Поспеловым, которые сделали много ценных замечаний, учтенных при редактировании рукописи. Авторы пользуются случаем выразить им свою особую благодарность за внимание и труд.

Авторы с благодарностью примут критические замечания, на которые они рассчитывают, так как в работе содержится ряд положений, нуждающихся в обсуждении.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ, УПОТРЕБЛЯЕМЫХ В ТЕКСТЕ

А — андалузит	Мгт — магнетит
Аб — альбит	Мел — мельниковит
Ад — адуляр	Мелп — мельниковит-пирит
Ак — актинолит	Мус — мусковит
Ал — алтаит	Оп — опал
Ан — антимонит	Орт — ортоклаз
Анг — ангит	Пи — пирит
Анк — анкерит	Пир — пирофиллит
Ант — антофиллит	Пирр — пирротин
Ап — апатит	Пк — пироксен
Ар — арсенопирит	Пл — плагиоклаз
Ба — барит	Пр — пренит
Би — биотит	Пьем — пьомонит
Бл — блеклая руда	Рог — роговая обманка
Бн — борнит	Рт — рутыл
Вол — волластонит	Се — серцит
Га — галенит	Сер — серебро
Ге — гематит	Сфа — сфалерит
Гес — гессит	Сф — сфен
Гр — гранат	Те — теллур
Зун — зуннит	Тлк — тальк
Ди — дисген	Тп — топаз
Дп — диопсид	Тр — тремолит
Зо — золото	Ту — турмалин
Ка — карбонат	Флг — флогопит
Као — каолинит	Фл — флюорит
Кб — кубанит	Хз — халькозин
Кв — кварц	Хл — хлорит
Кл — клиноцоизит	Хр — хлоритонд
Кц — кальцит	Хп — халькопирит
Кор — кордиерит	Шп — шпинель
Кпш — калишпат	Эп — эпидот
Ле — лейкоксен	Це — цеолит
Ма — марказит	Цо — цоизит

РАЗДЕЛ I

ПОЛОЖЕНИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПОЯСА В СИСТЕМЕ РУДНЫХ ПОЯСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И ЕГО ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ

Около тридцати лет тому назад В. П. Нехорошевым была подмечена важная закономерность в размещении эндогенного оруденения в виде системы региональных полос (поясов). Им был выделен так называемый полиметаллический пояс (собственно Рудный Алтай), к которому с юго-запада и северо-востока примыкали области иного геологического строения, вмещающие редкометальную минерализацию. Впоследствии эта закономерность в территориальном размещении эндогенного оруденения на Алтае уточнялась и развивалась многими исследователями и неоднократно была подтверждена практикой поисково-разведочных работ.

Границами полиметаллического пояса являются региональные зоны смятия — Иртышская и Северо-Восточная, — развившиеся вдоль досреднепалеозойских по времени заложения глубинных разломов. Юго-восточным продолжением пояса служат горные сооружения Южного Алтая, заключающие в себе многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения цветных металлов, золота и железа. На северо-западе рудовмещающие палеозойские структуры погружаются под рыхлые отложения Западно-Сибирской мезо-кайнозойской депрессии.

Длина полиметаллического пояса составляет около 500 км, а ширина — 60—100 км. На обзорной карте рудный пояс имеет вид прямоугольной полосы, протягивающейся по азимуту 310—320°. Он характеризуется весьма большим количеством рудопоявлений меди, свинца, цинка, а также железа и золота.

С юго-запада проходит почти столь же отчетливо выраженный Калба-Нарымский оловянно-вольфрамовый пояс, представленный многочисленными жилами гранитных пегматитов, кварцевыми жилами и грейзенами с шеелитом, касситеритом, вольфрамитом, и другой минерализацией.

На северо-востоке полиметаллический пояс сменяется Восточным молибдено-вольфрамовым поясом, отвечающим Холзунско-Чуйской зоне Центрального Алтая. В этой зоне развито, помимо редкометального, также гематитовое оруденение эффузивно-осадочного типа и скарново-железорудные месторождения.

Попытки выявления причин поясового размещения эндогенной минерализации предпринимались многими исследователями. Не вдаваясь

здесь в разбор высказанных в литературе по этому вопросу идей и соображений*, укажем лишь основные тенденции в самом подходе к проблеме. Вначале эта проблема решалась под прямым влиянием идей Эммонса и потому в качестве важнейшего фактора металлогенической зональности принимался уровень эрозионного среза различных блоков региональной структуры. Широко известная концепция «рудного грабена», свойственная ранним металлогеническим представлениям В. П. Нехорошева (1932), учитывала прежде всего указанный выше металлогенический фактор. Наряду с этим предпринималась попытка объяснить поясовую зональность преимущественно с тектонических позиций. Так, И. Ф. Григорьев (1934) развивал оригинальные идеи о первостепенной роли при рудогенезисе тектоники, которая, проявляясь с разной интенсивностью в Рудном Алтае и Калбе, создавала в этих регионах особые условия для отделения «магматических экстрактов» от гранитных интрузий. Металлогеническая зональность в данном случае выводится из неоднородности тектонического процесса в период становления интрузий.

В последнее десятилетие металлогеническая зональность многими стала рассматриваться с более широких геологических позиций, с учетом всей истории геологического развития региона в палеозое, протекавшего существенно по-разному в пределах смежных рудных поясов. Поэтому особо важное значение приобрели работы по истории магматизма, геотектоническому и структурно-металлогеническому районированию области. Новейшие обобщения фактических материалов по этим вопросам содержатся в печатных трудах В. П. Нехорошева (1958), В. А. Кузнецова (1954), П. Ф. Иванкина (1960), Д. Г. Горжевского (1960), Г. Ф. Яковлева (1960) и других.

В качестве общих геологических особенностей полиметаллического пояса могут быть отмечены следующие: 1) относительно неглубокое залегание каледонского фундамента, в особенности в северо-западной части пояса, где наблюдаются выходы его на эрозионный срез на обширной площади; 2) выпадение из разреза палеозоя силура и нижнего девона и непосредственное налегание с угловым несогласием на нижний палеозой отложений эйфеля; 3) господство в разрезах среднего и верхнего девона (местами также и в нижнем карбоне) кислых вулканических пород (порфиоров, кератофиоров, их туфов), сочетающихся с диабазами, спилитами, морскими туфогенно-осадочными отложениями и известняками; 4) исключительно большая интенсивность варисской (преимущественно поздневарисской) интрузивной деятельности, приведшей к образованию разнообразных по размеру и составу интрузивов «габбро-плагиогранитовой формации»; 5) проявление своеобразного комплекса поздних малых интрузий, формировавшихся в условиях небольшой глубины в самом конце герцинского тектоно-магматического цикла.

Обобщение новейших геологических и гравиметрических данных приводит к выводу о большом своеобразии истории развития герцинской геосинклинали Рудного Алтая. Оно заключается в том, что неравномерные и в общем неглубокие прогибы здесь возникали и развивались в пределах древнего (возможно, верхнепротерозойского, унаследованного с каледонское время) геоантиклинального поднятия. Под ордовиком и среднепалеозойскими отложениями на Рудном Алтае погребен древний консолидированный массив, погружающийся по простиранию к юго-востоку на значительную глубину и отграниченный продольными глу-

* Их критический обзор читатель найдет во многих трудах, указанных в списке литературных источников.

бинными разломами от прилегающих к нему с боков древних геосинклинальных прогибов. Взаимодействие этого жесткого срединного массива (названного нами Алейско-Рубцовским) с региональными глубинными разломами предопределило многие особенности среднепалеозойской и более поздней истории Рудного Алтая. Поднятие массива в силуре и нижнем девоне сопровождалось образованием в основании массива очага щелочно-земельной магмы. Последний на протяжении длительного времени (эйфель — пермь) являлся источником магм, создавших мощные накопления туфов и лав преимущественно на склонах разбитого разломами антиклинория и в наложенных прогибах в пределах срединного массива. Позже были сформированы огромные по суммарному объему исторгнутых магм нижнекаменноугольные и позднегерцинские интрузии, причем последние локализовались преимущественно в осевой зоне погребенного антиклинория.

Период бурной вулканической деятельности, охвативший время от эйфеля по фамен (а местами и турне, визе) включительно, характеризовался преобладанием погружений над поднятиями. Эти радиальные движения были резко дифференцированными, мозаично-блоковыми, в особенности в местах незначительного общего погружения каледонского фундамента. Внутривизейские и более поздние движения, сопровождавшиеся интрузиями кислых и средних магм, носили преимущественно складчато-глыбовый характер, причем взбросы и сдвиги в фундаменте и в среднепалеозойском ярусе были характерными элементами этих движений.

Пространственно-структурные и возрастные взаимоотношения различных магматических пород в пределах полиметаллического пояса свидетельствуют не только об общности магматического очага, создавшего эти породы, но также о большой сложности процессов эволюции его на протяжении всей средне- и верхнепалеозойской истории Рудного Алтая. Прерывистость развития магматического очага отражается в последовательной смене во времени одних магматических комплексов другими, имеющими всегда специфическую связь с тектоническими структурами. Нами выделяются следующие важнейшие магматические комплексы (от ранних к поздним):

1. Кварцево-кератофировый комплекс — вулканические агломераты, эффузивы и субэкструзии порфиров и кварцевых кератофиров с подчиненным количеством диабазов и спилитов. Возраст комплекса — средний девон — нижний карбон.

2. Андезито-дацитовый (порфиритовый) комплекс — эффузивы, субэкструзии и слоистые агломераты андезитов и дацитов. Возраст комплекса — фамен—визе.

3. Порфиритовый добатолитовый комплекс — гипабиссальные и субэкструзивные интрузии плагиогранит-порфиров, кварцевых альбитофиров, порфиров, альбитофиров и их фельзитов. Возраст комплекса — нижний карбон (?).

4. Габбро-диабазовый добатолитовый комплекс — габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-диориты. Возраст комплекса — нижний карбон.

5. Габбро-плагиогранитовый (гранодиоритовый) комплекс (змеиногорский) — габбро-диориты и диориты, кварцевые монцитониты, гранодиориты, адамеллиты, граниты. Возраст — средний карбон — пермь (?).

6. Поздний альбитофиро-порфиритовый комплекс даек (комплекс малых интрузий). Возраст — не древнее позднегерцинского. Верхняя возрастная граница не определена.

Эти разновозрастные магматические породы имеют между собой

отчетливое петрохимическое родство. Вариационные кривые средних составов указанных комагматических комплексов свидетельствуют о щелочно-земельном (базальтоидном) составе материнской магмы и одновременно о весьма большой дифференцированности ее на разных этапах эволюции глубинного очага (П. Ф. Иванкин, П. Г. Ведерников, 1960). Таким образом, своеобразие полиметаллического пояса Рудного Алтая как петрографической провинции определяется в основном развитием на этой территории продуктов базальтоидной магмы, представленных преимущественно ее кислыми дифференциатами.

Юго-западнее этой области, за Иртышским глубинным разломом, располагается Калба-Нарымская структурно-фацциальная зона. Последняя представляет собой древнюю (нижнепалеозойскую) интрагеосинклинали, развивавшуюся в среднем палеозое в качестве унаследованного глубокого и относительно узкого прогиба. Здесь господствуют сравнительно однородные песчано-глинистые отложения флишoidного типа. Интенсивное смятие этих отложений в складки в верхнем палеозое сопровождалось образованием в глубоких частях древнего прогиба гранитных магм и последующим внедрением их в более высокие горизонты зоны, сложенные нижнекаменноугольными породами. Калба-Нарымский, а также Восточный редкометальные пояса являются зонами развития типичных гранитных формаций.

Общими геохимическими особенностями полиметаллического пояса являются следующие: резкое преобладание в комплексе привносимых постмагматическими растворами металлов главных халькофиллов, которым сопутствуют золото, серебро и в малых количествах -- платиноиды; повсеместное участие в качестве важнейшего компонента в метасоматических процессах, наряду с кремнеземом, углекислотой, щелочными землями и щелочами, также серы, кристаллизующейся в форме сульфидов и сульфатов; обилие в постмагматических образованиях железа, которое в зависимости от изменения режима кислорода и серы, выпадает то в окисной и закисной формах, то в виде недосыщенных (пирротин) или насыщенных (пирит, мельниковит-пирит) серой сульфидов; широкое распространение в рудах характерных элементов-спутников: кобальта в скарновых и гидротермально-метасоматических высокотемпературных залежах, кадмия, сурьмы, мышьяка, висмута, ртути, индия, таллия, теллура, селена и других в медно-цинковых и полиметаллических месторождениях средне- и низкотемпературных типов. Такие элементы, как бор, бериллий, олово, вольфрам, литий, группа редкоземельных металлов для Рудного Алтая совершенно нехарактерны. Поэтому мы выделяем два главных для Юго-Западного Алтая металлогенических ряда: халькофильный и редкометальный, которые включают в себя совокупность всех эндогенных рудопроявлений разных возрастов и типов по глубинности и температурности, связанных с эволюцией, соответственно, базальтоидной и гранитной магм. Пространственная обособленность упомянутых рудных поясов является результатом четко дифференцированного геотектонического развития Юго-Западного Алтая, по крайней мере начиная с конца нижнего палеозоя, и одновременно результатом гетерогенности магматизма.

Полиметаллический пояс представлен огромным количеством эндогенных рудопроявлений меди, полиметаллов, железа и золота. По неполному учету их насчитывается свыше 1000. Сюда относятся крупные, средние и мелкие месторождения, собственно рудопроявления (т. е. объекты, где известны лишь небольшие скопления руд), а также различные минерализованные зоны и жилы, содержащие цветные металлы в малых количествах. Существует также несколько сот выявленных в пос-

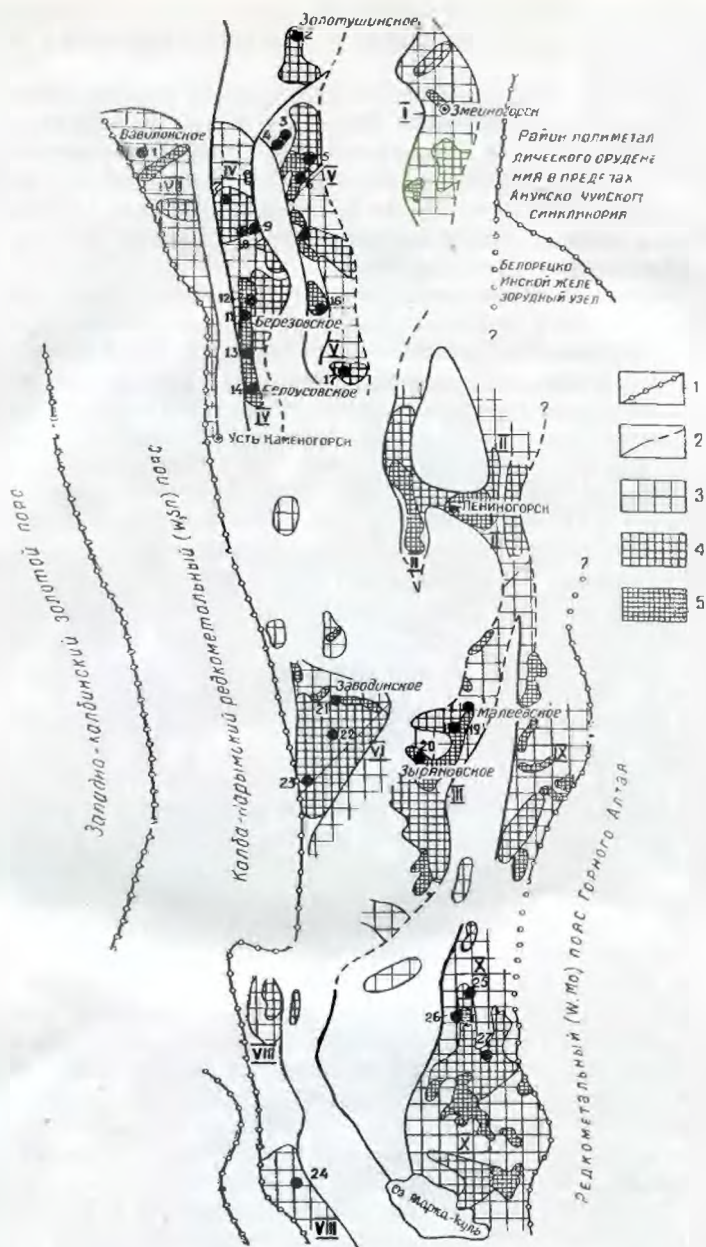


Рис 1. Размещение рудных районов в полиметаллическом поясе Юго-Западного Алтая. 1 — границы рудных поясов; 2 — границы рудных районов в полиметаллическом поясе (пунктир — предполагаемые границы); 3 — площади, на которых рудопоявления полиметаллов, меди, железа и золота встречаются в количестве около одного на 25 км²; 4 — то же, с плотностью рудопоявлений от одного до пяти; 5 — то же, с плотностью рудопоявлений свыше пяти на 25 км². Рудные районы: I — Змеиногорский, II — Лениногорский, III — Зырянский, IV — Прииртышский, V — Шемонаихо-Верхубинский, VI — Бухтарминский, VII — Вавилонский, VIII — Курчумско-Маралихинский, IX — Тургусун-Хамирский, X — Южноалтайский. 1—27 — положение некоторых описанных месторождений: 1 — Вавилонское, 2 — Золотушинское, 3 — Сугатовское, 4 — Сургутановское, 5 — Глинка, 6 — Шемонаихинское, 7 — Новоиколаевский участок, 9 — Таловское, 10 — Рулихинское, 11 — Березовское, 12 — Новоберезовское, 13 — Иртышское, 14 — Белоусовское, 16 — Орловское, 17 — Верхубинское, 19 — Путинцевское, 20 — Зырянское, 21 — Заводинское, 22 — Орманский участок, 23 — Долинское и Бухтарминское, 24 — Карчигинское, 25 — Пиевское, 26 — Родионов лог, 27 — Кызыл-Сирское.

ледние годы ореолов повышенного содержания в породах свинца, цинка, меди и других металлов, связанных с постмагматическими изменениями различных пород.

В пространстве известные месторождения и рудопроявления располагаются очень неравномерно. Поэтому издавна изучаются статистические закономерности и выделяются площади повышенной рудности, получающие названия (в зависимости от размеров, формы площадей и взглядов автора) «рудных районов», «рудных узлов», «рудных зон» и «рудных полей». Ниже дается краткая характеристика территориального размещения месторождений.

Общая площадь полиметаллического пояса составляет около 40 тыс. км². В среднем по поясу одно эндогенное месторождение (рудопроявление) приходится на 30—35 км². Однако эта цифра в действительности ни о чем еще не говорит, поскольку рудный пояс имеет ярко выраженное «узловое» строение: сравнительно небольшие площади в его пределах характеризуются очень большой насыщенностью рудопоявлений, в то время как разделяющие их обширные пространства оказываются практически безрудными. «Плотность рудопоявлений» в пределах рудных районов высока (одно рудопоявление на 5—8 км²). Она, по крайней мере, в три-четыре раза превышает значение средней для всего пояса плотности. Размеры практически безрудных площадей, разделяющих рудные районы, часто превышают размеры последних.

Всего нами выделяется десять рудных районов: Змеиногорский, Лениногорский, Зырянский, Прииртышский, Шемонаихо-Верхубинский, Бухтарминский, Вавилонский, Курчумско-Маралихинский, Тургусун-Хамирский и Южноалтайский. Особенности формы этих районов и их географическое положение видны на прилагаемой карте (рис. 1).

Лениногорский, Зырянский и Прииртышский рудные узлы являются важнейшими горнопромышленными районами и характеризуются относительно высокой изученностью. К числу освоенных в той или иной мере промышленностью и изученных районов относятся также Змеиногорский, Шемонаихо-Верхубинский и Бухтарминский. Наименее изученными остаются пока отдаленные районы — Тургусун-Хамирский, Южноалтайский и Курчумско-Маралихинский.

Одной из общих черт металлогении указанных районов является комплексный характер их минерализации, представленной преимущественно медью, цинком, свинцом, золотом, серебром, железом, серой. Однако количественные соотношения металлов в рудных районах различны. Различна и относительная роль рудных формаций разного типа, количества и качества эндогенных руд. Типичными комплексными рудными районами, в которых пространственно сочетаются месторождения полиметаллических, железных (магнетит, гематит) и медных руд, являются Прииртышский, Лениногорский, Зырянский и Бухтарминский. Однако ведущее значение в них имеют полиметаллические руды. В Курчумско-Маралихинском районе распространены преимущественно медные и золоторудные месторождения, в Южноалтайском — свинцово-цинковые, железорудные и редкометальные. Сравнительный анализ рудных районов полиметаллического пояса позволяет изучить большую группу экономически важных рудных формаций и закономерностей их образования.

РАЗДЕЛ II

СИСТЕМАТИКА РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ФОРМАЦИЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПОЯСА

1. ОБЗОР КЛАССИФИКАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ. ОТПРАВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПРЕДЛАГАЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Вопросу систематики рудных месторождений Алтая уделялось много внимания уже на ранних этапах промышленного освоения края. Специально этот вопрос в прошлом рассматривали К. И. Богданович, П. П. Пилипенко, И. Ф. Григорьев, В. А. Обручев и другие исследователи.

К. И. Богданович на Рудном Алтае выделял пять формаций: баритовую благородную серебряную (Змеиногорский рудник), кварцевую благородную серебряную (Зыряновский, Риддерский рудники), кварцевую благородную (Черепановский рудник), переходную между колчеданисто-свинцовой и кварцево-медной с преобладанием медных руд (Белоусовский, Сугатовский рудники), кварцево-медную (Чудаковский рудник). Эта классификация хорошо оттеняет особенности «формаций» по содержанию благородных металлов, кварца и барита и в меньшей мере подчеркивает различия самих сернистых руд. Объясняется это в первую очередь практическими требованиями горной промышленности XVII—XIX вв., которую интересовало серебро, золото и медь.

П. П. Пилипенко, анализируя классификацию К. И. Богдановича, отказывается от «технично-экономического принципа» деления алтайских руд, когда в основу выделения «формаций» кладется то или иное содержание металла и разделяет месторождение «по минералогическому габитусу». Им выделено семь групп месторождений, связанных между собой переходами, в которых среди первичных сульфидных руд присутствуют одни и те же минералы (среди рудных: галенит, сфалерит, халькопирит; среди жильных: кварц и барит), но с различным количественным соотношением минералов для каждой группы. Эти группы следующие: кварц-турмалиновые* (Березовский, Богоявленский рудники), кварц-барит-халькопирит-пиритовые с незначительным количеством барита (Чудак, Сугатовский, Сургутановский и другие), кварц-барит-галенит-пиритовые (Заводинский, Березовский, Николаевский и другие), кварц-барит-сфалерит-галенит-пиритовые с халькопиритом (Риддерский, Сокольный, Крюковский и другие), кварц-барит-сфалерит-галенит-пирит-халькопиритовые (Зыряновский), барит-кварц-сфалерит-халькопирит-пиритовые с галенитом (Карамышевский, Змеиногорский и другие), барит-кварц-халькопирит-сфалерит-пирит-галенитовые (Таловское).

И. Ф. Григорьев и С. М. Глебов (1934), основываясь на данных фак-

* Вначале указывается преобладающий минерал

тической добычи руд, все месторождения Алтая подразделили на три группы: полиметаллические свинцово-цинковые (Риддерское, Зыряновское, Змеиногорское, Петровское, Путинцевское и др.), полиметаллические медно-цинковые (Золотушинское, Шемонаихинское, Таловское, Локтевское и др.), медные (Николаевское, Бухтарминское, Сугатовское, Чудакское и др.). По мнению этих исследователей возникновение того или иного типа оруденения предопределяется температурными условиями и расстоянием места отложения руд от порфировых интрузий. По этому поводу они пишут следующее: «Залежи в порфировых телах состоят почти из чисто медного оруденения, свинец же и цинк преобладают в залежах, находящихся на некотором отдалении от активного интрузива».

В классификации В. А. Обручева (1935) алтайские месторождения отнесены в мезотермальную группу и подразделены на мезотермальные медные (Чудакское, Сургутановское) и мезотермальные полиметаллические. Последние в свою очередь подразделяются на баритовый, барито-кварцевый и кварцевый типы. К баритовому типу отнесены Змеиногорское, Петровское; к барито-кварцевому — Риддерское, Зыряновское, Белоусовское; к кварцевому — Березовское месторождения. В каждом из указанных типов В. А. Обручев выделял: свинцово-цинковую, полиметаллическую и медную «формации», которые, по его мнению, являются членами одного мезотермального ряда и постепенно меняют свой облик в зависимости от глубины эрозии и влияния боковых пород. В особую группу серебро-свинцовых месторождений В. А. Обручевым выделены Черепановский и Заводинский рудники.

В. П. Нехорошев (1951), отмечая общие особенности оруденения Рудного Алтая, подчеркнул, что наиболее крупными месторождениями этой области являются полиметаллические. Генетически они отнесены им к группе мезотермальных залежей, связанных с постмагматической деятельностью интрузий змеиногорского комплекса.

Не трудно понять, что в основе рассмотренных классификаций лежит идея единства в генетическом отношении сульфидных месторождений Рудного Алтая. Совершенно определено эта мысль проводится в трудах П. П. Пилипенко, И. Ф. Григорьева, В. П. Нехорошева. Поэтому исследователи при систематике рудопроявлений Алтая пользовались некоторыми внутривидовыми критериями, такими, как количественное соотношение полезных металлов или рудных и нерудных минералов.

В ходе металлогенической дискуссии, проходившей в 1949—1955 гг. между геологами «эффузивного» и «интрузивного» направлений, идея генетической общности месторождений не была пересмотрена. Были обсуждены как будто все возможные аргументы за и против отнесения сульфидных месторождений Алтая к ранневарисскому и поздневарисскому этапам магматизма и тектогенеза, однако вопрос о возможной генетической разнородности самих месторождений и полицикличности металлогенического процесса в ходе дискуссии по существу не обсуждался.

Объясняется это, по-видимому, тем, что изучение Рудного Алтая в последние пятилетия вплоть до 1952—1954 гг. проходило по двум основным направлениям: по линии изучения региональной геологической структуры, тектоники и магматизма, с одной стороны, а с другой — путем углубленного комплексного исследования нескольких (около 10) экономически наиболее важных рудных полей и месторождений. Несмотря на несомненные успехи, достигнутые в обоих этих направлениях, критерий геологической прогнозной оценки промышленных перспектив многочисленных на Алтае «мелких» рудопроявлений, известных с прошлых сто-

тетий и выявленных в последние пятилетия, остаются крайне слабо разработанными.

Первые попытки классификации всех известных месторождений на более широких геолог-генетических основах связаны с работами по составлению карт прогнозов и новейшими металлогеническими сводками.

В 1952 г. П. Ф. Иванкин и И. И. Халтурина на картах прогноза для северо-западной части Рудного Алтая выделили четыре «типа или формации рудных месторождений, различных по генетическим особенностям, по отношению к магматическим комплексам и тектоническим структурам»: 1) скарновую железо-медно-рудную; 2) формацию медно-турмалиновых золотоносных жил; 3) сернсколчеданную полиметаллическую; 4) кварцево-медную и кварцево-баритовую свинцово-медную формацию. Авторы выделяли два металлогенических этапа: более ранний, связанный с главным варисским магматизмом (змеиногорский интрузивный комплекс) и поздний, связанный со становлением малых интрузий.

В Прииртышском рудном районе, среди 150 учтенных коренных рудопроявлений к собственно сернсколчеданному полиметаллическому типу относится менее 30%, к жильному кварцево-медному и кварцево-баритовому — 40%, к скарновому железо-меднорудному — 18% и к жильному золотоносному медно-турмалиновому — 7%. В пространственном размещении этих типов имеются принципиальные особенности. Был отмечен, в частности, различный характер связи их с литологией, стратиграфическим разрезом, магматическими породами и тектоническими структурами.

Для Зырянского района А. К. Каюповым были выделены четыре «морфогенетических типа» медных и полиметаллических месторождений: существенно вкрапленное и сплошное оруденение гидротермально-метасоматического генезиса, оруденение гидротермального генезиса трещинно-жильного типа, оруденение скарнового типа и оруденение типа вторичных кварцитов. Эти месторождения, по мнению автора, образовались в средневарисское время до внедрения интрузий змеиногорского комплекса.

В эти же годы под влиянием прямых требований практики разрабатывались основы структурно-геологической классификации полиметаллических месторождений Алтая и была предпринята первая попытка районирования полиметаллического пояса (П. Ф. Иванкин, А. В. Пуркин, 1957). В основу выделения типов рудоносных структур П. Ф. Иванкиным и А. В. Пуркиным были положены следующие признаки: отношение рудных полей и месторождений к региональным структурам и геологическим комплексам, внутреннее строение рудных полей и месторождений, форма рудных залежей с учетом факторов, их определяющих.

По указанным признакам известные сульфидные месторождения Рудного Алтая были предварительно разделены на десять «типов», среди которых наиболее представительными являются: золотушинский, березовский, лениногорский, зырянский, николаевский. Явления первичной зональности оруденения и закономерности смены минеральных парагенезисов в геологических структурах классификация практически не учитывала по причине недостаточной изученности. Тем не менее, она сыграла и продолжает играть большую роль при направлении и обосновании методики поисково-разведочных работ, в особенности в Прииртышье, Лениногорском и Змеиногорском районах, в которых сложно сочетаются различные типы рудоносных структур.

Д. И. Горжевский (1958) среди месторождений цветных металлов Рудного Алтая выделяет три формации: 1) жильные, медные и свинцо-

во-цинковые; 2) колчеданно-полиметаллические (Белоусовское, Березовское и др.) и 3) собственно полиметаллические месторождения (Змеиногорское и Лениногорское рудные поля). Первые распространены наиболее широко, однако практическое значение их крайне мало «из-за убогого содержания металлов и незначительных размеров рудных тел».

Вторая и третья формации различаются не только по составу (по относительному количеству пирита и халькопирита), но и по ряду геологических особенностей. Так, предполагается, что колчеданно-полиметаллические месторождения локализованы в центральных частях антиклинорий и формируются в резко гипабиссальных условиях, а полиметаллические — в краевых частях антиклинорий и на сравнительно больших глубинах. Однако Д. И. Горжевский рассматривает эти три «формации» по существу как генетически единую группу разновозрастных верхнепалеозойских месторождений. Это видно хотя бы из того, что среди околорудно-измененных пород полиметаллических месторождений он видит представителей всех температурных ступеней метаморфизма: высокотемпературной (скарны), среднетемпературной (эпидот-актинолитовые породы) и низкотемпературной (серицитовые, хлоритовые породы, листовиты). По существу он возвращается к старым представлениям о генетической однотипности и разновозрастности всей массы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, полагая при этом, что месторождения «...в возрастном и генетическом отношении наиболее тесно связаны с комплексом малых интрузий, завершающим процессы магматизма на Рудном Алтае». Однако Д. И. Горжевский принципиально не исключает возможности формирования рудопроявлений цветных металлов более древнего возраста как девонских, так и верхнепалеозойских, связанных с интрузиями змеиногорского и калбинского комплексов.

Необходимость создания геолого-генетической классификации месторождений цветных металлов Рудного Алтая вызвана относительно высоким уровнем изучения этой провинции и прямыми нуждами геологоразведочной практики. Потребность в подобной классификации стала особенно острой в последнее время. Это обусловлено тем обстоятельством, что многолетние разведки крупных месторождений, которые проводились многими коллективами геологов-разведчиков Алтая, в основном завершены. Основное внимание работников геологической службы перенесено на поиски новых объектов и неизбежную ревизию с целью переоценки многочисленных издавна известных мелких рудопроявлений. Установление черт сходства или существенных отличий вовлекаемых в изучение новых рудоносных площадей и разведанных месторождений приобретает при этом особенно большое значение. Без преувеличения можно сказать, что от того, какие исходные идеи будут положены в основу этой переоценки, во многих случаях будет зависеть успех дела и в первую очередь — экономическая эффективность геологоразведочных работ.

Это можно показать на многих примерах. Господствующая идея о генетической однородности (и разновозрастности) сульфидного оруденения позволяет рассматривать многие сотни зафиксированных рудопроявлений в качестве прямых индикаторов возможных слепых залежей сульфидных руд. Составной частью этой идеи является положение о том, что каждое свинцово-цинковое или медное рудопроявление в полиметаллическом поясе есть продукт того же процесса, который одновременно создал известные крупные залежи полиметаллов. Многообразие форм, составов и размеров рудных тел рассматривается лишь в качестве следствия многообразия геологоструктурных условий проявления единого процесса. Поэтому вполне естественно, что при постановке ревизионных

и поисково-разведочных работ на неизученных рудопроявлениях, руководствуясь этой идеей, главное внимание, прежде всего, должно уделяться выяснению геологоструктурных условий рудоотложения. Так оно практически и делается: проблема обнаружения новых слепых залежей в полях развития мелких сульфидных рудопоявлений часто сводится к задаче обнаружения и разбурке благоприятных для рудолокализации (по тектоническим и литолого-стратиграфическим признакам) геологических структур. Однако такой подход далеко не всегда является правильным и достаточным.

В практике работ последних лет в Рудном Алтае стали учащаться случаи, когда глубокая разбурка, казалось бы, благоприятных во всех отношениях геологических структур, содержащих мощные зоны гидротермально-измененных пород и рудопоявления цветных металлов, по существу дает отрицательные результаты. Таков оказался итог работ, например, на Новониколаевском, Орманско-Среднегорском, Шелковском, Чудакско-Игнатовском, Бухтарминском и многих других участках.

Анализ фактических материалов показал несостоятельность предположения о генетической однотипности сульфидного оруденения, развитого на этих участках, с залежами обычных полиметаллических руд. На примере многочисленных мелких рудопоявлений, как увидим ниже, можно показать, что накопление металлов в промышленных масштабах зависит не только (очень часто даже и *не столько*) от особенностей вмещающей среды, благоприятного сочетания структур и т. д., сколько от специфики самих постмагматических растворов, возраста оруденения, характера связи его с материнскими интрузиями, температурности и глубинности процесса. Сравнительное изучение большой группы эндогенных месторождений Рудного Алтая приводит к выводу, что факторы концентрации и рассеивания оруденения (А. А. Сауков) проявлялись далеко не одинаково при образовании сульфидных месторождений различного генетического типа и возраста. Поэтому становится очевидной необходимость проводить дальнейшее изучение геологических условий, способствующих накоплению или, напротив, рассеиванию металлов в горных породах с учетом многоэтапности металлогенического процесса и особенностей постмагматических сред каждого этапа. Практически это может быть осуществимо в том случае, если имеется достаточно полно разработанная систематика формаций эндогенных месторождений, построенная на генетической основе.

Работы по созданию генетической классификации сульфидных месторождений в лаборатории геологии полиметаллических месторождений Алтайского института АН КазССР ведутся на протяжении многих лет (1950—1952 гг.). Однако сложность этого процесса столь значительна, что законченными эти работы не могут считаться и поныне. Поэтому приводимая ниже классификация не должна рассматриваться как окончательная.

В основу систематики положен огромный фактический материал по геологии, тектонике и магматизму упомянутых выше рудных районов Алтая, а также данные петрографических и минералого-геохимических исследований большого количества месторождений. В течение 1958—1960 гг. она практически применялась при ревизии нескольких сот эндогенных рудопоявлений Рудного Алтая. Систематика таким образом подверглась практической проверке и была при этом несколько уточнена и видоизменена по сравнению с ранее опубликованным ее вариантом (П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, 1960).

2. ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РУДНОГО АЛТАЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В основе классификации лежит деление истории тектонического развития Рудного Алтая в герцинское время на три главных этапа: ранний, средний и поздний.

Р а н н и й э т а п охватывает период времени от эйфеля до нижнего визе включительно, т. е. весь доорогенный период развития герцинской геосинклинальной области. Территория края в это время представляла собой арену бурной, преимущественно подводной вулканической деятельности, которая происходила в условиях радиальных движений тектонически сильно нарушенного каледонского фундамента. Этому этапу отвечает два доскладчатых магматических комплекса — кварц-кератофировый и андезито-дацитовый (П. Ф. Иванкин, 1960). Вулканические агломераты, эффузивы и субэкструзивные тела порфириров и кварцевых кератофиров, а также диабазы и спилиты (кварц-кератофировый комплекс) располагаются на крыльях главных антиклинорных поднятий. Более поздние массы эффузивных порфиритов и их агломератов, отвечающие по составу андезитам и дацитам, отчетливо тяготеют к областям унаследованных прогибов и к депрессиям фаменского и нижнекаменноугольного возраста. Поэтому в районах развития кварц-кератофирового комплекса глубина залегания каледонского фундамента всегда сравнительно небольшая (не более 3—4 км), в то время как в районах андезито-дацитовой формации она значительна (5—8 км и больше).

С р е д н и й э т а п охватывает период главных складчатых движений, сформировавших герцинские антиклинали и синклинали Рудного Алтая. Достоверно установленные первые и наиболее интенсивные фазы складчатости относятся к нижнему карбону (внутриурнейская — чаткальская и внутривизейская — саурская), последующие имели место в верхнем палеозое. Однако эти фазы в разных частях региона проявились с разной интенсивностью и потому характер взаимоотношений между девоню и карбоном в разных районах полиметаллического пояса совершенно различен (В. П. Нехорошев, 1958). На Южном Алтае, например, верхнеурнейские отложения ложатся с размывом и несогласием на отложения эйфеля, в районе нижнего течения рек Бухтармы и Ульбы разрез девона и карбона (до середины визе) непрерывный. Собственно подвержен изменениям и возраст магматических комплексов среднего этапа, хотя учесть в настоящее время эти изменения не удастся. История верхнепалеозойских тектонических движений пока остается нераскрытой из-за отсутствия прямых геологических данных. Косвенные данные, касающиеся размещения в пространстве магматических и метаморфических пород разного возраста и фациального облика, свидетельствуют о большой прерывистости и сложности тектонического процесса в позднегерцинское время. Магматические породы, относящиеся к среднему этапу, образуют три комплекса, которые разделяются по возрастным взаимоотношениям, составу пород и отношению к тектоническим структурам: порфиоровый, габбро-диабазовый и габбро-плагиогранитовый, вошедший в литературу под названием змеиногорского (Елисеев, 1938). Формирование двух первых комплексов относится в основном к нижнекаменноугольному времени. Частично эти породы формировались, возможно, в верхнем девоне, а наиболее поздние члены комплексов — и в послевизейское время. Многочисленные интрузии габбро-диабазов изв отчетливо приурочены к древним глубинным разломам, активизировавшимся в конце девона и в карбоне. Интрузии порфириров широко распространены по всему полиметаллическому поясу и не образуют региональных узких поясов, присущих габбро-диабазам. Им более свойственны разме-

шение в виде кучных роев и конкордантные взаимоотношения со складчатыми структурами. По фациальному облику те и другие близки, представляя собой резко гипабиссальные, до субэкструзивных, образования кислой и средней магм. В возрастном отношении они образуют, по-видимому, одну группу характерных «добатолитовых интрузий». В конце этого этапа, возможно, вскоре после внутривизейской фазы складчатости, началось образование многофазного змеиногорского комплекса, представленного большими по размерам интрузиями гранодиоритов, адамеллитов, плагиогранитов, гранитов, а также более мелкими телами габбро, диоритов, монзонитов, аляскитовых гранитов и жильными интрузиями разного состава. Некоторые интрузии этого комплекса прорывают и метаморфизуют континентальные верхнепалеозойские отложения, относимые по флоре к среднему — верхнему карбону (сержихинская и малоульбинская свиты). В то же время интрузии являются отчетливо дискордантными по отношению к складчатым структурам. Указанные соотношения позволяют подразделить средний этап на два подэтапа: ранний, в течение которого сформировались добатолитовые магматические комплексы, и поздний, явившийся периодом наиболее интенсивной интрузивной деятельности.

Поздний этап отвечает тому заключительному периоду герцинского тектоно-магматического цикла, когда основной формой тектонических движений стали глыбовые перемещения консолидированного орогена, испытывавшего общее поднятие и эрозию. Характерной особенностью магматизма этого периода является узлокализованная интрузивная деятельность *остаточных* магматических очагов. В это время образуются различные по составу, преимущественно ультракислые и средние, малые интрузии, имеющие свой особый план размещения в геологических структурах.

Никакой четкой границы между концом среднего и началом позднего этапа провести по геологическим соотношениям не удастся. Тем не менее, выделение указанных этапов представляется необходимым, поскольку они резко различаются по характеру тектоники, магматизму и металлогении.

Изучение пространственно-структурных и возрастных отношений магматических пород, гидротермальных зон и эндогенных рудных месторождений позволило установить во многих случаях определенную связь оруденения с магматическими породами. В общем случае принадлежность той или иной эндогенной минерализации к данному комплексу устанавливается достаточно надежно на геологически тщательно картированных площадях, где сами минерализованные зоны петрографически и минералогически полно изучены. Имея такие данные по ряду рудных районов, мы получаем возможность изучить размещение большого количества рудопоявлений и гидротермальных зон в зависимости от положения магматических тел, их состава и геологических условий залегания. При этом, как увидим ниже, обнаруживаются характерные устойчивые связи. Эндогенные рудопоявления и метаморфические породы с определенными минералого-геохимическими особенностями встречаются в тесной зависимости от интрузий данного магматического комплекса. Устойчивость, многократная повторяемость этой закономерности, а также изменение ее соответственно меняющимся геологическим условиям свидетельствуют о причинном, генетическом характере связи рудопоявлений и магматических пород.

Подобное изучение, проводившееся нами в Прииртышском, Бухтарминском, Верхубинско-Щемонаихинском и других рудных районах, позволило выявить основные черты металлогении упомянутых этапов и маг-



матических комплексов. Соответствующие сводные данные приведены в таблицах 1—4.

Изучая эти таблицы, нетрудно заметить, что металлический состав рудопроявлений разных комплексов примерно одинаков. Очевидно, постмагматические растворы на разных этапах формирования полиметаллического пояса несли с собой в общем одинаковый спектр металлов из группы халькофиллов, что хорошо согласуется с петрохимическим родством разновозрастных магм, проявившихся на Рудном Алтае (П. Ф. Иванкин, П. Г. Ведерников, 1960). Отсюда следует, что любая классификация, построенная на учете только минералогического или металлического состава руд, в данных условиях не сможет отобразить существенных геолого-генетических различий между месторождениями.

3. ФАЦИАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ХАРАКТЕР СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Магматические породы Рудного Алтая формировались в условиях весьма различных глубин, менявшихся для разных комплексов в пределах нескольких километров. Наиболее глубоко эродированные интрузивы змеиногорского комплекса формировались на глубинах, вероятно, 5—6 км или более; доорогенные комплексы представлены магматическими породами подводной, прижерловой и субэкструзивной фаций. На современном эрозионном срезе местами пространственно совмещены приповерхностные, малоглубинные и среднеглубинные магматические породы, относящиеся к разным комплексам. Точно так же, прослеживая данный комплекс по простиранию геологических структур, мы нередко наблюдаем определенное изменение признаков глубинности пород этого комплекса. Таким образом, глубины формирования магматических пород в пределах полиметаллического пояса сложно менялись как во времени, так и в пространстве, причем изменения эти имеют самое близкое отношение к размещению в пространстве различных рудных формаций.

Ранним доорогенным магматическим комплексам свойственны, как уже упоминалось, наиболее малоглубинные образования. Добатолитовые порфиоровые и габброидные интрузивы в большинстве своем относятся к образованиям субэкструзивным и гипабиссальным. Порфиоровые штоки, залегающие на уровне верхнего девона и нижнего карбона, представлены часто фельзитовидными породами, а в областях более глубоко эродированных (в ядрах антиклинорий и в антиклиналях)—породами гранит-порфиорового облика. Интрузии змеиногорского комплекса формировались в интервале глубин, который по геологическим соотношениям может быть определен сугубо ориентировочно в 1—1,5 км и 4—6 км (П. Ф. Иванкин, 1957). Интрузии позднего этапа носят преимущественно гипабиссальный и субэкструзивный облик.

Постмагматические растворы, отделявшиеся от вторгавшихся магм на протяжении всей истории герцинского магматизма, воздействовали на вмещающие породы также в условиях меняющихся глубин и давлений. Поэтому разновозрастные группы рудопроявлений, равно как и месторождения одной генетической группы (комплекса), но имеющие различное положение в тектонических структурах, образуются в неодинаковых термодинамических условиях. Последние меняются от малоглубинных (приповерхностных) до средних и даже, по-видимому, значительных глубин для некоторых типов, приуроченных к глубоко эродированным структурам в региональных зонах смятия. Такие крайние по глубинности типы, как, например, медно-пирротиновый и малоглубинный

Таблица 1

Классификация тектоно-магматических и рудных комплексов Рудного Алтая

Этапы тектогенеза	Магматические комплексы	Тектоническое положение комплексов	Рудные формации	Распространенность рудных формаций
Ранний — доорогенный	Кварц-кератофировый	В областях перехода от поднятий к погружениям	Низкотемпературный автотасоматоз (альбит, хлорит, серицит, кварц, карбонаты, пирит) характерен. Рудонакопления неизвестны	—
	Андезито - дацитовый (порфириновый)	В областях унаследованных прогибов и в наложенных прогибах	То же, с преобладанием низкотемпературных зеленокаменных изменений	—
Средний — глыбовые складчатые движения	Порфирировый добатолитовый	Повсеместно в пределах пояса, исключая крупные синклиории	Алюмокварцитовая, колчеданная, пропиолито-кварцитовая, кварцево-жильная, медная и полиметаллическая	Исчисляются сотнями
	Габбро-диабазовый добатолитовый	В региональных глубинных разломах и сопряженных структурах	Медно-пирротиновая, кварцево-жильная, медная и полиметаллическая	Известно несколько десятков
Поздний — глыбовые движения эрозионного орошения	Змеиногорский габбро-плагиогранитовый (гранодиоритовый)	Преимущественно в антиклинариях	Скарновые и кварцево-жильные медные, полиметаллические, железорудные, золоторудные и редкометалльные	Сотни
	Альбитофиро-порфирировый комплекс даск (комплекс малых интрузий)	Преимущественно в структурах, сопряженных с региональными глубинными разломами, обновленных в поздний этап	Медно-пирротиновые, серноколчеданные, медно-цинковые и полиметаллические	Десятки

Типы эндогенных месторождений, связанных с интрузиями порфиров добабололитового комплекса

Формационные типы месторождений	Характерные минералы		Отношение месторождений к структурам и морфологические особенности	Отношение к интрузивным породам	Вмещающие породы	Примеры
	рудные	жильные				
I. Контактво-метасоматические (скарновые) рудопроявления малых глубин						
Железорудные	Магнетит, гематит	Гроссуляр, диопсид, эпидот, карбонат, кварц	Трещины в роговиках, мелкие линзы и невыдержанные жилы	В экзоконтактах кварц-полевошпатовых порфиров, имеющих гранит-порфировый облик	Полимиктовые песчаники, порфириты и их туфы	Узатисонское рудопроявление
Полиметаллические	Пирит, магнетит, окисленные минералы: Cu, Zn, Pb	Актинолит, эпидот, кварц, хлорит	Трещины, линзы, гнезда в окварцованной зоне	В кварц-полевошпатовых порфирах, имеющих гранит-порфировый облик	Порфиры	Выдрихинское месторождение
II. Среднетемпературные гидротермальные рудопроявления малых глубин						
Пропилито-кварцтовые полиметаллические	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит	Альбит, калишпат, эпидот, хлорит	Развиваются независимо от разрывных структур. Мощные ореолы вкрапленников сульфидных минералов в интенсивно измененных породах	Ореолы вокруг штоков и силлов кварц-полевошпатовых порфиров	Полимиктовые алевролиты, эффузивы, туфы, туффиты преимущественно среднего состава	Заводинское рудное поле, Среднегорский, Орманский, Феклистовский участки

Вторично-кварцитовые (алюмокварцитовые)	Пирит, гематит, диаспор, алуниит	Кварц, мусковит, серицит, пиррофиллит, каолинит, зуниит	Развиваются независимо от разрывных и складчатых структур, мощные ореолы, подчиненные морфологии порфировых тел	Замещение апикальных частей фельзитов и фельзит-порфиров частью вмещающих пород	Порфиры	Кременношинские и Орманские горы
Колчеданные медные и медно-цинковые (медно-порфировые)	Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда	Кварц, хлорит, серицит	Зоны в трещиноватых породах, штоки и штокверки прожилково-вкрапленных и сплошных руд	Замещение и цементация жильными и рудными минералами трещиноватых порфиров	Порфиры, их туфы и лавобрекчии	Бухтарминское медное, <u>Сугатовское</u> , Ново-Николаевское месторождения
Колчеданные полиметаллические	Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда	Кварц, серицит, хлорит, карбонат, барит	В зоне рассланцевания. Гнезда, линзы, неправильные тела вкрапленных, прожилково-вкрапленных, редко сплошных руд	В рассланцованных порфирах и их экзоконтактовых частях	Порфиры, алевролиты, известняки	Долинское месторождение
Кварц- и карбонат-свинцовые	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, буланжерит, бурнонит, тетраэдрит	Кварц, серицит, кальцит, доломит, анкерит, барит, флюорит, альбит	Развиваются независимо от разрывных и складчатых структур. Мощные ореолы сульфидных вкрапленников и мелких прожилков	Слагают ореолы (шлейфы) фронтальных частей порфировых интрузий и их эруптивных брекчий	Сами интрузии, породы экзоконтактовых зон: в известняках и сланцах	Многочисленные рудопроявления хребта Сарым-Сакты (Южный Алтай)

Типы эндогенных месторождений, связанных с интрузиями эмеиногорского комплекса

Формационные типы месторождений	Характерные минералы		Отношение месторождений к структурам и морфологические особенности	Отношение к интрузивным породам	Вмещающие породы	Примеры
	рудные	жильные				
I Контактково-метасоматические (скарновые) месторождения средних и малых глубин						
Железородные	Магнетит, гематит	Гранат, пироксен, биотит, эпидот, кварц, хлорит, актинолит	Небольшие трещинные жилы и гнезда в скарноидях и роговиках, метасоматические залежи на контактах, реже в самих гранитоидах	Приурочены к контактам измененных гранодиоритов, плагиогранитов и гибридных диоритов	Скарнируются обычно известковистые и полимиктовые породы	Многочисленные месторождения и рудопроявления типа Бухтарминского, Глинки, Радионова лога
Меднородные	Пирит, халькопирит	Гранат, пироксен, эпидот, амфиболы, биотит, кварц, хлорит	Линзовидные жилы вдоль интрузивных контактов, штоки, линзы и гнезда вдоль разломов в оргозовикованных породах	Приурочены к контактам калишпатизированных и альбитизированных гранитоидов	"	Орловское, Таловское, Верхубинское и другие
Медно-цинковые и полиметаллические	Пирит, халькопирит, сфалерит и галенит	Гранат, пироксен, эпидот, амфиболы, серицит, кварц, хлорит, карбонаты, барит	"	Приурочены к контактам калишпатизированных гранитоидов и гибридных диоритов	"	Сургутановское, Орловское, Шемонаихинское и другие
Шеелитоносные	Шеелит	Гранат, пироксен, эпидот, кварц, карбонаты	Линзовидные жилы и гнезда в зонах повышенной трещиноватости в роговиках	Приурочены к контактам гранитов	Подвергаются оруденению скарноидные роговики по алевролитам	"Шаг вперед"

II. Высокотемпературные гидротермальные месторождения средних и малых глубин

Кварц-турмалиновые золотоносные	Золото, халькопирит, пирит, редко шеелит и магнетит	Кварц, турмалин, анкерит	Система маломощных линзовидных жил в мобильной зоне повышенного расланцевания	Косвенно устанавливается связь с акмолитовыми интрузиями гранитоидов в зоне смятия	Замещаются динамометаморфические сланцы	Авроринское, Полеваевское, Предгорненское и другие
Кварц-турмалиновые оловосносные	Касситерит, пирит, висмутит, магнетит	Гранат, амфиболы, кварц, турмалин, апатит	Локальные сколовые зоны в экзоконтактах интрузий гранитов	Пространственно тяготеют к контактам гранитов	Оруденению подвергаются ороговикованные алевролиты	Первенец
Кварц-флюорит-шеелитовые жильные	Шеелит, вольфрамит, касситерит, золото	Кварц, флюорит	"	Тяготеют к контактам микроклиновых гранитов	"	Третьяки

III. Среднетемпературные гидротермальные рудопроявления средних и малых глубин

Прожилково-вкрапленное медное и полиметаллическое оруденение в зонах окварцевания и серицитизации	Халькопирит, пирит, сфалерит, галенит	Кварц, серицит, хлорит, карбонаты, барит	Локальные сколовые зоны в экзоконтактах гранитоидов	Пространственно тяготеют к контактам гранитоидов (плагιοгранитов, гранитов)	Оруденению подвергаются ороговикованные породы	Многочисленные узкие минерализованные зоны типа горы Трубка
Кварцево-жильные медные, медноцинковые и полиметаллические	Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Кварц, карбонаты, барит	Типичные трещильные жилы	Расположены в полях широкого развития гранитоидов	Минерализация проявляется в ороговикованных породах и гранитоидах	Многочисленные кварцево-жильные рудопроявления Межовского, Пихтовского и Павловского массивов

Типы эндогенных месторождений, связанных с поздними малыми интрузиями

Формационные типы месторождений	Отношение месторождений к структурам	Отношение к интрузивным породам	Отношение к вмещающим породам	Особенности околорудного метаморфизма		Примеры
				состав измененных пород	особенности ореолов метаморфизма	
I. Высокотемпературные гидротермальные месторождения средних и значительных глубин						
Медно-пирротин- вый кордиерит- антофиллитовый	Пластообразные и жилообразные со- гласные залежи в сланцах	Встречаются в рай- онах развития габ- броидных интрузий, сопровождаются дайками порфири- тов	Залегают в дина- мометаморфизо- ванных и орого- вкованных по- родах	Гранат, биотит, полевые шпаты, кордиерит, ан- тофиллит, кварц, хло- рит, мусковит, пирро- тин, халькопирит, сфа- лерит, галенит, марк- зит.	Преобладают сплош- ные руды в узких зонах кордиерит- антофиллитовых пороч	Вавилонское, Кар- чигинское
Кварцево-медно- пирротиновый	Согласные и секущие жилы в тех же ус- ловиях	.	.	Кварц, кордиерит, био- тит, мусковит, пирро- тин, халькопирит.		Жилы на тех же участках
II. Среднетемпературные гидротермальные месторождения средних и малых глубин						
Медно-цинковый пирит-пирротин- овый	В региональной зоне смятия. Локализуют руды узкие зоны повторных срывов	Пространственно тес- но связаны с пор- фиритовыми и гра- нит-порфиритовыми интрузиями с мощ- ным хлорит-эпидо- товым замещением	Залегают в дина- мометаморфиче- ских сланцах, туффоидах и пор- фиридах	Пирит—серцит—кварц— рутил. Пирит — сфале- рит — халькопирит — кварц — хлорит. Пир- ротин — сфалерит — халькопирит — магне- тит — арсенопирит — галенит—кварц—кар- бонат — мусковит — альбит. Гиле — магнетит	Лентовидные тела сплошных руд за- легают в мощной зоне кварц-серцит- овых пород	Нюберезовское, Иртышское
Колчеданный мед- но-цинковый (кристалличес- ки-зернистые руды)	.	Связаны с поясами даек альбитофи- ров, плагиогранит- порфиров и порфи- ритов. Преобладают дайки кислых пород	.	Хлорит — кварц — ру- тил. Пирит — хлорит— серцит — кварц — доломит — тальк — анкерит. Пирит — ар- сенопирит — кварц. Пи- рит — халькопирит — сфалерит — пирротин. Сфалерит — блеклые — галенит — теллуриды — барит — мусковит	То же, но преоблада- ют вкрапленно-по- лосчатые руды. Характерны хло- рит, доломит	Белусовские

Колчеданный полиметаллический		То же преобладают дайки порфириров		Хлорит — кварц. Доломит — серицит — кварц — анкерит — кальцит — альбит. Пирит — арсенипирит — кварц — серицит. Халькопирит — сфалерит — теллуриды — галенит — блеклые руды — барит — кальцит — мусковит	Зоны пирит-кварц-серицитовых пород сочетаются с зонами магниевого хлорит-доломитового замещения	Березовское I
Полиметаллический	Структуры, сопряженные с региональными разломами и антиклинальностями. Межпластовые и комбинированные залежи	Связаны с роями даек порфириров	Залегают в вулканогенно-осадочных, но менее смятых толщах	То же, роль кварца, карбоната, барита и галенита возрастает, пирита — мало	Мощные ореолы измененных пород и вкрапленных руд. Характерны жилы выполнения	Зырянское, I Ленингорские I

III. Низкотемпературные гидротермальные месторождения малых глубин и приповерхностные

Колчеданный медно-цинковый (колломорфные руды)	Разломы, сопряженные с региональными. Комбинированные залежи	Связаны с интрузиями альбитофириров	Залегают в эффузивно-пирокластических толщах, смещенных разломами	Хлорит — карбонат — пирит — кварц — альбит — серицит — каолин. Пирит — кварц — марказит. Халькопирит — блеклые — сфалерит — кварц — марказит — мельниковит — пирит. Сфалерит — вюрцит — блеклые — халькопирит — галенит — кварц — барит — гипс. Пирит — марказит — мельниковит — барит. Кварц — гипс	Зоны околорудных изменений и вкрапленных руд малы сравнительно с массивом сплошных сульфидов	Николаевское Ia
Кварцево-полиметаллический и барито-полиметаллический	Метасоматические и трещинные жилы в зонах разломов	Связаны с дайками порфириров	Рассекают осадочные породы	Характерны: кварц, серицит, альбит, калишпат, карбонаты, барит, сфалерит, галенит, блеклые руды, серебро, золото, соединения теллура, селена. Пирит и халькопирит относительно в малых количествах	Узколокальные околотрещинные изменения. Характерны жилы и штокверки с кварцевым, карбонатным и баритовым заполнением	Заводниское, V Зменногорские Ia

баритово-полиметаллический, по-видимому, разделены вертикальной зоной до 4—5 км мощности.

При определении глубинности месторождений были использованы геологоструктурные, магматические и минералого-геохимические критерии. В некоторых случаях удается оценить с достаточным приближением мощность покрывающих толщ в период рудообразования. Соответствующие расчеты нами были сделаны для весьма малоглубинного Николаевского месторождения (И. Ф. Иванкин, В. С. Кузечный, 1960). Они показали, что это месторождение было сформировано на глубине около 600 м. Д. И. Горжевский, пользуясь схемами распределения мощностей девонских и нижнекаменноугольных отложений, определяет глубины формирования месторождений: Зменногорского рудного района в 500—1000 м, а Березовского и Белоусовского — 2000—3000 м.

Во многих случаях, когда ясна связь рудопроявлений с теми или иными интрузиями, много дает сопоставление фаций глубинности магматических пород, околорудно-измененных пород и руд. Особенности рудоконтролирующих структур, морфологии и внутреннего строения залежей, специфические особенности составов околорудно-измененных пород и руд, зональность метаморфизма и оруденения — все эти критерии в той или иной мере были использованы при оценке глубинности эндогенных месторождений.

Формы связи оруденения с магматизмом, насколько их удается оценить, многообразны, причем они также меняются как в процессе развития магматизма, так и в пространстве для каждого его крупного акта. Для большинства мелких рудопоявлений намечается несомненная связь с определенными магматическими комплексами, фазами или отдельными конкретными интрузивами. Однако характер (содержание) этой связи, в частности, степень родства рудопоявлений и магматических пород раскрывается не всегда, обычно лишь на площадях, исследованных особенно детально при специальных тематических работах.

По наблюдающимся взаимоотношениям интрузивных пород и руд на примере многих крупных и мелких рудных объектов мы различаем три степени родства постмагматического сульфидного оруденения и материнских интрузий (табл. 5).

В первом случае постмагматические растворы порождаются конкретными интрузивами в конце магматической стадии и проявляются на уровне становления интрузивов. По существу происходит рассеивание подвижных компонентов магмы (газов, паров, быстро переходящих в растворы) в условиях умеренных или малых глубин и пористой кровли. Поэтому эти ранние, обычно кислые по составу, растворы всегда проявляются в форме рассеянных широких ореолов, соизмеримых с выходами интрузивов. Они, как правило, равномерно пропитывают горные породы и не дают характерных эффектов околотрещинного инфильтрационного метасоматоза. В самих интрузивах изменения выражаются в форме аутометасоматоза, причем отложение рудных минералов является составной частью последнего. Интенсивность постмагматического изменения и оруденения пород в случае прямой генетической и прямой пространственно-структурной связи с интрузивами зависит, по-видимому, прежде всего от богатства вторгающейся магмы водой, летучими и рудными компонентами. Малые глубины залегания интрузивов и пористость кровли обуславливают при этом неизбежность массовой эмиссии растворов. Описанный случай наиболее тесной родственной связи оруденения с магматическими породами отвечает определенному способу образования гидротермальных растворов, физико-химические особенности которого рассмотрены В. А. Николаевым (1955). «Гидротермальные растворы обра-

Формы связи оруденения с магматическими породами

Степень родства оруденения с магматическими породами	Отношение оруденения к интрузии. Место отложения руд и отделения раствора от интрузии	Характерные примеры
Прямая генетическая и прямая пространственная связь	Рудные минералы дают ореолы вкрапленников, реже прожилков, непосредственно в породах кровли и в самих интрузиях. Оруденение является результатом автометасоматоза и прямого контактового метаморфизма в условиях рассеянного отделения растворов от интрузии на уровне наблюдения.	Сульфидизированы с порфиры, кварциты и пропаянты. Сульфиды в роговиковых зонах гранитоидов
Прямая генетическая и косвенная пространственно-структурная связь	Руды отлагаются после консолидации и растрескивания интрузивного тела на уровне наблюдения и обнаруживают с ним пространственную и структурную связь. Характерна околоинтрузивная зональность метаморфизма и оруденения. Источником растворов являются «глубокие части» интрузивов; места рудоотложения зоны экзо- и эндоконтакта, а также места сгущения схизолитов	Скарновые сульфидные и железорудные залежи, кварцево-сульфидные жилы в эндоконтактах гранитоидов змеиногорского комплекса. Рудные штоки, жилы и штокверки «медно - порфириновых» формаций в связи с порфириновыми интрузиями
Парагенетическая связь (общность глубинного источника)	Рудные залежи и малые интрузии (обычно поздние и хорошо дифференцированные) имеют лишь пространственно-структурную связь и контролируются крупными структурами «сквозного» типа. Для остаточных магм и рудных растворов предполагается общий глубинный источник	Колчеданные, медно-цинковые и полиметаллические, а также медно-пирротиновые месторождения позднего этапа

зуются в результате миграции газовой фазы ... в породы, вмещающие интрузию, при сравнительно высоких температурах этапа магматической дестилляции... Газовая фаза (надкритический раствор), испытывая те или иные, нередко весьма существенные изменения своего химизма при взаимодействии с вмещающими породами и охлаждаясь, будет переходить постепенно и непрерывно в состояние сжатого гидротермального раствора; а если внешнее давление упадет, будет конденсироваться, с образованием жидкой фазы... меняющегося состава, в равновесии с трудно конденсирующимися составными частями газовой фазы, например, CO_2 , H_2 , O_2 и др.»

Ниже будет описано несколько примеров автометасоматоза порфириновых интрузивов и связанных с ними ореолов пропилитизации, которые иллюстрируют описанную форму связи оруденения с магматическими породами.

Ко второй степени родства мы относим такие случаи, когда постмагматические растворы отделяются от глубоких частей данной конкретной интрузии и потому проходят значительные расстояния прежде, чем попадают в верхние наблюдаемые части интрузива и породы кровли. В этом случае образующиеся гидротермальные породы и рудные залежи имеют сложные структурно-возрастные взаимоотношения с жильными

интрузиями (схизолитами). Оруденение обычно четко контролируется трещинными тектоническими структурами, возникшими после консолидации верхних частей интрузива, и локализуется часто в околоинтрузивной зоне. Постмагматические растворы на уровне наблюдения, судя по ореолам метаморфизма, проявляются в виде локальных рассеянных потоков и типичных «трещинных струй», обычно небольшого размера. Оруденение, обнаруживающее подобную степень родства с интрузиями, очень характерно для гипабиссальных и среднеглубинных щелочноземельных гранитоидов змеиногорского комплекса, а также для некоторых порфириновых штоков. В первом случае оно представлено скарновыми и кварцево-сульфидными типами, во втором — медно-порфириновыми рудами.

Парагенетическая связь — особый случай родства оруденения с магматическими породами. Сульфидные залежи и магматические породы, представленные всегда характерным комплексом малых интрузий, на уровне наблюдения имеют лишь пространственно-структурную связь. Их соотношения свидетельствуют об общности путей движения небольших порций поздних магм и растворов, образовавшихся на глубинах, по-видимому, близко одновременно путем расслоения остаточного магматического очага. Небольшие объемы специализированных остаточных магм, по нашим представлениям, являются конечными продуктами, завершающими длительную эволюцию магматизма с его серией петрохимически-преемственных комплексов (П. Ф. Иванкин, П. Г. Ведерников, 1960). Источник остаточных магм и сульфидных растворов — глубинный, а малые интрузии и растворы являются сквозными, т. е. проходящими через все известные литолого-структурные ярусы и через крупные более ранние интрузивы. По этой причине растворы в структурах всегда проявляются в виде морфологически четких, компактных и весьма значительных по протяженности потоков (струй), просачивающихся непосредственно вдоль крупных тектонических зон или в тесной связи с ними.

Описанные три типа, разумеется, не исчерпывают всего многообразия форм связи постмагматического оруденения с магматизмом. Однако они очень характерны для Рудного Алтая и резко отличаются между собой, что делает удобным их использование в практической работе. Первый и третий типы связи — это крайние случаи. Расстояние между местом отделения рудоносных растворов и местом отложения руд в первом случае минимально, в третьем — максимально. Второй тип связи по существу является собирательным. Он включает все случаи связи оруденения с «остаточным очагом» данного интрузива, независимо от того, на каком уровне глубины по отношению к месту отложения руды отделялись минерализующие растворы. Сюда относятся, например, различные мелкие минеральные жилы околоинтрузивной зоны, для которых нет оснований предполагать глубокое залегание источника, и метасоматические залежи, ассоциированные с дайками «второго этапа», пришедшими в верхние ярусы из «корневых частей» крупных интрузивов. Крайне большое многообразие тектонических условий залегания интрузивов, а также некоторые данные изучения связанных с ними рудопроявлений позволяют считать, что отделение минерализующих растворов от интрузивов происходит на самых различных уровнях. Однако для подразделения второго типа связи оруденения с интрузивами на подтипы или виды этих данных пока недостаточно.

Из всего сказанного выше следует, что данный магматический комплекс порождает рудопроявления, обнаруживающие далеко не одинаковую степень родства с интрузивами, составляющими этот комплекс. Эти по существу различные в генетическом отношении рудопроявления, в

силу унаследованности развития структур пространственно часто оказываются сближенными, составляя один рудный район или даже рудное поле. Систематика их по формам связи с магматическими породами необходима, поскольку важные особенности рудопроявлений, например, такие, как размеры накопления металлов и качества руд, зависят от указанного фактора в большой мере.

4. ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В классификации эндогенные постмагматические месторождения региона подразделены на обычные три группы по температуре образования: высоко-, средне- и низкотемпературные. Решающими критериями при таком делении явились: состав скелетно-измененных пород и руд, минеральные парагенезисы, их относительное количество и последовательность выпадения в процессе формирования данной зоны или месторождения. В основном мы придерживались тех границ и признаков температурных ступеней метаморфизма, которые в последние годы рекомендуют учитывать Д. С. Коржинский, П. М. Татаринов и другие исследователи. Меняющаяся в зависимости от температур интенсивность метасоматоза и подвижность компонентов, структурный облик руд, а также некоторые особенности металлического состава последних (например, комплекс элементов-спутников) учитывались в качестве дополнительных признаков.

В тех случаях, когда имело место последовательное наложение в одной зоне разнотемпературных минералов, температурность всей зоны определялась по главным, количественно доминирующим минеральным парагенезисам.

Границы между выделенными тремя температурными группами месторождений условны в том смысле, что в районе имеются образования, переходные между высоко- и средне-, средне- и низкотемпературными. В частности, признаки переходных температурных условий свойственны процессу образования некоторых крупных сульфидных залежей. Эти случаи особо отмечаются при описании рудных формаций. Имеются пока единичные данные прямого определения температур образования полиметаллических месторождений Алтая (М. Г. Хисамутдинов, 1959). Применяя метод разрыва жидких включений, М. Г. Хисамутдинов получил температурные максимумы растрескивания минералов для ряда месторождений, варьирующие в пределах от 320 до 90°. Более высокие значения температур растрескивания свойственны минералам ранней колчеданной стадии, более низкие — минералам поздней стадии крупнокристаллических руд.

В итоге предлагаемая классификация эндогенных месторождений полиметаллического пояса учитывает следующие положения, рассмотренные на конкретном фактическом материале по этому региону.

1. Основные этапы тектонического развития региона и отвечающие им магматические комплексы с учетом фацциальных их особенностей.

2. Пространственно-структурная и возрастная связь рудных и магматических комплексов. Отношение месторождений к тектоническим структурам и интрузивам с учетом их фазового строения, жильных образований и степени эродированности интрузивов.

3. Глубина формирования месторождений и предполагаемый характер связи оруденения с магматическими породами.

4. Минералого-геохимические особенности околорудно-измененных пород и руд. Минеральные парагенезисы и стадии формирования их. Температура образования.

5. ТЕРМИНОЛОГИЯ

Всю совокупность классифицируемых постмагматических месторождений и рудопроявлений мы относим к особому металлогеническому ряду — халькофильному, полагая при этом, что в отличие от других рядов (например, редкометального калба-нарыйского) он связан с эволюцией магмы базальтоидного типа. Единство этого ряда определяется петрохимическим родством магматических комплексов Рудного Алтая и их комагматическими отношениями.

Соподчиненность основных металлогенических понятий в применении к Рудному Алтаю и принятая авторами терминология видны из нижеследующего.

Рудноалтайский магматический ряд («серия магматических комплексов» или «петрографическая провинция») — совокупность магматических образований, связанных с деятельностью глубинного очага базальтоидной магмы в течение всего герцинского тектоно-магматического цикла, начавшегося в эйфеле и завершившегося в конце палеозоя или в начале мезозоя.

Рудноалтайский халькофильный металлогенический ряд — совокупность рудных комплексов, связанных между собой территориально и посредством комагматических отношений рудогенерирующих магматических комплексов указанного магматического ряда. Территориально отвечает полиметаллическому поясу Юго-Западного Алтая.

Магматический комплекс — совокупность магматических пород данного ряда, возникших на определенном этапе развития региона и в определенных геотектонических условиях, чем и определяются важнейшие структурно-морфологические и петрографические особенности магматических тел комплекса. В понятие магматического комплекса входят также жильные интрузии, метаморфические породы и рудные образования, связанные генетически с данным комплексом.

Из принятого определения следует, что в течение одного этапа, но в геотектонически различных условиях возникают и разные комплексы (например, порфировый и габбро-диабазовый добатолитовые). В возрастном отношении они могут быть близки, но условия глубинной дифференциации магм и условия внедрения дифференциатов в верхние ярусы столь различны, что наблюдаемые в действительности отношения пород уже не могут рассматриваться как отношения фаз или фаций.

Рудный комплекс — совокупность эндогенных месторождений разных генетических типов, обязанных своим происхождением данному магматическому комплексу, отдельным фазам или интрузивам его.

Генетический тип рудной минерализации — группа формаций данного комплекса, объединенная общностью рудогенерирующего магматического источника, а также термодинамических и физико-химических условий возникновения.

В змеиногорском рудном комплексе, например, выделяются следующие генетические типы рудной минерализации: контактово-метасоматические (скарновые) месторождения малых и средних глубин; высокотемпературные гидротермальные месторождения малых и средних глубин; среднетемпературные гидротермальные месторождения малых и средних глубин. В позднем рудном комплексе, связанном с комплексом малых интрузий, выделяются типы: высокотемпературных гидротермальных месторождений средних (значительных) глубин; среднетемпературных и низкотемпературных гидротермальных месторождений малых глубин (до близповерхностных).

Рудная формация — закономерная совокупность парагенетических ассоциаций рудных и нерудных минералов, образовавшихся в определенных геологических условиях. В змеиногорском рудном комплексе выделяются, например, формации: скарновая железорудная, скарновая медная и медно-цинковая, скарновая полиметаллическая, кварцево-турмалиновая оловоносная, кварцево-жильные сульфидные и другие.

Из принятых здесь определений следует, что классификация эндогенных месторождений имеет местное (провинциальное) значение. Она может быть распространена на территорию развития данных магматических комплексов и сходных тектонических условий. Для зон качественно иного магматизма и тектогенеза (например, для калба-нарымской или горноалтайской) должна разрабатываться своя классификация, учитывающая особенности магматических комплексов, времени и условий отделения постмагматических растворов.

Специфическое влияние конкретных литолого-структурных и других факторов, характеризующих внешнюю среду отложения минерализации данного генетического типа, может учитываться отдельно. Соответственно в каждом генетическом типе возможно выделять несколько структурно-морфологических подтипов (или «типов рудоносных геологических структур»).

Парагенезис минералов — закономерное сонахождение минералов в тесном соприкосновении друг с другом, повторяющееся в определенных геологических условиях, обусловленное их одновременным образованием как продуктов одной и той же стадии одного процесса минералообразования (Д. С. Коржинский, 1957).

Парагенетическая ассоциация минералов — группа тесно соприкасающихся минералов, возникших одновременно в данную стадию процесса минералообразования.

Процесс минералообразования как единый авторами рассматривается в тех случаях, когда имеются надежные геологические доказательства его неразрывности, целостности. Таков, например, процесс формирования скарново-сульфидных зон, начинающийся в условиях высоких температур и завершающийся низкотемпературными образованиями. Однако процессы постмагматического минералообразования, как правило, прерывисты. Прерывистость выражается в определенной смене этапов и стадий процесса, устанавливаемых при изучении минерализованных зон.

Этапы — периоды процесса минералообразования, резко отличающиеся по парагенезисам минералов и условиям минералообразования. Этапы обычно отделены друг от друга значительным промежутком времени, в течение которого происходят те или иные существенные изменения, например, тектонические подвижки, смена режима сжатия на режим расширения участка, внедрение внутрирудных жильных интрузий и другие. Изменения эти влекут за собой существенные превращения самой минерализующей среды, например, переход ее из надкритического газообразного состояния в жидкий раствор или истинных растворов в коллоидные.

Стадии минералообразования — это периоды процесса минералообразования, выделяемые внутри этапа по смене парагенезисов минералов. Нередко они отделяются друг от друга тектоническими подвижками.

РАЗДЕЛ III

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ И СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

1. МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С ДЕВОНО-КАРБОНОВЫМ ВУЛКАНИЗМОМ

Вопросу возможной рудоносности эффузивных пород большое внимание было уделено в работах Б. И. Вейц (1953), И. В. Дербикова (1952), Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева, А. И. Семенова (1954) и других геологов «эффузивного» направления.

В настоящее время к достоверно установленным продуктам постмагматической деятельности раннего магматического комплекса могут быть отнесены некоторые кварц-серицитовые породы, пиритизированные вторичные кварциты и низкотемпературные зеленокаменные образования пропилитового типа. Кварц-серицитовые породы и кварциты изучены на Рулихинском (В. С. Кузубный, 1958), Змеиногорском (М. А. Петрова, 1958) и предположительно Лениногорском месторождениях, где они располагаются среди мощных эффузивно-пирокластических отложений, вмещающих субвулканические интрузии порфиров.

На Рулихинском месторождении в составе кислых вулканогенных отложений среднего девона (таловская свита) кварциты и кварц-серицитовые породы образуют довольно крупный массив, площадь которого достигает более 1 км². На доверхнедевонский возраст этих образований здесь указывает отсутствие соответствующих изменений в перекрывающих породах (гоннатитовая свита верхнего девона), а также наличие в основании последних внутриформационных конгломератов, содержащих гальку кварцитов. Кроме того, измененные породы массива пересекаются позднегерцинскими разломами и подвергаются контактовому метаморфизму вблизи даек змеиногорского комплекса.

На Сургутановском месторождении среди кислых эффузивно-пирокластических пород среднего девона (березовская свита) развиты межпластовые линзообразные тела светло-серых кварцитов, имеющих плотное сложение. Эти кварциты прорываются дайками диабазовых порфиров, относящихся к позднегерцинским образованиям, а также гипабиссальными порфировыми интрузиями. Возраст последних не может быть моложе нижнекаменноугольного. По данным М. А. Петровой (1958), в Змеиногорском районе распространены серцитизированные и окварцованные кислые эффузивы, которые участвуют в посленижнеэфельской складчатости и пересекаются интрузиями плагногранит-порфиров и габбро-диабазов.

О широком проявлении на Рудном Алтае постмагматических образований, связанных с девонно-карбонным вулканизмом, свидетельствуют и другие факты. Так, при изучении Золотушинского, Николаевского и

Ленинградского рудных полей среди пирокластических образований были встречены обломки пород, подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению в процессе накопления туфов.

Присутствие среди пирокластических пород обломков кварцитовидных роговиков и микрокварцитов отмечают, например, Г. Н. Щерба (1954), П. Ф. Иванкин (1954), Л. Н. Белькова (1954), Г. В. Кирова (1956) и другие исследователи. Известны многочисленные факты нахождения обломков кварцитов и микрокварцитов с вкрапленниками пирита в агломератовых туфах окрестностей Заводинского и Бухтарминского месторождений.

Проведенное изучение кварцитов в их коренном залегании и в обломках среди туфов показало, что кварциты образуются преимущественно по порфирам и их туфам. Визуально это белые, светло- и буровато-серые массивные, пятнистые и полосчатые породы с реликтовой порфировой, обломочной и флюидалной текстурами. Состоят они из кварца, альбита, мелкочешуйчатого серицита, пирофиллита, хлорита и пирита. Количественно преобладают существенно кварцевые и кварц-серицитовые разности, нередко содержащие мелкие вкрапленники пирита. Фенокристы полевого шпата в таких кварцитах нацело замещаются агрегатом серицита; при этом вкрапленники кварца, как правило, сохраняются и испытывают только слабую перекристаллизацию вдоль периферических частей зерен. Альбитсодержащие кварциты отвечают менее измененным породам, для которых характерно существенное преобразование лишь основной массы, которая приобретает гранолепидобластовую структуру и слагается кварцем, серицитом, хлоритом.

При формировании кварцитов минеральный парагенезис ранней стадии таков: кварц—альбит—хлорит—серицит; переходной — кварц—серицит и конечной — кварц—пирофиллит. Из рудных минералов постоянно присутствует пирит в виде рассеянной вкрапленности, количество которого достигает 5%. Другие сульфиды достоверно не установлены. Судя по спектральным и химическим анализам, в кварцитах содержатся повышенные кларки меди, цинка и свинца (до сотых и десятых долей процента).

Зеленокаменно-измененные или пропилитизированные породы пространственно тесно сочетаются с кварцитами и развиваются в породах порфиритового состава. Они так же, как и кварциты, встречаются среди туфов в виде обломков. Для этих пород характерен темно- и грязно-зеленый цвет, массивное сложение, сохранение реликтовых порфирировых структур, неравномерное развитие вкрапленности пирита и гематита. Изменения выражаются в альбитизации плагноклазов, частичном замещении их эпидотом, карбонатом, иногда пренатом и разложении темноцветных минералов с образованием хлорита. Не исключено, что интенсивные зеленокаменные изменения, повсеместно отличающиеся в порфиритовых разрезах девона и нижнего карбона, относятся к описываемому типу.

Все эти факты свидетельствуют о значительной интенсивности гидротермального изменения вулканических пород в процессе вулканической деятельности. Это и естественно, поскольку вулканическая деятельность нормально всегда сопровождается обильным поступлением газов и паров из подводных каналов в рыхлую вулканическую постройку и интенсивным сольфаторным изменением пород.

Вопрос о возможности концентрации металлов в процессе образования вулканогенных пород в виде сульфидных залежей промышленного значения нуждается в изучении. По мнению авторов, геологические условия, в которых протекали ранние постмагматические процессы, спо-

собою скорее рассеиванию, чем концентрации металлических компонентов, и поэтому возможность обнаружения промышленных полиметаллических руд «эффузивного генезиса» представляется сомнительной. Более вероятной кажется возможность обнаружения в полях сольфаторно-измененных вулканических пород скоплений высокоглиноземистой минерализации.

С верхнедевонскими и нижнекаменноугольными вулканогенными породами среднего и основного состава, кроме отмеченной выше гидротермальной минерализации, иногда ассоциируют рудопроявления железа. Это кремнисто-железистые осадки, представленные вишневыми лелитами, кремнями и полосчатыми яшмами, которые залегают в виде маломощных прослоев и линз среди покровных миндалекаменных порфиров и полимиктовых туфопесчанников. Железо в этих породах несомненно является сингенетическим. Гематит тесно связан с осадочным кремнеземом. Повышенной гематитизацией отличаются вулканогенные породы Северо-Восточной зоны сматия. Кроме того, в отложениях нижнего карбона (вблизи с. Тарханки) среди слоистых туфопесчанников известны прослои осадочных магнетитовых руд, описанные В. П. Нехорошевым.

2. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С КОМПЛЕКСОМ ДОБАТОЛИТОВЫХ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИИ

Рудопроявления, связанные с порфировыми интрузиями, известны в пределах всего полиметаллического пояса. Особенно много их в Прииртышском, Бухтарминском рудных районах и на Южном Алтае (хребет Сарым-Сакты). В этих районах они количественно преобладают над рудопроявлениями других комплексов. Известны рудопроявления в отложениях нижнего палеозоя, девона и карбона. В Прииртышском рудном районе и Южном Алтае большинство их располагается в отложениях эйфельской и живетского ярусов, а в Бухтарминском — в нижнетурнейской толще.

В составе рудного комплекса известны: вторичные кварциты, содержащие диаспор, алуниит, а из рудных — пирит, гематит, халькопирит; пропициты и кварциты с вкрапленностью пирита, сфалерита, халькопирита и галенита; кварц-серицитовые и кварц-карбонатные породы с галенитом. Для всех этих рудопроявлений характерно проявление вкрапленной минерализации в мощных зонах измененных пород, которые формируются вокруг штоков и даек порфировых пород. Местами имеет место замещение верхних апикальных частей массивов фельзитов, фельзитпорфиров и их эруптивных брекчий. В трещинах формируются сплошные и прожилково-вкрапленные скарновые железорудные и полиметаллические, гидротермальные медные и медно-цинковые руды. Иногда в таких рудах отмечается в повышенных содержаниях свинец. В целом рудная минерализация, связанная с добатолитовыми порфировыми интрузиями, не дает больших промышленных концентраций. Однако мелкие медные и медно-цинковые месторождения характерны. Преобладают рудопроявления, не имеющие в настоящее время промышленного значения, в которых сульфиды рассеяны в больших объемах гидротермально-измененных пород.

В рудном комплексе, связанном с порфировыми интрузиями, мы выделяем следующие типы рудных формаций: скарновую железорудную; скарновую полиметаллическую; пропицито-кварцитовую полиметаллическую; вторично-кварцитовую (алюмокварцитовую); кварцево-карбонатную, свинцовую; колчеданную медную и медно-цинковую (медно-порфировую); колчеданную полиметаллическую.

Скарновые железорудные и полиметаллические формации

Скарновые рудопроявления преимущественно развиты в северо-западной части Рудного Алтая — в области относительно глубоко эродированных структур. Здесь они нами изучались в пределах юго-западного крыла Алейского антиклинория, где вулканогенные отложения среднего и верхнего девона прорваны многочисленными порфировыми интрузиями. Последние имеют четко выраженный гранит-порфировый облик и сопровождаются заметным контактовым метаморфизмом вмещающих пород, что, между прочим, служило основанием в прошлом относить отдельные тела интрузий к гранитоидам змеиногорского комплекса. Специальные наблюдения, проведенные в 1958—1959 гг. П. Ф. Иванкиным, Ю. Ю. Воробьевым, Ж. И. Абдульменевым, показали, что степень кристалличности порфиров находится в прямой зависимости от положения их в стратиграфическом разрезе. Так, в метаморфических сланцах нижнего палеозоя порфиры имеют крупнозернистое сложение, хорошо раскристаллизованную основную массу и сопровождаются интенсивными автометаморфическими изменениями с образованием вторичного калишпата и эпидота. По мере перехода порфиров в толщи более молодого возраста величина и количество вкрапленников кварца и полевого шпата уменьшаются, а основная масса приобретает фельзитовое строение. При этом меняется и характер автометаморфических изменений: ведущее значение приобретает окварцевание и серицитизация пород. В отложениях нижнего палеозоя и среднего девона вмещающие породы на контактах порфиловых интрузий превращены в разнообразные по составу роговики, содержащие калишпат, роговую обманку, биотит, эпидот, кварц, магнетит, пирит. В ороговикоманных породах верхнего девона развиты преимущественно кварц, серицит, хлорит, пирит. Над апикальными частями порфиловых интрузий, вблизи даек и штоков эруптивных брекчий явления контактового метаморфизма не характерны: здесь из-за высокой насыщенности порфиров газовой-жидкой фазой формируются вторичные кварциты с серицитом и пиритом (Фирсовское рудопроявление). Кварциты развиваются как по вмещающим породам, так и по самим порфирам. Местами в полях измененных пород встречается алюмо-кварцитовая минерализация (участок «Каолин»).

Таким образом, в пределах юго-западного крыла Алейского антиклинория устанавливается определенная зональность порфиловых интрузий, автометасоматоза и контактового метаморфизма. Контактново-метасоматические рудопроявления развиваются исключительно в экзо-контактных частях порфиловых интрузий, имеющих гранит-порфиловый облик и залегающих в низах стратиграфического разреза. Скарнирование здесь подвергаются порфириты, их туфы, полимиктовые туффиты и известковистые алевриты.

По совокупности парагенетических ассоциаций минералов среди контактно-метасоматических рудопроявлений можно выделить скарновые железорудную и полиметаллическую формации. Некоторые рудопроявления этого типа разрабатывались в прошлом, а в последние годы разведывались с поверхности.

Представителями описываемого типа минерализации являются рудопроявления Узатисовское, № 27, Выдрихинское. Все они располагаются на левобережье среднего течения р. Убы и залегают среди вулканогенных отложений среднего девона. Последние имеют пестрый состав: эффузи-

вы и туфы среднего, реже кислого составов многократно чередуются в разрезе с полимиктовыми туффитами, туфопесчаниками, алевролитами. Весь этот комплекс пород имеет в общем моноклинальное падение на юго-запад и интродуцирован многочисленными телами порфировых интрузий, образующих силлы, штоки, дайки. Последние образуют сложное интрузивное тело, резко вытянутое в северо-западном направлении. Длина его 10 км, ширина 200—500 м. Рудопроявления располагаются в пределах южного контакта интрузии, где развиты многочисленные апофизы порфировой интрузии. Вмещающие породы испытывают ороговивание с развитием обильных порфиробласт калишпата.

Магнетитовая минерализация Узатисовского рудопроявления располагается в песчаниках, превращенных в кварц-калишпат-эпидотовые и кварц-эпидотовые роговики с тонкораспыленным магнетитом. В роговиках позже дробления образовалась залежь гроссуляр-диопсид-магнетитовых скарнов мощностью около 8 м. Процесс скарнирования завершается отложением эпидота и магнетита, развитых в виде прожилков как в самих скарнах, так и в роговиках. Магнетит образуется на всех стадиях минералообразования. Однако наибольшая концентрация его достигается в завершающую стадию процесса, когда формируются эпидотовые прожилки. Спектральным анализом в составе богатых магнетитовых руд установлен: цинк, свинец, медь, никель и следы кобальта.

Рудная точка 27 располагается в юго-западном контакте интрузии порфиров среди ороговиванных порфиритов. В отличие от Узатисовского рудопроявления здесь скарны отсутствуют. Эпидот-магнетитовая минерализация получила широкое распространение. Рудное тело размером 30×12 м представлено сплошной и прожилково-вкрапленной магнетитовой рудой с очень малым количеством эпидота, карбоната, кварца. Во вмещающих породах повсеместно развиваются эпидот-магнетитовые прожилки, которые в местах повышенного дробления пород образуют штокверки. В юго-восточном направлении они сменяются кварцевыми прожилками, содержащими, судя по данным металлметрии, медь, свинец, цинк.

Значительно большая концентрация цветных металлов отмечается на Выдрихинском месторождении, что позволяет относить его к скарново-полиметаллическому типу. На этом месторождении оруденение располагается в пределах самой порфировой интрузии и контролируется разломом субширотного простирания. Кварц-полевошпатовые порфиры подверглись интенсивной калишпатизации и эпидотизации. Непосредственно у контакта с рудной зоной развиты эпидот-хлорит-актинолитовые породы, содержащие вкрапленность магнетита. Рудная зона имеет мощность 10—12 м и сложена сильно пористыми кварцитами, содержащими окисленные минералы железа, меди, цинка и свинца.

На этих примерах мы видим, что для скарновых формаций, связанных с постмагматической деятельностью порфировых интрузий, настоящие высокотемпературные скарны не характерны. Более обычны здесь скарноподобные породы с широким развитием эпидота, калишпата, актинолита, хлорита, кварца. Эти «водные скарны» (П. П. Пилипенко) пространственно сочетаются в контактовых зонах с кварцитами, которым сопутствует сульфидная минерализация. Процессы скарнообразования на контактах этих гипабиссальных интрузий развиваются, по-видимому, близко одновременно с автотасоматозом порфиров. Об этом свидетельствует тот факт, что минералы скарновых зон встречаются в составе автотасоматически измененных порфиров.

Среднетемпературные рудопроявления, в отличие от описанных, тесно ассоциируют с менее раскристаллизованными разностями порфириров, которые также подверглись интенсивным аутометасоматическим изменениям. Для описываемой группы рудопроявлений характерно значительное большее разнообразие минералогического состава. Из жильных минералов господствующим распространением пользуются кварц и серицит, реже встречаются пиррофиллит, каолин, хлорит, карбонаты, альбит, калишпаты. В некоторых рудопроявлениях развиты барит и флюорит. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, гематитом, диаспором, алунитом.

В рудопроявлениях, располагающихся в порфирах, преобладают кварц и серицит, с которыми в одних случаях ассоциируют диаспор и алунит (алюмо-кварцитовый тип), в других — галенит (кварцево-свинцовый тип). В породах полимиктового состава развиты альбит, калишпат, эпидот, хлорит, с которыми ассоциируют пирит, сфалерит, халькопирит и галенит (пропилито-кварцитовый тип), а в карбонатных — вместе с доломитом, кальцитом, анкеритом развиваются галенит (карбонат-свинцовый тип). Все эти рудопроявления по своему пространственному положению по существу являются ореолами апикальных и фронтальных частей порфировых интрузий. Они не имеют четкой приуроченности к элементам складчатых и разрывных структур. Характерны преимущественно вкрапленные формы выделения рудных минералов, образование которых происходит в период раннего этапа постмагматической деятельности.

Аутометаморфизм без заметного перерыва сменяется околотрещинным метасоматозом порфириров и пород кровли, при этом образуются серноколчеданные медные и полиметаллические залежи, в которых ведущими жильными минералами являются кварц, хлорит и серицит. Рудные залежи имеют жильную, штокверковую и штокообразную формы и представлены вкрапленными, реже гнездовыми и массивными рудами. Размеры рудных тел невелики. Среди них преобладают мелкие тела, не имеющие промышленного значения. В благоприятных структурно-тектонических условиях формируются небольшие медные и медно-цинковые месторождения, примерами которых являются Бухтарминское, Новониколаевское, Сугатовское и другие.

Некоторые типы рудопроявлений пространственно совмещены и имеют взаимные переходы. К таким типам относятся алюмо-кварцитовый и пропилито-кварцитовый, развитые в районе нижнего течения р. Бухтармы, кварц-свинцовый и карбонат-свинцовый, типичные для Южного Алтая. Поэтому описание таких типов дается по территориальному признаку.

Район нижнего течения реки Бухтармы

Данный район в тектоническом отношении неоднороден. Юго-западная его часть располагается в пределах Иртышской зоны смятия, а северо-восточная относится к Рудноалтайской структурно-фациальной зоне (П. Ф. Иванкин, 1960). Характерной особенностью последней является исключительно широкое развитие туфов, эффузивов и субвулканических интрузий среднего и основного составов, многократно чередующихся с полимиктовыми туфогенно-осадочными породами. Вулканические продукты кислых лав в разрезе здесь практически отсутствуют. Напро-

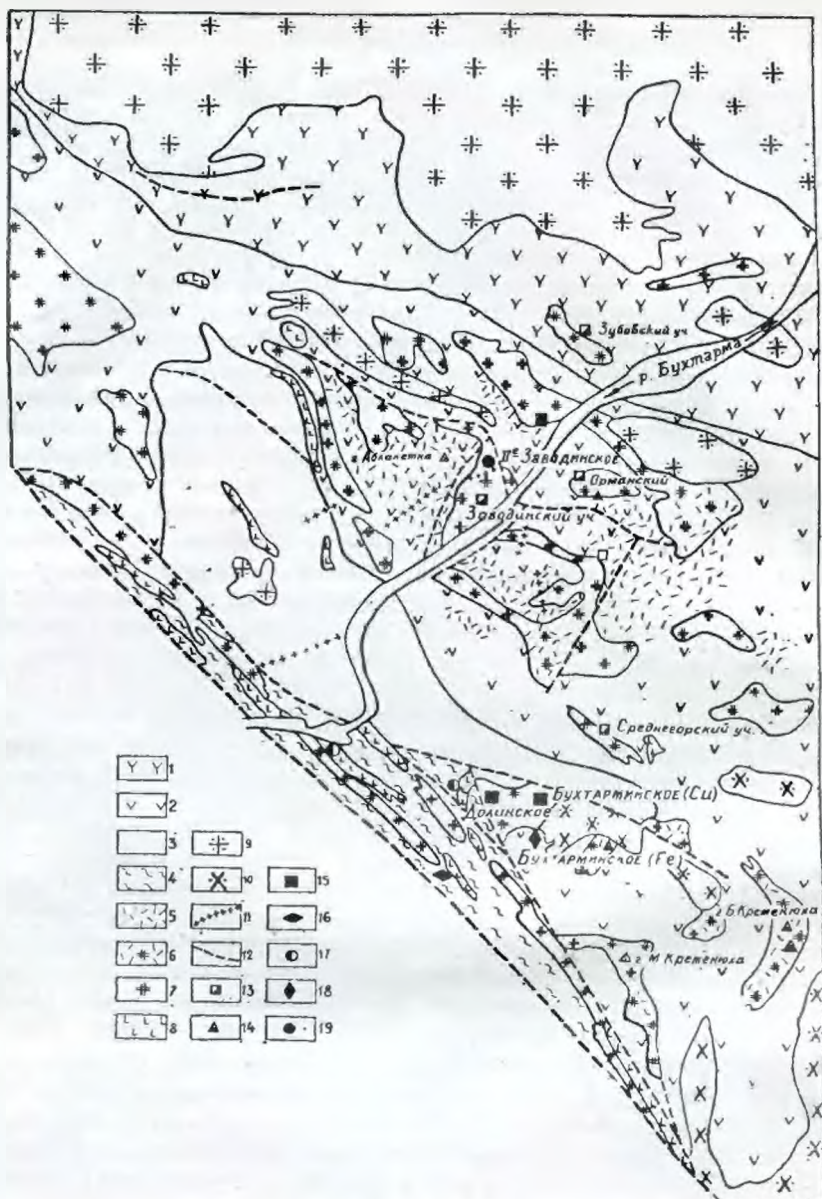


Рис. 2. Геологическая карта Бухтарминского района. 1 — порфиры и туфы верхнего девона; 2 — вулканогенно-осадочная толща нижнего турне; 3 — осадочные отложения верхнего турне и нижнего визе; 4 — метаморфические сланцы Иртышской зоны смятия; 5—6 — кварциты (5 — по кремнистым породам, 6 — по фельзитам и фельзит-порфирам); 7 — кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры; 8 — габбро-диориты и габбро-диабазы; 9 — граниты; 10 — гранодиориты; 11 — малые интрузии; 12 — разломы; 13—19 — рудные комплексы и формации (13 — пропицит-кварцитовая, 14 — алюмокварцитовая, 15 — медно-порфировая и полиметаллическая формации добатолитового комплекса; 16 — скарновая железорудная, 17 — кварцево-жильная медная и медно-пирротинная формации габбро-диабазового комплекса; 18 — скарновая железорудная формация змеиногорского комплекса; 19 — кварцево-жильная полиметаллическая формация позднего комплекса).

тив, среди син- и посторогенных интрузивных образований, занимающих до 30% всей площади района, кислые породы резко преобладают над основными (П. В. Иншин, 1960).

Северная часть района (рис. 2) сложена порфиритами и их туфами предположительно верхнедевонского возраста, общая мощность которых достигает 2000 м. В центральной части господствующим развитием пользуются эффузивы и туфы андезито-дацитового и порфиритового состава, чередующиеся в разрезе с туффитами и алевролитами. Породы эти слагают вулканогенную толщу, имеющую мощность до 2,5 км, которая в возрастном отношении параллелизуется с нижнетурнейскими отложениями тарханской свиты (В. П. Нехорошев, 1954). Осадочные породы в Рудноалтайской зоне имеют ограниченное распространение и залегают согласно с пирокластическими породами. Представлены они известняками с прослоями песчаников, спонгиолитов и кремней (бухтарминская свита мощностью более 400 м), которые постепенно сменяются алевролитами и песчаниками ульбинской свиты. Все эти отложения собраны в относительно пологие складки, развитые на фоне господствующего пологого, местами почти горизонтального залегания пород. Крылья и ядерные части складок осложнены разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Первые имеют межпластовый характер и контролируют внедрение добатолитовых порфирированных интрузий. Разломы северо-восточного простирания пересекают складчатые структуры и вмещают поздние дайки и рудные залежи трещинно-жильного полиметаллического типа (первое и второе Заводинское месторождение, Окварцованная зона и др.).

Иртышская зона смятия в районе представлена нижнетурнейскими рассланцованными и милонитизированными осадочными породами, вмещающими линейно ориентированные интрузии и различные метаморфические и гидротермально-метасоматические породы. В этой зоне развиты сжатые складки северо-западного простирания, осложненные продольными зонами повышенного расланцевания. На границе Иртышской и Рудноалтайской структурно-фациальных зон проходит региональный разлом северо-западного простирания, сопровождающийся сопряженными широтными и субмеридианальными нарушениями. К одному из узлов сопряжения разрывных структур приурочено Бухтарминское рудное поле, объединяющее Бухтарминские медное и железорудное, а также Долинское полиметаллическое месторождения.

Наиболее ранние интрузивные породы относятся к комплексу добатолитовых порфирированных пород. Они представлены полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами и их эруптивными брекчиями, которые, как это видно на рисунке 2, составляют большую часть интрузивных образований района. Следующий добатолитовый комплекс представлен габбро-диоритами и габбро-диабазами, развитыми преимущественно в Иртышской зоне смятия. Для них характерна дайковая и штокообразные формы, слабый контактовый метаморфизм и весьма интенсивный аутометасоматоз зеленокаменного типа. Габброиды пересекают и метаморфизуют порфирированные интрузии и в свою очередь прорываются гранитоидами зменногорского комплекса. Последние в районе представлены гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами, которые образуют штоки, согласные залежи и являются апофизами Ульбинского гранитного и Черемшанского гранодиоритового плутонов. Самыми поздними являются интрузии микродиоритов, кварцевых порфиритов и диабазов, относящиеся к комплексу малых интрузий. В районе они имеют ограниченное распространение и залегают в виде мелких што-

ков, силлов, даек, которые в своем пространственном размещении не зависят от интрузий других комплексов. Они контролируются молодыми разломами и рассекают все ранние породы, в том числе кварциты и рудоносные пропилиты.

Как видно на рисунке 2, порфиновые интрузии в районе образуют два крупных пояса северо-западного простирания. Один из них проходит через область господствующего развития слабо дислоцированных пород нижнего карбона, второй — совпадает с северо-восточным обрамлением Иртышской зоны смятия. В своем пространственном размещении порфиры в этих поясах не зависят от расположения гранитоидов змеиногорского комплекса. Они контролируются ранними разломами и залегают в форме неправильных штоков, согласных залежей и дайкообразных тел размером от первых десятков метров до нескольких километров по длине. Изучение контактов порфиров с вмещающими породами показало, что внедрение их происходило в период складкообразования и смятия пород. С другой стороны, порфиновые интрузии являются более древними образованиями, чем гранитоиды змеиногорского комплекса. Так, на Бухгарминском месторождении порфиры прорываются роговообманковыми гранитами и испытывают интенсивный контактовый метаморфизм. Судя по фациальному облику порфиновых пород, образование их происходило в условиях малых глубин. Для большинства из них характерен эффузивный облик, присутствие эруптивных брекчий и отсутствие заметного термального контактового воздействия на вмещающие породы. Эффузивный облик выражается в порфировом сложении породы и преобладании фельзитовых структур основной массы. Фенокристы, представленные кварцем и полевым шпатом (обычно плагиоклазом), нередко подвергаются интенсивной резорбции до состояния бесформенных или изометрических зерен, что указывает на их интрателлурическое происхождение. Краевые части порфиновых тел нередко сложены эруптивными брекчиями, состоящими из обломков порфиров и вмещающих пород, сцементированных порфировой массой или вторичными минералами — хлоритом, кварцем, серицитом. Это обстоятельство свидетельствует, с одной стороны, о неоднофазности становления порфиров, а с другой — о близкповерхностных условиях образования и обилии в составе магмы газовой-жидкой фазы. Несмотря на довольно значительные размеры порфиновых интрузий, термальный контактовый метаморфизм для них совершенно не характерен, но зато типичны весьма интенсивные аутометаморфические изменения. Непосредственно у контакта (2–5 см) вмещающие породы испытывают лишь слабую перекристаллизацию, которую не всегда можно установить без микроскопа.

Имеется определенная закономерность в изменении облика и характера аутометаморфических изменений порфиновых интрузий в зависимости от положения их в разрезе. Здесь, как и в районе среднего течения р. Убы, в низах стратиграфического разреза развиты более зернистые порфиры, представленные пропилитизированными полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми разностями, для которых характерны такие вторичные минералы, как альбит, калишпат, эпидот, хлорит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. В верхних частях разреза преобладающим развитием пользуются фельзит-порфиры, фельзиты и их эруптивные брекчии, которые превращаются во вторичные кварциты, состоящие из кварца, серицита, пирофиллита, диаспора, алунита. Из рудных минералов для кварцитов характерны: пирит, гематит, халькопирит. В районе полно представлены все среднетемпературные рудные формации, связанные с порфирами.

Пропилито-кварцитовая полиметаллическая формация

Пропилиты и кварциты, несущие сульфидное оруденение, широко развиты в Орманских горах, на Заводинском и других участках района. Детально изучены они были с поверхности и на глубину до 400—500 м на Заводинском рудном поле (П. В. Иншин и В. М. Иншина, 1960). Сульфиды на площади около 2 км² ассоциируют с альбитом, калишпатом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, кварцем и карбонатом. Мощность зоны измененных пород равна 500 м.

Эта зона является ореолом по отношению к серии сближенных межформационных порфировых интрузий. Изменения вмещающих пород наблюдаются на расстоянии 200 м и более от контактов интрузий. Интрузивные залежи также подверглись пропилитизации (рис. 3 и 4).

Формирование минерализованной зоны протекло в два этапа. В ранний этап образуются пропилиты и кварциты. Пропилиты развиваются по кварц-полевошпатовым порфирам и вмещающим их породам среднего и основного состава, а кварциты — по существенно кремнистым пелитам, кислым эффузивам и их туфам. Образование этих пород происхо-

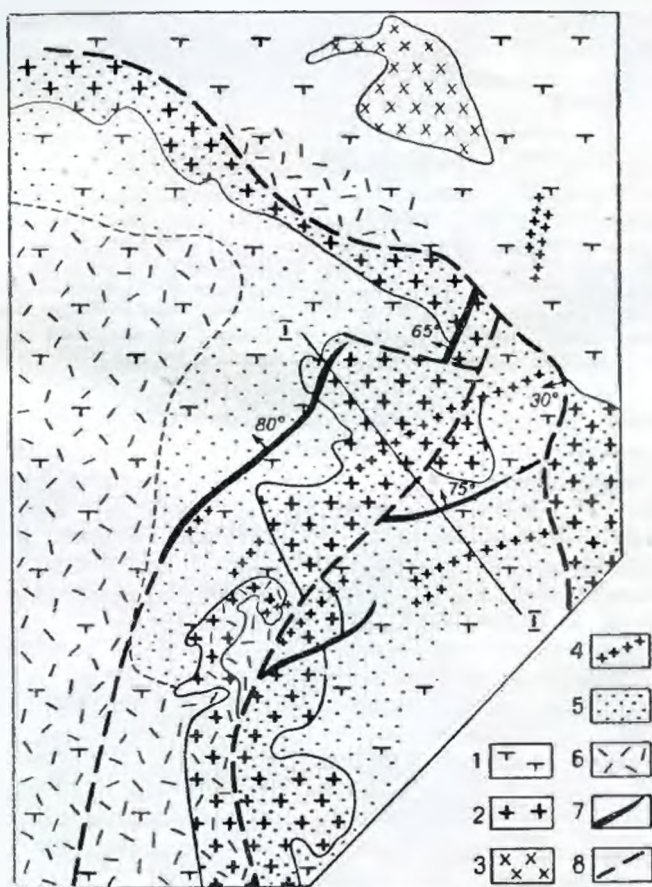


Рис. 3. Геологическая карта Заводинского рудного поля. 1 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего турне; 2 — добатолитовые порфиры; 3 — гранит-порфиры зменигорского комплекса; 4 — микродиориты и порфиры комплекса малых интрузий; 5 — пропилиты; 6 — кварциты; 7 — кварцево сульфидные жилы, связанные с комплексом малых интрузий; 8 — разломы.

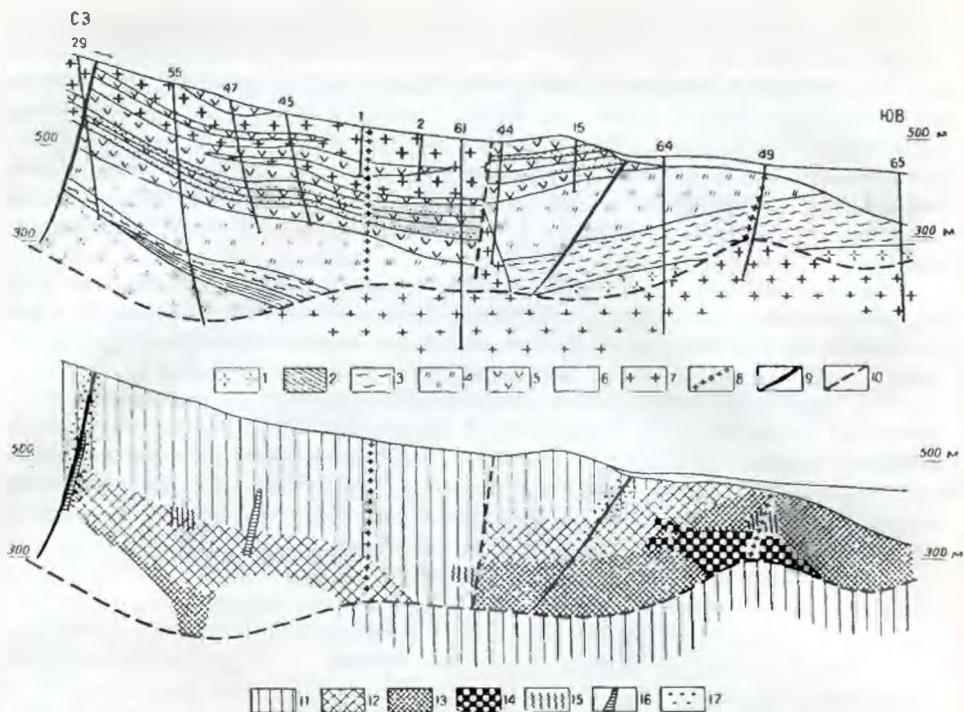


Рис. 4. Геологический и метаморфический разрезы по линии I—I. 1 — альбит-олигоклазовые порфиры; 2 — кремнистые алевролиты; 3 — туфы смешанного состава; 4 — мелкообломочные туфы кислого состава; 5 — туфы порфиритов; 6 — алевролиты и туффиты; 7 — кварц-полевошпатовые порфиры; 8 — микродиориты; 9 — кварцево-сульфидные жилы; 10 — разломы; 11 — зона пропилитов; 12 — зона полевых шпатов; 13 — зона хлорита; 14 — зона серицита; 15 — зона цеолитов; 16 — зона предрудного выщелачивания; 17 — ореол прожилково-вкрапленной полиметаллической минерализации.

дло в условиях общего пропитывания толщ постмагматическими растворами. Продукты позднего этапа минералообразования представлены существенно кварцевыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми и другими породами. Они имеют локальное распространение и связаны с околотрещинным выщелачиванием пропилитизированных пород.

Парагенетические ассоциации минералов и оптические константы их приведены в таблицах 6, 7. Описание минералов приведено в опубликованной работе П. В. Иншина и В. М. Иншиной (1960).

Образование пропилитов происходило в две последовательные стадии, сменяющиеся без заметного перерыва во времени. В начале происходит альбитизация плагиоклазов и появление в нем мелких зерен эпидота и цоизита. Основная масса порфиров и мелкообломочный цемент туфов подвергаются частичной перекристаллизации с развитием включений эпидота, цоизита, иногда пьмонтита, хлорита, серицита, лейкоксена и пирита. Наиболее типичными ассоциациями минералов этой стадии изменений являются: альбит—эпидот—хлорит—лейкоксен—пирит; альбит—цоизит—хлорит—серицит—лейкоксен—пирит. Следующая стадия изменения характеризуется метасоматическим замещением плагиоклаза калишпатом с одновременным образованием эпидота, цоизита, хлорита, карбоната, кварца, пирита, сфалерита, халькопирита и галенита. Здесь характерны следующие минеральные ассоциации: калишпат—эпидот—цоизит—кварц—карбонат—пирит; калишпат—цоизит—кварц—карбонат—пирит—сфалерит—халькопирит—галенит.

В силу неравномерного замещения плагиоклаза калишпатом корреляция щелочей в породах не остается постоянной и варьирует, например, в порфирах от $K_2O:Na_2O=800:1$ до $K_2O:Na_2O=1:2$. В размещении новообразованных минералов имеется определенная зависимость от состава исходных сред. Это наглядно проявляется в неоднородных по составу грубообломочных туфах. Так, хлорит и эпидот преимущественно развиваются в обломках основных пород, в более кислых они уступают место кварцу и калишпату, а в известковистых — карбонату, что указывает на ограниченное количество подвижных компонентов в растворе. Поэтому даже при интенсивном пропилитовом разложении агломератовых туфов не происходит выравнивания первичного состава агломерата, в связи с чем в нем нередко возникают гнездообразные обособления жильных и рудных минералов. Такие гнезда имеют овоидную форму нередко с зонарным строением овоидов. Специальное изучение таких овоидов (В. М. Иншина, 1960), возникших на месте замещения различных по составу обломков пород, показало, что для них характерна большая пестрота минеральных ассоциаций, возникших в течение одной стадии минералообразования. Наиболее часто встречаются такие ассоциации: кварц—эпидот—хлорит—пирит; кварц—эпидот—калишпат—пирит—сфалерит—халькопирит—галенит; кварц—хлорит—эпидот—сфалерит; карбонат—кварц—хлорит—сфалерит; калишпат—эпидот—кварц—сфалерит.

В кислых обломках пород вместе с кварцем и пиритом появляется серицит. Последний исключительно характерен для горизонтов кремнистых пелитов и кислых эффузивов, перекрывающих пропилитизированные толщи. Здесь все кислые породы превращаются в кварциты и микрокварциты. Среди них преобладают литоидные разности с микрокристаллической структурой кварцевого агрегата, в котором заключены мелкие чешуйки серицита и зерна пирита. В виде прослоев и линзовидных участков в таких кварцитах встречаются кварц-каолиновые и кварц-пирофиллитовые разности с гетерогранобластовой структурой. В небольших количествах, но постоянно присутствуют мелкие зерна пирита, сфен, рутил, лейкоксен. Кварциты нередко рассекаются тонкими прожилками кварца, которые иногда содержат пирит и халькопирит. Типичными ассоциациями минералов в кварцитах являются: кварц—серицит—пирит—сфен—лейкоксен; кварц—пирофиллит—каолинит—сфен—рутил.

Ряд геологических и петрографических данных свидетельствуют об одновременном образовании собственно пропилитов и описанных кварцитов. Прежде всего, при геологическом картировании установлено, что эти породы неоднократно переслаиваются. Замещения кварцитами пропилитов (или наоборот) не наблюдалось. Все это свидетельствует о зависимости метаморфических образований от состава исходных пород.

С поздним этапом изменений пород связано образование продуктов околотрещинного выщелачивания пропилитов. В отличие от мощных ореолов пропилито-кварцитового замещения, зоны выщелачивания имеют более ограниченные размеры и контролируются тектонической ослабленными зонами. Они имеют также признаки метасоматической зональности. Последняя выражается в закономерном расположении минеральных образований относительно канала циркуляции растворов.

Выделяется следующий ряд последовательно расположенных зон при движении от канала к периферии:

- 1) зона кварца;
- 2) зона серицита;
- 3) зона хлорита;
- 4) зона полевых шпатов;
- 5) зона цеолитов.

Таблица 6

Сводка данных по характеристике важнейших минералов измененных пород Заводинского участка

Этапы	Минералы	Форма зерен	Особенности окраски в шлифах	Плеохраизм	Показатель преломления	Двупреломление	2 V град.	Угол угасания	Удлинение	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Различные постмагматической	Альбит № 5-6	Таблитчатая, призматическая	Бесцветный, беслый	—	Ng—1,538 Np—1,530	0,008	+74	— 16°		Пропилиты
	Калишпат (нормальный ортоклаз и нерешетчатый микроклин)	Таблитчатая	Розовый	—	Ng—1,529 Np—1,519	0,010	+50 —72			
	Эпидот	Короткопризматическая, таблитчатая, шестоватая	Фишгашково-зеленый	Слабый	Ng—1,729 Np—1,712	0,020—0,014 до 0,040	— 86 — 66	6—9°	±	
	Цоизит	Призматическая, радиально-лучистая	Бесцветный, слабофишгашково-зеленый	—	Ng—1,707 Np—1,700	0,004—0,007	+40 +57	Прямое	±	
	Пьенопит	Призматическая	Малиновый	Резкий от малинового до желтого	Как у эпидота	0,037	+84	11°	±	

	Хлорит	Чешуйки, розетки	От светло-зеленого до темно-зеленого	Отсутствует или слабый	Nm—1,598— 1,648	от 0 до 0,004	0		±	
	Апатит	Короткопризматическая	Бесцветный	—	Ng—1,629	0,004 - 0,005	Одноосный отрицательный	Прямое	±	
	Серицит	Мелкочешуйчатая	Бесцветный	Отсутствует	Ng—1,588	0,035	+46			Кварцы
	Каолинит	Пластинки, таблички	Бесцветный	—	Np -1,553 Ng—1,567 Np—1,561	0,006 0,007	+50 —58	1—2°	+	
Поздний постмагматический	Серицит	Листочки, чешуйки	Бесцветный	Отсутствует	Ng - 1,593 Np—1,554	0,039	—46	Прямое	+	Зона серицита
	Хлорит	Неправильная, таблитчатая	Зеленый	Слабый	Nm—1,622— 1,640	0,003	0	Прямое относительно спайности	±	Зона хлорита
	Альбит № 3—4	Таблитчатая, редко призматическая	Бесцветный	—	Ng—1,538 Nm—1,530 Np—1,526	0,012	+72			
	Альбит № 5—6	Неправильная	Бесцветный	—	Ng—1,540 Np—1,530	0,010	+85			Зона полевых шпатов
	Калишпат	Ромбовидная	Слабо буроватый	—	Ng—1,526—1,525 Np—1,517—1,518	0,008	—68 —70			
	Цеолит	Неправильная	Бесцветный	—	Ng—1,520—1,514 Np—1,511	0,005—0,008	Одноосный отрицательный	15—16°		Зона цеолитов
	Пренит	Таблитчатая, призматическая, неправильная	Бесцветный	—	Np—1,610 Nm—1,626	0,020	+68			

Парагенетические ассоциации минералов пропилюто-кварцитового типа оруденения на Заводинском рудном поле

Ранний постмагматический этап		Поздний постмагматический этап				
в средних и основных породах (пропилитах)	в кислых породах (кварцитах)	зона кварца	зона серицита	зона хлорита	зона полевых шпатов	зона цеолитов
Аб-эп-хл-пьем-кв-ле-пи-ап	Кв-се-сф-пи-рт	Кв-рт	Кв-се-мус-пи-сф-зун	Хл-кв-аб-пи-сфа-сф	Кв-аб-хл-пи-се-ле-	Це-пр-ка
Кпш-эп-цо-кв-яе-ка-пи-сфа-хп-га-бл-те	Кв-пир-као-пи	Кв-се-пи-рт	Кв-пир-пи-тп-ап-зун	Кв-хл-аб-ка-ге-сф	Кв-кпш-хл-се-ле-пи	

Примечание. Горизонтальной чертой разделены различные парагенетические ассоциации.

Взаимоотношение некоторых зон в разрезе приведены на рисунке 4.

Зона кварца приурочена к разломам субширотного простирания и имеет мощность от 5 до 15 м. Внутренняя часть зоны сложена повистыми мелко- и среднезернистыми кварцитами (остаточные кварциты), содержащими рутил и пирит. По мере приближения к боковым породам в кварце появляются мелкие чешуйки серицита, количество которых постепенно увеличивается и достигает максимума в зоне серицита. Последняя приурочена к низам разреза и имеет мощность 100 м. Вместе с серицитом и кварцем здесь постоянно присутствует пирит. В подчиненном количестве развиваются мусковит (участками, возможно, и пирофиллит) сфен, зунит (?), редко апатит и топаз. В нескольких местах встречен светло-желтый сфалерит (клеюфан).

Для зоны хлорита мощностью до 120 м характерны минеральные группы: 1) хлорит—кварц—альбит—карбонат—гематит—сфен; 2) кварц—хлорит—альбит—пирит—сфалерит—сфен. Гематит пространственно тяготеет к зернам пирита и образует вокруг них оторочки; мелкие зерна пирита нацело замещаются гематитом. Отмечены случаи замещения сфалерита гематитом в овоидах пропилютов.

В зоне полевых шпатов мощностью до 140 м, в отличие от вышеописанных, сохранились некоторые характерные особенности пропилютов, главным образом, текстура и состав, так как ведущими процессами здесь явились не сквозное выщелачивание большого количества компонентов, а перекристаллизация, слабый гидролиз, вялый щелочной метасоматоз и разложение сульфидов с последующим их выносом. В результате перекристаллизации кварца, альбита и калишпата происходит образование по гетерогранобластовым пропилютизированным породам более равномернозернистых пород. В нижней части зоны устойчив альбит, где он метасоматически замещает калишпат. Вместе с ним присутствуют хлорит, серицит, пирит, лейкоксен, кварц. Выше по разрезу взаимоотношение полевых шпатов обратное: здесь калишпат замещает альбит.

Выщелачивание сульфидов, присутствующих в пропилютах, проявляется в частичном или полном растворении и выносе их. На месте выщелоченных сульфидов образуются пустоты, частично заполненные светло-серой землистой массой — разложившимся эпидотом. В начальную стадию выноса галенита и сфалерита эпидот переходит в цоизит. При

полном растворении этих сульфидов он также исчезает. Пирит в стадию выщелачивания перекристаллизовывается в более крупные, хорошо ограненные кубические кристаллы. В пропилитах, перекрывающих зону полевых шпатов, проявляются тонкие кварц-карбонат-сульфидные, а также цеолитовые (ломантит) прожилки с пренитом и кальцитом.

Характер проявления и количественное содержание сульфидных минералов в различных измененных породах не одинаковые. Повышенное количество сульфидов отмечается только в пропилитизированных породах. Однако и в них суммарное содержание цинка, меди и свинца не превышает десятых долей процента. Только в известковистых породах на небольших интервалах количество металлов несколько увеличивается. Во всех пропилитизированных породах среди рудных преобладает пирит, количество которого достигает 50—90% от всего объема сульфидов. На втором месте стоит сфалерит; его в 5—7 раз больше, чем галенита и халькопирита, вместе взятых. Количественное соотношение последних двух минералов не постоянное. В целом галенит преобладает над халькопиритом. Соотношение меди, свинца и цинка равно соответственно 1 : 2 : 7.

Могут быть отмечены следующие геохимические особенности процесса формирования описанного типа минерализации. Пропилитизация протекает при полной подвижности воды, углекислоты, серы, цветных и щелочных металлов, а также кислорода.

Парагенезис минералов альбит—эпидот—хлорит—пирит, возникающий в начальную стадию изменений пород, образуется в условиях повышенной активности воды, углекислоты, натрия и серы на передовом фронте изменений. Здесь происходит разложение темноцветных минералов с образованием хлорита, эпидота, пирита и замещение плагиоклазов альбитом. Образование следующего парагенезиса калишпат—эпидот—хлорит—карбонат—кварц—сульфиды Fe, Zn, Cu и Pb происходит при изменившемся соотношении концентрации K : Na в сторону устойчивости калишпата, а не альбита. Одновременно с увеличением концентрации калия в растворах появляются цветные металлы. Изучение элементов примесей в основных минералах пропилитов (табл. 8) показывает, что постмагматические растворы, помимо главных элементов, приносили мышьяк, серебро, кадмий, барий, теллур.

Постмагматические растворы, проникая в породы кислого состава, преобразуют их в кварциты. Образование их происходит под действием растворов, недосыщенных щелочами, магнием, кальцием, и протекает в основном за счет перекристаллизации и гидролиза первичных минералов. Поведение калия предопределяется наличием глинозема, который связывает часть его в форме серицита, а избыточная часть калия, возникающая при разложении калишпатов, переходит в раствор; кремнекислота выделяется в виде мелкозернистого кварца. В участках трещинной инфильтрации растворов, в условиях снижения температурного градиента, происходит образование кварца, пирофиллита и каолинита, т. е. минеральной ассоциации, указывающей на кислый характер растворов.

Минералогическим признаком перехода к позднему этапу выщелачивания служит явление разложения силикатов кальция — эпидота и цоизита. Конечные продукты разложения этих минералов показывают, что преобразующие растворы имели кислый характер и производили выщелачивание почти всех компонентов за исключением кремнекислоты (зона кварца и серицита). По мере проникновения кислых растворов в верхние горизонты происходит обогащение их щелочными землями (каль-

ций, магний), частью железом. На уровне зоны хлорита растворы, пройдя стадию нейтрализации, становятся щелочными.

В таблицах 8—10 приведены результаты полуколичественного спектрального определения халькофильных и рассеянных элементов в породах и минералах из некоторых зон.

Проведенное сопоставление химических составов исходных и измененных пород, образованных в период позднего постмагматического этапа (П. В. Иншин, В. М. Иншина, 1960), позволяет высказать предположение, что образование последних происходило за счет значительной метаморфической дифференциации многих компонентов с одновременной перекристаллизацией породы.

Таблица 8

Содержание халькофильных и рассеянных элементов в некоторых минералах пропицитов (по данным спектральных анализов)

Минералы	Число проб	Содержание в граммах на 1 т									
		свинец	цинк	медь	мышьяк	серебро	кобальт	кадмий	барий	титан	теллур
Сфалерит оvoidов	2	1500	Не опред.	2000	300	сл.	—	Более 10000	—	1500	50
Пирит	2	550	1100	200	5000	250	сл.	—	—	1700	50
Хлорит	2	100	700	100	—	сл.	10	—	—	3000	—
Эпидот	1	2000	300	300	—	сл.	—	—	—	3000	—
Калишпат из порфиоров	3	370	—	100	—	сл.	—	—	1000	1800	—
Калишпат из вмещающих пород	6	200	—	—	—	—	—	—	1200	400	—

Примечание. Хром, олово, вольфрам, молибден, никель, бериллий, германий, индий, золото, литий, сурьма и висмут не установлены.

Таблица 9

Содержание халькофильных и рассеянных элементов в пропилитах, подвергшихся наложенным изменениям (по данным спектральных анализов)

Зоны	Число проб	Содержание в граммах на 1 т														
		свинец	цинк	медь	мышьяк	сурьма	олово	галлий	германий	индий	висмут	серебро	кобальт	никель	золото	молибден
Серицита	4	10	100	10	—	—	—	20	—	—	—	—	сл.	сл.	—	—
Хлорита	11	13	100	20	—	—	—	15	—	—	—	—	сл.	сл.	—	—
Полевых шпатов	34	11	100	16	—	—	—	10	—	—	—	—	сл.	сл.	—	—

Таким образом, постмагматические процессы, связанные с порфировыми интрузиями, на Заводинском участке имеют некоторые общие черты сходства с измененными породами Турьинских рудников, описанными Д. С. Коржинским (1948). Особенно это сходство касается пропилитизации, хотя пропициты Заводинки имеют некоторые отличительные особенности. В частности, в силу наличия в составе вулканогенного разреза средних и кислых пород происходит формирование не только пропицитов, но и кварцитов. Здесь никак не проявлена более высокотемпера-

Таблица 10

Содержание халькофильных и рассеянных элементов в некоторых минералах позднего этапа (по данным спектральных анализов)

Минералы	Число проб	Содержание в граммах на 1 т												Примечание	
		свинец	медь	цинк	мышьяк	сурьма	серебро	кадмий	индий	хром	никель	олово	титан		барий
Серицит	1	100	—	—	—	—	—	—	—	—	20	—	3000	—	Зона серицита
Клейофан	2	100—300	—	не опр.	300—800	сл. 100	30	10000	10—60	—	—	10— 600	0—200	—	Зона серицита
Выщелоченные овоиды с реликтами сфалерита и халькопирита в белой каолиноподобной массе	9	100—300	0—более 10000	300— более 10000	—	—	1	от 0 до 800	сл.	сл.	сл.	10	1000—8000	—	Зона полевых шпатов
Кальцит	1	100	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	10000	Зона цеолитов
Цеолит (ломантит)	1	10	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	400	"

Примечание. Вольфрам, молибден, висмут, кобальт, золото, бериллий, германий, литий, теллур не установлены.

турная актинолитовая фация пропилитов. Наряду с широким развитием в пропилитах эпидота отмечается клиноцоизит и цоизит, а из рудных минералов, помимо количественно преобладающего пирита, присутствуют сфалерит, халькопирит и галенит. Явления позднего выщелачивания в этом случае сопровождаются частичным переотложением сульфидов железа, меди, цинка и свинца.

Вторично-кварцитовая (алюмо-кварцитовая) формация

Вторичные кварциты в районе имеют широкое распространение и отмечаются на южных склонах горы Аблакетки, Орманских и Средних горах, на Большой, Малой и Средней Кременухе. По своему составу и условиям образования они могут сравниваться с широко известными вторичными кварцитами Центрального Казахстана (Н. И. Наковник, 1947; М. П. Русаков, Г. М. Фремд, 1958).

В описываемом районе вторичные кварциты повсеместно содержат пирит и гематит в виде мелких рассеянных вкрапленников. Местами в кварцитах содержится медь в небольших количествах (сотые доли процента). Такие участки минерализации, как правило, связаны с мелкими кварцевыми прожилками, содержащими пирит и халькопирит.

Кварциты тяготеют к апикальным частям порфировых интрузий, причем окварцевание распространяется как на интрузивные, так и на вмещающие породы. Если порфировые интрузии залегают в кислых породах, таких как кремнистые алевролиты, эффузивные порфиры и туфы, то формируются большие по размерам ореолы интенсивного окварцевания пород. В полимиктовых породах окварцевание носит более локальный характер, приурочиваясь к узким околоинтрузивным зонам. В этом случае одновременно с кварцитами во внешней зоне образуются пропилиты.

Образуются кварциты в условиях сквозного, распространяющегося на большие объемы пород, кислотного выщелачивания самих порфиров и окружающих их силикатных пород, причем источником воздействующих растворов всегда является порфировая интрузия. Поэтому форма массива кварцитов предопределяется прежде всего формой и условиями залегания самой порфировой интрузии, а также характером разреза вмещающих пород. В большинстве случаев кварциты образуют неправильные штоки и пологие залежи с площадью выхода от 0,5 до 10 км². По внешнему облику это массивные светло-серые и серые породы существенно кварцевого и кварц-серицитового состава. В зависимости от структурных особенностей замещенных пород обычно выделяется две разновидности кварцитов: собственно кварциты и микрокварциты. Первые характеризуются мелко- и среднезернистым строением, наличием реликтовых порфировых и обломочных структур (для эруптивных брекчий), часто пористым сложением. Микрокварциты отличаются скрыто-кристаллической или мелкозернистой структурами, эмалевидным или фарфоровидным обликом и раковистым изломом. Образуются они чаще всего по фельзитам и однородным существенно кремнистым алевропелитам. При петрографическом изучении этой группы пород устанавливается стадийный прогрессирующий характер выщелачивания порфиров. В раннюю стадию перекристаллизации подвергается основная масса порфира с развитием в ней альбита, мелкочешуйчатого серицита и пылевидного пирита, структура же породы сохраняется. В дальнейшем серицит полностью замещает полевые шпаты с образованием псевдоморфоз. Последние при более интенсивном изменении теряют свои очертания, превращаясь в неправильные пятна, а затем исчезают, сливаясь с гранолепи-

добластовой серицито-кварцевой основной тканью. Вкрапленники кварца в этом случае также подвергаются перекристаллизации.

Кислотное выщелачивание порфиров и вмещающих пород во времени иногда сменяется отложением высокоглиноземистых нерудных и рудных минералов, которые образуют рассеянные вкрапленники или прожилки. По вещественному составу выделяются разновидности: кварцевые, серицитовые, пиррофиллитовые, алунитовые, каолиновые, диаспоровые, топазовые и зунитовые кварциты. Наиболее распространенными являются серицитовые кварциты. Пиррофиллитовые и каолиновые разновидности развиваются в них в виде гнездообразных скоплений, а алунитовые преимущественно в форме прожилковых образований. Четкие закономерности в размещении некоторых разновидностей кварцитов установлены Т. В. Кировой в районе горы Большая Кременюха. Здесь развиты почти все минералогические разновидности кварцитов. Серицитовые разновидности занимают внешнюю зону массива и имеют постепенный переход в слабоизмененные породы, алунитовые — располагаются в центральной части. Кварциты с пиррофиллитом встречаются среди серицитовых, топазовые — среди алунитовых разновидностей, а диаспоровые образуют прожилки в обеих разновидностях (Т. В. Кирова, 1958).

В процессе образования кварцитов минеральные ассоциации сменяются в такой последовательности (от ранних к поздним): кварц—альбит—серицит—пирит; кварц—серицит—пиррофиллит; кварц—каолинит—гематит—сфен; алунит—кварц—зунит—мусковит; алунит—топаз—рутил — гематит; диаспор—гематит—серицит; кварц—пирит—халькопирит.

Оптическая характеристика некоторых минералов вторичных кварцитов приведена в таблице 11, а химические составы кварцитов — в таблице 12.

Из таблицы 12 и указанной смены минеральных ассоциаций видно, что в результате воздействия постмагматических растворов на породы почти все их компоненты (за исключением титана) приобретают ту или иную подвижность. Наибольшая подвижность присуща основаниям и щелочам, а меньшая — кремнекислоте и глинозему. Вероятно, образование существенно кварцевых и высокоглиноземистых пород происходило в основном за счет местного переотложения кремнекислоты и глинозема при одновременном удалении из пород подвижных компонентов. Однако, учитывая то обстоятельство, что почти все кварциты имеют массивный облик и в подавляющем большинстве своем состоят преимущественно из кварца, можно полагать, что часть кремнекислоты вместе с серой и небольшим количеством цветных металлов привносились растворами.

Генетическая связь минерализованных пропилитов и кварцитов с порфировыми интрузиями доказывается на основании структурно-геологических, минералого-петрографических и геохимических данных. Прежде всего характерна пространственная приуроченность минерализации к апикальным частям и экзоконтактовым зонам порфировых интрузий, где она проявляется в форме ореолов вкрапленников. Эта связь настолько тесная и систематически повторяющаяся в различных участках района, что ее прямой генетический характер не подлежит сомнению. Фации глубинности интрузий и эндогенной минерализации совпадают: и те и другие представляют образования малых глубин. Формирование рудной минерализации было отделено небольшим промежутком времени от внедрения порфировых интрузий. Поэтому продукты позднего постмагматического изменения (околотрещинного выщелачивания) накладываются на рудоносные пропилиты, при этом происходит растворение и вынос сульфидных минералов. Минералогический состав измененных пород зависит от характера автометаморфических изменений в порфире-

Таблица 11

Характеристика главных минералов вторичных кварцитов

Минералы	Форма выделения		Средние размеры зерен, мм	Особенности окраски в шлифах	Показатель преломления	Двупреломление	2 V	Прочие свойства
	агрегатов	зерен						
Пирофиллит ¹	Гнезда, пятна	Чешуйки	До 0,1	Бесцветный	Ng—1,598—1,600 Np—1,553—1,555 Nm—1,584	0,045—0,048	59°	Прямое погасание, положительное удлинение
Серицит ¹	"	"	"	"	Ng—1,592 ± 0,004 Np—1,560 ± 0,004	0,03—0,032	40—45°	"
Алунит	Вкрапленники, прожилки	Призмат. таблитчат.	0,01—0,04	"	Ng—1,586	0,01—0,014	одноосн.	Одноосный положительный, удлинение отрицательное
Диаспор ¹	Гнезда неправ. формы	Неправ. формы, призмат.	До 0,5	"	Ng—1,748 Np—1,702	0,040—0,046	+86°	Характерна высокая интерференционная окраска
Каолинит	Гнезда	Пластинки, таблички	0,01—0,08	"	Ng—1,588 Np—1,553	0,035	58°	—
Зуннит ¹	Единичные зерна, кучные скопл.	Неправ. изометр. форма	0,01 и менее	"	Ng—1,608	—	—	—

¹ Константы минералов заимствованы из работы Л. Н. Бельковой и Т. Я. Демидовой.

Химический состав кварцитов (%)

Компоненты	Обр. 7841	Обр. 55	Обр. 2603
SiO ₂	94,82	88,26	25,02
TiO ₂	0,36	0,84	0,28
Al ₂ O ₃	1,70	7,34	29,42
Fe ₂ O ₃	0,57	0,26	1,27
FeO	0,20	0,49	0,14
MnO	0,02	0,02	0,01
CaO	0,20	0,11	0,07
MgO	0,18	0,27	0,17
Na ₂ O	сл.	0,13	1,33
K ₂ O	0,55	0,08	4,99
P ₂ O ₅	0,05	He опр.	He опр.
Zn	0,15	"	"
Cu	0,09	"	"
Pb	0,25	"	"
H ₂ O + п. п.	Сл.	1,81	11,0
SO ₃	—	—	26,93
	100,14	99,61	100,63

Примечание. Обр. 7841 — существенно кварцевая разновидность кварцита, образовавшегося по фельзиту (южный скл. М. Кременюхи); обр. 55 — кварц-каолиновый кварцит по кварцевому порфиру (Орманские горы). Анализ выполнен ВАГТ экспедицией № 8; обр. 2603 — кварц-алунитовая порода района Кременюх. Анализ заимствован из работы Л. Н. Бельковой и Т. Я. Демидовой.

вых интрузиях. Поэтому окварцованные и серицитизированные порфиры сопровождаются кварцитами, а калишпатизированные и эпидотизированные разновидности — пропилитами. Причем калишпаты различных пород имеют повышенное содержание свинца (табл. 8).

Изучение относительно свежих образцов порфириновых пород показывает, что в них постоянно присутствуют в качестве аксессуарных минералов пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, которые являются основными рудными минералами и для интенсивно измененных пород. В данном районе ореолы меди, свинца, цинка и молибдена в рыхлых отложениях имеют широкое распространение. Они известны на площади более 200 км². Как видно на рисунке 5, эти ореолы располагаются исключительно в полях развития порфириновых интрузий. В рыхлых отложениях, перекрывающих осадочные породы и гранитоиды змеиногорского комплекса, они отсутствуют. Это обстоятельство еще раз подтверждает теснейшую связь цветных металлов с порфириновыми интрузиями.

Колчеданная медная и полиметаллическая формации

К колчеданной медной формации мы относим Бухтарминское медное, Сугатовское, Новониколаевское, а к полиметаллической — Долинское месторождения. Бухтарминское и Долинское месторождения находятся в районе нижнего течения р. Бухтармы, а Сугатовское и Новониколаевское — в Прииртышском рудном районе, в низовьях р. Убы.

Крупный порфириновый шток на участке Бухтарминского и Долинского месторождений располагается в узле сопряжения разломов с Иртыш-

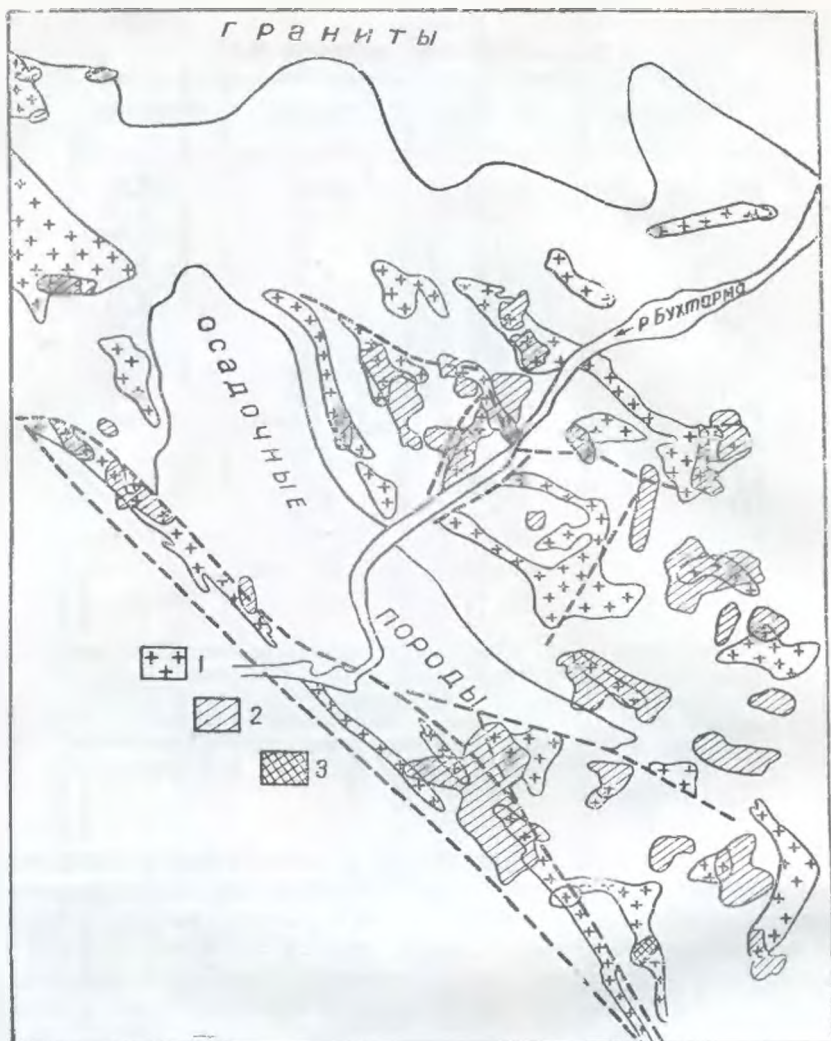


Рис. 5. План размещения металлогенетических ореолов в Бухтарминском районе. 1 — порфировые интрузии добаголитового комплекса; 2 — металлогенетические ореолы меди, свинца и цинка; 3 — ореолы молибдена.

ской зоной смятия (рис. 2). Кровля штока полого падает к юго-западу. По мере приближения к Иртышской зоне смятия она становится более крутой. Массив сложен кварцевыми порфирами, которые в пологих приконтактных частях переходят в кварц-полевошпатовые порфиры и эруптивные брекчии.

Рудная зона Бухтарминского месторождения представлена кварцево-сульфидным штокверком, заключенным в чехол хлорит-пиритового замещения порфиров. Ширина зоны 150—200 м, длина до 1,5 км, простирание 320° , падение крутое под углом $75-80^\circ$ на юго-запад. В северо-западном направлении зона выклинивается, в юго-восточном срезается гранитным массивом (рис. 6). По падению рудная зона вскрыта шестью мелкими шахтами, двумя штольнями и несколькими глубокими скважинами. Эти выработки показали, что интенсивность рудной минерализации с глубиной уменьшается, а рудные тела выклиниваются (рис. 7).

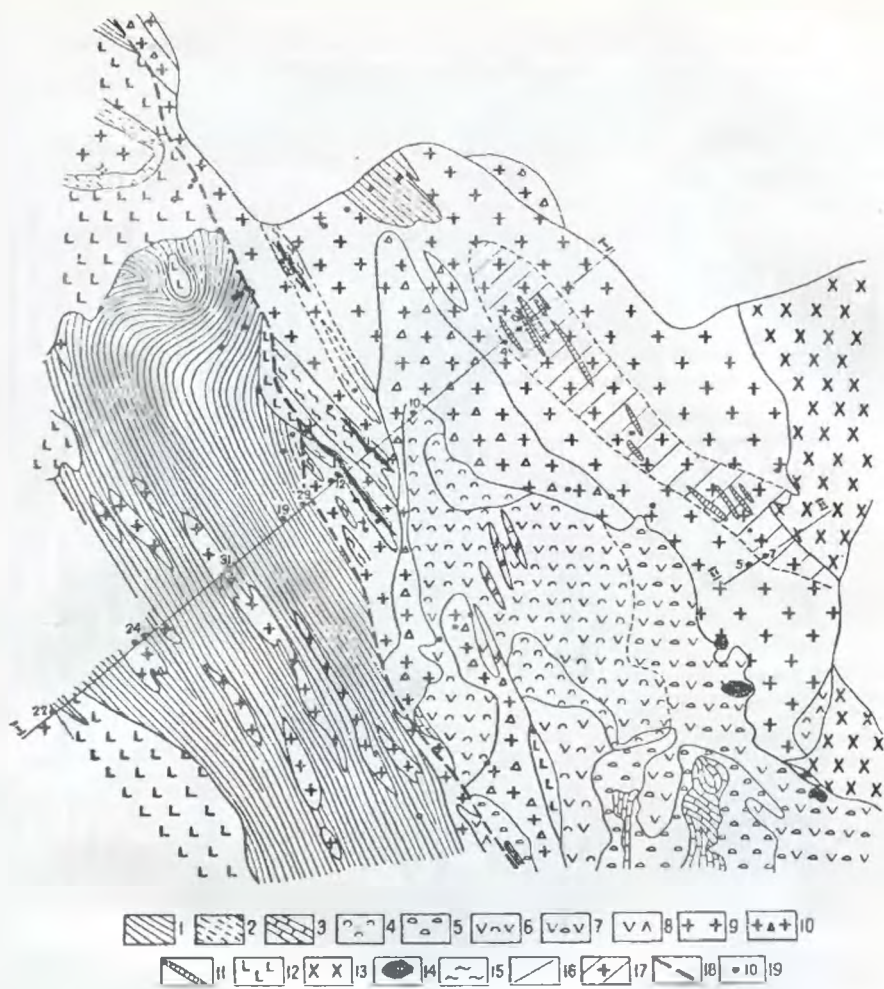


Рис. 6. Геологическая карта Бухтарминского и Долинского месторождений (по И. Г. Полянскому)

1 — алевролиты; 2 — серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы; 3 — известняки; 4 — эпидозиты; 5 — эпидот-гранатовые породы; 6 — эпидотизированные порфириды и лавобрекчии порфиридов; 7 — скарнированные порфириды; 8 — туфы и лавобрекчии порфиридов; 9 — кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры; 10 — эруптивные брекчии кварц-полевошпатовых порфиридов; 11 — рудные жилы Бухтарминского медного месторождения; 12 — диориты; 13 — роговообманковые граниты; 14 — магнетит-гематитовые руды; 15 — пирит-серицит-кварцевые породы с хлоритом; 16 — полиметаллические руды Долинского месторождения; 17 — зона повышенной трещиноватости и дробления порфиридов; 18 — разломы; 19 — скважины.

Рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом. В малых количествах известны сфалерит, блеклая руда, галенит, пирротин и магнетит. Распределение меди на всем протяжении зоны неравномерное. Из жильных наибольшим распространением в рудной зоне пользуются кварц и хлорит; реже встречаются серицит, лейкоксен, рутил, цеолит. В удалении от зоны, помимо господствующих кварца и хлорита, присутствуют эпидот, пьезонтит, клиноцоизит, карбонат, альбит, актинолит. Сводка данных, характеризующих минеральные ассоциации и условия их образования, дается в таблице 13, а некоторые оптические константы главных минералов — в таблице 14.

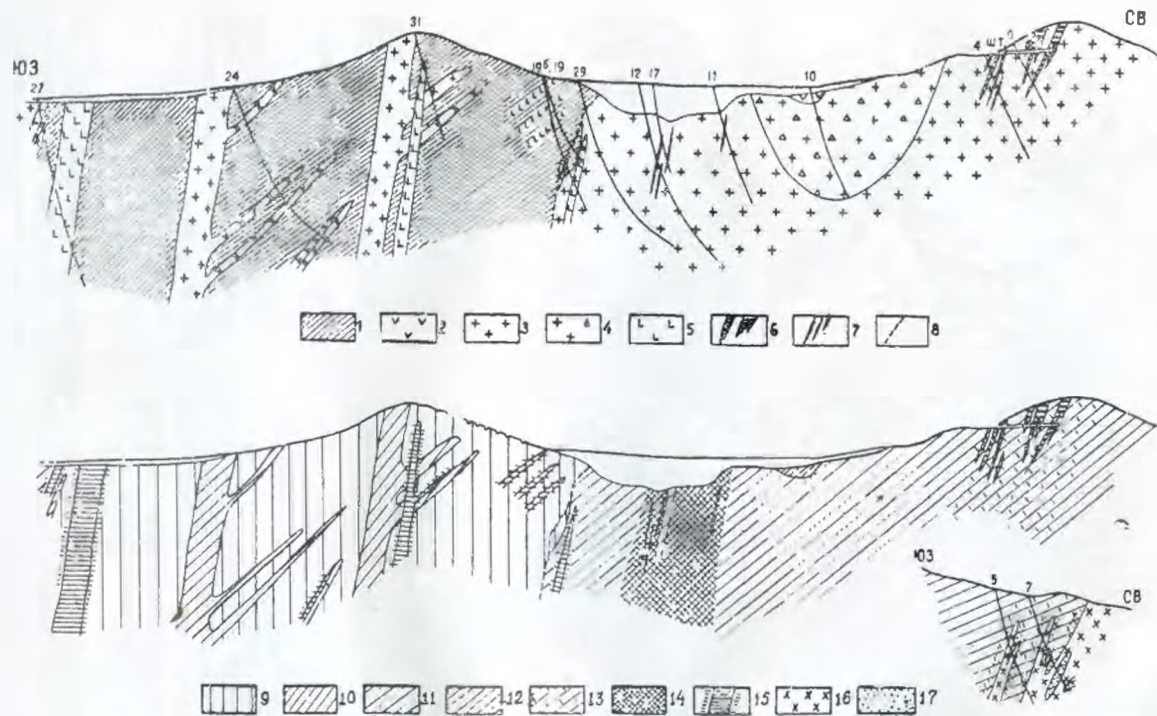


Рис. 7. Геологический и метаморфический разрезы по линии I—I и II—II. 1 — алевролиты; 2 — эпидотизированные порфиры; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры; 4 — эругивные брекчии порфиров; 5 — диориты; 6 — рудный штокверк Бухтарминского месторождения; 7 — полиметаллические руды Долинского месторождения; 8 — разломы; 9 — зона динамометаморфизма; 10—11 — автометаморфические изменения порфиров (10 — пирит-серицит-хлорит-кварцевое; 11 — то же, с эпидотом и пьмонитом); 12 — эпидот-хлоритовое изменение вмещающих пород; 13 — зона пирит-хлоритового замещения; 14 — зона выщелачивания кварц-серицитного состава; 15 — автометаморфические изменения диоритовых пород; 16 — граниты; 17 — контактовые роговики

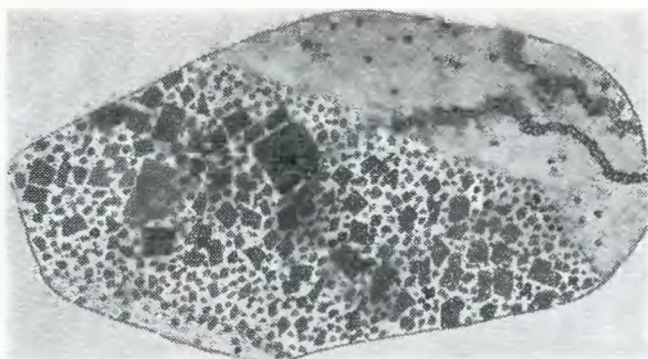
Сводка данных по минеральным парагенезисам Бухтарминского медно-порфирового месторождения

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относительное количество данного парагенезиса в месторождении
Ранний постмагматический (пропилитизация)	I	Кв-эп-пи-ле-хл-се Кв-аб-эп-ге-ле-хл-се Ак-ка-ле	Автометасоматоз порфировых пород. Последняя ассоциация развивается по вмещающим порфирирам на контакте с порфирами	Все ассоциации широко развиты в порфировом массиве. В рудной зоне в виде реликтов, последняя ассоциация мало характерна
	II	Кв-се-пьем-кц-рт	Развита в участках повышенного изменения кварц - полевошпатовых порфиров и накладывается на минералы I стадии со слабым их метасоматозом	Широко развита в кварц-полевошпатовых порфирах и практически отсутствует в других породах
	III	Кв-ка Кв-эп Ге	Отложение в трещинах	Незначительное
Поздний постмагматический	Кварц-хлоритовая	Кв-пи-хл Се	Тяготеют к зоне дробления. Формируются в условиях магнезиального метасоматоза, сопровождающегося перекристаллизацией ранних кварца и пирита. В конце сменяется слабощелочным метасоматозом (серицитизацией)	Развивается весьма широко и является вмещающим для рудных тел. Серицит имеет незначительное распространение
	Кварц-серноколчеданная	Кв-пи-хл-сфа-хп	Прожилковые выделения в зоне магнезиального замещения	Является основной парагенетической ассоциацией рудных жил
	Существенно медная	Хп-сфа-бл-га	Цементируют дробленные зерна пирита и кварца	Незначительное
	Пострудная	Хл; це	Прожилки и пленки по трещинам, секущим все минеральные ассоциации	

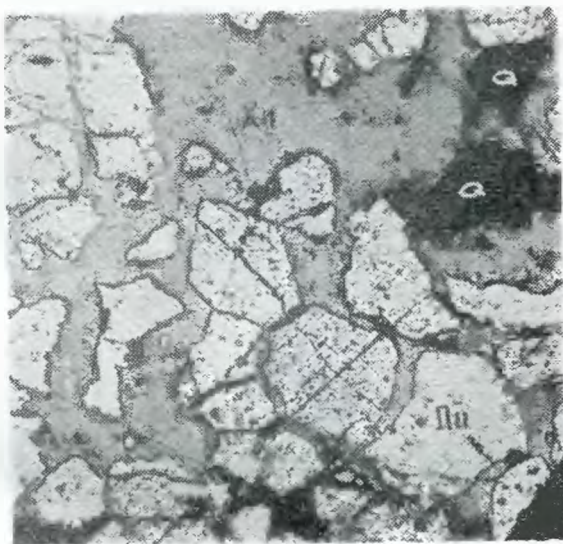
Анализ минеральных парагенезисов позволяет выделить два этапа в формировании рудной зоны: ранний и поздний. В ранний этап в пределах всего порфирового массива широко проявляется пропилитизация. Совершенно условно этот процесс нами разделен на три стадии. Сделано это на основании наложения более поздних минеральных ассоциаций на ранние, что устанавливается только при изучении микроструктур измененных пород. Поздний этап характеризуется значительно большей прерывистостью. В нем выделяется четыре стадии: кварц-хлоритовая; кварц-серноколчеданная; существенно медная, пострудная. Продукты первой

стадии, представленные хлоритизированными и пиритизированными породами, локализируются вдоль тектонически ослабленной зоны (рис. 7). Высокая активность магния и железа в этой зоне, вероятно, связана с перетолжением компонентов из более глубоких частей интрузии, где они, возможно, выщелачивались («Кислотно-щелочная дифференциация», Д. С. Коржинский, 1958). Запаздывающее отложение серицита может рассматриваться как надвигание нижней зоны выщелачивания на зону отложения. В кварц-серноколчеданную стадию, следующую после тектонических подвижек и дробления вмещающих пород, происходит образование штокверка кварцево-сульфидных жил, вложенных в «чехол» хлорит-пиритового изменения пород. Мощность этих жил колеблется от долей до 5—10 см. Контакты их с вмещающими породами то резкие, то неопределенные. Количественные соотношения рудных и нерудных минералов варьируют в широких пределах. Известны почти сплошные пиритные и кварцевые прожилки с редкими включениями хлорита и сульфидов. Микроскопическое изучение руд показало, что вначале происходит формирование кварц-пиритовых жил с хлоритом. Пирит этой стадии содержит очень редкие и мелкие (сотые доли мм) пойкилитовые включения сфалерита I и халькопирита I. После незначительного дробления жильной массы отлагаются халькопирит II, сфалерит II, блеклая руда и галенит. Количественно халькопирит II резко преобладает над сфалеритом II. Блеклая руда и галенит образуют редкие единичные зерна. Халькопирит и сфалерит четко тяготеют к дробленным зернам пирита, выполняя в нем трещины, цементируя отдельные обломки и порой интенсивно замещая их (рис. 8, б). В значительно меньшем количестве эти минералы отложились во вмещающих породах в виде рассеянных вкрапленников. В конце позднего этапа, после слабого дробления пород и руд, образовались маломощные прожилки хлорита и цеолита.

Геохимические особенности процесса формирования меднорудной зоны в порфирировом массиве в общей форме таковы. В ранний постмагматический этап, в условиях средних температур, происходит гидротермическое разложение порфириров и частью пород кровли. При этом воздействующие на породу растворы имели нейтральный и слабощелочной характер и содержали, помимо воды, щелочные металлы, углекислоту, серу и кислород. Четкая зависимость состава новых минеральных парагенезисов от состава исходных пород свидетельствует о инертном поведении титана, кремнекислоты, кальция, марганца, железа. Однако появление в прожилках кварца, карбоната, эпидота и гематита указывает на то, что остаточные растворы за счет боковых пород насыщались кремнекислотой, кальцием, глиноземом, железом и переотлагали эти вещества. После внутриминерализационных тектонических подвижек резко повышается активность магния, кремнекислоты, серы и железа. При этом эпидот, серицит, возможно, и альбит (?) разлагаются с выносом из них кальция, калия и натрия. В конце этой стадии происходит замещение хлорита серицитом, что может указывать на возможное присутствие в нижних частях месторождения зон выщелачивания, сложенных серицитом и кварцем. В этом процессе сера также могла частью заимствоваться из ранее минерализованных вмещающих пород. В кварц-хлоритовую стадию происходит околотрещинное отложение кварца и пирита с подчиненным количеством хлорита и весьма малой примесью сфалерита и халькопирита. Замещение боковых пород по трещинам свидетельствует о привносе растворами большого количества компонентов: кремнекислоты, глинозема, магнезии, железа, серы, меди и цинка. Рудный процесс завершается отложением халькопирита и в небольших количествах сфалерита, блеклой руды и галенита. Четкое пространственное тяготение халькопирита к дробленным зернам пирита говорит о резком падении кон-



a



б

Рис. 8. Характер развития рудной минерализации на Бухтарминском медном месторождении. а — кварц-пиритовый прожилок (серноколчеданная стадия) в хлоритизированном и пиритизированном кварцевом порфире, аншл. 7584; б — цементация раздробленных кристаллов пирита (Пи) и кварца (С) халькопиритом (Хп), аншлиф 2560, ув. 66.

центрации железа и серы в растворах в конце рудоотложения (П. Ф. Иванкин, 1957). Все минеральные ассоциации позднего постмагматического этапа формировались при средних температурах, в условиях щелочной среды.

Рудная зона Долинского месторождения залегает в рассланцованных порфирах описанного выше массива, в юго-западной его части, прилегающей к региональной тектонической зоне смятия. Она представляет собой полосу рассланцованных и гидротермально-измененных пород, мощностью до 150 м, отходящую под острым углом от разлома (рис. 6). Гидротермальные изменения развиваются по смятым кварцевым порфирам и отдельным блокам осадочных пород. Сложена полоса кварц-хлорит-серицитовыми и существенно кварцевыми сланцами, которые содержат редкую вкрапленность пирита, сфалерита, халькопирита

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Бухтарминского медно-порфиривого месторождения

Этапы	Стадии	Минералы	Форма зерен	Средний размер зерен, мм	Особенности окраски в шлифе	Плеохроизм	Двуупре-ломление	Другие константы	
Ранний постмагматический	I	Кварц	Неправильные	0,15	Бесцветный	—	—	Одноосный, положительный Двуосный, положительный, угол угасания 12—20° Двуосный отрицательный	
		Альбит	Призматические, табличчатые	0,5—1,5	.	—	—		
		Эпидот	Изометрические	2—0,5	Фишашково-зеленый	Резкий от светло-зеленого до лимонно-желтого	0,30		
		Хлорит	Чешуйки, пластинки	0,5—0,001	Светло-зеленый	От светло-зеленого до зеленого	0,002		
		Серицит	Мелкочешуйчатые	0,002	Бесцветный слабо зеленоватый	Нет	2V—очень мал, удлинение положительное, Nm — 1,582 (похож на пеннин) Удлинение положительное		
		Актинолит	Волокнистые, призматические	0,1—0,3	Светло-зеленый до зеленого	Np—светло-зеленоватый Ng—темно-зеленый Nm—синева-то-зеленый			Угол угасания 19°, удлинение положительное
			Карбонат	Неправильные	0,12	Бесцветный		Очень высокое	
	II		Кварц	Неправильные	0,01	Бесцветный	—	—	Одноосный положительный Ng — 1,589, Np — 1,551 2V — 36°, удлинение положительное Np — 1,730, Ng — 1,770 2V = +80—70° 2V = +65°
			Серицит	Мелкочешуйчатые	0,01—0,003	.	Нет	0,038	
			Пьемонтит	Призматические	0,2—1,0	Желтый, малиновый	Ng—малиновый, Np—желтый	0,040	
		Клиноцоизит	Неправильные	0,2	Бесцветный		0,012		

Поздний погмагматический

III	Кварц Карбонат Эпидот	Неправильные . Изометрические, не- правильные	0,5 0,3 0,25	Бесцветный . Фисташково-зеле- ный	Ng—светло-зеле- ный Np—бесцветный	0,034	Одноосный, положительный Двуосный отрицательный, уд- линение положительное
Кварц-хлоритовая	Кварц	Неправильные, мозо- ичные	0,3	Бесцветный			
	Пирит	Неправильные, изо- метричные	0,05—0,2				
	Хлорит	Прожилки, чешуйки	0,01—0,08	.	Нет	0,08	Ng — 1,587, угол угасания 3 -- 4°. 2V+30°. Лейхтенбергит.
	Серицит	Мелкочешуйчатые	0,001—0,05	.			Угасание прямое, удлинение по- ложительное
Кварц-серноокислородная	Кварц	Неправильные					
	Пирит	Изометрические, кубические	0,05—0,1 до 4—7				
	Сфалерит	Округлые	0,01—0,05				
	Халькопи- рит	.	0,01—0,05				
	Хлорит	Чешуйчатый	0,003	Зеленый	Слабый	0,004	Угасание прямое. Удлинение от- рицательное — похож на кли- нохлор
Существенно медная	Сфалерит	Кксиоморфные	0,05—0,1				
	Халькопи- рит	.	0,05—0,1				
	Блеклая ру- да	.	0,005—0,01				
	Галенит	.	0,005				

та и галенита. Местами рудные минералы дают локальные скопления, образуя небольшие по мощности и невыдержанные по простиранию рудные тела. Мощность рудных тел колеблется от 0,5 до 4 м, максимальная длина по простиранию равна 100—150 м.

По вещественному составу выделяется три типа руд: медные, цинковые и полиметаллические.

Минералогический состав первичных руд не отличается большим разнообразием. Рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Основные жильные минералы в рудах и околорудно-измененных породах представлены кварцем, серицитом, хлоритом и карбонатом (табл. 15).

Таблица 15

Минеральный состав руд Долинского месторождения

Главные	Второстепенные	Редкие
Рудные минералы		
Пирит Халькопирит Сфалерит Галенит	Блеклые руды	Кубанит Гематит Марказит (?)
Жильные минералы		
Кварц Серицит Хлорит	Барит Сфен Лейкоксен Альбит Рутил	Эпидот Цоизит Клиноцоизит Апатит За пределами рудных зон три первых минерала имеют широкое распространение

В ранний этап минерализации в Долинской рудной зоне происходило гидротермическое разложение порфировых пород с образованием в них кварца, хлорита, серицита, эпидота, клиноцоизита, цоизита, карбоната, пирита и других минералов. Общие особенности минерализации этого этапа те же, что и на Бухтарминском медном месторождении. Большинство минералов раннего этапа при наложении более поздней минерализации остаются устойчивыми. К таким минералам относятся кварц, хлорит, серицит и пирит, широко распространенные в рудных зонах.

В позднем этапе выделяется пять последовательных стадий (табл. 16). В первую — кварц-хлорит-серицитовую — стадию происходит образование мощных зон гидротермального изменения пород сложного минералогического состава. Последний зависит от состава исходных пород и пространственного положения их по отношению к «каналам» циркуляции растворов. Внутренние части рудных зон (мощностью 0,1 — 2 м) сложены существенно кварц-серицитовыми породами с пиритом и рутилом. По мере удаления от «каналов» в этих породах появляются хлорит и альбит. Мощность пород, содержащих хлорит, в десятки раз превышает мощность центральной полосы серицит-кварцевого замещения (рис. 7). Самые внешние части зон, помимо кварца, хлорита, серицита и альбита, содержат еще карбонат, а из реликтовых минералов автотаморфического этапа — эпидот, клиноцоизит и цоизит. В существенно

Сводка данных по минеральным парагенезисам Долинского месторождения

Этап	Стадии	Минеральные парагенезисы	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относительное количество данного парагенезиса на месторождении
Поздний пострудный	Кварц-хлорит-серицитовая	Кв-се-пи-рт Ка-се-кв-пи Ка-се-кв-пр	Первая ассоциация развита во внутренних частях рудных зон в виде струй и формируется при калиевом метасоматозе с участием воды. Вторая ассоциация за счет метасоматического замещения известняков, третья — эпидозитов	Первая ассоциация распространена широко, вторая ограничено, а третья очень редко
	Кварц-серноколчеданная	Кв-пи Кв-пи-ка Кв-ка-пи хл	Метасоматическое замещение и отложение в трещинах, первой ассоциации преимущественно порфирах, второй и третьей в известняках и алевролитах	
	Медно-цинковая	Сфа-хп-га-бл хл-кв-се Сфа-хп-кв-ка-хл Сфа-хп-кв-ба	Минералы всех ассоциаций развиваются метасоматически по рудам кварц-серноколчеданной стадии, сфалерит, барит и карбонат тяготеют к известковистым породам, а халькопирит и хлорит — к хлоритизированным алевролитам и особенно к раннему пириту	Первая и вторая ассоциация распространена широко, последняя — редко
	Существенно свинцовая Пострудная	Га-хп Хп-ге Кв-се Ка-кв	Развиваются метасоматически в дробленых рудах медно-цинковой стадии Отложение в трещинах во всех ранее образованных рудах	Незначительное Весьма редкое

эпидотовых породах и эпидозитах при кварц-серицитовом замещении вместе с кварцем и серицитом развиваются карбонат и пренит, причем количество кварца и серицита резко уменьшается. При аналогичном изменении известняков (скважина 44) вместе с серицитом, кварцем и пиритом обильно развивается карбонат.

Отложение руд происходит после тектонических подвижек и протекает в виде трех последовательных стадий минерализации: кварц-серноколчеданной, медно-цинковой и существенно свинцовой. В первую стадию образуется вся масса пирита, т. е. главного (по количеству) рудного минерала. Со второй стадией связано образование большей части медно-цинковых руд, в которых заключены почти весь халькопирит, сфалерит и блеклая руда. Последняя стадия на месторождении имеет весьма ограниченное распространение: с нею связано образование богатых свинцовых руд. Продукты всех перечисленных стадий в пространстве тесно совмещены и накладываются друг на друга.

Пострудная стадия минерализации проявлена слабо. Ей предшествовали тектонические подвижки. Поэтому пострудные минералы: хлорит, кварц, серицит, карбонат и гематит — выделяются только в форме прожилков. Встречены хлорит-гематитовые, кварц-серицитовые и кварц-карбонатные прожилки. Возрастные взаимоотношения между ними не установлены.

В размещении гидротермальных пород намечается четко выраженная зональность. Центральные части рудной зоны сложены существенно

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Долинского месторождения

Стадии	Минералы	Форма зерен	Средние размеры зерен в мм	Особенности окраски в шлифе	Двупреломление	Другие константы и особенности
Кварц-хлорит-серпентиновая	Кварц	Неправильные	0,05—0,03	Бесцветный		Одноосный. положительный
	Сфен			Темный, коричневый	Очень высокое	
	Лейкоксен	Неправильные	0,004			
	Пирит	Изометрические, реже кубические	0,003—0,1 до 1			
	Хлорит	Мелкочешуйчатые	0,001	Слабо зеленоватый	0,004	Nm — 1,583, удлинение положительное
	Карбонат	Неправильные	0,5	Бесцветный	Высокое	Одноосный
	Пренит	Таблитчатые, неправильные, призматические	0,5—1	.	0,024	Ng — 1,642, Np — 1,618, 2V = +60°, удлинение положительное
	Серицит	Мелкочешуйчатые	0,001—0,002	.	0,030	
	Рутил	Призматические, игольчатые	0,0005	Слабо желтоватый	0,287	
Кварц-сернокольчатая	Кварц	Неправильные	0,05—0,3	Бесцветный		Образует венчики вокруг пирита
	Карбонат	Таблитчатые	0,7—9	.		
	Пирит	Непр. изометр., кубическ.	0,1—7	.		
	Хлорит	Чешуйки, листочки	0,01—0,06	.	0,010	Nm — 1,579, угасание 3—5°, удлинение отрицательное, похож на лейттенбергит

кварц-серпичитовыми породами с пиритом и рутилом. К ним примыкают измененные породы, содержащие, помимо кварца, серицита и пирита, также хлорит, альбит, сфен и лейкоксен. За пределами рудной зоны развиты породы с сохранившимися реликтами минералов эпидотовой группы. Формирование кварц-серицитовых пород происходит в узких «щелях» (зонах повышенного расщелачивания) под воздействием гидротермальных растворов, обогащенных водой, калием и серой. При этом такие минералы, как альбит, хлорит, эпидот и сфен, разлагаются, а натрий, магний и кальций выносятся. Кремниевая кислота, глинозем, титан и железо испытывают местное переотложение, в связи с чем образуются обособленные участки, обогащенные кварцем, серицитом и пиритом, серицитом и рутилом. Во внешней зоне происходит в основном гидролитическое разложение пород и частичный вынос карбоната из плагноклазов и эпидота. Замещение плагиоклаза альбитом, а хлорита серицитом в этой зоне свидетельствует о привносе растворами натрия и калия и выносе кальция и магния.

В целом предрудные изменения происходят при относительно низких температурах и в условиях щелочной среды, о чем свидетельствует широкое развитие хлорита. Однако во внутренних частях рудных зон хлорит интенсивно замещается серицитом, что может указывать на нейтральный или слабокислый характер растворов, а также на высокую активность в них калия. Характерно, что при изменении такими растворами существенно известковистых пород и эпидозитов выноса кальция не происходит. Здесь карбонат и пренит ассоциируют с серицитом.

Для собственно рудного процесса свойствен привнос железа, бария, серы, цинка, меди, свинца, сурьмы и мышьяка. Вначале привносятся основная масса железа и серы. Кремниевая кислота, кальций и магний частично или полностью заимствуются из вмещающих пород, о чем свидетельствует приуроченность содержащих их минералов к соответствующим по составу исходным породам. Это особенно четко проявляется для карбоната, который в заметных количествах отмечается в рудах, залегающих среди известковистых пород. В медно-цинковую стадию происходит привнос меди, цинка, свинца, сурьмы, мышьяка и бария. Магний, глинозем, кремниевая кислота и железо заимствуются из вмещающих пород. Резкий недостаток серы в растворах приводит к избирательному замещению раннего пирита халькопиритом и сфалеритом. Отсутствие достаточного количества железа в растворах обуславливает преимущественную приуроченность мономинеральных медных руд к пирит-хлоритовым породам. В свинцовую стадию происходит привнос свинца, в меньшей степени меди. Основная масса серы и железа имеет местное происхождение, о чем, в частности, свидетельствуют псевдоморфозы галенита по пириту.

Долинское месторождение от медного Бухтарминского отличается присутствием в его рудах в повышенных количествах сфалерита, галенита, реже блеклых руд, а из жильных минералов — барита и карбоната. Сами рудные тела залегают не в хлоритизированных трещиноватых порфирах, как это имеет место на Бухтарминском месторождении, а в расщелачиванных и серицитизированных их разностях. Однако процессы гидротермального метаморфизма на обоих месторождениях развивались в одном плане, о чем свидетельствует одинаковая последовательность выпадения минеральных ассоциаций в предрудный и рудный этапы. Отличительной особенностью Долинского месторождения является значительная интенсивность предрудного выщелачивания пород и большая прерывистость рудного этапа с полным проявлением его заключительной полиметаллической стадии. Обе эти особенности, как нам кажется, обус-

ловлены тектоническим положением месторождения — приуроченностью его к контакту массива, многократно нарушавшемуся при формировании регионального разлома. На Бухтарминском месторождении, располагающемся за пределами непосредственного влияния этой мобильной зоны, в центре массива, под пологой кровлей, процессы выщелачивания были несравненно менее интенсивными. Они здесь рано сменились процессами отложения оснований в трещиноватых хрупких порфирах.

В предварительной классификации (П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, 1960) Долгинское месторождение нами было отнесено к позднему рудному комплексу на основании того, что состав его руд близок к обычному составу руд алтайских полметаллических месторождений. Позже этот предварительный вывод был пересмотрен в указанном выше направлении. Полиметаллические рудопроявления, генетически связанные с порфировыми интрузивами, были выявлены в ряде районов Рудного и Южного Алтая.

Район нижнего течения реки Убы

В этом районе, отвечающем геологически юго-западному крылу Алейского антиклинория, имеются многочисленные интрузивные тела порфиров, с которыми тесно ассоциирует сульфидное оруденение. Интрузивные штоки и неправильные залежи порфиров известны непосредственно на стыке Иртышской зоны смятия с нерассланцованными породами среднего и верхнего девона. Ниже (по данным В. С. Кузубного) будут описаны два участка их развития — Сугатовский и Новониколаевский. Месторождения Сугатовской группы издавна известны. Их теснейшая связь с порфировыми интрузивами не вызывала сомнения у И. Ф. Григорьева и В. К. Котульского. М. П. Русаков (1947) их уверенно относил к медно-порфировому типу. Вопрос о возможной рудоносности Новониколаевского участка возник недавно (в 1953), когда широко развернувшееся в районе поисковое бурение, после завершения разведки Николаевского месторождения, позволило обнаружить здесь на значительной площади сульфидную минерализацию. Однако интенсивное разбуривание толщ с этой минерализацией не дало положительных результатов и потому работы были прекращены в 1957 г.

Участок Новониколаевского рудопроявления сложен вулканогенно-осадочными породами верхнего девона, представленными порфиритами, их туфами, туфами кислого и смешанного состава, известняками и алевролитами (пихтовская свита). Породы имеют северо-западное простирание и моноклиальное юго-западное падение под углом 45—50°. Они прорываются различными по составу и возрасту интрузивами (от ранних к поздним): кварц-полевошпатовыми порфирами, гранодиоритами, дайками плагиогранит-порфиров и диабазов. Размещение гранодиоритов и поздних даек четко контролируется разломами.

Оруденение тесно связано с ранними порфирами и представлено равномерной убогой вкрапленностью пирита, реже халькопирита в автометаморфически-измененных порфирах и вмещающих породах, а также кварц-сульфидным штокверком в трещиноватых породах (рис. 9). Сульфиды в штокверке более обильны. Они представлены в основном пиритом, пирит-мельниковитом, халькопиритом. В подчиненном количестве присутствуют сфалерит, блеклые руды, галенит. Оба типа минерализации на разведанной площади промышленного интереса не представляют, хотя на отдельных интервалах руды штокверкового типа имеют довольно высокое содержание металлов. Из элементов-спутников в ру-

дах присутствуют молибден, кобальт, галлий.

На Новониколаевском участке достаточно надежно устанавливаются все характерные особенности медно-порфирового типа минерализации, а именно: догранодиоритовый возраст рудоносной порфирной интрузии; теснейшая связь оруденения с порфирами; четкая зависимость состава гидротермальных пород от состава исходных пород; резкое преобладание меди над цинком и свинцом в составе руд.

Шток кварц-полевошпатовых порфиров в плане имеет неправильную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении. Он прорывает моноклинально залегающую толщу вмещающих пород. Измененные и минерализованные порфиры пересекаются разломом, который контролирует внедрение гранодиоритов и плагиогранит-порфиров (рис 9, 10).

Последние в местах пересечения порфиров вызывают в них прогрессивный метаморфизм. Зеленовато-серые порфиры, содержащие такие вторичные минералы, как хлорит, серицит, карбонат и пирит, при прогрессивном метаморфизме превращаются в плотные темно-серые роговики, состоящие из кварца, полевого шпата, карбоната, мелких чешуек биотита и тонко распыленного магнетита. Пирит в роговиках исчезает; в них появляются кварцевые и карбонатные жилы с рассеянным гематитом.

Рудный штокверк приурочен к самим порфирам и за его пределы не распространяется. Судя по многим буровым скважинам, штокверк развит только в апикальной части интрузива и на глубину не продолжается.

Зависимость характера околорудных изменений от состава исходных пород проявляется в том, что по кварц-полевошпатовым порфирам развиваются породы, близкие ко вторичным кварцитам и состоящие в основном из кварца, серицита, хлорита и пирита, с подчиненным количеством карбоната и альбита. По средним и основным вмещающим породам развиваются пропилиты, в которых ведущими минералами являются эпидот, клиноцоизит, альбит, хлорит, карбонат и пирит. Кварц и серицит для них не характерны. Таким образом, измененные породы на этом участке аналогичны таковым Бухтарминского участка; от пропилитов Заводинского участка соответствующие породы отличаются лишь отсутствием в их составе вторичного калишпата.

Сводные данные по минеральным парагенезисам изученного участка приведены в таблице 18.

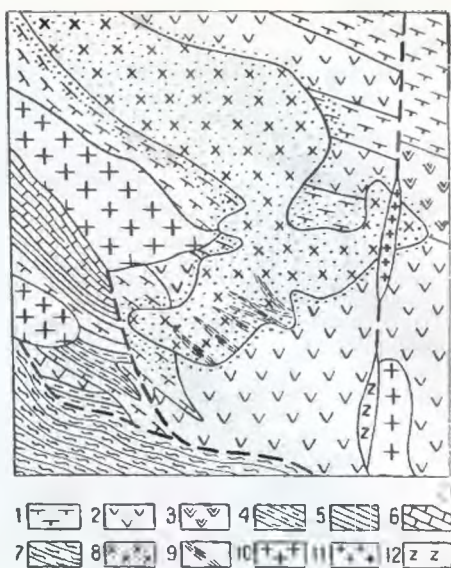


Рис. 9. Геологическая карта Новониколаевского участка. 1—туфы кислого состава; 2—порфириты; 3—туфы порфиритов; 4—алевролиты; 5—углистые алевролиты; 6—известняки; 7—зеленокаменные сланцы Иртышской зоны смятия; 8—добатолитовые порфиры с ореолом метаморфических изменений; 9—зоны выщелачивания и руды; 10—гранодиориты; 11—гранит-порфиры; 12—диабазы и габбро-диабазы.

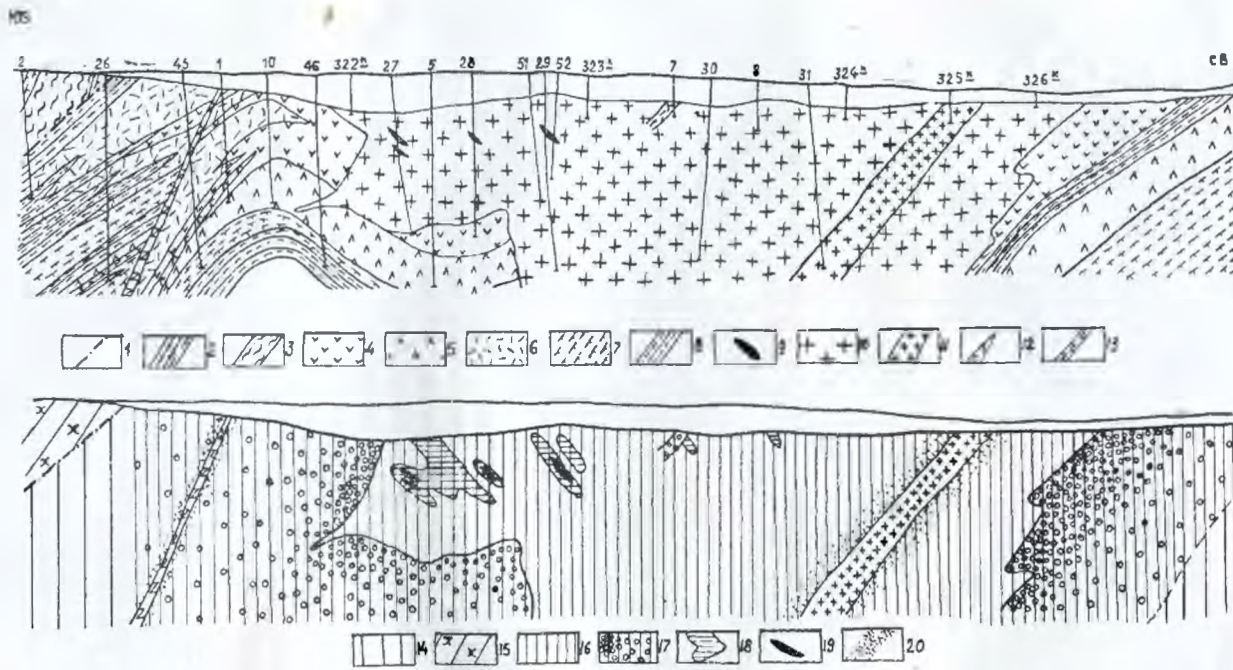


Рис. 10. Геологический и метаморфический разрезы Новоиколаевского участка. 1 — разломы; 2 — туффоиды; 3 — зеленокаменные сланцы Иртышской зоны смятия; 4 — порфириты; 5 — туфы порфиритов; 6 — туфы смешанного состава; 7 — туфы кислого состава; 8 — алевролиты; 9 и 19 — сульфидные руды; 10 — кварц-полевошпатовые порфиры; 11 — плагиогранит-порфиры; 12 — габро-диабазы; 13 — диабазы; 14 — региональный метаморфизм; 15 — динамометаморфизм; 16 — аутометаморфические пирит-серпичит-кварцевые изменения порфириров; 17 — ореолы пропилюитового изменения вмещающих пород; 18 — зоны выщелачивания; 20 — роговики.

Сводка данных по минеральным парагенезисам Новоиколаевского участка

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относительное количество данного парагенезиса в месторождении
Ранний постмагматический		Се-ка-хл-кв-пи Се-ка-кв-пи Се-кв-аб-пи Се-хл-кв-пи	Автометасоматоз порфировых пород	Дают широкие площадные ореолы в порфирах. Имеют развитие по всему порфировому массиву
	Поздний постмагматический	Кварц-сернокольчатая	Кв-се-пи Кв-пи-ка Кв-ка-хл-пи Се-хл-ка Кв-се-хл-ка-пи Мел-мелп Се-хл-ка-ап-рт-пи-мел-мелп	Околотрещинное выщелачивание измененных порфиров, сменяющееся процессами метасоматического замещения и отложения
Полиметаллическая		Се-сфа-хп-ка-бл-га-пи Хл-кв—те же сульфиды	Метасоматическое замещение ранее образованных минералов, выполение трещин и интерстициальных промежутков в них. Халькопирит заметно тяготеет к бисульфидам железа II стадии процесса	Менее 1%

Парагенетический анализ минерализованных пород показал, что в процессе изменения порфиров выделяется два этапа, разобщенных во времени тектоническими подвижками.

Ранний этап минерализации отвечает окончанию становления порфировой интрузии. Он проявляется в условиях общего пропитывания и изменения породы растворами. При этом происходит в основном гидrolитическое разложение породы без заметного перераспределения компонентов. Наибольшее развитие в это время получают такие минералы как серицит, кварц, хлорит, карбонат, пирит, альбит. В отдельных участках появляются обособления хлорита с пиритом в виде неправильных гнезд, пятен и петельчатых выделений. Минералогический состав измененных пород свидетельствует о том, что заметного выщелачивания оснований из порфира в период автометаморфизма не происходило. Возможно, это связано с тем, что эрозионным срезом вскрыта зона отложения, а зона выщелачивания находится на не достигнутых бурением глубинах. Косвенным подтверждением этого предположения является повышенное количество глинозема, железа и кальция в измененных породах (табл. 19).

Поздний этап изменения порфиров имеет ограниченное распространение. Он проявился только в южной части порфировой интрузии (рис. 9). С ним связано образование небольшого рудного штокверка, сложенного в основном пиритовыми рудами. Мощность рудных зон по скважинам не превышает 1—2 м, длина по простиранию 50—100 м, по падению 25—50 м. В формировании зон четко намечаются две стадии минерализации: кварц-сернокольчатая и полиметаллическая, разделенные во времени периодом проявления слабых подвижек. Первая стадия минерализации

проявлена более четко, чем вторая; с ней связано образование почти всей массы пирита в рудных зонах. Вначале происходит околотрещинное выщелачивание порфира с образованием кварца, серицита и небольших количеств пирита. Без заметного перерыва оно сменяется отложением таких минералов, как кварц, пирит, апатит, рутил. Серицит также характерен, но количество его значительно меньшее, чем в породах, подвергшихся выщелачиванию. Сульфидная минерализация накладывается на уже измененные породы. В эту стадию выпадает пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда и галенит, а из жильных — серицит, карбонат, хлорит и кварц. Все эти минералы развиваются по трещинам в серноколчеданных рудах, образуя прожилки и петли. Некоторые из них метасоматически замещают минералы пиритовых руд с образованием петельчатых и коррозионных структур замещения.

В геологическом строении Сугатовского месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные отложения среднего и верхнего девона, представленные кварцевыми альбитофирами, флюидными лавобрекчиями и лавами, сферолитовыми порфирами с прослоями и линзами туфопесчаников и известняков (таловская свита), а также порфиритами и их туфами. Породы имеют моноклиальное падение на юго-запад под углом 50—70°. Моноклиаль сильно осложнена серией мелких разломов и прорвана во многих местах кварцевыми порфирами, их эруптивными брекчиями, кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиритами и диабазами, образующими небольшие штоковидные и дайкообразные тела (рис. 11). Сульфидное оруденение проявляется на большой площади. Во всех случаях (исключая описываемое ниже Сургутановское месторождение) оно тесно связано с интрузиями кварцевых порфиров. Повышенные скопления сульфидов фиксируются в трех местах: на собственном Сугатовском месторождении, Южном и Новосугатовском участках, для которых характерны признаки минерализации медно-порфирового типа.

Небольшие штоки порфиров подвергаются интенсивному окварцеванию до внедрения кварцевых диоритов. На Новосугатовском участке, где фиксируется непосредственный контакт диоритов с порфирами, видно, что последние в приконтактной части превращаются в плотные кварцбиотитовые роговики зеленовато-серого цвета.

Рудная минерализация располагается непосредственно в самих штоках порфиров. За пределы штоков она не распространяется; лишь иногда обнаруживается в узких зонах экзоконтакта (рис. 11). По условию образования и характеру минерализации выделяется два типа: рассеянные сульфидные вкрапленники и жильное оруденение. Ореол вкрапленного пирита и халькопирита отвечает штокам кварцевых порфиров. Содержание меди в ореоле не превышает десятых долей процента. Жильное оруденение имеет локальное распространение в телах порфиров или на контактах интрузий. Оно относительно концентрированное. Встречаются сплошные и густовкрапленные серноколчеданные руды, приуроченные к тектонически ослабленным окварцованным зонам. Руды образуют штокообразные и неправильные тела размером до 80 м в длину и 12 м в ширину, быстро выклинивающиеся на глубине (Сугатовское месторождение). Они сравнительно бедны медью и практически лишены цинка и свинца. Кроме того, в окисленных рудах присутствуют серебро и золото, которые в прошлом были предметом добычи.

Руды Сугатовского месторождения изучались Б. И. Вейц (1959) и Т. Я. Гончаровой. По данным этих исследователей, в первичных рудах ведущие минералы представлены: пиритом, халькопиритом, кварцем, баритом; второстепенные — сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, пир-

Химические составы серицитизированных и пиритизированных порфиров

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п,п	S	Pb	Cu	Zn	Σ
К-1323	66,60	0,24	17,00	2,83	0,75	0,005	3,80	1,03	0,93	4,40	0,20	0,072	1,94	0,50	0,006	0,013	0,048	99,36
К-1576	73,5	0,32	14,0	2,07	0,71	0,006	0,49	1,85	Сл.	4,04	0,33	0,04	2,78	0,50	0,012	0,02	0,07	100,7

Примечание. Обр. К 1323 — кварц-полевцовитовый порфир Попониколовского участка; обр. К-1576 — кварцевый порфир Сугатовского участка.

ротином, мельниковитом, мельниковит-пиритом, хлоритом, карбонатом, серицитом. Из элементов-примесей в минералах Сугатовского месторождения, кроме отмеченных серебра и золота, установлены: молибден, олово, висмут, сурьма, мышьяк, кобальт, никель, титан, вольфрам, барий, стронций.

На Сугатовском, как и на других месторождениях медно-порфирового типа, отложению руд предшествовало интенсивное изменение порфиров, местами до состояния кварц-серицитовых кварцитов. На участках относительно слабых изменений порфиры подверглись перекристаллизации с одновременным развитием кварца, хлорита, серицита, альбита, лейкоксена, пирита и халькопирита. Эти минералы совместно устойчивы, т. е. образуют минеральный парагенезис. На участках более интенсивных изменений количество минералов уменьшается, ведущими становятся кварц и серицит. При этом устойчивость упомянутого парагенезиса нарушается. Серицит активно замещает хлорит и альбит. На заключительной стадии изменений образуются кварциты, в которых совместно устойчивы серицит, кварц и пирит. Иногда в кварцитах присутствует андалузит.

В таблице 19 приведен полный химический анализ серицитизированного порфира с вкрапленниками пирита и реликтовым хлоритом. Примечательно то обстоятельство, что даже при частичном серицитовом замещении хлорита альбит полностью исчезает, о чем свидетельствует отсутствие в порядке натрия. Таким образом, натрий при калиевом замещении является более подвижным, чем магний.

Отложение руд происходило в узких локальных зонах дробления и брекчирования измененных и минерализованных порфиров. Поэтому рудные тела имеют четкие границы с вмещающими измененными породами, содержащими вкрапленники пирита. В составе руд количественно резко преобладает пирит, который нередко образует сплошные мономинеральные серноколчеданные руды. Другие сульфиды (халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые) образуют гнезда и линзовидные обособления, неравномерно распределенные в массе пирита.

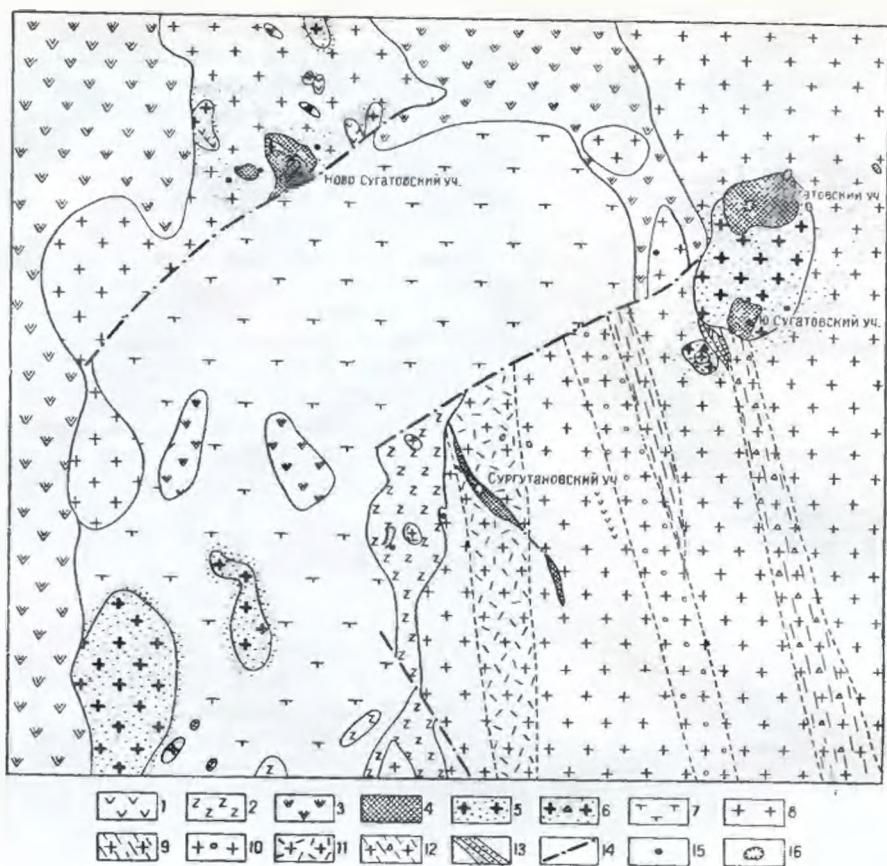


Рис. 11. Геологическая карта района Сургутановского и Сугатовского месторождений. 1 — диабазы; 2 — диоритовые порфиры; 3 — кварцевые диориты; 4 — бурые железняки; 5 — кварцевые порфиры и сопровождающие их ореолы изменений; 6 — эруптивные брекчи кварцевых порфиров; 7 — порфириты и их туфы; 8 — лавы кварцевых альбитофиров; 9 — флюидные лавы; 10 — сферолитовые порфиры; 11 — лавобрекчи кварцевых альбитофиров; 12 — лавобрекчи флюидных кварцевых альбитофиров; 13 — туфопесчаники; 14 — тектонические нарушения; 15 — скважины; 16 — горные выработки.

Как видно из приведенного описания, формирование всех рудопроявлений колчеданных формаций происходит в два последовательных этапа. С ранним этапом связано образование рассеянных вкрапленников пирита, халькопирита, являющихся составной частью автометасоматически-измененных порфировых пород. Эта минерализация по существу может быть отнесена к пропилюто-кварцитовому типу. В тектонически активных участках автометасоматоз сменяется околотрещинным метасоматозом дробленных порфиров и пород кровли. Именно с этим вторым этапом связано образование серноколчеданных и полиметаллических залежей, сложенных сплошными и прожилково-вкрапленными рудами.

Кварц-карбонат-свинцовая формация

Описанные выше рудные формации, связанные с порфировыми интрузиями, залегают в вулканогенно-осадочных силикатных породах. Подобные магматические породы, внедряясь в карбонатные толщи, также

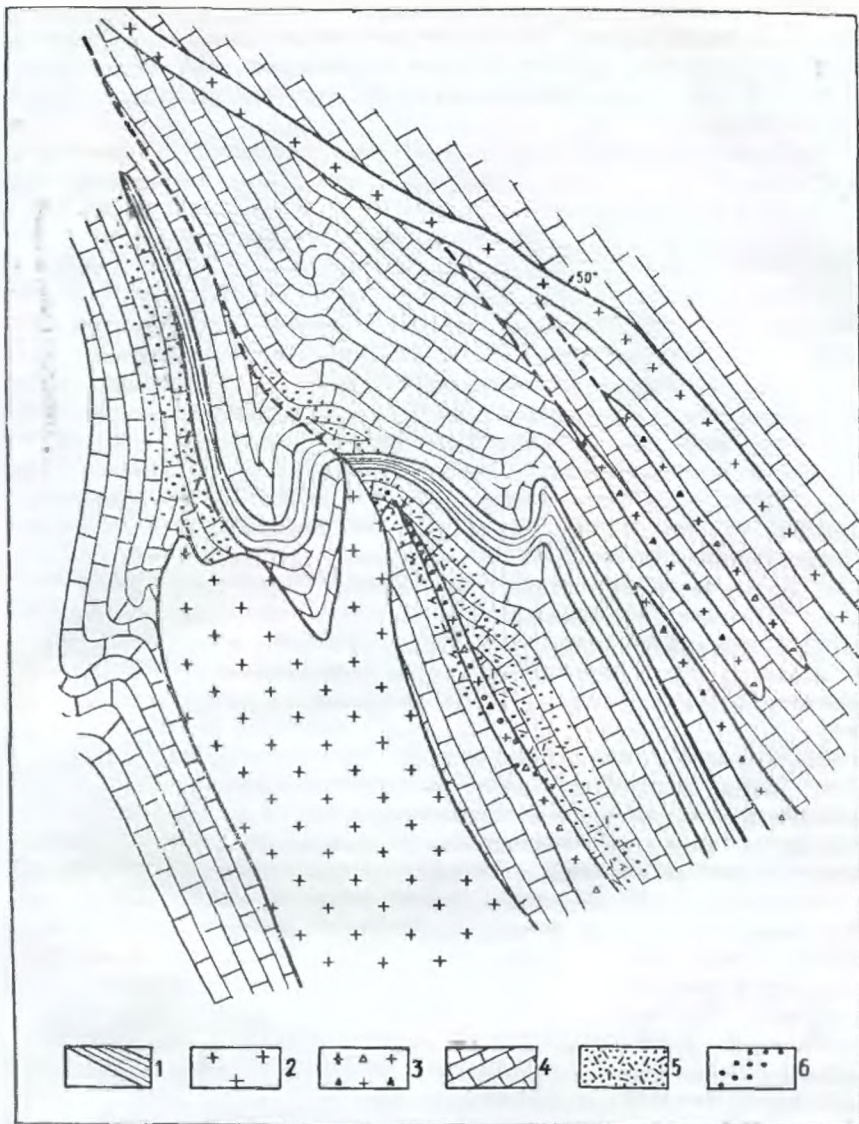


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Кызыл-Сайского месторождения. 1 — сланцы; 2 — кварц-полевошпатовые порфиры; 3 — эруптивные брекчии порфиров; 4 — известняки; 5 — прожилково-вкрапленная свинцовая минерализация; 6 — густовкрапленная свинцовая минерализация.

дают начало интенсивным метасоматическим процессам. Однако возникающие при этом зоны измененных пород и руды существенно отличаются от описанных выше.

Как показали исследования П. Ф. Иванкина, З. М. Нурбаева, И. В. Кузнецова и др. геологов (1960), подобные рудные формации широко развиты на Южном Алтае, в хребте Сарым-Сакты. В составе рудных зон ведущим металлом является свинец. Цинк всегда играет подчиненную роль, а медь практически отсутствует. Рудные минералы представлены главным образом галенитом и маложелезистым сфалеритом. В малых количествах известны: пирит, буланжерит, бурнонит, тетраэдрит и халькопирит. Руды заключены в известняках, эруптивных брекчиях фельзит-

порфиров, фельзит-порфирах и порфирах. В рудах, залегающих в известняках, жильные минералы представлены доломитом, кальцитом и анкеритом, а в рудах, заключенных в силикатных породах,—кварцем и серицитом. В небольших количествах известны также барит, флюорит, альбит, калишпат.

Типичными представителями этой рудной формации являются Пневское, Ушкунгайское, Кызыл-Сиирское, Сарал-Кабулакское и др. рудные зоны. Всего в районе известно свыше 300 рудопроявлений этого типа. Громадное большинство их пространственно приурочивается к контактам порфиров с известняками и к участкам выклинивания силлов и даек порфиров и их эруптивных брекчий в известняках. Характерным примером таких взаимоотношений является Кызыл-Сиирское месторождение, схематический план которого представлен на рисунке 12.

Рудоносная площадь сложена известняками и порфирами. Оруденение приурочено к трещиноватым и доломитизированным известнякам висячем боку наиболее протяженной залежи порфиров. По простиранию эта залежь и зона оруденения прослеживаются на 1 км. В поперечном разрезе рудная зона имеет мощность 4—6 м. Она представлена системой тонких, до нитевидных, прожилков и вкрапленниками галенита в доломитизированном известняке, частью в порфирах. Залежь порфиров и рудная зона в северо-западном направлении полого погружаются под известняки. На этом участке установлено, что в плоскости падения вверх по восстанию оруденение от порфиров уходит на расстояние 50—60 м. Таким образом, рудный ореол вокруг интрузива развивается преимущественно в его висячем боку и в месте выклинивания его по восстанию.

Порфиновые интрузии в районе повсеместно сопровождаются постмагматическими новообразованиями. Сравнительно глубоко эродированные интрузивы, сложенные гранит-порфирами, подвергаются слабому окварцеванию, реже серицитизации, турмалинизации, флогопитизации. В гранит-порфирах встречаются прожилки, состоящие из кварца, калишпата, мусковита. В них известны редкие зерна халькопирита.

Массивы, сложенные кварц-полевошпатовыми порфирами со слабо раскристаллизованной основной массой, подвергаются локальному окварцеванию и хлоритизации. Вмещающие породы на контакте с такими порфирами подвергаются слабой перекристаллизации. Известняки в экзоконтактовой зоне становятся более зернистыми и повсеместно подвергаются окварцеванию. Кварц образует систему тонких прожилков, иногда с альбитом и калишпатом.

Однако наиболее интенсивные гидротермальные изменения сопровождают силлы и дайки фельзит-порфиров и эруптивных брекчий в известняках. Порфиры подвергаются аутометаморфической серицитизации и окварцеванию, интенсивность которых возрастает в местах выклинивания и пережимов послонных и секущих интрузий. Дайки и силлы окружены ореолами измененных пород, состоящих из доломита, серицита, кварца, анкерита, хлорита.

По мнению П. Ф. Иванкина и З. М. Нурбаева, генетическая связь всех этих гидротермальных зон и свинцовых рудопроявлений района с порфирами не вызывает сомнения. Об этой связи свидетельствуют не только тесные пространственные взаимоотношения рудных зон и порфирических интрузивов, но и тот факт, что гидротермальные изменения в порфирах по своему характеру являются аутометаморфическими. Интенсивное и широкое развитие этого процесса в районе, по их мнению, свидетельствует о богатстве порфирической магмы водой и щелочами. Приуроченность зон изменения к концам порфирических силлов и даек указывает на ран-

нее отделение растворов от магмы. Внедрение последней, по-видимому, сопровождалось непрерывной дестилляцией газов и паров, которые накапливались во фронтальных частях интрузивов и способствовали образованию эруптивных брекчий. Быстро охлаждаясь, газы и пары превращались в гидротермальные растворы, которые воздействовали на порфиры и вмещающие карбонатные породы, где, в основном, и отлагались рудные и нерудные минералы.

3. ЭНДОГЕННЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С КОМПЛЕКСОМ ДОБАТОЛИТОВЫХ ГАББРОИДНЫХ ИНТРУЗИИ

Интрузии габбро-диабазов, габбро-диоритов, габбро-порфиритов в большинстве своем связаны с региональными разломами, которые характеризовались большой тектонической подвижностью в ранне- и среднегерцинское время. Поэтому они образуют систему линейных поясов. Известны два региональных пояса габброидных интрузий — Большереченско-Никитинский и Иртышский и ряд более мелких. Эти пояса представлены роями даек и силлов габброидов, которые сочетаются с продольными разломами и зонами рассланцевания пород. Судя по геологическим взаимоотношениям, породы эти являются нижнекаменноугольными, частью, возможно, верхнедевонскими образованиями.

С интрузивными телами габброидов пространственно связаны медные, железорудные и полиметаллические рудопроявления. Обычным, например, является нахождение в районах Рудного и Южного Алтая пирита, пирротина и халькопирита в адиоловых роговиках и в самих габбро-диабазов. В контактах массивов эпидотизированных габбро-диоритов известны также небольшие скарновые железорудные, а также медные и полиметаллические рудопроявления кварцево-жильного типа. Однако пояса габброидных интрузивов Алтая изучены пока крайне слабо. Остаются, в частности, неосвещенными вопросы фазовых и фациальных отношений габброидов различных петрографических типов, характер аутометаморфизма их, условиях образования гидротермальных зон разного состава вблизи интрузивов габбро и другие. Поэтому ниже мы ограничимся перечнем известных случаев пространственной приуроченности эндогенной рудной минерализации к интрузивам этого комплекса.

Наибольшим распространением пользуется медно-пирротиновая минерализация в эндо- и экзоконтактах интрузивов габбро. По данным З. М. Нурбаева и других геологов, в районе Хамира и Большой Речки пирит, пирротин и халькопирит образуют рассеянную вкрапленность в эпидот-актинолитовых роговиках на контакте интрузивов габбро-диабазов. В самих интрузивах эти минералы образуют мелкие шпильки и прожилки. Минерализация этого типа отмечается во многих интрузивах на протяжении нескольких десятков километров по простиранию пояса. Металлометрическое картирование района выявило многочисленные ореолы меди, отвечающие интрузивам габброидов. Аналогичная картина наблюдается и в Иртышской зоне смятия. На широте Бухтарминского месторождения в полосе развития габбро-диоритов выявлена протяженная зона минерализации, мощность которой достигает 150 — 200 м. В самих габброидах пирит, пирротин и халькопирит, образующие вкрапленники и гнездообразные скопления, ассоциируют с эпидотом, актинолитом, кварцем, карбонатом. В измененных вмещающих известково-глинистых алевролитах развиты прожилки этих же сульфидов. В прожилках установлены следующие ассоциации минералов: пирит—халькопирит; кварц—пирротин; халькопирит—пирротин; халькопирит—кварц—пирротин; пирит—халькопирит—хлорит.

При разработке котлована под плотину Усть-Каменогорской ГЭС в габбро-диоритах была вскрыта серия небольших линз сплошной халькопирит-пирротиновой руды (В. П. Нехорошев, 1952). Ореол роговиков, связанный с этой интрузией, характеризуется широким развитием вкрапленников пирита и пирротина. Эпизодически встречаются здесь и зерна халькопирита.

Железорудные скарны, связанные с габброидами, установлены в Иртышской зоне смятия на широте р. Бухтармы. Дайкообразное тело габбро-диоритов здесь прорывает рассланцованные известковистые алевролиты и известняки. Оно подвергается интенсивному аутометаморфическому изменению так, что частью замещается эпидот-актинолитовой породой, содержащей также кварц, карбонат, хлорит и рудные минералы. Руда, представленная магнетитом, гематитом и эпидотом, приурочена к контакту интрузива. Линзообразное рудное тело частью заместило габбро-диорит, частью — вмещающую породу. Генетическая связь железного оруденения с массивом габбро-диорита в данном случае едва ли может вызывать сомнения.

Кварцево-жильные медные рудопроявления вокруг массивов габброидов на Алтае имеют широкое распространение. Развиваются они в эндо- и экзоконтактных частях массивов, будучи приуроченными к тектоническим трещинам. В дайкообразных телах габбро, заключенных в зонах смятия, известны лестничные кварцевые жилы, иногда достигающие значительной мощности (до 1 м). Сульфидные минералы в кварцевых жилах представлены пиритом, халькопиритом, иногда сфалеритом. Они образуют редкие вкрапленники, иногда гнезда и прожилки.

Не исключено также, что в Большереченско-Никитинском региональном поясе с интрузиями габбро-диабазов связаны рудопроявления кварцево-полиметаллической формации. Большереченская и другие рудные зоны, содержащие свинцово-цинковые руды, имеют тесную связь с контактами и местами выклинивания по простиранию интрузивов габбро.

4. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ СО ЗМЕИНОГОРСКИМ ИНТРУЗИВНЫМ КОМПЛЕКСОМ

Месторождения и рудопроявления змеиногорского рудного комплекса в Рудном Алтае распространены широко. Общее количество их исчисляется сотнями. Наибольшим развитием они пользуются в Прииртышском и Верхубинско-Шемонаихинском рудных районах, в меньшей мере — в Бухтарминском, Лениногорском, Зыряновском районах и на Южном Алтае. Во всех случаях оруденение обнаруживает тесную пространственно-структурную связь с гранитоидами и обычно проявляется вдоль четких тектонических структур и зон срыва в экзоконтактных ореолах последних, реже в самих интрузивах. Размещение месторождений и рудопоявлений в плане неравномерное, узловое: имеются большие площади, практически лишенные их, наряду с участками, где рудопоявления образуют узлы и группировки. По отношению к стратиграфическому разрезу оруденение является сквозным и проявляется в различных его частях, начиная от нижнего палеозоя до карбона включительно. Вместе с тем положение максимума концентрации в различных рудных районах меняется. Так, в Прииртышском, Верхубинско-Шемонаихинском и Лениногорском районах наибольшее количество рудопоявлений приурочено к низам среднего девона, в Бухтарминском районе — к низам среднего карбона, на Южном Алтае — к низам среднего девона и визейским отложениям. По условиям формирования, минералогическому и веществен-

ному составу околорудно-измененных пород и руд месторождения змеиногорского комплекса весьма разнообразны. Проведенные исследования позволяют выделить среди них следующие генетические типы: контакто-метасоматические (скарновые) средних и малых глубин¹, высоко- и среднетемпературные гидротермальные средних и малых глубин. При этом среди месторождений скарнового типа известны скарновые железорудная, медная, медно-цинковая и полиметаллическая формации; среди высокотемпературных гидротермальных — кварц-турмалиновая золотоносная, кварц-турмалиновая оловоносная и кварц-флюорит-шеелитовая формации; среди среднетемпературных — формация прожилково-вкрапленного медного и полиметаллического оруденения в зонах окварцевания и серицитизации и кварцево-жильные медная, медно-цинковая и полиметаллическая формации (табл. 3). Практическое значение перечисленных рудных формаций различно. Наибольший интерес представляют скарновые формации, дающие мелкие и средние по размерам месторождения, на описании которых мы главным образом и остановимся. Остальные рудные формации обладают незначительными запасами руд и к тому же изучены слабо, поэтому они будут описаны в общих чертах.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарновые месторождения в Рудном Алтае всегда бывают связаны с конкретными интрузивами и потому располагаются в ореолах контактового воздействия последних на вмещающие породы. В редких случаях они встречаются за пределами экзоконтактовых воздействий или в самих интрузивных породах.

Процессы скарнирования наиболее характерны для вулканогенно-осадочных пород девона и карбона, примыкающих к мобильным тектоническим зонам со сложным и длительно развивающимся гранитоидным магматизмом. Более продуктивными являются экзоконтакты массивов плагиогранит-гранодиоритового состава, подвергшихся позднемагматическому метасоматозу — калишпатизации или альбитизации. Таковы месторождения Таловское, Рулихинское, Шемонаихинское, Радионов лог и многочисленные мелкие рудопроявления. Иногда устанавливается связь месторождений с гибридными породами типа диоритов и кварцевых диоритов (Сургутановское).

Контактовые роговики на месторождениях бывают представлены известково-силикатными разностями, состоящими из кварца, волластонита, биотита, реже граната, актинолита, эпидота, магнетита и хлорита. Редко присутствует кордиерит. По кислым породам образуются кварц-серицитовые, кварц-мусковитовые и кварц-серицит-биотитовые роговики. Среди скарнов известны гранатовые, гранато-пироксеновые, гранато-амфиболовые, эпидотовые, эпидот-актинолитовые и другие. Иногда со скарнами ассоциируют антофиллит-кордиерит-биотитовые породы (М. Г. Хисамутдинов, 1952).

Рудная минерализация во времени накладывается на роговики и скарны. Она представлена разнообразными комплексами минералов. Так, в рудопроявлениях скарновой железорудной формации ведущими являются магнетит и гематит. Сульфиды цветных металлов присутствуют здесь в подчиненном количестве. В месторождениях скарново-сульфидных формаций, напротив, получают преимущественное развитие пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, а магнетит и гематит имеют резко под-

¹ Рассеянная сульфидная минерализация в роговиках в качестве самостоятельной рудной формации не выделяется.

чиненное значение и присутствуют лишь в виде характерных минеральных примесей. В незначительных количествах в скарново-рудных зонах развиты блеклые руды, пирротин, арсенопирит, борнит, кубанит, алтант, гессит, висмутит, серебро и некоторые другие минералы (Б. И. Вейц, и др., 1957). Иногда характерен шеелит. Типичными элементами-спутниками руд являются титан и кобальт, реже молибден. Рудам обычно сопутствуют средне- и низкотемпературные околорудные изменения вмещающих пород и скарнов: эпидотизация, актинолитизация, хлоритизация, серицитизация, окварцевание, карбонатизация и баритизация. На отдельных месторождениях проявляются процессы флогопитизации и оталькования.

Зональное распределение минеральных парагенезисов для этих формаций в общем случае характерно. Примеры зональности описаны для Таловского месторождения М. Г. Хисамутдиновым (1952), для Верхнебухарминского — П. Г. Ведерниковым (1960).

Скарновая железорудная формация

Месторождения железорудной скарновой формации известны в различных районах Рудного и Южного Алтая. В главной своей массе они обладают небольшими запасами руд, поэтому систематически не изучались и не разведывались. Лишь в последние годы началось детальное изучение и перспективная оценка оруденения Радионова лога на Южном Алтае. Ниже приводится краткая характеристика трех небольших по размерам, но характерных железорудных месторождений — Бухтарминского, Глинка и Радионова лога.

Бухтарминское железорудное месторождение

Это месторождение приурочено к контакту гранодиоритов Бухтарминского массива, который прорывает нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы. В плане массив имеет изометрическую форму, в разрезе — это согласная залежь, погружающаяся на юг — в сторону Иртышской зоны смятия. В западной части гранодиориты прорывают интрузивные кварцевые порфиры, а в южной и восточной — порфириты, лавобрекчии порфиритов и их туфы с линзами известняков. В краевых частях гранодиориты постепенно переходят в гибридные диориты, а непосредственно у самого контакта — в эруптивные брекчии диорит-порфиритового состава.

Руды выходят на поверхность в виде небольших разобщенных тел, группирующихся вдоль контакта интрузии. Они залегают в ороговикованных и скарнированных порфиритах и их лавобрекчиях (рис. 6). Размер выходов рудных тел на поверхность составляет от 40 до 1500 м². Руды представлены массивным и вкрапленным магнетитом и гематитом. В незначительных количествах отмечаются сульфиды железа, меди, свинца и цинка. Содержание железа колеблется от 48 до 63%. Минеральный состав руд таков: главные минералы — магнетит, гематит, эпидот, клиноцоизит, гранат, актинолит, хлорит, кварц, карбонат; второстепенные — пирит, халькопирит, биотит, серицит, калишпат, мусковит, асбест, сфен, лейкоксен, альбит; редкие представлены сфалеритом, пирротинном, блеклой рудой, кордиеритом, апатитом, турмалином, роговой обманкой, рутилом.

Изучение пространственного размещения различных метаморфических пород и руд и их текстурно-структурных особенностей, проведенное

П. В. Иншиным (1960), позволяет наметить два этапа в формировании месторождения: роговиково-скарновый и рудный.

В роговиково-скарновый этап происходит образование роговиков и скарноидов. Первые развиваются по кварцевым порфирам, образуя ореол шириной в 2—10 м вдоль западного контакта интрузии. Кварцевые порфиры, ранее претерпевшие кварц-хлорит-серицит-пиритовые изменения, в результате термального воздействия интрузии подвергаются перекристаллизации и прогрессивному метаморфизму с образованием кварц-кордиерит-полевошпатовых, кварц-биотитовых, кварц-биотит-мусковитовых и кварц-хлоритовых роговиков. При этом непосредственно у контакта развиты кордиерит, биотит и калишпат, которые по мере удаления от интрузии постепенно сменяются мусковитом и, наконец, крупночешуйчатым (перекристаллизованным) хлоритом. Прогрессивный характер метаморфизма четко фиксируется явлениями замещения раннего хлорита мусковитом, клиноцоизитом и биотитом. По порфирирам, известковистым алевролитам развиваются роговики, сложенные гранатом, эпидотом, актинолитом, калишпатом, альбитом, карбонатом, кварцем. Наиболее распространенными являются гранат-эпидот-полевошпатовые с магнетитом, гранат-эпидот-актинолитовые породы, а также эпидозиты с хлоритом и кварцем. Они образуют ореол шириною до 200 м в висячем боку интрузии, в котором и заключены рудные тела.

Ранним минералом является гранат. Позже граната отлагаются эпидот, клиноцоизит, калишпат, актинолит, карбонат и кварц. При этом гранат часто разлагается с образованием кварца и карбоната.

Рудный этап состоит из двух стадий: железорудной и сульфидной. Железорудная стадия получила преимущественное развитие в скарноидных роговиках. Ранняя ассоциация этой стадии представлена магнетитом, эпидотом и кварцем. В виде единичных зерен проявляется пирит. Из реликтовых минералов характерен гранат, замещаемый магнетитом с образованием петельчатой структуры (рис. 13, б). Магнетит нередко дает сплошные зернистые скопления, лишенные жильных минералов. В конце железорудной стадии выделяется группа: гематит-эпидот-карбонат-актинолит-кварц, нередко обособляющаяся в виде жил (рис. 13, а). Гематит активно замещает магнетит с образованием коррозионной, петельчатой и коррозионно-пластинчатой структур.

Сульфидная стадия имеет ограниченное распространение. В сплошных магнетитовых рудах минералы этой стадии развиваются в виде тонких прожилков кварц-карбонатного состава с включениями черного сфалерита и халькопирита. Халькопирит помимо самостоятельных выделений дает тонкую эмульсионную вкрапленность в сфалерите. В роговиках в эту стадию образуются халькопирит и хлорит, развивающиеся в виде нитевидных прожилков и петель между зернами роговикового кварца. Сфалерит здесь не встречен. На заключительной стадии рудного этапа происходит формирование хлоритовых и карбонатных прожилков.

Характеристика важнейших минералов месторождения приведена в таблице 20.

Месторождение Глинка

Это небольшое давно известное месторождение вскрыто на глубине несколькими колонковыми скважинами. Участок сложен кварц-амфиболовыми сланцами нижнего палеозоя, содержащими линзы мраморов. Общее простирание толщи северо-западное. Породы метаморфической толщи пересечены дайками фельзит-порфира, кварцевого порфира, диабазы и габбро-диабазы. В 280 м к северо-востоку от рудной зоны распо-

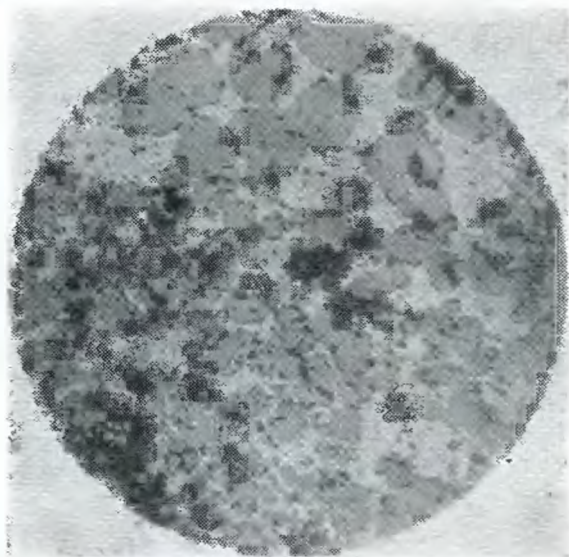
Сводка данных по характеристике важнейших минералов Бухтарминского железорудного месторождения

Этапы и стадии	Минералы	Форма зерен	Средние размеры, мм	Особенности окраски в шлифе	Дву-пре-ломле-ние	2 v	Удли-нение	Опи-ческ. знак	Другие константы
Роговиковый этап, проявляющийся только в кислых породах	Кордиерит	Псевдогексагональные	0,1—0,5	Бесцветный	0,008	60°		—	Ng — 1,548; Np — 1,540
	Биотит	Пластинки, чешуйки	0,05—0,1	Желтоватый	0,035	0—80°		—	Ng — 1,584; Np — 1,540
	Калишпат	Неправильные	0,3—0,5	Бесцветный, слабо буроватый		30°			
	Мусковит	Листочки, чешуйки	0,003—1,0	Бесцветный	0,034	40°	+	—	Ng — 1,600; Np — 1,566;
	Клиноцои-анит	Неправильные, призма-тические	0,1—0,25	От бесцветного до серо-зеленого	0,012	80°	+	+	Ng — 1,721; Np — 1,709; CNg — 10—12°
	Хлорит	Крупночешуйчатые	0,3—0,5	Светло-зеленый до бесцветного	0,009		—		CNg — 4 — 5°
Роговико-скарновый этап (без разделения), проявляющийся в средних породах	Гранат	Неправильные, изомет-ричные	0,25	Желтовато-зеленый					
	Магнетит	»							
	Эпидот	Призматические	0,1—0,5	Фиштакково-зеленый	0,030	—74°	—	—	
	Клиноцоизит	Таблички, призмы	0,25	Почти бесцветный, слабо зеленоватый	0,013	+82°	+	+	
	Актинолит	Игольчатые, тонкопризматические	0,025	Слабо зеленый	0,020	—69°	+	—	CNg — 16—17°
	Калишпат	Неправильные	0,3	Бесцветный	0,007	+80°		+	
	Кварц		0,15		0,009				
	Карбонат		0,05						

Рудный этап								
Железорудная	Магнетит	Изометричные, неправильные	0,15—1,0					
	Пирит	Неправильные	0,001—1,0					
	Гематит	Пластинчатые, неправильные	0,001—2,0					
	Эпидот	Неправильные, призматические	0,05—0,5	Фиштакково-зеленый		—	—	
	Клиноцоизит	Неправильные	0,03—0,08	Почти бесцветный		+	+	
	Актинолит	Игольчатые	0,2—0,004	Слабо зеленоватый	0,021			
	Кварц Карбонат	Неправильные	до 0,25	Бесцветный Бесцветный с четко выраженной спайностью	Высокое			+
Сульфидная	Сфалерит	Неправильные » »	0,001—0,01	Бесцветный				
	Халькопирит							
	Карбонат							
	Хлорит	Чешуйки	0,002	Светло-зеленоватый	0,004		+	



a



b

Рис. 13. Характер развития гематит-магнетитовых руд на Бухтарминском железорудном месторождении. *a* — магнетит-гематитовая жила (темное) с обломками гранат-полевошпат-эпидотовой породы. Обр. 78; *b* — петельчатая структура замещения граната (серое) магнетитом (светло-серое). Аншл. 2583, ув. 66.

лагается массив диоритов (рис. 14). Рудная зона прослеживается вдоль контакта мраморов с дайками кислого состава. Она представлена гранатовыми, гранато-эпидотовыми и пироксено-амфиболовыми скарнами с магнетитом и гематитом. Среди скарнов отмечаются участки микрокварцита с сульфидным оруденением. Скарнированию и оруденению подвергаются мраморизованные известняки, реже вмещающие сланцы и жильные тела порфиоров.

Основными типами руд являются: магнетитовые, магнетито-гематитовые и медно-цинковые. Первые два типа тесно связаны со скарнами, а последний проявляется как в скарнах, так и в микрокварцитах. Из характерных элементов-примесей присутствуют: кобальт, никель и кадмий. В единичных пробах зафиксированы висмут, молибден и ванадий.

Изучение месторождения показывает, что процесс формирования скарнов и руд здесь происходил в сложных условиях и сопровождался

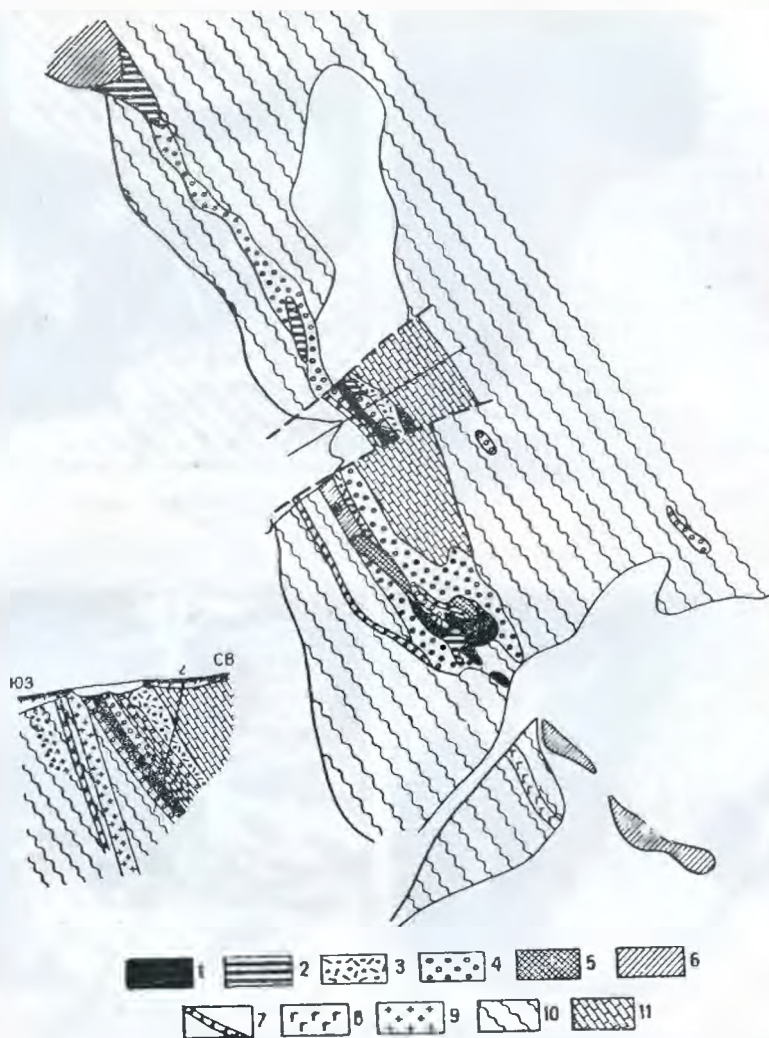


Рис 14. Геологическая карта месторождения Глинка. 1 — магнетитовая руда; 2 — скарны с магнетитом и вкрапленностью сульфидов; 3 — обожженные гранатовые скарны; 4 — гранат-эпидотовые скарны; 5 — кварциты; 6 — предполагаемые магнетитовые залежи; 7 — диабазы; 8 — габбро; 9 — фельзит-порфиры; 10 — метаморфические сланцы; 11 — мраморы.

неоднократными тектоническими подвижками. Это находит свое подтверждение в четких взаимоотношениях одновременных минеральных ассоциаций в скарнах и рудах (рис. 15). Намечается следующая схема минералообразования (от ранних к поздним): пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны (дробление), гранатовые скарны (дробление), эпидотовые, эпидот-актинолитовые породы, магнетитовые и магнетито-гематитовые руды (дробление), прожилки эпидота, микрокварциты, медно-цинковые руды.

Образование скарнов протекало только в трещинных структурах, вдоль которых происходил приток минерализующих растворов, несущих с собой основные скарнообразующие компоненты. Поэтому скарны здесь

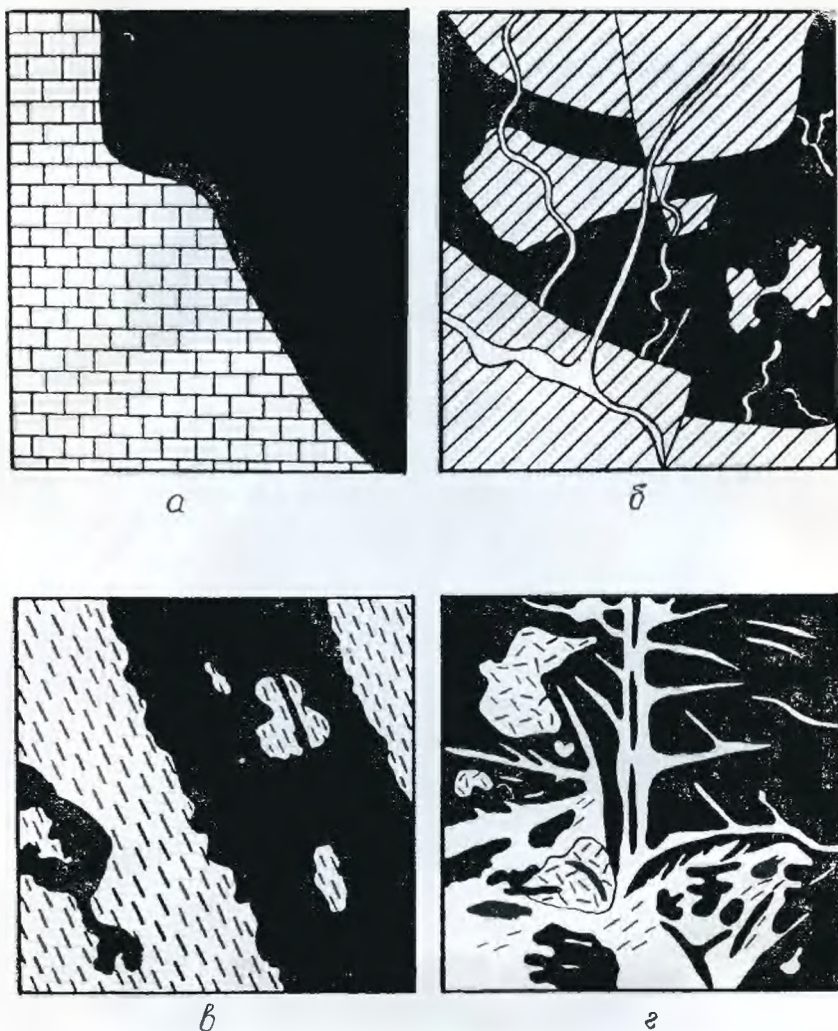


Рис. 15. Текстуры железорудных скарнов месторождения Глинка. *а* — характер контакта пироксен-гранатового скарна с мраморизованными известняками. Обр. 753; *б* — взаимоотношение магнетитовой руды (черное) с пироксен-гранатовым скарном (штриховка). Белое — жилки позднего эпидота. Обр. 751; *в* — жилки граната (черное) в пироксеновом скарне (пунктир). В жильном гранате видны реликты пироксена. Обр. 562; *г* — прожилки пирита (белое) в магнетите (черное). В магнетите видны реликты эпидота (штрихи). Обр. 572.

всегда проявляются в форме жил, имеющих резкие контакты не только с силикатными, но и с карбонатными породами (рис. 15 а, б, в). В дальнейшем, после подновления рудоносного разлома, привносится железо и формируются богатые магнетито-гематитовые руды. В это же время отлагается основная часть эпидота и амфиболов. Несколько позже эти минералы подвергаются грубому брекчированию, а вдоль трещин в них развиваются жильный эпидот. Заканчивается рудный процесс привнесом кремнезема, цветных металлов и серы с образованием микрокварцитов и сульфидных руд.

Это месторождение находится в Южноалтайском рудном районе, в 10 км к северу от поселка Медведка. По данным В. К. Григорьева, И. В. Кузнецова и других геологов, участок сложен моноклинально залегающими песчано-глинистыми породами и известняками девона, прорванными небольшими штоками гранодиоритов и кварцевых диоритов (рис. 16). Интрузивные породы в юго-восточной части штока интенсивно

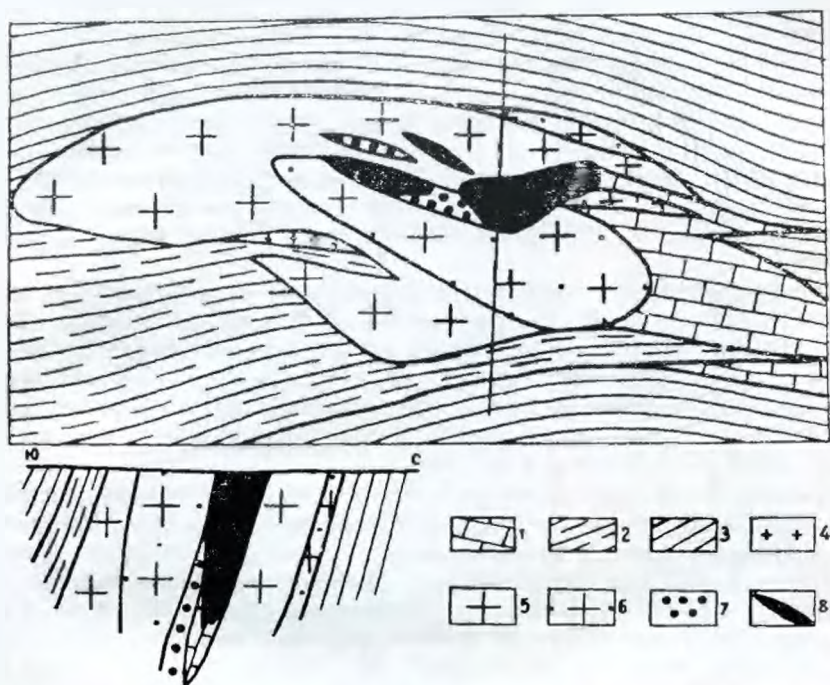


Рис. 16. Схематическая карта месторождения Родионов лог. 1 — известняки; 2 — порфиroidные сланцы; 3 — кварц-серицитовые сланцы; 4 — кварцевые порфиры; 5 — гранодиориты; 6 — альбититы; 7 — скарны; 8 — магнетитовая руда.

альбитизированы до состояния вторичных альбититов. Скарны развиваются преимущественно в альбититах или на контактах последних с известняками и слабо измененными гранодиоритами. Среди них выделяются гранатовые, пироксен-гранатовые, кварц-пироксен-гранатовые и гранат-магнетитовые разновидности. Широким развитием пользуются эпидозиты, кварц-эпидотовые, эпидот-актинолитовые, эпидот-актинолит-карбонат-хлоритовые и другие среднетемпературные метасоматические породы. Магнетитовые залежи заключены в скарнах и имеют форму крутопадающих столбов и линз. Длина рудных тел до 300—450 м, ширина до 300 м. Содержание железа колеблется от 49,7 до 69,9%, в среднем составляет 65,6%. Руды сливные и густовкрапленные. В них заключены зерна пироксена, граната, кварца, альбита, актинолита, эпидота, карбонатов, а также сфена, апатита, циркона. Редко в первичных рудах присутствуют гематит и сульфиды железа, меди, свинца и цинка. Содержание цветных металлов не превышает десятых долей процента.

Микроскопическое изучение образцов из скарново-рудной зоны ука-

зывает на сложное развитие процессов замещения. Выделяется не менее четырех стадий минералообразования: альбитовая, скарновая, эпидот-актинолит-магнетитовая и кварц-хлоритовая. Вначале гранодиориты подвергаются альбитизации, при этом из породы выносятся железо, кальций и другие основания. Одновременно с альбитом отлагается кварц. Этот процесс позже сменяется скарнированием породы. Гранат и пироксен замещают альбитизированные гранитоиды. Возникают следующие парагенезисы минералов: пироксен—гранат, пироксен—альбит—кварц, гранат—альбит—кварц, пироксен—гранат—кварц, гранат—магнетит.

Впоследствии скарны подвергались дроблению. По мере падения температуры минерализующих растворов минералы скарновой стадии становятся неустойчивыми. Они разлагаются и замещаются минералами эпидот-актинолитовой группы с образованием сложных по составу среднетемпературных гидротермалитов. Формируются ассоциации: эпидот—актинолит—сфен—магнетит, эпидот—актинолит—альбит—карбонат—магнетит, эпидот—актинолит—магнетит, эпидот—клиноцоизит—магнетит, актинолит—магнетит, хлорит—эпидот—клиноцоизит—карбонат—магнетит. В это время образуется основная масса магнетитовых руд.

В заключительную стадию минералообразования происходит частичное переотложение в рудной зоне кремнезема, железа, кальция, привноса серы и цветных металлов. В скарнах и магнетитовых рудах в виде прожилков и гнезд выпадают ассоциации: хлорит—кварц—магнетит, эпидот—карбонат—кварц—пирит, кварц—серицит (мусковит)—сульфиды, кварц—хлорит—карбонаты—сульфиды, кварц—хлорит—серпентин, кварц—карбонаты и другие.

Отличительной особенностью месторождения Родионов лог является отчетливая пространственная и генетическая связь скарново-магнетитовых залежей с зонами автометасоматической альбитизации гранодиоритов. Эти изменения, по-видимому, характеризуют апикальную часть массива, вскрытого современным эрозионным срезом. Судя по данным магнитометрического изучения района, мелкие гранодиоритовые массивы, выходящие здесь на эрозионный срез, являются сателлитами более крупных тел, группирующихся в виде протяженного пояса.

Скарновые сульфидные формации

Месторождения скарново-сульфидных формаций имеют в Рудном Алтае более широкое развитие и отличаются от месторождений железорудной формации значительным содержанием сульфидов цветных металлов—пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Наиболее широко эти месторождения развиты в Верхубинско-Шемонаихинском и Прииртышском рудных районах. В первом из них скарново-сульфидные месторождения приурочены к узкой прерывистой полосе ороговикованных пород нижнего палеозоя и среднего девона, прорванных многочисленными интрузиями гранитоидов. Интрузии и минерализованные зоны группируются вдоль крупной Шемонаихо-Секисовской зоны разломов. Как видно на геолого-тектонической карте (рис. 17), эта зона состоит из крупных субширотных разломов, с которыми сопряжены более мелкие разломы меридионального простирания. Характерная ячеистая тектоническая структура всей зоны унаследована змеиногорскими интрузиями.

Размещение месторождений неравномерное, узловое. Выделяется три главных узла: Шемонаихинский, Орловский и Верхубинский. Все рудные узлы характеризуются повышенной тектонической мобильностью. Они представляют собой участки максимальной концентрации разломов

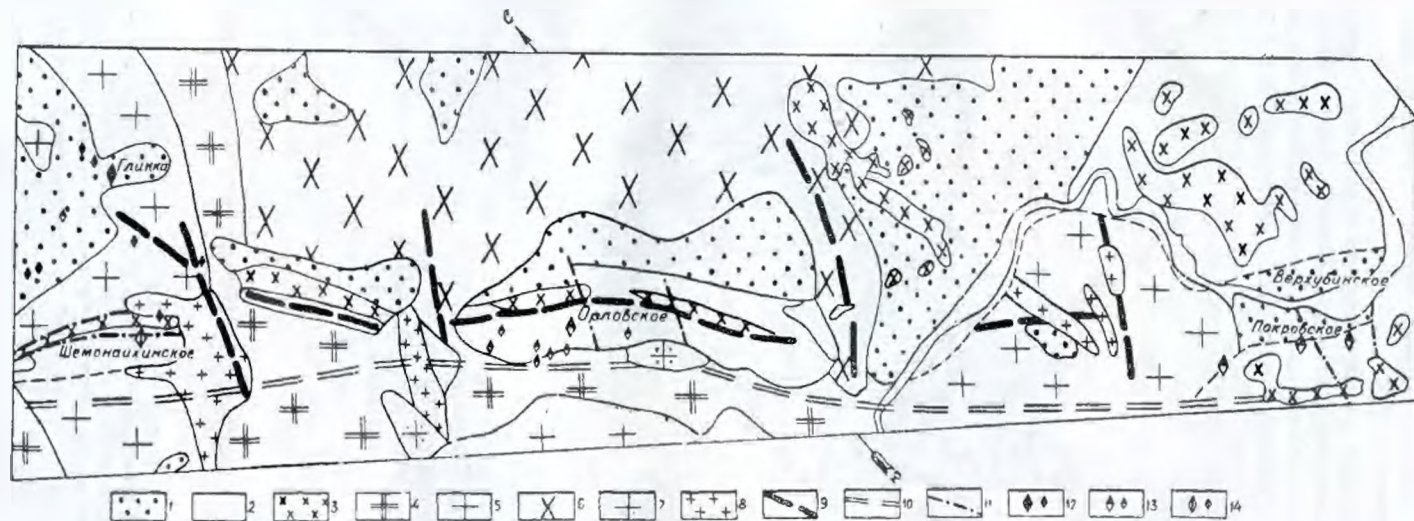


Рис. 17. Геологическая карта полосы Верхуба — Шемонаиха. 1 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя; 2 — вулканогенно-осадочные отложения девона; 3 — кварцевые порфиры; 4 — роговообманковые граниты; 5 — умеренно калишпатизированные порфирированные граниты; 6 — калишпатизированные гранодиориты; 7 — биотитовые граниты; 8 — аплитовидные граниты; 9 — крупные разломы; 10 — область пониженных значений магнитного поля вдоль ослабленной зоны; 11 — мелкие разломы; 12 — 14 — скарновые формации (12 — железорудная; 13 — меднорудная; 14 — полиметаллическая).

и вместе с тем отличаются большой сложностью фазовых отношений гранитоидов в пределах сложных массивов и обилием жильных пород. Типичны здесь явления аутометасоматического изменения интрузивных пород. Среди них наиболее распространены калишпатизация, альбитизация и эпидотизация. Скарны располагаются в участках максимального проявления этих процессов.

В Прииртышском районе главная масса скарновых рудопоявлений приурочена к экзоконтакту интенсивно калишпатизированных и альбитизированных гранитоидов Межовского массива. Они залегают в ороговикованных туфоогенно-осадочных породах девона, реже в самих грани-

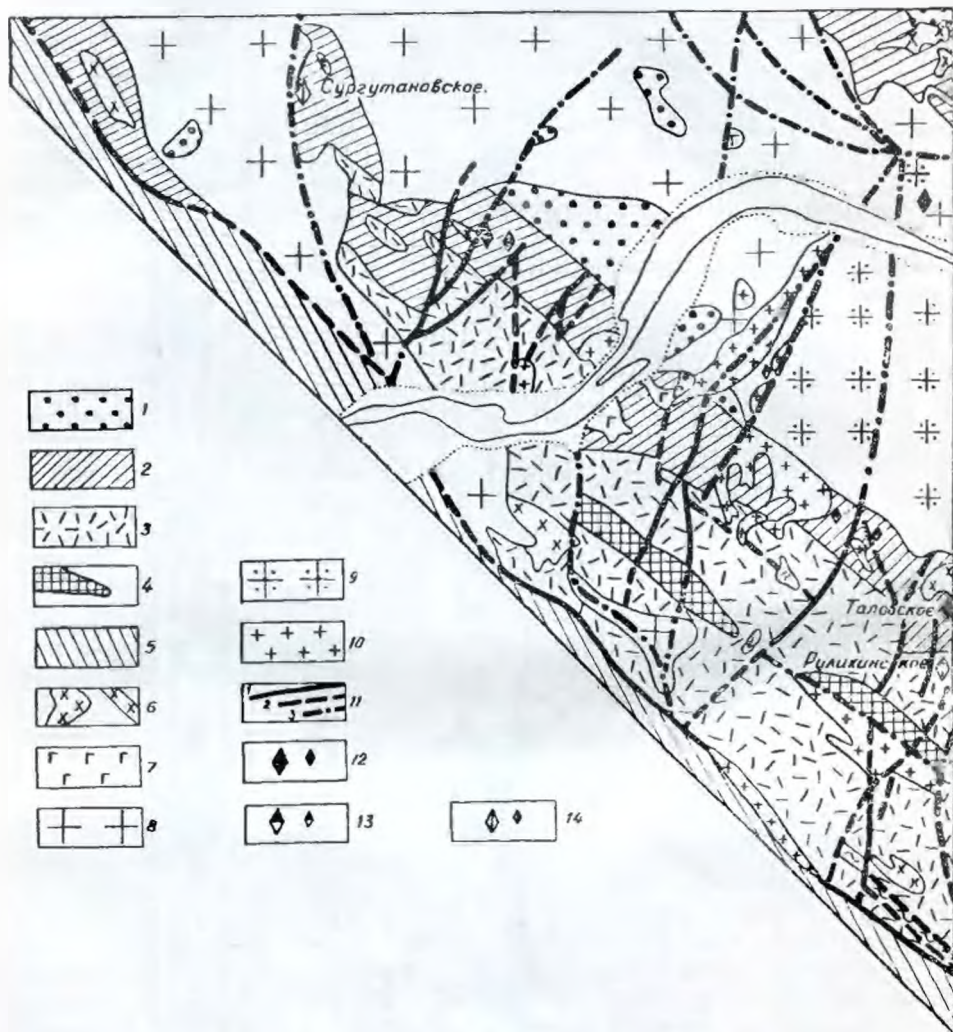


Рис. 18. Геологическая карта района Рулихинского и Сургутановского месторождений. 1—нижний палеозой; 2—средний девон; 3—верхний девон; 4—карбон; 5—зеленокаменные сланцы Иртышской зоны смятия; 6—добазититовые порфиры; 7—габбро; 8—плагнограниты и гранодиориты; 9—интенсивно калишпатизированные плагнограниты и гранодиориты; 10—малые интрузии; 11—разломы (1—прослеженные; 2—предполагаемые; 3—фиксируемые интрузиями); 12—14—скарновые формации змеиногорского комплекса (12—железорудная; 13—медная; 14—медноцинковая и полиметаллическая).

тоидах (рис. 18). Здесь, как и в Верхубинско-Шемонаихинском районе, устанавливаются совершенно четкие взаимосвязи скарнообразования с процессами аутометаморфического изменения гранитоидов. Месторождения приурочены к участкам, где субмеридиональные разломы пересекают контактовую зону массива. Именно на этих участках гранитоиды подверглись наиболее интенсивным аутометаморфическим изменениям.

По составу руд и соотношению в них основных полезных компонентов скарново-сульфидные месторождения Рудного Алтая разделяются на медные, медно-цинковые и полиметаллические с обычным преобладанием в них меди (и цинка) над свинцом. В полиметаллических рудах свинец преобладает над медью. Характерными элементами-спутниками руд являются титан и кобальт, реже кадмий, золото, висмут. Корреляция основных металлов для наиболее типичных месторождений описываемых формаций приводится ниже (табл. 21).

Таблица 21

Корреляция металлов в скарново-сульфидных месторождениях Рудного Алтая

Месторождение	Отношение			Примечание
	медь	свинец	цинк	
Орловское	123	1	6,6	Характерен кобальт
Верхубинское	200	1	6	
Таловское (голымо для сплошных руд; во вкрапленных всегда резко преобладает медь)	6	1	8	
Рулихинское (межпластовая залежь)	0,4	1	4,6	Характерен кобальт, кадмий, серебро
Новошемонаихинское	0,5	1	3,2	

От аналогичных по составу месторождений позднего рудного комплекса, парагенетически связанного с малыми интрузиями, месторождения скарново-сульфидных формаций отличаются пространственной связью с крупными телами гранитоидов и положением их в роговиковых породах экзоконтактовых зон интрузий, наличием скарнов и слабо выраженными процессами предрудного выщелачивания. Рудные зоны обычно имеют сложные формы, не выдержаны по простиранию и падению и невелики по своим размерам. Руды в таких месторождениях богаты по содержанию металлов, но дают небольшие скопления — мелкие и средние залежи. Ниже приводим краткое описание наиболее характерных месторождений скарново-сульфидных формаций. Из медных месторождений будут описаны Орловское, Верхубинское и Таловское, из медно-цинковых — Сургутановское, из полиметаллических — Рулихинское и Шемонаихинское.

Орловское месторождение

В геологическом строении месторождения, по данным Л. В. Коренковой, П. Г. Ведерникова и др., принимают участие эффузивно-осадочные породы среднего девона, слагающие здесь северное крыло синклинальной складки широтного простирания. Породы имеют южное моноклиналиное падение, осложненное серией тектонических нарушений.

Имеющиеся фактические материалы позволяют наметить следующую последовательность геологических событий, принимавших участие в формировании месторождения.

1. Складчато-глыбовые движения в зоне разломов в девоне и нижнем карбоне.
2. Внедрение порфировых интрузий по субширотным разломам.
3. Внедрение диоритов, гранодиоритов и гранитов змеиногорского комплекса в условиях продолжающихся складчато-глыбовых движений.
4. Формирование роговиков, скарнов, гидротермально-измененных пород и руд в условиях повторных относительно слабых тектонических подвижек в пределах наиболее подвижных участков региональной зоны.

Среди метаморфических пород наибольшим развитием пользуются роговики. Менее распространены скарны, эпидотовые и эпидот-актинолитовые породы, кварциты и другие гидротермально-метасоматические образования, с которыми ассоциируют руды.

Роговики представлены: кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми, хлорито-кварцевыми, кварц-эпидот-актинолитовыми, кварц-пироксен-гранатовыми, кварц-волластонитовыми и другими разновидностями. Наблюдается четкая зависимость состава роговиков от характера исходных пород.

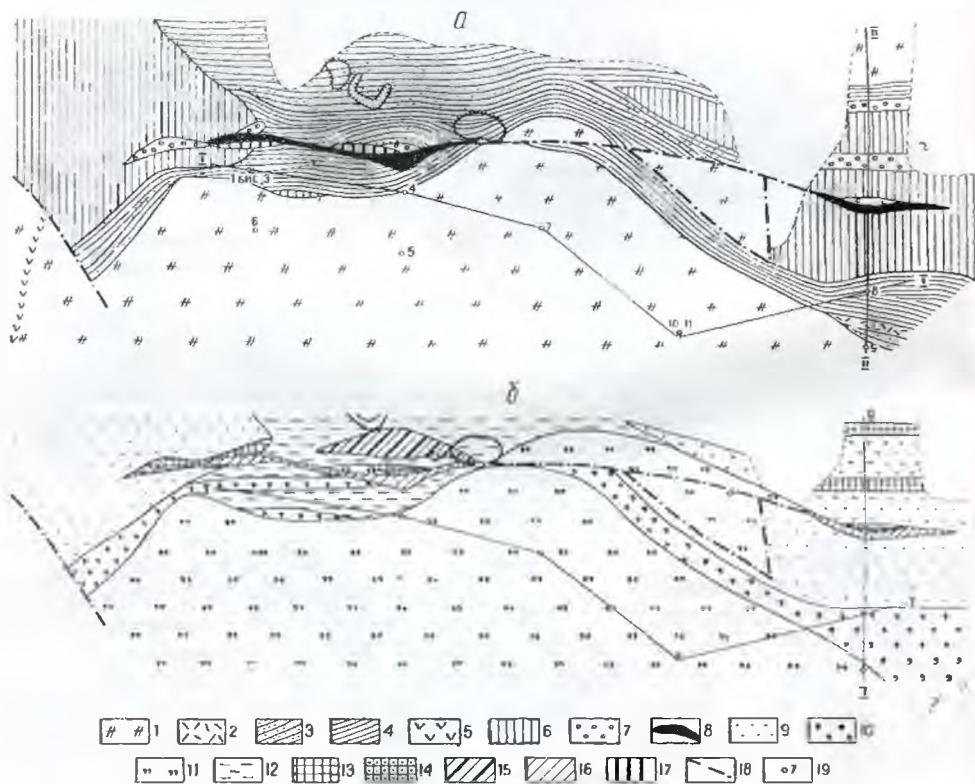


Рис. 19. Геологическая карта (а) и карта метаморфизма (б) пород Орловского месторождения. 1 — кварцевые порфиры; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — туфопесчаники; 4 — алевролиты; 5 — диабазовые порфириты; 6 — роговики; 7 — скарны; 8 — руды зоны окисления; 9 — скарноидные роговики; 10 — биотито-кварцевые роговики; 11 — серицито-кварцевые роговики с редким биотитом; 12 — хлорито-кварцевые роговики; 13 — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 14 — эпидот-актинолитовые породы; 15 — хлоритовые, хлорито-талковые и хлорит-серицитские метасоматические породы; 16 — существенно кварцевые метасоматические породы; 17 — кварциты; 18 — разломы; 19 — скважины.

Так, кварц-серпичитовые роговики с редким биотитом развиваются по кварцевым порфирам и их туфам; кварц-биотитовые — по туфопесчаникам и алевролитам; скарноидные — по известковым алевролитам и алевропелитам; хлорито-кварцевые — преимущественно по глинистым

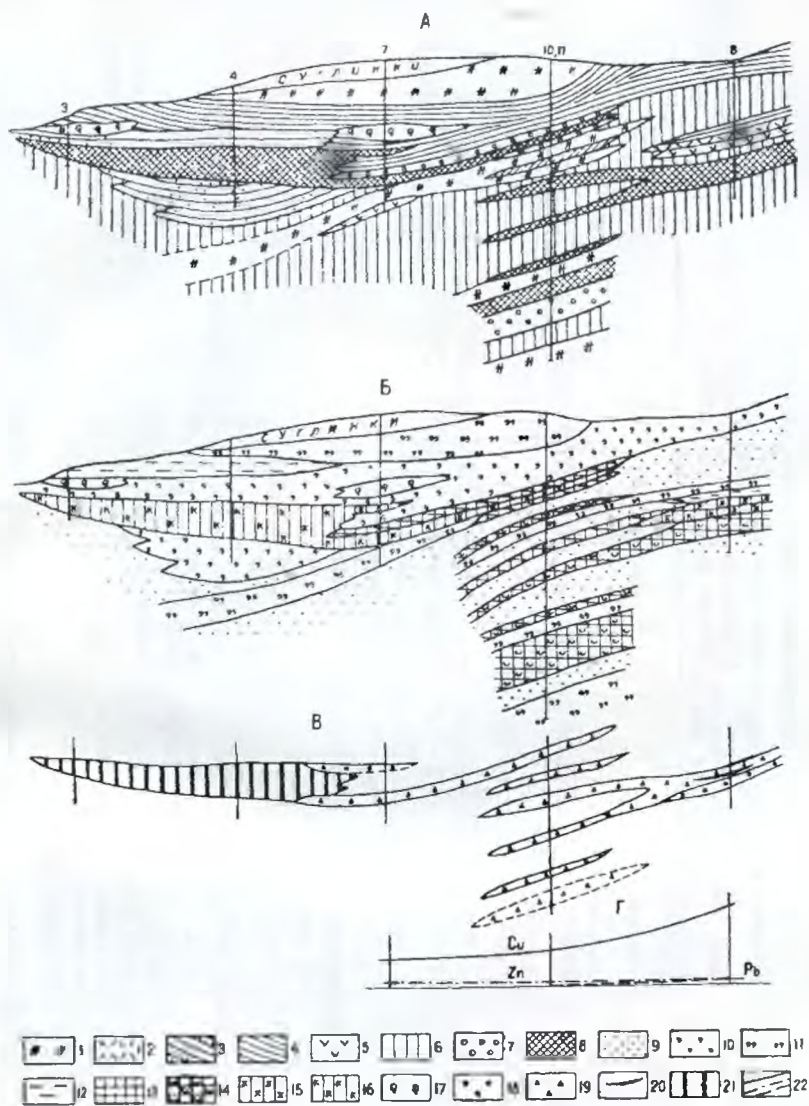


Рис. 20. Продольный геологический разрез (А), схема метаморфизма пород (Б), размещение типов руд (В) и графики корреляции металлов по скважинам (Г) Орловского месторождения. 1 — кварцевые порфиры; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — туфопесчаники; 4 — алевролиты; 5 — диабазовые порфиристы; 6 — роговики; 7 — скарны; 8 — рудная зона; 9 — скарноидные роговики; 10 — биотито-кварцевые роговики; 11 — серпичито-кварцевые роговики; 12 — хлорито-кварцевые роговики; 13 — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 14 — эпидот-актинолитовые породы; 15 — хлоритовые, хлорито-талковые и хлорито-серпичитовые породы; 16 — существенно-кварцевые и метасоматические породы; 17 — кварциты; 18 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные серноколчеданные руды; 19 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные серноколчеданные медные руды; 20 — сливные колчеданные руды; 21 — охристые породы зоны окисления; 22 — графики корреляции меди, цинка и свинца.

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Орловского месторождения

Этапы	Стадии	Минералы и последовательность их выделения	Физические и оптические константы минералов			
			Форма зерен	Средние размеры зерен, <i>м</i>	Особенности окраски в шлифе	Двуупреломление
Роговиково-скарновый	Роговиковая	Кварц, пироксен, гранат, волластонит, эпидот, актинолит, магнетит, биотит, серицит, хлорит	Константы минералов роговиковой стадии не определялись			
	Скарновая	Пироксен (диопсид) Гранат (андрадит) Магнетит	Короткостолбчатые Изометричные Неправильные, изометричные	0,2—0,5 0,4—0,5	Зеленоватый Слабо буроватый	0,028—0,029 Удлинение положительное; $CNg = 44-45^\circ$ Зональный
Эпидот-актинолитовая	Эпидот Клиноцонозит Ильменит Актинолит Магнетит Кварц Карбонат Хлорит (клинохлор) Пирит	Призматические " " Шестоватые, игольчатые Неправильные, изометричные Неправильные Пластинчатые Неправильные	0,1—0,5 0,1—0,5 0,001—0,05 0,1—0,5 и > 1,0 0,01—1,0 0,01—0,03	Желто-зеленый Зеленоватый Серый Темно-зеленый Черный Слабо зеленоватый оттенок С буроватым оттенком	0,023—0,040 0,006 0,027 0,005	Иногда двойники Удлинение положительное; $CNg = 20^\circ$; Ca—0,001; Si—0,05; Mn < 0,1 Ag > 0,001; Co—0,03; Bi < 0,003

Гидротермальный

Сульфидная

Кварц	Неправильные
Карбонат	"
Хлорит (клинохлор)	Пластинчатые
Тальк	Чешуйки, пластинки
Серицит	Чешуйки
Пирит	Неправильные, реже кубические
Халькопирит	Неправильные, изометричные
Сфалерит	Неправильные
Нирротин	"
Галенит	Неправильные, изометричные
Блеклые руды	Неправильные, овалы
Мусковит	Пластинки
Эмлектит	Неправильные
Молибденит	Чешуйки
Марказит	Пластинки

0,08—0,5	Зеленый	0,010	
0,005—0,08	Слабо зеленоватый	0,042	Угасание прямое
0,05—0,1	Бесцветный	0,038	
0,01—1,0	Светло-кремовый		Зональный; Ag<0,005; Bi—0,003; Co>0,01
0,01—0,5	Латунно-желтый		Иногда характерны двойники
0,02—0,2	Темно-бурый до черного		Ag—0,001; Cg>0,1; Ga—0,003. Характерны полисинтетические двойники
0,01—0,1			
0,001—0,1			
тыс. доли			
	Бледно-зеленый		Mn>0,1; Cu>0,005; Ga—0,001
0,05—0,2	Кремово-белый		
0,001—0,02			
0,005—0,3			

сланцам (рис. 19, 20, 22). По времени образования роговики являются наиболее ранними метаморфическими породами и потому пересекаются скарнами, жилами и прожилками эпидот-актинолитового, кварцевого и кварц-сульфидного состава (рис. 21).

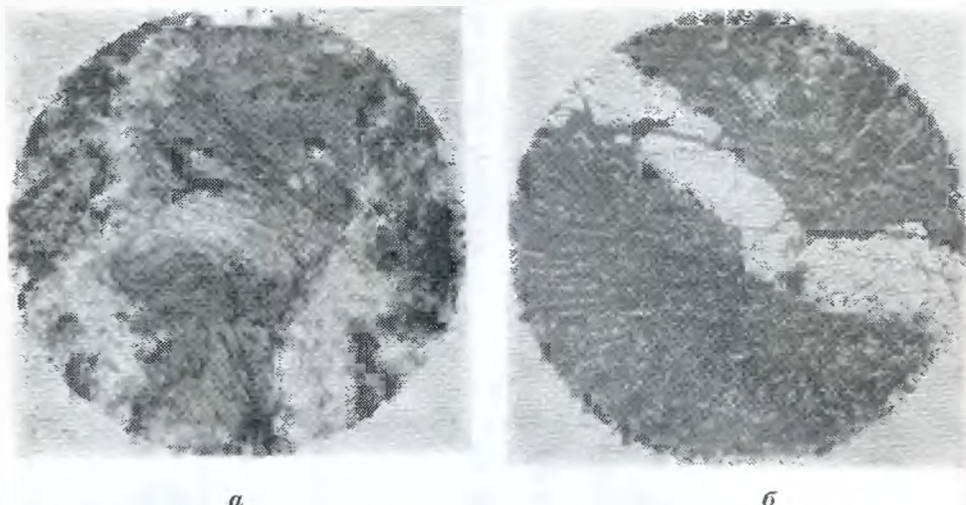


Рис. 21. Взаимоотношения минералов на Орловском месторождении. *а* — прожилок актинолита (в центре) в роговике. Шлиф. № 25, ув. 66; *б* — жилка пирита в магнетит-актинолитовой породе. Аншл. 60а, ув. 40.

Скарны, гидротермальные породы и сульфидные руды проявляются в виде линейных рудных зон. Основная рудная зона связана с главным разломом широтного простирания, падает к югу под углом 45—50° и включает в себе несколько мелких рудных залежей. Она представлена эпидот-актинолитовыми породами с сульфидами. Нередко здесь встречаются гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, кварциты, а также хлоритовые, хлорито-талльковые, хлорито-серицитовые породы. Как скарны, так и более низкотемпературные минеральные ассоциации проявляются в виде узких линзовидных полос, фиксирующих трещинные пути инфильтрации растворов в дробленных роговиках. Руды тесно связаны с зонами железо-магнезиального замещения, т. е. с эпидот-актинолитовыми и хлоритовыми породами, а также с местами отложения кварца. Богатые вкрапленные и сплошные серноколчеданные медные руды имеют мощность до 15 м. Местами обособляются густовкрапленные кобальтоносные серные колчеданы мощностью до 8,5 м. В районе старой шахты от главной рудной зоны отходит оперяющая апофиза, к которой приурочивается небольшое рудное тело, прослеженное на глубину до 80 м и по простиранию до 100 м.

Основными минералами первичных руд являются: пирит, халькопирит, магнетит; из нерудных — эпидот, клиноцоизит, актинолит, кварц, хлорит, гранат. В подчиненном количестве присутствуют: пироксен, карбонаты, тальк, серицит, мусковит, сфалерит, галенит, ильменит и другие. Полный список минералов, известных на месторождении, и характеризующие их фактические данные приводятся в таблице 22. Эта таблица составлена с учетом данных Л. В. Коренковой и Б. И. Вейц (1959).

По вещественному составу на месторождении выделяется два типа руд: серноколчеданные (пиритные) и серноколчеданные медные (пирит-халькопиритовые). В рудах всегда присутствует магнетит. Количество его иногда доходит до 30—40%. Сфалерит, галенит и другие рудные минералы встречаются спорадически. По текстурным признакам выделя-

ются вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные разности. Из структур характерны: гипидиоморфнозернистая, разъедания, замещения, катаклаза и структуры распада твердых растворов (у пары сфалерит-халькопирит). Характерным элементом-спутником руд является кобальт, иногда в незначительном количестве отмечается молибден. Руды Орловского месторождения относятся к типу медных кобальтоносных.

При образовании роговиков возникают следующие минеральные ассоциации: кварц — пироксен — гранат — эпидот — актинолит; кварц — волластонит; кварц — эпидот — актинолит — магнетит; кварц — биотит; кварц — серицит — биотит; кварц — хлорит и другие. Эти ассоциации в начале сменяются гранатом и пироксеном. В дальнейшем, по мере понижения температуры минералообразующих растворов, ранние скарновые минералы становятся неустойчивыми. Они замещаются эпидотом, клиноцоизитом, актинолитом и магнетитом. Формируются ассоциации: эпидот — клиноцоизит, эпидот — актинолит — магнетит, эпидот — актинолит — магнетит — кварц — карбонаты — хлорит — пирит и другие. Последние слагают жильные тела в роговиках и скарнах (рис. 22).

Сульфидные руды формируются позже ассоциации эпидот — актинолит — магнетит и сопровождаются околорудными изменениями, типичными для средних и низких температур. Таковыми являются: хлоритовые, хлорито-кварцевые, хлорито-серицитовые, кварцевые и кварц-карбонатные породы. В редких случаях в них появляется флогопит, тальк, мусковит. Обычными минеральными ассоциациями сульфидных залежей являются: кварц — карбонат, хлорит — кварц, кварц — хлорит — пирит, кварц — серицит — пирит, кварц — пирит — халькопирит, кварц — хлорит — пирит — халькопирит — пирротин — сфалерит — галенит — блеклые руды, кварц — мусковит — сульфиды.

Указанные выше виды минеральных ассоциаций характеризуют высоко-, средне- и низкотемпературные ступени метаморфизма. Соответственно этому здесь выделяются два этапа минералообразования: роговико-скарновый и гидротермальный. Процесс минералообразования в первом этапе протекал в условиях высоких температур. Он разделяется на две стадии: роговиковую и скарновую. Во втором этапе выделяются эпидот-актинолитовая и сульфидная стадии минерализации, из них первая характеризует среднетемпературную ступень метаморфизма и сопровождается отложением магнетита. В сульфидную (или кварцево-сульфидную) стадию в условиях средних и низких температур формируются залежи медных руд. Общая последовательность формирования месторождения и данные по минеральным парагенезисам по этапам и стадиям процесса приведены в таблице 23.

Судя по минеральным парагенезисам, такие элементы как кальций, магний, железо и кремнекислота привносились при образовании рудных зон. В условиях высоких температур они связывались в форме гранатов и пироксенов. При падении температур гранат и пироксен разлагаются, а железо выделяется в форме магнетита. Возможно, в это время происходит привнос небольшого количества кальция, магния, кремнезема, углекислоты и серы. Часть этих элементов, вместе с освободившимися элементами при разложении скарнов и роговиков, связывается в форме эпидота, клиноцоизита, актинолита и хлорита. Другая же часть выделяется в виде кварца, карбонатов и пирита, которые метасоматически развиваются по продуктам ранних стадий. В сульфидную стадию привносятся железо, медь, цинк, свинец, кобальт и частично калий. Из минерализаторов характерны кремнезем, углекислота, вода и сера. В эту стадию образуются сульфиды и сопровождающие их измененные породы. Процесс формирования сульфидных залежей, так же, как и более ран-

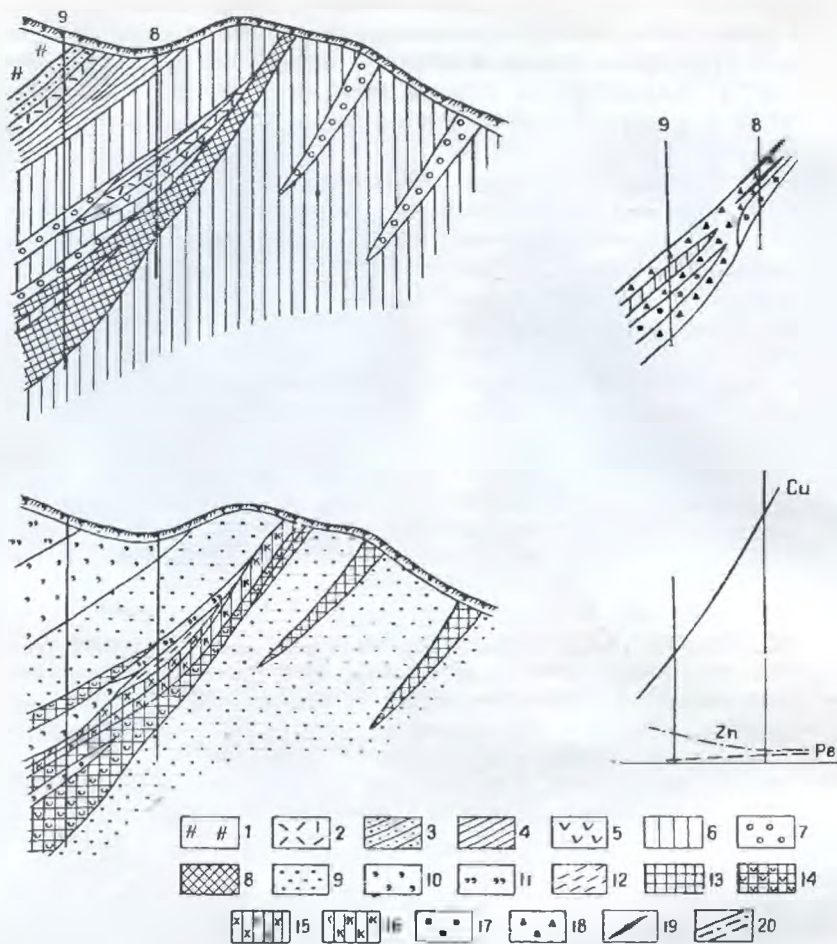


Рис. 22. Поперечный геологический разрез, размещение метаморфических пород в разрезе, размещение типов руд и корреляция металлов по скважинам Орловского месторождения. 1 — кварцевые порфиры; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — туфопесчаники; 4 — алевролиты; 5 — диабазовые порфириты; 6 — роговики; 7 — скарны; 8 — рудная зона; 9 — скарноидные роговики; 10 — биотито-кварцевые роговики; 11 — серицито-кварцевые роговики; 12 — хлорито-кварцевые роговики; 13 — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 14 — эпидот-актинолитовые породы; 15 — хлоритовые, хлорито-талльковые и хлорито-серицитовые породы; 16 — существенно кварцевые метасоматические породы; 17 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные серноколчеданные руды; 18 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные серноколчеданные медные руды; 19 — сливные медноколчеданные; руды; 20 — графики корреляции меди, цинка и свинца.

них минеральных образований, протекал путем метасоматического замещения вмещающих пород и гидротермальных минералов ранних стадий. Явления заполнения трещин и пустот не характерны.

Верхубинское месторождение

Данный рудный участок площадью 1,5—2 км² расположен на горе Острухе, в 4 км к востоку от с. Верх-Уба. Здесь размещено до десяти рудопроявлений кварцево-жильного и скарнового типов. Главные рудные

Сводка данных по минеральным парагенезисам Орловского месторождения

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относительное количество данных парагенезисов на месторождении
Роговиково-скарновым	Роговиковая	Кв-пк-гр-эп-ак Кв-вол Кв-эп-ак-мгт Кв-би Кв-би-се Кв-хл	Площадной термальный метаморфизм пород в экзоконтакте гранитоидов. В конце стадии проявляются метасоматические процессы.	Развиты широко
	Скарново-вая	Пк-гр-мгт Гр	Замещение роговиков вдоль сколовых зон	Характерны
Гидротермальный	Эпитот-аля-тинолитовая	Эп-кл Эп-ак-мгт Эп-ак-мгт-кв-ка-хл-пи	Замещение роговиков и скарнов вдоль разломов	Развиты широко в тектонических ослабленных зонах
	Сульфидная	Кв-ка Кл-тлк Кв-се-хл-пи Кв-се-пи Кв-флг-пи-хп Тлк-хл-пи-хп-сф-пирр-га-бл и другие сульфиды Кв-мус-сульфиды	Замещение разнообразных по составу пород вдоль рудоносных структур, реже отложение вещества в трещинах	Проявляются широко в рудных зонах

залежи были выявлены и разведаны лишь в последние годы П. Г. Ведерниковым, М. Х. Юсуповым и другими геологами.

Наиболее широким развитием на участке пользуются различные интрузивные породы, метаморфические сланцы нижнего палеозоя и осадочно-вулканогенные породы среднего девона. К раннему комплексу интрузий относятся пологопадающие залежи и штоки субэкструзивных диабазовых миндалекаменных порфиритов, кварцевые альбитофиры и сопровождающие их брекчии, а также афировые альбитофиры. Позже внедрялись многочисленные субмеридиональные дайки кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых и афировых альбитофиритов и так называемые «дайки-брекчий». Не исключено, что интрузивные образования этого комплекса являются схизолитами крупной интрузии гранитоидов, располагающейся, судя по косвенным данным, под всей рудоносной площадью.

Участок месторождения разбит на блоки многочисленными дизъюнктивными нарушениями, которые в совокупности образуют каркасно-блоковую структуру. Блоки перемещаются по разломам на 200 м и более. Формирование разломов происходило главным образом до внедрения всех интрузий. Впоследствии имели место повторные разрывы и образование новых зон разломов. Каркасно-блоковое строение участка определило сложное распределение путей движения магм и гидротермальных растворов, создавших скарново-рудные и кварцево-жильные тела. Общее представление о строении и морфологии месторождения дают рис. 23—25.

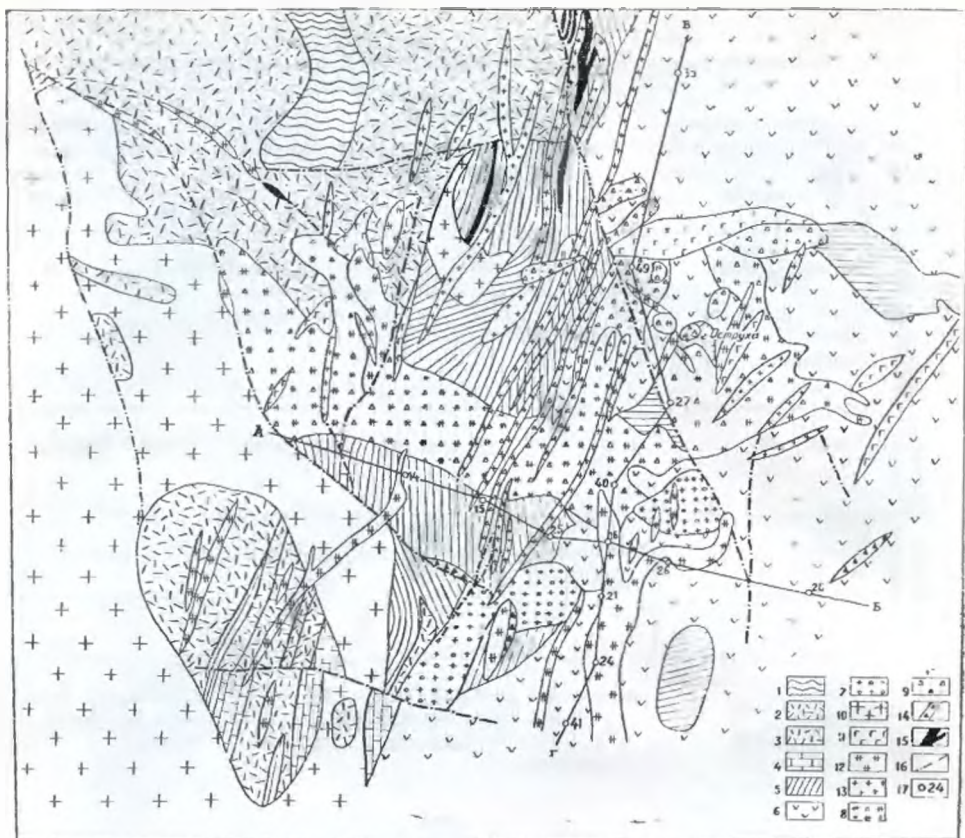


Рис. 23. Геологическая карта Верхубинского месторождения (по П. Г. Ведерникову). 1 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя; 2 — кислые эффузивы и туфы; 3 — туффиты; 4 — известняки; 5 — алевролиты; 6 — иорфириты; 7 — флюидально-полосчатые альбитофиры; 8 — полосчатые брекчиевидные кварцевые альбитофиры; 9 — брекчии кварцевых альбитофиров; 10 — массивные афировые альбитофиры; 11 — кварцевые диорит-порфириты; 12 — кварцевые альбитофиры; 13 — жильные афировые альбитофиры; 14 — дайки брекчий; 15 — выходы окисленных рудных тел; 16 — разломы; 17 — скважины.

Гидротермально-измененные породы и руды расположены в двух участках: северном и южном. Рудная зона северного участка имеет почти горизонтальное залегание. Южная зона разведана более детально и представляет собой наглядный пример локализации скарнов и руд в блоке, околнуренном многочисленными жильными интрузиями. Эта зона сложена гранато-пироксеновыми скарнами, кварц-эпидот-актиноллитовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми гидротермалитами, которые заместили известковистые алевропелиты и известняки. Она имеет плосковытянутую форму, согласную со слоистостью пород, и во многих местах непосредственно граничит с интрузивными телами. В рудной зоне заключено 4—5 залежей медно-колчеданных, медно-цинковых и полиметаллических руд прожилково-вкрапленного характера. Рудные тела представляют собой линзообразные залежи мощностью от 1 до 9 м, разделенные пачками гидротермально-измененных алевролитов и жильными интрузиями.

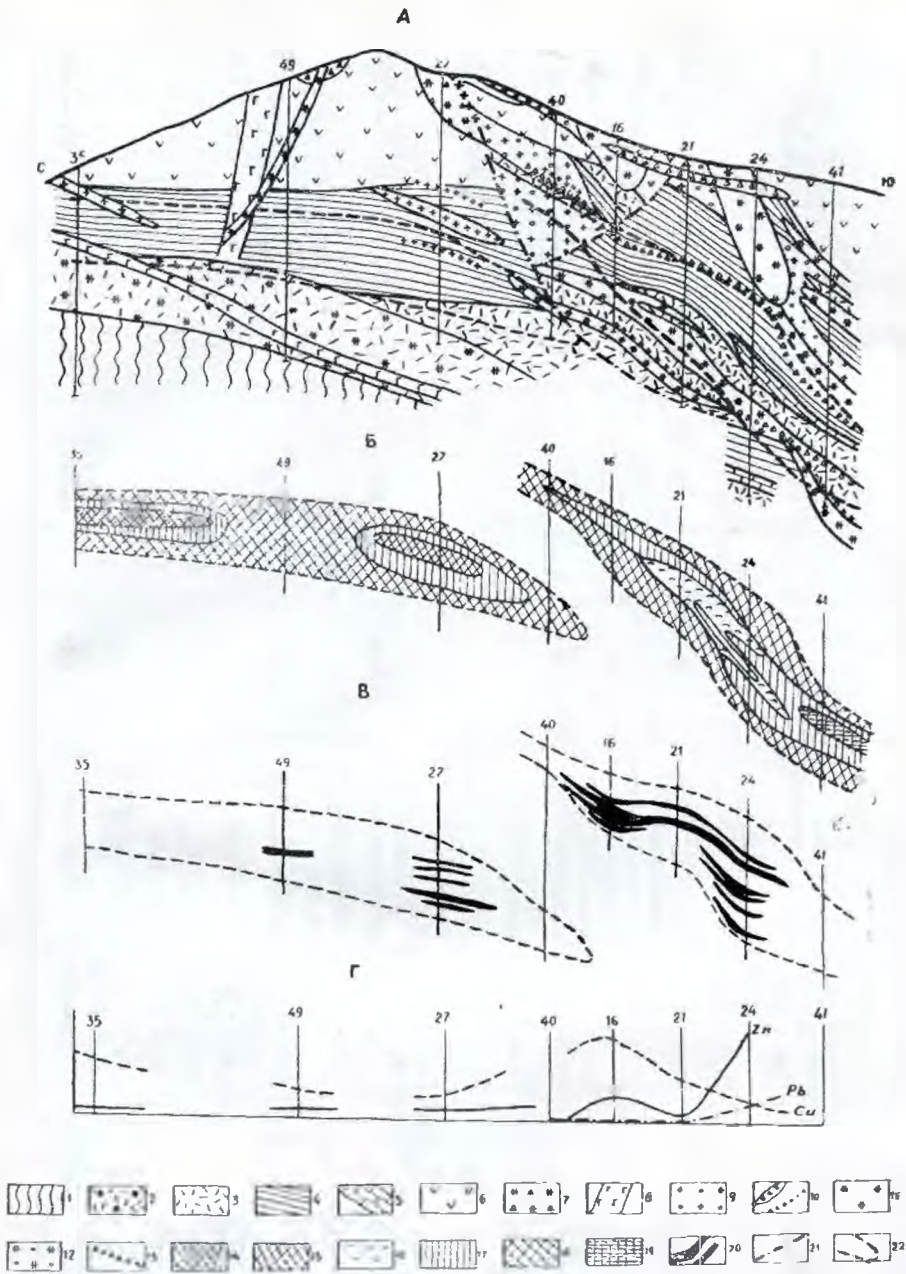


Рис. 24. Геологический разрез (А), строение рудной зоны (Б), рудные тела (В) и графики корреляции металлов (Г) по скважинам Верхубинского месторождения (по П. Г. Ведерникову). 1 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя; 2 — кислые эффузивы; 3 — туфы и туффиты; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — порфириты; 7 — брекчиевидные кварцевые альбитофиры; 8 — кварцевые диорит-порфириты; 9 — флюидално-полосчатые альбитофиры; 10 — афировые альбитофиры; 11 — кварцевые альбитофиры; 12 — кварц-полевошпатовые порфиры; 13 — дайки брекчий; 14 — гранат-пироксеновые скарны; 15 — эпидот-актинолитовые породы; 16 — эпидот-актинолит-хлоритовые породы; 17 — кварц-карбонат-хлоритовые породы; 18 — кварц-хлоритовые породы; 19 — кварц-серпичит-хлоритовые породы; 20 — руды; 21 — тектонические нарушения; 22 — контуры зон гидротермально-измененных пород.

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Верхубинского месторождения

Этапы	Стадии	Минералы и последовательность их выделения	Форма зерен	Средние размеры зерен, мм	Особенности окраски в шлифе	Двупреломление	$2V$	Угол угасания	Удлинение	Оптический знак	Характерные элементы примеси и другие данные
Скарнолит	Гранат-пироксеновая	Диопсид	Призматические	0,5—7	Слабо зеленоватый	0,027	+50°	42—45°	+	+	Np—1,698; Nп—1,704
		Геденбергит	Таблитчатые, призматические	0,8—1,5	Желтовато-зеленоватый	0,018 до 0,006	+60°	46°	+	+	Ng—1,747; Np—1,729
		Гроссуляр Андрадит	Изометричные "	0,25 0,8—3,0	Бесцветный Желто-зеленоватый	до 0,006			+	+	Bi—0,0035; Co—0,001; Ti—0,15
		Кварц	Неправильные	0,8	Бесцветный				+	+	Bi—0,002; Co—0,001; Ti—0,2
Эпидот-актинолитовая		Магнетит	Изометричные, неправильные	0,1—0,5							
		Флогопит	Листочки, пластинки	0,05	Светло-буроватый	0,034		Прямой	+	—	Ng—1,570; Np—1,536
		Эпидот	Призматические	0,5—2,0	Фиштакково-зеленый		—80°		+	—	
		Актинолит	Волокнистые, иглы	0,012—5,0	Светло-зеленый	0,025	—80°	15—20°	+	—	Co—0,001; Ti—0,2; Cd—1,0; As—0,3
		Пирит	Изометричные, неправильные	0,05—1,0							Bi—0,03; Ti—0,1; Cd—0,3
		Кварц	Неправильные	0,5	Бесцветный					+	
		Хлорит	Пластинки	0,1	Светло-зеленый						
		Гематит Тальк	" Листоватые, мелкочешуйчатые	0,01—0,2 0,01—0,2	От бесцветного до слабо зеленоватого	0,044			Прямой	+	—

Гидротермальный

Кварц-карбонат-хлоритовая	Кварц Пирит	Неправильные Неправильные, редко кубические	0,2—0,5 0,05—0,8	Бесцветный	0,004 0,08	Прямой						
	Хлорит Сфен	Мелкочешуйчатые Неправильные		Зеленый Светло-коричневый								
Лейкоксен Карбонат		"	0,2	Буроватый Бесцветный								
Сернокислая	Кварц Пирит	Неправильные Изометричные	0,15—0,2 0,02—1,5	Бесцветный	0,03	Прямой			Bi—0,01; V—0,03; Co—0,01; Ti—0,1; As—0,3; Sb—0,01			
	Хлорит	Чешуйчатые		Светло-зеленый								
Полиметаллическая	Кварц Сфалерит	Неправильные Неправильные, овальные	до 0,05 сотые и десятые доли	Бесцветный От черного до темно-бурого, иногда бесцветный	Высокое				Ag—0,03; Bi—0,3; Ti—0,1; Cd>3,0; As—0,2			
	Халькопирит Пирротин	Неправильные, изометричные Удлиненные, неправильные	тысячные доли десятые доли						Ag—0,1; Bi—0,01; Ti—0,2; Cd—1,0; As—1,0			
	Борнит	Неправильные										
	Марказит Галенит	"	0,1—0,5 0,02—0,8						Ag—1,0; Bi—0,03;			
	Карбонат Магнетит	Таблитчатые Изометричные	до 5,0 десятые доли	Бесцветный								
	Альбит Калишпат	Неправильные	0,1 0,1—0,5	Бесцветный Светло-буроватый					+70°	Волнистое	+	Ti—0,3; Zr—0,1
	Гематит Серицит	Пластинчатые Чешуйки, листочки	0,05—0,5 0,01—1,0	Бесцветный					—30°	Прямой	+	Sn—0,01; Ti—0,4 Bi—0,01; Ti—0,2; As—1,0
	Пирит	Кубические, кристаллические	0,1—2,5									
Пост-рудная	Кварц Карбонат	Неправильные Крупнотаблитчатые	до 5,0	Бесцветный	0,010—0,012	Прямой (001)	+	—				
	Барит	Неправильные		Бесцветный								

Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит, подчиненными — сфалерит и галенит. Список минералов месторождения и основные свойства их приведены в таблице 24.

По вещественному составу выделяют следующие типы руд: магнетит-гематитовые, серноколчеданные, существенно цинковые, медно-цинковые, существенно медные и полиметаллические. Количественно на месторождении резко преобладают пирит-халькопиритовые руды.

Процесс формирования рудной зоны Верхубинского месторождения четко делится на два этапа, разобщенных во времени тектоническими подвижками: скарновый и гидротермальный. Каждый этап с известной

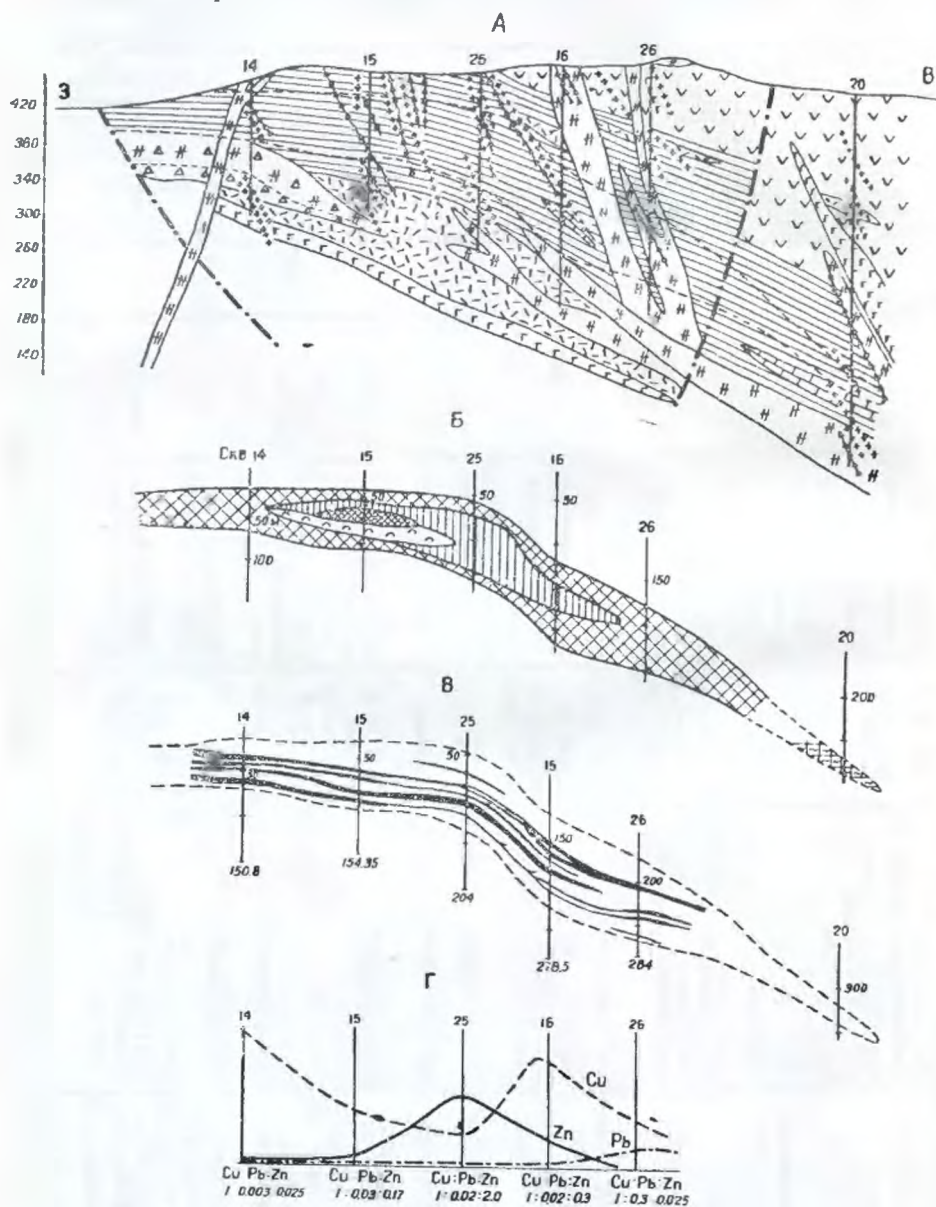


Рис. 25. Геологический разрез (А), строение рудной зоны (Б), рудные тела (В) и графики корреляции металлов (Г) по скважинам Верхубинского месторождения (по П. Г. Ведерникову). Условные обозначения смотри на рис. 24.

условностью разделяется на стадии. Общей чертой процесса метаморфизма пород является его регрессивный характер.

Продукты первого этапа имеют на месторождении ограниченное распространение. Они развиты главным образом в северной и северо-западной части месторождения и представлены гранат-пироксеновыми, пироксен-магнетитовыми, кварц-гранатовыми скарнами. В составе последних выделяются следующие ассоциации минералов: пироксен—гранат—кварц; гранат—кварц. На них четко накладывается магнетит-флогопитовая минеральная ассоциация, развивающаяся в основном по трещинам (рис. 26а).

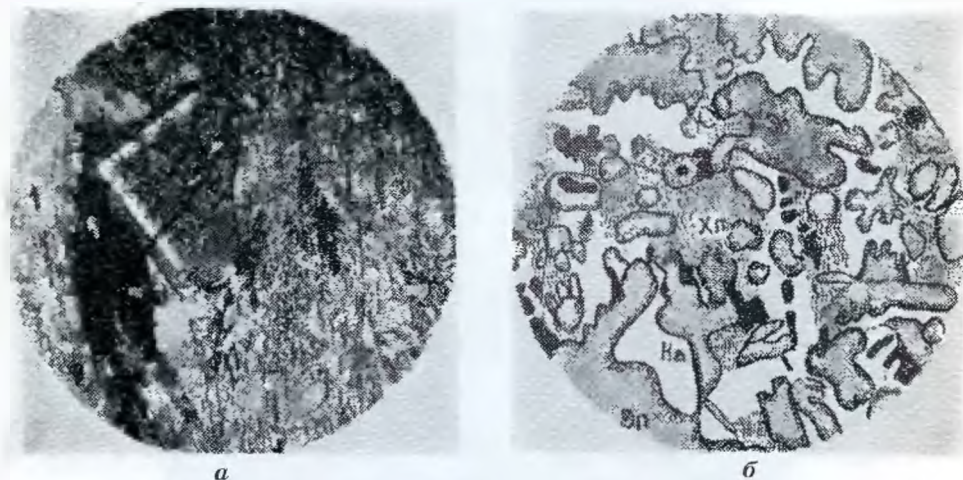


Рис. 26. Взаимоотношения минеральных ассоциаций Верхубинского месторождения. а — наложение магнетит-флогопитовой ассоциации на гранат-пироксеновый скарн. Шлиф П — 1203/6, николи+, ув. 20 ; б — соотношение хлорит-карбонатной ассоциации с кварц-эпидот-актинолитовой. Эпидот, карбонат, хлорит, шлиф 641, ув. 24.

Гидротермальный этап подразделяется на эпидот-актинолитовую, кварц-карбонат-хлоритовую, серноколчеданную, полиметаллическую и пострудную стадии. В эпидот-актинолитовую стадию происходит формирование эпидот-актинолитовых, актинолитовых, эпидотовых, эпидот-кварц-гематитовых и эпидот-хлорит-актинолитовых пород. При наложении продуктов данной стадии на гранат-пироксеновую происходит разложение граната и пироксена. Пироксен частично или нацело замещается актинолитом, эпидотом и карбонатом. Магнетит замещается гематитом, гранат — кварцем, карбонатом и хлоритом. Иногда наблюдается разложение актинолита и замещение его тальком. Вместе с тальком часто ассоциирует магнетит.

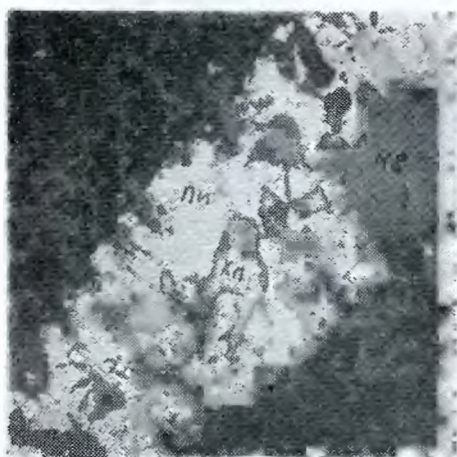
Кварц-карбонат-хлоритовая стадия устанавливается по таким устойчивым ассоциациям как: кварц—хлорит—пирит и кварц—карбонат—хлорит—сфен—лейкоксен—пирит. При метаморфизме алевролитов в эту стадию формируются массивные зеленовато-черной окраски породы с гранолепидобластовой, лепидобластовой и гранобластовой структурами. Часто в породах сохраняются реликты алевропелитовой структуры, а также реликты продуктов предыдущей стадии — эпидота и актинолита. Это указывает на наложение продуктов кварц-карбонат-хлоритовой стадии, с одной стороны, на продукты более ранней эпидот-актинолитовой стадии, с другой — на неизменные алевролиты (рис. 24Б, 25Б).

Серноколчеданная стадия проявляется после тектонического пере-

рыва, выразившегося в образовании трещин в продуктах предыдущих стадий. В этот период формируются пиритовые прожилки с кварцем и незначительным количеством хлорита (рис. 27).



а



б



в

Рис. 27. Взаимоотношения минеральных ассоциаций Верхубинского месторождения. *а* — по системе трещин в хлоритизированных алевролитах (серое) развиваются прожилки кварц-пиритового состава (кварц — белое, пирит — черное). Обр. II—607; *б* — прожилок кварц-пиритового состава (светлое) рассекает кварц-хлоритовую основную массу породы (темное). На кварц и пирит в прожилке накладывается халькопирит. Аншл. II—607; *в* — дробление пирита и развитие в нем кварц-сфалеритовых прожилков полиметаллической стадии. Аншл. II—576.

Полиметаллическая стадия проявляется также после повторного дробления вмещающих пород. Главными минеральными ассоциациями этой стадии являются: кварц—халькопирит—карбонат и кварц—халькопирит—сфалерит—карбонат. Остальные ассоциации (табл. 25) имеют незначительное развитие. Минералы каждой стадии выпадают близко одновременно. В конце полиметаллической стадии формируются халькопирит-галенит-сфалерит-карбонатные и альбит-калишпат-сфалерит-халькопирит-галенитовые прожилки (рис. 27*в*).

Гидротермальный этап минералообразования завершается образованием маломощных прожилков кварц-карбонатного и баритового состава, рассекающих все вышеописанные минеральные ассоциации (рис. 28). Сводка минеральных парагенезисов по стадиям дана в таблице 25.

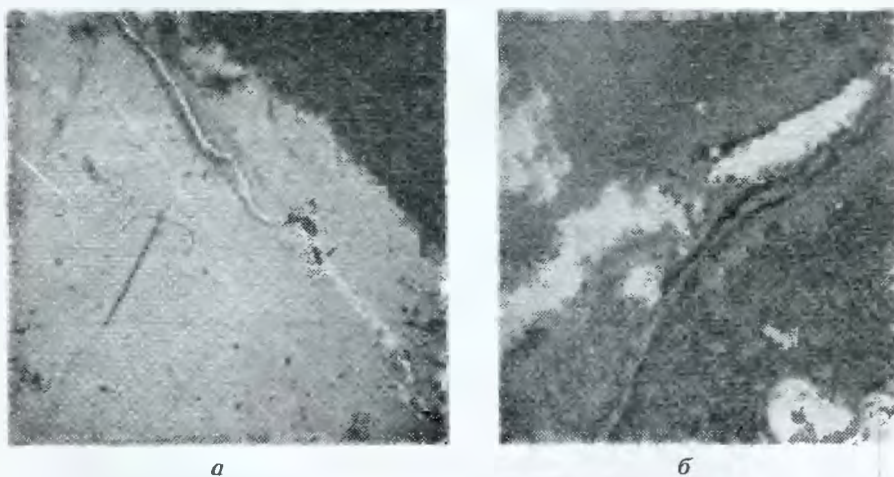


Рис. 28. Взаимоотношения минеральных ассоциаций Верхубинского месторождения. *а* — сфалерит с густой эмульсионной вкрапленностью халькопирита, рассекается прожилком карбонат-халькопирит-сфалеритового состава. Аншл. П—580; *б* — кварц-халькопиритовый прожилок полиметаллической стадии, рассекается пострудным прожилком карбоната (черное). Аншл. П—564

Представляет значительный интерес размещение продуктов различных стадий метаморфизма в пространстве, т. е. зональность месторождения. Скарновая минерализация проявляется в относительно узких зонах. Более низкотемпературные стадии (эпидот-актинолитовая, кварц-карбонат-хлоритовая), наоборот, захватывают широкие зоны. Пространственная совмещенность тех и других приводит к тому, что более высокотемпературные продукты метаморфизма оказываются заключенными в чехол более поздних гидротермальных пород. На разрезах (рис. 24, 25) видно, что внутренние зоны гидротермально-измененных пород всегда представлены минеральными ассоциациями скарнового этапа. К периферии (главным образом по вертикали) они сменяются минеральными ассоциациями поздних стадий. Наблюдается также изменение в размещении продуктов различных стадий метаморфизма по простиранию. Так, на севере и северо-западе участка развиты преимущественно ассоциации скарнового этапа, на юге — более низкотемпературные. Такое размещение свидетельствует о том, что в пространстве, так же, как и во времени, каждая последующая стадия метаморфизма смещена от предыдущей. Продукты скарнового этапа, сохранившиеся главным образом в участках переднего фронта, почти полностью уничтожились там, где на них наложился продукты более поздних стадий.

Сводка данных по минеральным парагенезисам Верхубинского месторождения

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относительное количество данных парагенезисов на месторождении
Скарновый	Гранат-пироксеновая	Гр-гр-кв Гр-лв	Замещение известковистых алевропелитов	Характерны
	Эпидот-актинолитовая	Мгт-флг Эп-ак-кв-хп-ге-пи?	Замещение алевролитов и скарнов	Составляет до 15% объема гидротермально измененных пород
Гидротермальный	Кварц-карбонат-хлоритовый	Тлк Кв-хл-ка-сф-ле-пи Кв-хл-пи	Замещение пород вдоль разломов	Около 30% 40%
	Серноколчеданная	Кв-пи-хл	Замещение и отложение в трещинах	
	Полиметаллическая	Кв-пи-сф-хп-пирр-бл-мар-га-ка Кв-хп-ка Кв-сф-хп-ка Кв-сф-хп-ка-га Кв-сф-мит-хп-ка-а	Замещение и отложение в пустотах и трещинах	До 10%
		Аб-кпш-сф-хп-га Хл-га-ка-ге Кв-се-пи-хл	Отложение в трещинах	3—4%
Пострудная	Кв-ка Ба	Отложение в трещинах	Незначительное	

Руды в пространстве и во времени накладываются на все метаморфические породы. Однако главная масса рудных минералов отложилась в ореолах интенсивного кварц-карбонат-хлоритового замещения. Распределение меди, цинка и свинца в рудных телах позволяет наметить зональность по простиранию, выражающуюся в смене медных руд медно-цинковыми, затем медно-свинцовыми (рис. 24Г, 25Г). Наряду с этим намечается зависимость типов руд от состава метаморфических пород различных стадий. Существенно медные руды, пространственно приурочиваются к эпидот-актинолитовым и кварц-хлоритовым породам; медно-цинковые тяготеют к зонам наибольшего развития продуктов кварц-карбонат-хлоритовой стадии и т. д.

В геохимическом отношении процесс формирования Верхубинского месторождения является очень сложным. Так образование «сухих» скарнов происходило при высоких температурах (гранат-пироксеновая ступень метаморфизма по Д. С. Коржинскому) и при относительно высоком кислородном потенциале. В это время, по-видимому, не было существенного притока вещества и поэтому скарны образовались преимущественно путем перегруппировки элементов вмещающих пород под влиянием высокотемпературных эманаций. Гидротермальный этап начинается с появления ранних водных алюмосиликатов. Эпидот-актинолитовые по-

роды формировались уже в условиях средних температур при воздействии на породы существенно водных растворов. Резко возрастает окислительный потенциал, на что указывает появление заметного количества магнетита и гематита. Появление флогопита в ассоциации с магнетитом, видимо, объясняется высоким кислородным потенциалом и избытком магния в растворах. В эту же стадию, наряду с эпидотом, появляется актинолит с гематитом. Кремнезем частично входит в состав алюмосиликатов, частично выделяется в виде свободного кварца. Начинается привнос серы с образованием раннего рассеянного пирита. В кварц-карбонат-хлоритовую стадию происходит разложение эпидота и его замещение карбонатом. Актинолит замещается тальком. Выпадает крупнокристаллический карбонат. Усиливающийся привнос серы приводит к образованию обильных вкрапленников пирита. Возникающие минеральные ассоциации (кварц—хлорит—пирит, кварц—хлорит—сфен—лейкоксен—пирит) свидетельствуют об активности магния, кремнезема, карбоната и железа. В серноколчеданную и полиметаллическую стадии происходит привнос металлических элементов и серы, что приводит к формированию руд цветных металлов. В конце полиметаллической стадии возрастает активность калия и формируются узкие зоны кварц-серицитовых пород.

В целом процесс образования скарново-сульфидной зоны месторождения протекал в условиях неустойчивого режима щелочности — кислотности растворов, кислородного потенциала и температуры. Это объясняется, по-видимому, большой тектонической подвижностью участка и небольшой глубиной формирования месторождения. Подсчеты мощностей стратиграфического разреза, существовавшего в момент образования месторождения, показывают, что глубина его формирования едва ли превышала 1,5—2 км. Об этом же свидетельствуют наличие на участке многочисленных порфировых интрузий и даек-брекчий, являющихся типичными гипабиссальными образованиями, резко выраженные явления телескопирования и другие факты. Источником минерализующих растворов, по всей вероятности, является гранитоидная интрузия, сателлитами и жильными отщеплениями которой служат многочисленные дайки и штоки различных по составу пород. Время отделения ранних скарнообразующих растворов совпадало, по-видимому, с периодом формирования даек-брекчий.

Таловско-Рулихинское рудное поле

Под таким названием выделяется полоса девонских отложений меридионального простирания, в пределах которой расположены Таловское и Рулихинское месторождения. Рудоносная площадь является частью юго-западного крыла Алейского антиклинория. С севера она ограничена выходами гранитов Межовского массива, а с юга — породами верхнего девона (каменевская свита). Западная и восточная границы поля определяются крупными тектоническими нарушениями. В целом рудное поле представляет собой крупный тектонический блок, смещенный относительно соседнего западного блока к югу на расстояние не менее 1 км (рис. 29, 30). Суммарная мощность вулканогенно-осадочного разреза на рудном поле составляет около 1600—1700 м. Господствующее простирание свит северо-западное — юго-восточное, близкое к широтному, а падение — пологое южное. Комплекс девонских отложений прорван гранитами и многочисленными штоками и дайками интрузивных порфиров и порфиритов, развитых особенно широко в низах стратиграфического разреза вблизи тектонических зон.

Рудное поле разбито нарушениями преимущественно северо-восточного простирания на ряд мелких блоков, смещенных относительно друг друга на расстояния, не превышающие десятки и сотни метров. Судя по геологическим взаимоотношениям, тектонический каркас, как и на соседнем Николаевском месторождении (П. Ф. Иванкин, 1957), сформировался до внедрения интрузий и отложения руд.

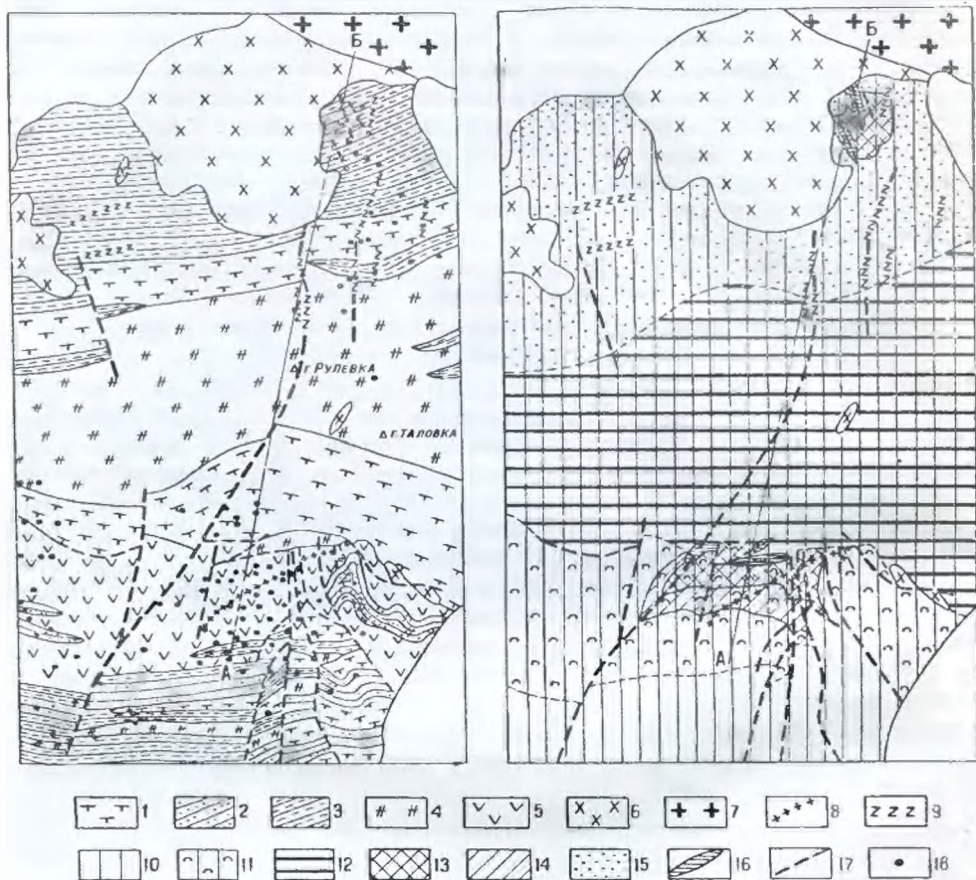


Рис. 29. Геологическая и метаморфическая карта Таловско-Рулихинского рудного поля. 1 — туфы кислого состава; 2 — туфопесчаники; 3 — алевриты; 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — порфириды; 6 — кварцевые порфиры; 7 — граниты; 8 — плагиигранит-порфиры; 9 — диабазы; 10—11 — поля регионального метаморфизма (10 — ассоциация кварц—серицит, 11 — ассоциация альбит—хлорит—карбонат); 12 — аутометаморфические изменения эффузивов и туфов (кварц—серицит—пирит); 13 и 14 — ореолы гидротермального метаморфизма (13 — ассоциация эпидот—актинолит—гранат; 14 — ассоциация эпидот—хлорит—пирит); 15 — зоны ороговикования; 16 — рудные зоны; 17 — разломы; 18 — скважины.

Рудная минерализация отчетливо контролируется тектоническими структурами. Наиболее интенсивно процессы рудоотложения протекают в местах сопряжения трещинных зон с экранирующими или благоприятными для метасоматического замещения горизонтами туфогенно-осадочных пород.

Ниже дается краткое описание двух главных месторождений поля — Таловского и Рулихинского.

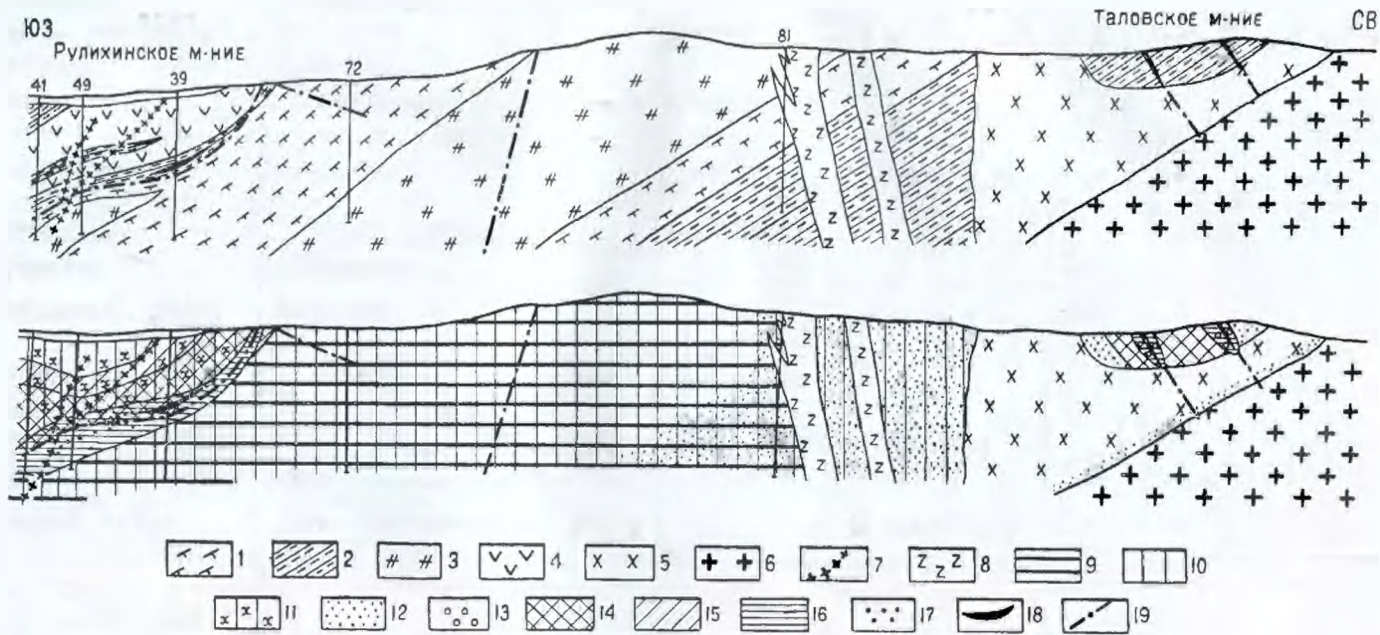


Рис. 30. Геологический и метаморфический разрезы через Таловско-Рухинское рудное поле. 1 — туфы кислого состава; 2 — алевролиты; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — порфиры; 5 — кварцевые порфиры; 6 — граниты; 7 — плагиигранит-порфиры; 8 — диабазы; 9 — изменения, связанные с формированием эффузивов (ассоциация кварц—серицит—пирит); 10—11 — поля регионального метаморфизма (10 — ассоциация кварц—серицит; 11 — ассоциация альбит—хлорит—карбонат); 12 — ореолы ороговивания; 13 — скарны; 14—16 — гидротермальный метаморфизм (14 — ассоциация эпидот—актинолит; 15 — ассоциация эпидот—пренит—хлорит—карбонат; 16 — ассоциации кварц—серицит — барит, кварц — барит — карбонат); 17—18 — сульфидные руды (17 — вкрапленные, 18 — сплошные); 19 — разломы.

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Таловского месторождения
(составлена по материалам М. Г. Хисамутдинова с дополнениями по И. Г. Мельник и Б. И. Вейц)

Этапы	Стадии	Минералы и последовательность их выделения	Физические и оптические константы минералов						Состав минералов и характерные элементы примеси	
			Форма зерен	средние размеры зерен, м.м	особенности окраски в шлифе	Показатель преломления		2V		Угол угасания
						Ng	Np			
Роговиково-скарповый	Роговиковая	Кварц, биотит, кордиерит, эпидот, актинолит, альбит	Константы минералов роговиковой стадии не определялись							
	Скарповая	Пироксен (салит)	Короткопризматические	0,5—0,6	Зеленый или сине-зеленый Слабо буроватый Буроватый	Ng—Np—0,025	+60°	30°		
		Пироксен (ромбический)	Короткопризматические	0,1		Nm—1,75	+80°	Прямой		
		Шпинель	Изометричные							
		Гранат	.	0,5—0,6						
		Антофиллит (жедрит)	Игольчатые			Ng—Np—0,020	—70°	.		
		Кордиерит	Неправильные			1,54	—60°			
Биотит		Пластинки и чешуйки								
Гидротермальный	Амфиболо-магнетитовая	Актинолит	Игольчатые	0,2—0,3	Зеленый	1,624	1,600	—76	14°	1,8 SO ₃ · Al ₂ O ₃ · 3,3 (M, Fe) · 3 H ₂ O Бастит
		Тремолит	Столбчатые, игольчатые		Бесцветный				17°	
		Эпидот	Призматические		0,5—0,6	Желто-зеленый				
		Биотит	Пластинчатые	0,6	Зеленый	1,633	1,622	5	0—5	
		Хлорит (рипидолит)	Чешуйчатые							
		Магнетит	Изометричные	0,5—3,0						
		Антигорит	Псевдоморфозы по пк	до 0,7						
		Тальк	Пластинчатые				—10°	Прямой		

Гидротермальный

Мелно-колчеданная	Тремолит	Игольчатые	0,5—0,6	Слабо буроватый	1,595	1,553	—14	5'	$K_{0,9}(F, OH)_2(Mg_{2,4}Fe_{0,6})AlSiO_{10}$ Ag—0,005; Cu—0,3; Co—сл. Иногда двойники Ag—0,003; Sn—0,001; Ga—0,003
	Флогопит	Пластинки, чешуйки							
	Кварц	Неправильные	0,2—0,8						
	Пирит	Изометричные	0,2—0,3						
	Халькопирит	Неправильные, округлые							
Пирротин	Неправильные и червеобразные	0,1—0,2							
Полиметаллическая	Серицит	Чешуйки		Бесцветный до серого	1,583	1,551			Марматит характерны двойники и Ag—0,01; Cd—0,2; Bi—0,05; Sb—0,03; As—0,05 As—0,005; Bi—0,03; Sb—0,02 Ti траэдрит
	Кварц	Неправильные		Зеленый	1,574	1,572			
	Хлорит	Пластинки, чешуйки							
	Барит	Пластинчатый	0,5—1,5	Черный					
	Карбонат	Изометричные							
	Халькопирит	Неправильные	0,2—0,4						
	Сфалерит	Неправильные, округлые	0,2—0,5						
	Пирротин	Неправильные	0,1—0,2						
	Галенит	Кубические и неправильные	0,2—0,5						
	Блеклые руды	Неправильные	0,01—0,2						
Пирит	Неправильные, изометричные	0,1—0,2							

Примечание. В незначительном количестве установлены цоизит, кубанит, марказит, асбест, гипс, арсенопирит, валлеринт, гематит, ильменит, андалузит, апатит, флюорит и др. (Б. И. Вейц, 1959).

Это издавна известное месторождение описано во всех ранних сводках по Алтаю (П. П. Пилипенко, И. Ф. Григорьев и др.). Позднее оно изучалось Д. М. Шилиным (1938), М. Г. Хисамутдиновым (1952), Б. И. Вейц (1959), И. Г. Мельник и другими исследователями.

Особенностью Таловского месторождения является широкое развитие метаморфических пород, среди которых ведущее положение занимают роговики, скарны и продукты среднетемпературного метаморфизма осадочно-вулканогенных и интрузивных пород. Роговики представлены существенно кварцевыми, кварц-хлорито-биотитовыми и амфиболовыми разностями. В небольшом количестве в них установлены серицит, кордиерит, альбит и эпидот. Скарны развиваются по жильным породам основного состава, реже по роговикам. По составу они относятся к двум разновидностям — гранатовым и пироксеновым. С гранатом иногда ассоциирует магнетит. Пироксеновые скарны представлены ассоциацией: салит—ромбический пироксен — шпинель. По данным М. Г. Хисамутдинова (1952), одновременно со скарнами в глинистых сланцах образуются антофиллит-кордиерит-биотитовые породы.

Продукты гидротермального метаморфизма представлены эпидот-актинолитовыми породами с магнетитом, а также мономинеральными агрегатами флогопита и более низкотемпературными образованиями типа микрокварцитов, антигорит-талковых, кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых, кварц-карбонатных и баритовых пород. Все они приурочены к трещинам и тесно связаны с рудами. Руды заключены в полосе (шириной 40—60 м) меридионального простиранья, ограниченной двумя дорудными нарушениями. Они залегают в форме крутопадающих штоков под глинистыми сланцами и роговиками, обычно в лежащем боку пластообразного тела альбит-порфира. Их окружают серицитизированные роговики, микрокварциты, хлорито-серицитовые, кварц-карбонатные и кварц-баритовые породы.

Руды месторождения, по данным Б. И. Вейц (1959), представлены сплошными и вкрапленными разностями существенно цинкового и медного состава. Первые сложены сфалеритом с небольшим количеством халькопирита, галенита, блеклой руды и других минералов, вторые — халькопиритом и примесью пирита, реже сфалерита и других минералов. Сводка данных по минералогическому составу руд, метаморфических и гидротермальных пород Таловского месторождения приведена в таблице 26.

Контактные роговики по данным М. Г. Хисамутдинова (1952) представлены двумя основными разностями: кварцево-хлорито-биотитовыми и амфиболовыми¹. Первые формируются преимущественно по глинистым породам и характеризуются ассоциацией: кварц—хлорит—биотит. Ей сопутствуют в небольшом количестве серицит и кордиерит. Амфиболовые роговики сложены актинолитом, альбитом, эпидотом, хлоритом, кварцем.

Скарнированию подверглись в основном роговообманковые диабазовые порфириты и известковистые алевролиты. Характерной минеральной ассоциацией для скарнов, развивающихся по порфиритам, является: пироксен моноклинный—пироксен ромбический—шпинель; по известковистым породам—гранат—магнетит. При магнизиальном метасоматозе вначале (в скарновую стадию) образовались пироксены, а избыток глинозема выделился в виде шпинели. Позже формируются гидроксил-содер-

¹ За пределами месторождения в аналогичной геологической обстановке, но при наличии известковистых пород, встречаются кварц-воластонитовые, кварц-пироксен-гранатовые и другие разности скарноидных роговиков.

жащие минералы, а именно: актинолит, тремолит, хлорит, эпидот, биотит, магнетит. Эти породы подвергаются серпентинизации и оталькованию с образованием парагенезиса антигорит—талк. Количественная сторона изменения химического состава порфиритов при их скарнировании отображена в таблице 27 (по М. Г. Хисамутдинову).

Таблица 27

Химический состав порфирита и продуктов его изменения (%)

Окислы	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4
SiO ₂	48,24	40,10	33,78	19,60
TiO ₂	0,25	0,07	—	—
Al ₂ O ₃	24,13	22,14	18,36	0,67
FeO + Fe ₂ O ₃	10,77	9,58	20,00	74,65
MnO	0,15	0,31	0,41	0,18
MgO	1,81	10,81	14,50	1,46
CaO	9,35	9,24	1,40	1,26
H ₂ O	2,20	4,24	9,36	Не опр.
P ₂ O ₅	0,20	Следы	0,18	.
SO ₃	0,24	1,16	Не опр.	.

Примечание. Обр. 1 — амфиболитизированный диабазовый порфирит; обр. 2 — пироксеновый скарн (частично, серпентинизированный); обр. 3 — актинолит-хлоритовая порода, обр. 4 — актинолит-магнетитовая порода.

Таблица 28

Сводка данных по минеральным парагенезисам Таловского месторождения (составлена по материалам М. Г. Хисамутдинова и И. Г. Мельник)

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относит. к-во данных парагенезисов в м-нии
Роговиково-скарни- вый	Рогови- ковая	Би-хл-кв Би-хл-кв-се-кор Ак-аб-эп-хл-кв	Метаморфическое преобразование вмещающих пород в экзоконтакте гранитов. Термальный метаморфизм сопровождается частичным метасоматозом	Широко рас- пространены
	Скарно- вая	Пк-шп Гр-мгт Ант-кор-би	Замещение	Характерны
Гидротермальный	Амфибо- ло-магне- титовая	Ак-тр-хл-эп-би-мгт Мгт Анг-тлк	Последовательное замещение	Характерны
	Медно- колче- данная	Тр Фг Фг-кв-пи-хп-пирр	Замещение скарнов и роговиков вдоль тектонических трещин	Развиты широ- ко
	Полиме- талли- ческая	Се-кв Хл-се-кв Хл-се кв ба-ка-хп- сф-пирр-пи-га- бл Кв-ка-ба-сульфи- ды	Замещение новообразований предыдущих стадий, реже отложение вещества в трещинах	Характерны

Из данных таблицы 27 видно, что при скарнировании порфиритов происходит привнос магния при малой миграции остальных окислов. В дальнейшем при разложении скарнов и замещении их гидроксилосодержащими силикатами также продолжается привнос магния, увеличивается роль воды, уменьшается содержание кальция, кремнезема и глинозема. Привносится большое количество железа. Таким образом, в амфиболо-магнетитовую стадию приобретают подвижность ионы железа и кальция; происходит замещение кальция, кремнезема и отчасти глинозема магнием и железом. Избыток железа выпадает в форме магнетита.

Формирование сульфидных руд по данным М. Г. Хисамутдинова (1952), начинается с флогопитизации ороговикованных глинистых сланцев. В это время привносится магний и калий, которые в условиях интенсивного трещинного метасоматоза приводят к образованию флогопитовых пород. Выносятся кремнезем и кальций; количество алюминия остается относительно постоянным. В конце стадии привносятся сера, медь, железо и формируются медные и медноколчеданные руды. Заканчивается процесс привнесением кремнезема, кальция, бария, серы, цветных металлов и формированием микрокварцитов, кварц-серицитовых, серицитохлоритовых, кварц-карбонатно-баритовых пород и отложением полиметаллических (существенно цинковых) руд.

Рулихинское месторождение

Рулихинское месторождение расположено в Шемонахинском районе, в 3 км к востоку от станции Рулиха. Месторождение открыто в 1949 г. по следам древних выработок. В 1950—1956 гг. здесь проводились разведочные работы под руководством Л. И. Панкуля и А. И. Утробина. Руды и околорудные изменения пород изучались Б. И. Вейц (1959), Т. А. Румянцевой (1958), З. В. Сидоренко (1956), С. А. Горжевской, Л. К. Пожарицкой, В. С. Кузевным, М. С. Шнайдером. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения среднего и верхнего девона. При этом рудовмещающими породами являются кислые лавы, туфолавы, лавобрекчии, туфы таловской свиты и туфогенно-осадочные образования и порфириты гоннатитовой свиты. Породы нарушены тектоническими разломами, создающими сложную каркасно-блоковую структуру, которая и предопределяет размещение руд в пространстве (рис. 29). Ближайшие выходы гранитов известны в северной части рудного поля, на Таловском месторождении. Судя по гравиметрическим данным и характеру ореолов контактового метаморфизма, граниты имеют сравнительно пологое южное падение и уходят на глубину под Рулихинское месторождение. Глубина залегания гранитов на участке месторождения едва ли превышает 1500—1600 м (рис. 37). Метаморфизм пород на участке отличается от других скарновых месторождений Рудного Алтая полным отсутствием роговиков и ограниченным развитием скарнов. Зато широкое развитие здесь получили продукты среднетемпературного метаморфизма.

Проведенные исследования позволяют выделять на участке Рулихинского месторождения два резко разновозрастных типа постмагматических изменений пород: ранние доорогенные изменения, предшествовавшие внедрению гранитов, и поздние гидротермальные процессы, создавшие рудную зону (В. С. Кузевный, 1958).

К первому типу изменений относятся процессы альбитизации, серицитизации, окварцевания и пиритизации кислых пород среднего девона.

Эти изменения проявились в таловской эффузивно-экструзивной свите порфировых пород на большой площади, к которой относится и Рулихинский участок. Пространственно ореолы развития раннего альбита, серицита, кварца и пирита совмещаются. Породы такого состава образовались при кислотном выщелачивании порфиров и их туфов. Привносилось растворами, видимо, лишь небольшое количество серы и калия, которые связывались в форме пирита и серицита. Интенсивность гидротермальных изменений местами была столь значительной, что первичный облик пород полностью утрачивался. Участкам полного выщелачивания отвечают залежи вторичных кварцитов.

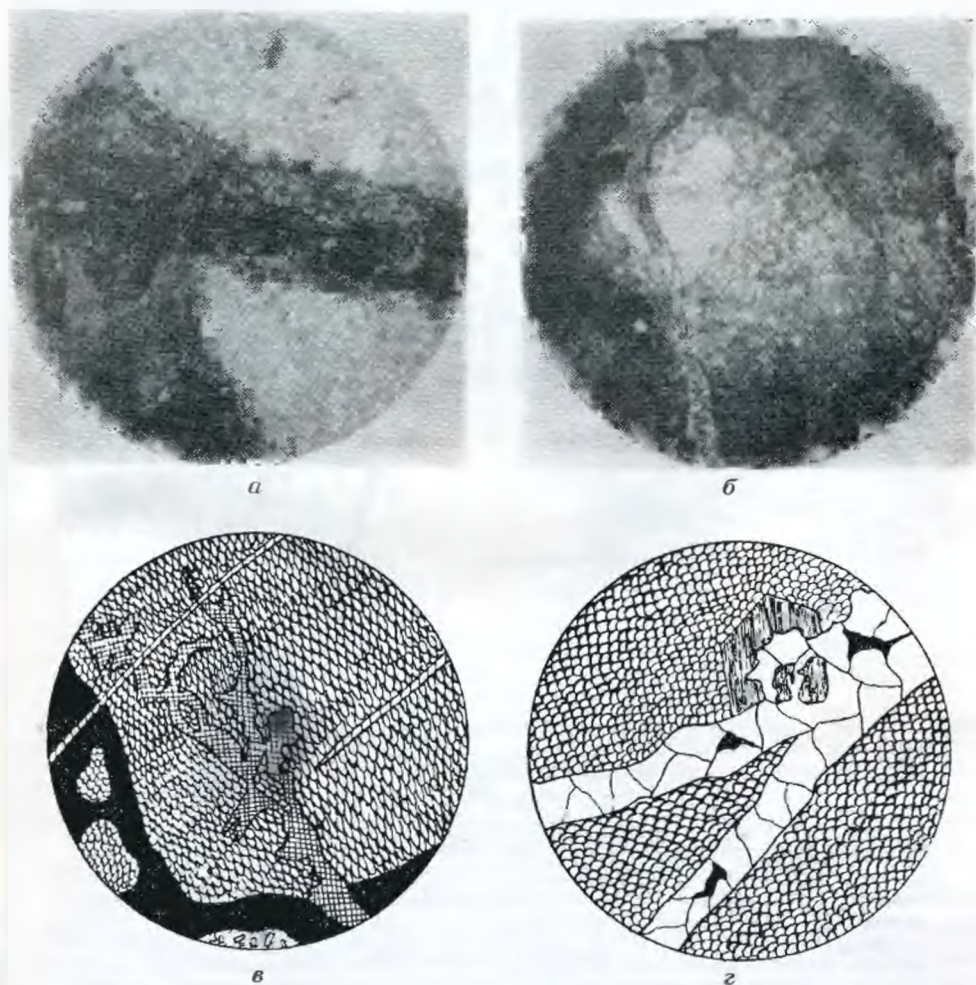


Рис. 31. Соотношение разновозрастного гидротермального метаморфизма в рудной зоне Рулихинского месторождения. *а* — жилка эпидота (черное), рассекающая обломок вторичного кварца (светлое) и карбонатный цемент (темно-серое) туфоконгломерата. Шлиф 388, николи +, ув. 60 ; *б* — измененный обломок альбитофира и цемент туфоконгломерата рассекаются прожилком эпидот-карбонатного состава. Шлиф К—551, николи +, ув. 28; *в* — обломок вторичного кварцита (основная часть зарисовки) и карбонатный цемент туфоконгломерата рассекаются сложной жилкой эпидота. Последняя, в свою очередь, рассекается нитевидным прожилком кальцита. Шлиф 388, николи +, ув. 12 ; *г* — жилки кальцита в обломке измененного кварцевого альбитофира из туфоконгломерата. Черное — сульфиды. Виден серицитизированный вкрапленник плагиоклаза. Шлиф К—388, ув. 36.

В породах вышележащей гониатитовой свиты (верхний девон) изменения описываемого типа не проявляются. Более того, в конгломератах верхнего девона минерализованные вторичные кварциты и измененные порфиры и туфы отмечаются уже в виде окатанных обломков. При этом как обломки этих пород, так и цемент конгломератов в рудной зоне нередко рассекаются прожилками эпидота, кварца, барита, карбоната и сульфидов (рис. 31). Это свидетельствует о наложении околорудных изменений и руд Рулихинского месторождения на ранние гидротермально-измененные породы, подвергшиеся до этого эрозии и переотложению.

По отношению к имеющейся на месторождении дайке плагиогранит-порфира такие изменения также являются более ранними. Детальное петрографическое изучение показало, что в приконтактных частях дайки пирит-кварц-серпичитовые породы подвергаются термальному метаморфизму. Последний выражается в грануляции кварца и укрупнении чешуек серпичита с переходом его в мусковит. Породы приобретают массивный облик и роговиковые структуры.

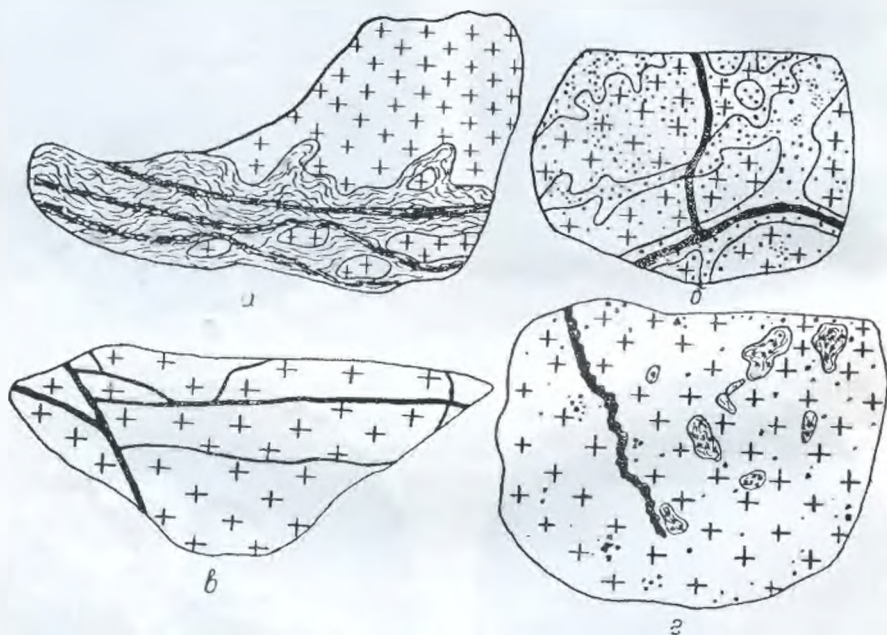


Рис. 32. Характер изменения жильного плагиогранит-порфира в рудной зоне Рулихинского месторождения. *а* — интенсивная серицитизация брекчированного плагиогранит-порфира. По более поздним зонам срыва развиваются прожилки кварца и вкрапленность сульфидов. Обр. К—561; *б* — плагиогранит-порфир (крестики) сечется извилистыми прожилками молочно-белого кварца (белое), которые рассекаются прожилками кальцита (черное). Вкрапленность пирита рассеяна равномерно. Обр. К—562; *в* — измененный плагиогранит-порфир рассекается тонкими прожилками кварцевого и эпидот-карбонатного состава. Обр. К—681; *г* — плагиогранит-порфир подвергается пятнистой серицитизации. Сульфиды (пирит, реже халькопирит) тяготеют преимущественно к участкам серицитизации, а также развиваются в виде прожилка. Обр. К—1016.

Поздние околорудные изменения пространственно всегда связаны с разломами и зонами дробления пород. Они представлены такими типами как скарнирование, эпидотизация, актинолитизация, пренитизация, хлоритизация, альбитизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация, баритизация и пиритизация. Эпидотизация, пренитизация и актинолитизация проявляются преимущественно в порфиритах. Серицитиза-

ция, окварцевание и баритизация развиваются в кислых породах лежащего бока месторождения.

Околорудные изменения и руды по отношению ко всему известному на месторождении геологическому разрезу являются сквозными. Жильные интрузии в зонах прерудного изменения и рудоотложения также подвергаются гидротермальному изменению и оруденению (рис. 32).

Рудные тела разделяются на два морфологических типа: жильные и межпластовые. Залежи первого типа заключены в зонах крутопадающих разломов. Они представлены пирит-сфалеритовыми и магнетит-гематитовыми рудами. Основная межпластовая залежь приурочена к тектонически осложненному контакту основных и кислых эффузивов с прослоями алевролитов. Она полого падает к югу, имея мощность 1—30 м.

Руды представлены преимущественно медно-цинковыми, свинцово-цинковыми и полиметаллическими разностями с соотношением по залежи в целом основных металлов меди, свинца, цинка, равным 0,4 : 1 : 4,6. В рудах отмечены кадмий, серебро, мышьяк, сурьма, молибден, кобальт, висмут, галлий. На северном фланге месторождения свинцово-цинковые руды сменяются существенно цинковыми. Межпластовая зона сопрягается с жильной рудной линзой (рис. 33). Размещение основных типов руд всего месторождения в виде комбинированной проекции залежей на горизонтальную плоскость отражено на рисунке 34. Сводка имеющихся данных по минералогии первичных руд приведена в таблице 29.

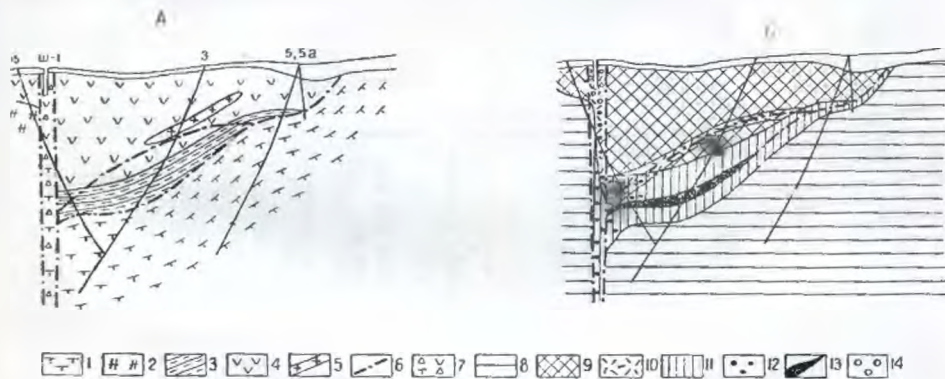


Рис. 33. Геологический (А) и метаморфический (Б) разрезы по скважинам Рулихинского месторождения. 1 — туфы кислого состава; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — алевролиты; 4 — порфириды; 5 — плагиигранит-порфиры; 6 — разломы; 7 — тектоническая брекчия; 8 — аутометаморфические изменения кислых пород; 9 — эпидот-актинолитовые породы; 10 — скарны; 11 — рудная зона; 12—14 — руды (12 — вкрапленные серникоколчеданные; 13—существенно цинковые; 14 — окисленные).

Постмагматическое минералообразование на Рулихинском месторождении протекало в два этапа: скарновый и гидротермальный. В первый этап образовалось небольшое количество пироксен-гранатовых скарнов. Позднее, после слабого дробления пород, проявляется гидротермальный этап метаморфизма, в котором выделяется несколько стадий. В первую из них формируются парагенезисы: эпидот—гематит—магнетит—кварц, эпидот—кварц—актинолит—карбонаты—хлорит—пренит, карбонаты—хлорит—сфен—пирит—пирротин и другие. В это же время в порфиритах появляется альбит. Ассоциация гранат—пироксен становится неустойчивой и замещается эпидотом, актинолитом, карбонатом и хлоритом. В кислых породах одновременно формируются парагенезисы: альбит—кварц—серицит—пирит, кварц—серицит—хлорит—пирит. В туфогенно-осадочных породах появляются новообразования серицита, который ин-

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Рулихинского месторождения
(составлена с учетом данных Л. К. Пожарицкой, С. А. Горжевской, Т. А. Румянцевой, Б. И. Вейц)

Этапы	Стадии	Минералы и последовательность их выделения	Физические и оптические константы минералов						Состав минералов, характерные элементы-примеси и прочее
			форма зерен	средние размеры зерен, мм	особенности окраски	показатель преломления		2 V	
						Ng	Np		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Изменения до складчатого этапа	Кварц Альбит Серicits	Изометричные Округлые, пластинчатые Чешуйчатые	0,05—0,10	Слабо буроватый					
	Рутил Пирит	Короткопризматические Кубические	0,003—0,5						
Скарповый	Скарповая	Гранат	Изометричные, иногда зональные	0,5—3,0	Слабо буроватый	n = 1,840—1,875			Железистая разность гроссулар-андрадитового ряда
	Пироксен	Призматические	0,5—0,8	Слабо зеленоватый				Типа диопсид геденбергит	
		Эпидот	Призматические	0,3—0,8	Буровато-зеленый	1,738—1,746	1,723—1,726	—88° до +88°	
		Гематит	Пластинки	0,05—0,3	Вишневый				
		Магнетит	Изометричные	0,5—1,0	Черный				
		Кварц	Неправильные	0,2—0,8		1,654	1,629	мал.	
		Пренит	Пластинчатые	0,3—2,0	Зеленый	Ng—Np = 0,020		—80—82°	CNg—17°—18°
		Актинолит	Игольчатые, столбчатые	0,5—1,0	Белый				Доломит
		Карбонат	Изометричные		Зеленый	1,609	1,605		Железистый прохлорит в порфири-тах: (Mg _{2,95} · Fe _{1,52} Mn _{0,03}) _{4,5} (Fe _{0,41} · Al _{0,91}) _{1,39} · (OH) ₈ (Al _{1,2} · Si _{2,8} · O ₁₀);
		Хлорит	Пластинки						

Гидротермальный

Предрудная	<p>Альбит Сфен Серицит (гидро- феицит)</p> <p>Пирит Арсенопи- рит Пирротин</p>	<p>Пластинчатые, округлые Неправильные Чешуйчатые</p> <p>Ксеноморфные и куби- ческие Ромбические Неправильные</p>	<p>0,1—0,2</p> <p>до 1—2 0,01</p>	<p>Белый</p> <p>Слабо зелено- ватый, бурозе- ватый</p>
I—рудня	<p>Эпидот Актинолит Прит Хлорит</p> <p>Кварц Карбонат Барит Альбит Цеолит</p>	<p>Призматические Столбчатые Пластинчатые Чешуйчатые</p> <p>Округлые Неправильные Пластинчатые Игольчатые</p>	<p>1—5 1—7 0,5—1,5</p>	<p>Желто-зеленые</p> <p>Травяно-зеле- ный</p>

			<p>в смешанных туфах: $(Mg_{3,23} Fe_{1,12}^{++} Mn_{0,02})_{4,37} (Fe_{0,16}^{+++} Al_{1,23}) (OH)_8 (Al_{1,12} \cdot Si_{2,88} \cdot O_{10})$;</p> <p>в кислых туфах: $(Mg_{2,45} \cdot Fe_{1,12}^{++} \cdot Mn_{0,01})_{3,58} (Fe_{0,5}^{+++} Al_{1,45})_{1,05} (OH)_8 (Al_{1,60} \cdot Si_{3,0} \cdot O_{10})$</p>
1,588	1,579		
1,586	1,552	-15—20°	<p>$(K_{0,66} \cdot Na_{0,08} \cdot Ca_{0,02} \cdot H_2O_{1,22}) \cdot (Mg_{0,17} \cdot Fe_{0,88}) (Al_{1,74} (OH)_2 \cdot (Al_{0,58} \cdot Si_{3,82} \cdot O_{10}))$</p> <p>Ga—0,001; Zr—0,01</p>
,735—1,750 ,659	1,715—1,730 1,636	Изменчив	<p>CNg = 15°</p> <p>Железистый прохлорит из прожилков: $(Mg_{2,82} Fe_{1,81}^{++} Mn_{0,63})_{4,66} (Fe_{0,49}^{++} \cdot Al_{0,81}) (OH)_8 \cdot (Al_{1,35} \cdot Si_{2,65} \cdot O_{10})$; По актинолиту одновременно развивается клинохлор с Ng=1,579 и Nr=1,570; 2V=—15—20°</p>
Nm=1,615—1,618'			
		40°—43°	Кальцит
Ng—Nr=0,12			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Гидротермальный	I—рудная	Пирит	Почки, сферолиты	0,5—1,0	Темно-бурый до черного				Ag—0,01; Sb—0,03; As—0,03; Cd—0,3; Ga—0,01	
		Сфалерит	Изометричные, характерны двойники	0,1—0,5						
		Халькопирит	Округлые и пластинчатые	0,001—0,01						
		Магнетит Рутил	Изометричные Короткопризматические	0,05—0,1 0,001—0,01						
	II—рудная	Кварц	Часто призмы			Иногда розоватый, сиреневый				
		Эпидот	Призматические	0,1—0,2		Светло-желтый до бесцветного	1,755—1,760	1,721—1,724	—80°	
		Гематит Пирит	Пластинки Пентагональные, кубические							Ag—0,01; As до 1,0; Sb—0,1
		Сфалерит	Изометричные			Светло-коричневый до бесцветного				Ag—0,01; Sb до 1,0; Mo—0,001
		Халькопирит	Неправильные	0,01—0,5						
		Галенит	Изометричные	0,01—0,5						
		Блеклые руды	Неправильные, изометричные	0,01—0,1						Ag—0,05; Cd—0,01; Sb—0,1; As—0,03
		Барит	Пластинчатые							
		Карбонат	Округлые							
		Хлорит	Чешуйчатые				Зеленый			

Гидротермальный

II—рудная	Серицит	Крупночешуйчатые		Бесцветный или слабо бу- роватый	1,588	1,549	10—20°	Ga—0,01; Zr—0,01	
	Альбит Флюорит	Пластинчатые, округлые Изометричные	3—5	Бледно-зеле- ный, голубо- ватый, фио- летовый					
	Калишпат Пирротин Борнит Халькозин	Неправильные . . .	0,001—0,01						
	Пострудная	Кварц Карбонат Барит Серицит	Неправильные Пластинчатые Чешуйки		Бесцветный	1,582	1,561	Очень малень- кий	Халцедоновидный Кальцит Гидрофенгит. Ga=0,001; V=0,01

Примечание. В незначительном количестве в рудах установлены: алтаит, апатит, гессит, пирсеит, висмутин, кубанит, виттихенит, ильменит, гипс и другие.

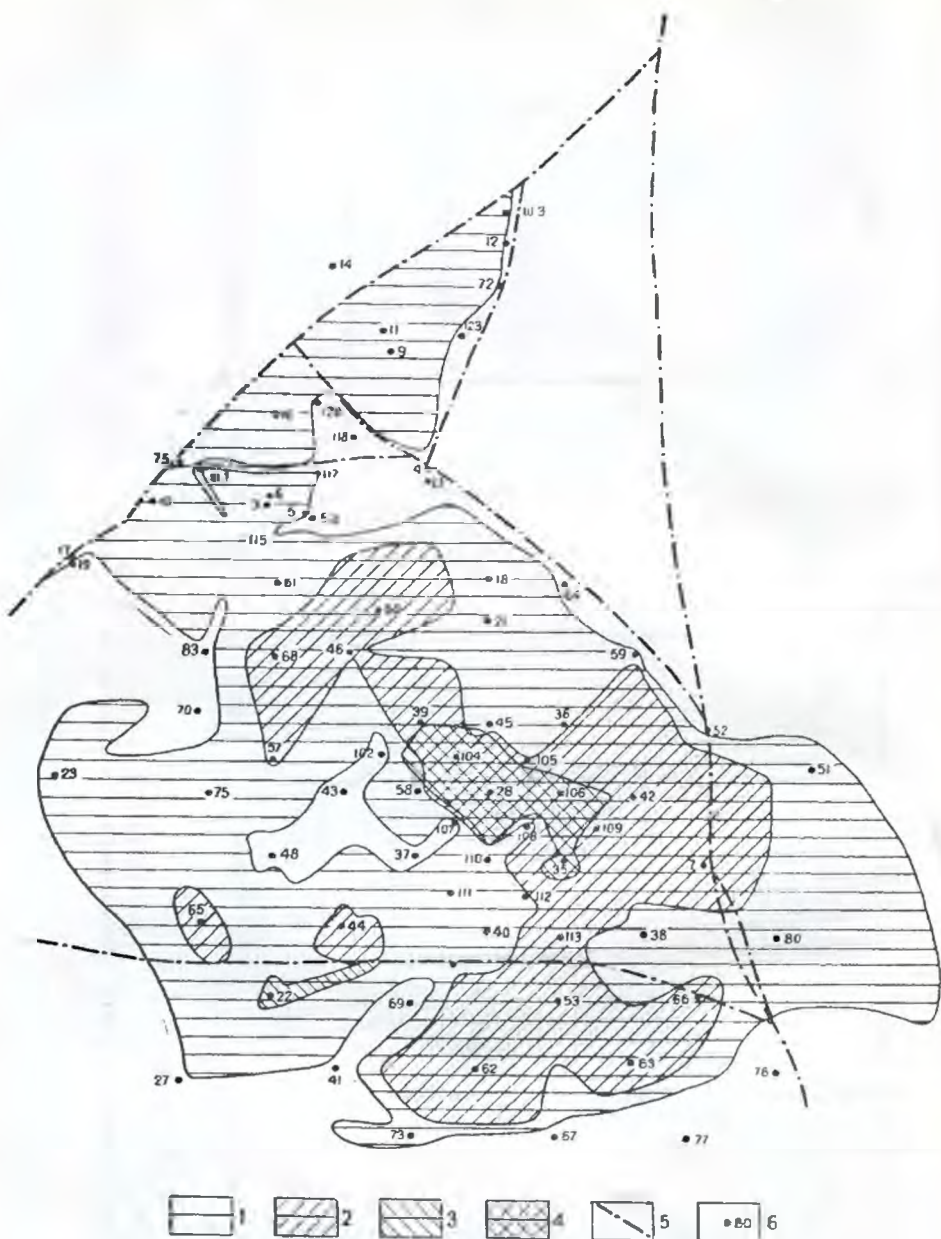


Рис. 34. Размещение основных типов руд Рулихинского месторождения (горизонтальная проекция). 1 — цинковая руда; 2 — свинцово-цинковая руда; 3 — медно-цинковая руда; 4 — полиметаллическая руда; 5 — разломы; 6 — скважины.

тенсивно замещает ранний эпидот и пересекается прожилками кальцита с сульфидами. В зонах циркуляции прерудных растворов гидротермально-измененные породы размещаются зонально. Вблизи главных каналов движения растворов образуются преимущественно эпидотовые породы с актинолитом, хлоритом, карбонатами. Мощность таких пород 30—50 м. Далее их сменяют эпидот-кварц-хлорит-альбит пренитовые породы, которые образуют широкие (50—70 м) ореолы. Внешняя зона изменений представлена альбит-хлорит-карбонатными породами. Эти законо-

мерности хорошо видны на планах и разрезах месторождения (рис. 29, 35). Описание их имеется также в статье М. С. Безмертной и Д. И. Горжевского (1958). При формировании всех этих зон не происходит существенного изменения в химических составах пород, о чем свидетельствуют данные таблицы 30.

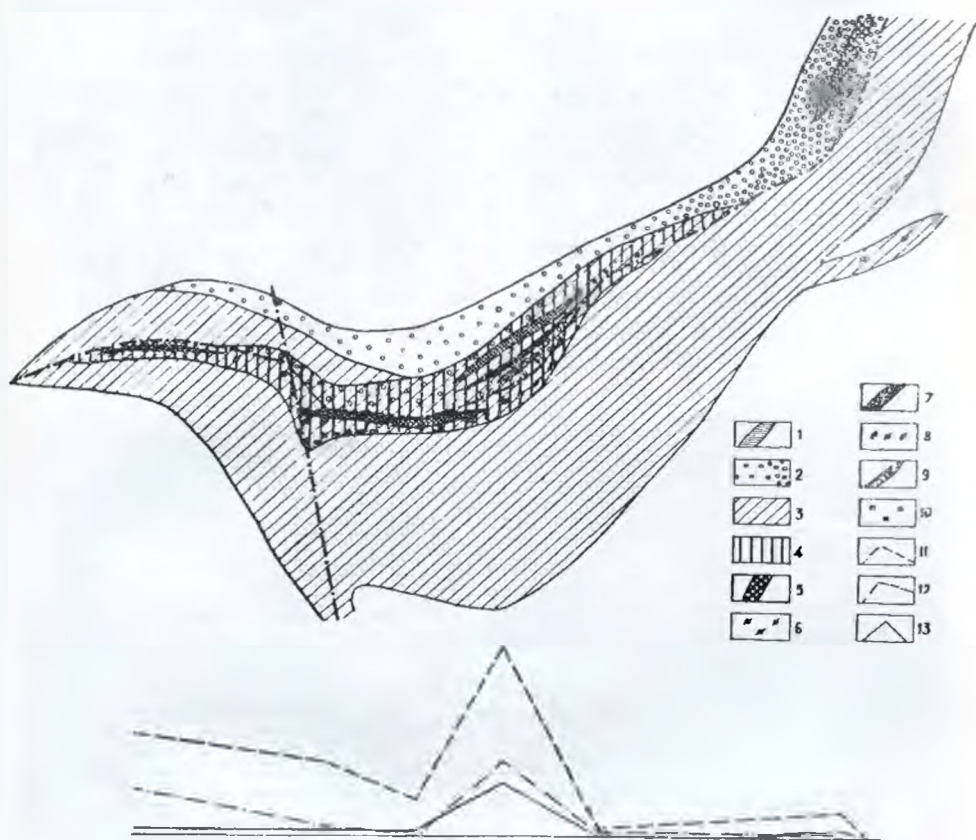


Рис. 35. Строение рудной зоны Рулихинского месторождения. 1 — скарны; 2—4 — гидротермальные породы (2 — эпидот-актинолитовые; 3 — кварц-серицит-хлорит-пиритовые; 4 — кварц-карбонат-баритовые); 5—10 — сульфидные руды (5 — сплошные серноколчеданные цинковые; 6 — вкрапленные цинковые; 7 — сплошные серноколчеданные медные и медно-цинковые; 8 — те же вкрапленные; 9 — сплошные полиметаллические; 10 — те же вкрапленные); 11—13 — графики корреляции металлов (11 — цинка; 12 — свинца; 13 — меди).

Рудный процесс отделяется от вышеописанных изменений периодом тектонических подвижек и протекает в две стадии. В первую из них в порфиритах формируются жилки хлорит-актинолит-кварц-эпидотового состава. Иногда с ними ассоциирует пренит (рис. 36б). В межпластовой зоне в это время происходит дробление ранних ассоциаций и отложение кварца, барита и кальцита. Несколько позднее в рудных зонах отлагаются колломорфный пирит, сфалерит, халькопирит (эмульсионный) и незначительное количество рутила и магнетита. В эту стадию в рудную зону привносятся барий, железо, сера, цинк в меньшей мере — медь, кремнезем и кальций. Во вторую стадию рудного процесса происходит привнос основного количества меди, свинца и целого ряда редких и рассеянных компонентов. Формируются основные промышленные типы руд. Отложение вещества идет метасоматическим путем, а также путем заполнения полостей и трещин. Происходит метаморфическое преобразо-

Сопоставление химических составов порфиров, подвергшихся гидротермальным изменениям разного типа (Рулихинское месторождение) (по Л. К. Пожарицкой)

Окислы	I					II	III	IV	V
	а	б	в	г	сред- нее				
SiO ₂	47,50	47,81	47,16	47,89	47,59	47,99	48,88	49,21	40,93
TiO ₂	1,50	0,29	0,8	1,13	0,93	0,81	0,75	0,25	0,58
Al ₂ O ₃	14,29	15,17	15,42	15,48	15,09	14,72	14,99	15,10	16,02
Fe ₂ O ₃	3,71	2,51	2,93	1,85	2,75	2,07	2,01	2,45	2,47
FeO	9,26	7,88	7,69	7,81	8,16	7,89	7,98	7,97	6,76
MgO	5,62	6,56	5,90	8,48	6,64	6,78	7,24	7,35	8,56
MnO	0,24	0,37	0,20	0,31	0,28	0,19	0,18	0,14	0,40
CaO	8,53	6,45	7,59	5,67	7,06	7,28	7,43	8,2	9,38
K ₂ O	0,52	0,39	0,37	0,28	0,39	0,31	0,22	0,19	0,10
Na ₂ O	3,58	4,90	4,92	5,56	4,74	3,40	2,70	2,11	1,73
H ₂ O [†]	2,0	3,0	3,0	1,78	2,47	2,96	3,83	4,62	4,34
H O ⁻	0,28	0,58	0,22	0,36	0,36	0,34	0,32	0,20	0,14
CO ₂	2,77	3,09	3,08	2,98	2,77	2,90	1,9	1,6	0,17
FeS ₂	—	—	—	—	—	1,79	1,67	1,71	8,52
Сумма	99,81	99,0	99,28	99,58	99,44	99,46	100,10	101,20	100,10

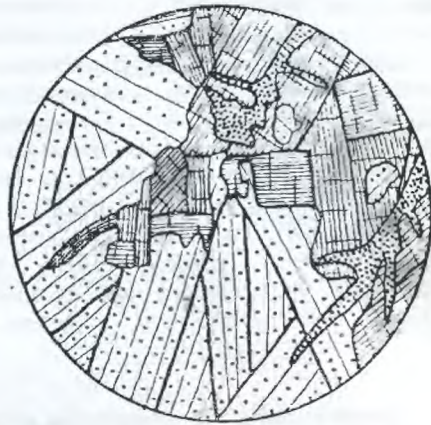
Примечание. I—неизмененный порфирит и среднее из четырех аналогов; II—порфирит из зоны хлорит-карбонатного изменения; III—порфирит из зоны хлорит-эпидотового изменения; IV—порфирит из зоны актинолит-эпидотового изменения; V—порфирит из участка интенсивной прититизации.

вание сформировавшихся ранее минеральных комплексов с переотложением ряда минералов в виде новых генераций. В это же время происходит раскристаллизация и частичное переотложение колломорфного пирита с образованием кристаллических его разновидностей, переотложение части сфалерита (в виде клейофана), барита, кварца, альбита и карбоната. Формируются новые парагенезисы: кварц—эпидот—гематит—пирит; кварц—альбит—флюорит—кальцит—калишпат (рис. 36а); эпидот—кварц—хлорит и другие. К концу стадии резко повышается активность калия и магния, появляются поздние генерации листоватого серицита и хлорита. Агрегаты и отдельные зерна пирита и сфалерита подвергаются интенсивному замещению сульфидами или слабо дробятся с развитием по трещинам жильных и рудных минералов (рис. 36в). В пострудный этап образуются кварц-карбонатные прожилки. Иногда в них отмечают барит и чешуйчато-волоконистый серицит. Сводка по минеральным парагенезисам с учетом последовательности их образования приводится в таблице 31.

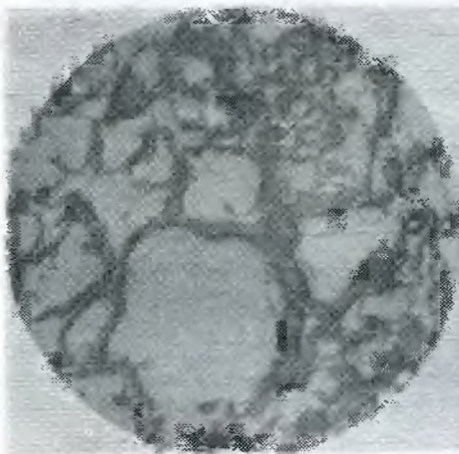
Рис. 36. Структурные взаимоотношения минералов Рулихинского месторождения. а—реликты граната (округлые зерна) в гематит-эпидот-кварцевом агрегате (кварц—белое; эпидот—штриховка; гематит—черное). Шлиф К—1491, николи //, ув. 80; б—замещение эпидота (редкая штриховка с точками) пренитом (густая штриховка). Видны тонкие прожилки кальцита и цеолита (точки). Шлиф К—546, николи +, ув. 80; в—замещение сфалерита (светлое) серицитом (темно-серое) с образованием периферийно-петельчатой структуры. Аншл. Р—7694, ув. 65; г—замещение колломорфного пирита сфалеритом и халькопиритом (черное—нерудный минерал). Аншл. Р—7697, ув. 97; д—жилка позднего пирита (белое) в сфалерите (серое). Черное—кварц. Аншл. Р—3849, ув. 97; е—жилка карбоната (черное) и галенита (светлое) среди друзового кварца (серое). Аншл. Р—3853, ув. 65.



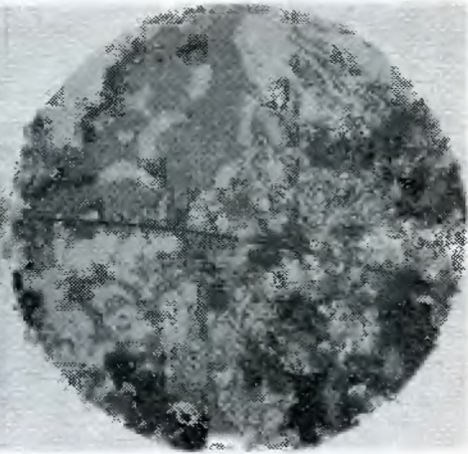
a



б



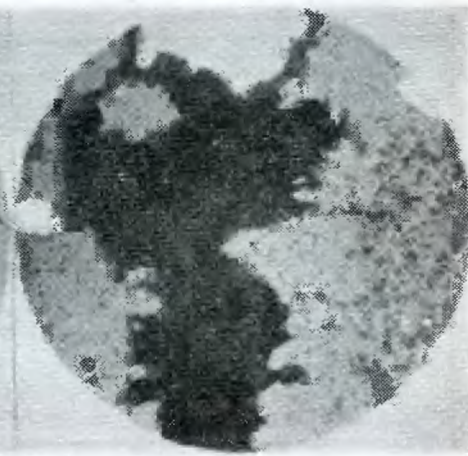
в



г



д



е

Цинковые и серноколчеданные цинковые руды фиксируют трещины в верхней части рудоносной структуры. Полиметаллические и свинцово-цинковые руды слагают центральную часть и висячий бок межпластовой залежи, а медные залегают в лежащем боку ее. Аналогичная картина наблюдается на Таловском месторождении. Она выражается в приуроченности жильного кварца с халькопиритом к лежащему боку залежи, выше которой располагаются сплошные медные и медно-цинковые руды. В висячем боку руды представлены медно-цинковыми и существенно цинковыми разностями с баритом. Зональность в масштабе всего рудного поля проявляется в относительном размещении продуктов контактового и гидротермального метаморфизма (рис. 37). Таловское месторождение пространственно располагается ближе к активному магматическому очагу, чем Рулихинское и потому является более высокотемпературным и по составу существенно медным. Рулихинское месторождение более

Таблица 31

Сводка данных по минеральным парагенезисам Рулихинского месторождения

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относит. к-во данных парагенезисов в месторождении
Изменение доскладчатого этапа		Кв-аб-се-рт-пи Кв-се-пи	Гидролиз полевых шпатов и общее выщелачивание кислых пород лежащего бока	В лежащем боку м-ния господствуют, в висячем — отсутствуют
Скарновый	Скарновая	Гр-пк	Замещение туфогенно-осадочных пород и порфириров в зонах дробления	Очень мало
Гидротермальный	Предрудная	Эп-ге-мгт-кв Эп-пр-ак-ка-хл-кв Эп-кв-аб-хп-пи Ка хл-сф-пи-пирр-ар б-кв-се-пи Кв-се-пи-хл	Гидролиз и замещение порфириров, туфогенно-осадочных пород и скарнов. Характерно зональное распределение ассоциаций относительно разломов. Выщелачивание кислых пород лежащего бока вдоль рудолокализирующей структуры	Имеют широкое развитие
	I рудная	Эп-ак-пр-хл-кв Эп-ак-кв-ка-пи-сфа-хп-мгт-рт Кв-ба-ка Кв-аб-ба-ка Ка-це Кв-ба-ка пи-сфа-хп	Замещение ранних ассоциаций и выполнение полостей и трещин вдоль рудной зоны	Имеют широкое развитие в пределах узких рудоносных зон
	II рудная	Кв-эп-ге-пи Пи-сфа-хп-га-бл и другие рудные-ба-кв-ка-хп-се Кв-аб-ка-фл-кпш	Замещение ранних ассоциаций и выполнение полостей и трещин вдоль рудной зоны	Составляют основную массу полиметаллич. свинцово-цинковых и существенно медных руд
	Пострудная	Кв-ка-ба Кв-се	Выполнение тонких трещин	Очень мало

удалено от материнского массива гранитов. Здесь высокотемпературные скарново-роговиковые ассоциации имеют подчиненное развитие. Однако наличие крупных разломов, вдоль которых гидротермальные растворы могли уходить на значительные расстояния от активного контакта, обеспечило широкое развитие здесь эпидот-актинолитового, хлоритового и кварц-серицит-карбонат-баритового замещений. Руды Рулихинского месторождения являются более низкотемпературными, существенно свинцово-цинковыми и полиметаллическими.

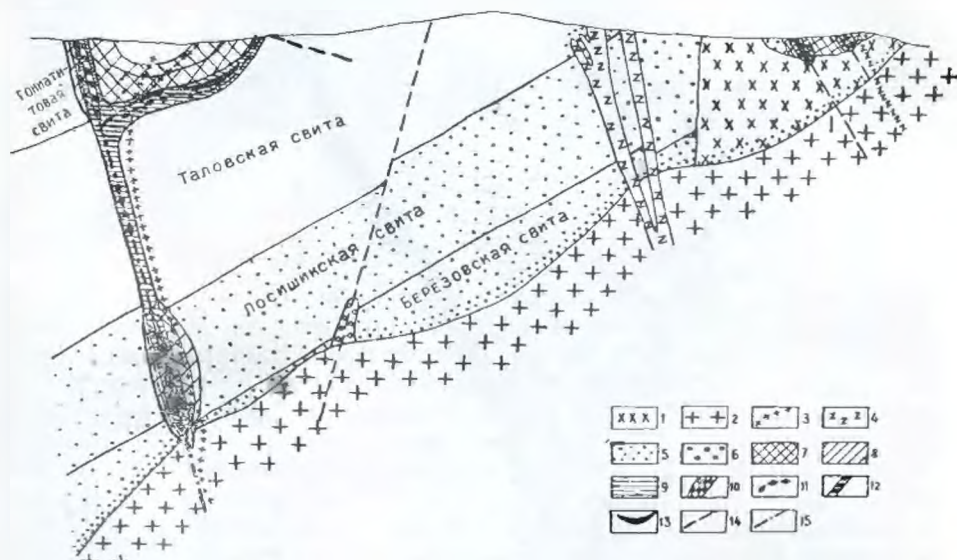


Рис. 37. Соотношение роговиков, скарнов, медных и полиметаллических руд в разрезе через Таловское и Рулихинское месторождения. 1 — кварцевые порфиры; 2 — граниты; 3 — плагиогранит-порфиры; 4 — диабазы; 5 — роговики; 6 — скарны; 7 — эпидот-актинолитовые породы; 8 — эпидот-хлорит-прениит-карбонатные породы; 9 — серицитовые, кварц-барит-карбонатные и другие породы рудной зоны; 10—13 — сульфидные руды (10 — медно-цинковые; 11 — медные; 12 — цинковые; 13 — полиметаллические); 14 и 15 — разломы (14 — установленные; 15 — предполагаемые).

Таким образом, само размещение месторождений на рудном поле отражает зональность скарново-рудного процесса. Таловское месторождение характеризует низы, а Рулихинское — верхи единой метасоматической колонки. Поэтому на глубоких горизонтах Рулихинского месторождения, вблизи контакта с гранитами, следует ожидать появления большого количества роговиков и скарнов, а также увеличение относительного количества медных и медно-цинковых руд.

Сургутановское месторождение

Сургутановское месторождение открыто в конце XVIII века. Эксплуатационно-разведочные работы достигли глубины 60 м. Добыча в зоне окисления и вторичного обогащения на медь и серебро. В 1915—1916 гг было пробурено две скважины (В. К. Котульский, 1926). В 1939—1941 гг. работы проводились Казахским геологическим управлением (М. Е. Керенский). Дальнейшее изучение месторождения производилось в 1949—1950 гг. (Л. И. Панкуль, В. Д. Кереселидзе, Т. Я. Гончарова). Руды месторождения изучались П. П. Пилипенко (1915), Б. И. Вейц (1955), И. В. Покровской (1952), Т. Я. Гончаровой и другими исследователями.

Участок сложен кислыми эффузивами и их туфами, содержащими линзы известняков. Толща пород моноклиального залегания нарушена тектоническими разломами и прорвана гибридными кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиритами и диабазами, с которыми скарны и руды обнаруживают тесную связь (рис. 38).

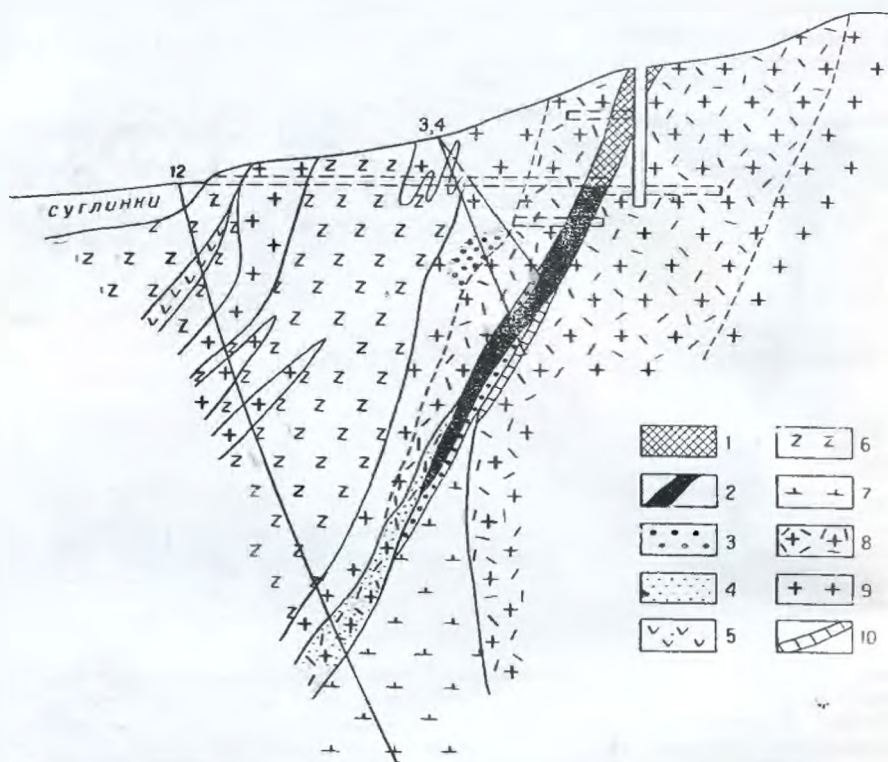


Рис. 38. Разрез через Сургутановское месторождение. 1 — железная шляпа; 2 — сульфидные руды; 3 — скарны; 4 — роговики; 5 — диабазовые порфириты; 6 — диоритовые порфириты; 7 — кварцевые диориты; 8 — туфолавы кварцевых альбитофиров; 9 — лавы кварцевых альбитофиров; 10 — известняки.

Рудная зона вдоль тектонического нарушения прослежена на протяжении 300 м. Падение ее юго-западное под углом 55—60°. Первичные руды представлены преимущественно вкрапленными и сплошными пирит-сфалеритовыми, пирит-халькопиритовыми, халькопирит-сфалеритовыми и галенит-сфалеритовыми разностями, в которых обычно содержится то или иное количество магнетита и гематита. На глубине они сменяются убогой вкрапленностью сульфидов в окварцованных туфах. Известны также существенно галенитовые руды небольшой мощности. Жильная масса в рудах состоит из барита, кварца, карбонатов, эпидота и анизотропного граната. В. К. Котульский (1926) указывает также на присутствие здесь волластонита, биотита и пренита (табл. 32).

Руды Сургутановского месторождения являются медно-цинковыми с резким преобладанием цинка над медью. Свинец в них присутствует в качестве незначительной примеси.

Из характерных редких и рассеянных элементов в рудных минералах следует отметить кадмий, висмут и кобальт. Образование рудной зоны началось с отложения гранатовых скарнов вдоль тектонического разлома в месте соприкосновения его с линзой известняков. Скарны возникли

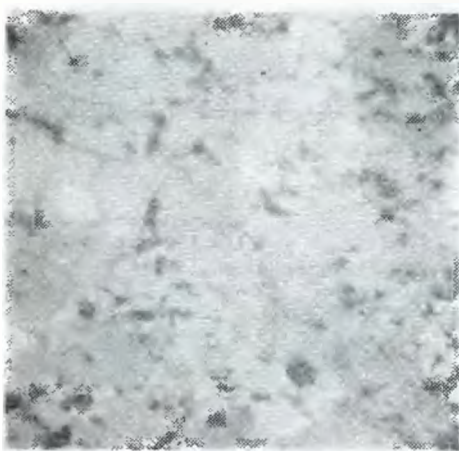
Минералогический состав первичных руд Сургутановского месторождения

Минералы				
основные	второстепенные	редкие		очень редкие
Кварц Халькопирит Сфалерит Барит	Гранат Титаномагнетит Магнетит Гематит Пирит Кубанит Карбонат Галениг	Пироксен Волластонит Эпидот Клиноцоизит Актинолит Пренит	Борнит Блеклая руда Халькозин Хлорит Серицит Халцедон Биотит Мусковит	Пирротин Марказит Мельковит-пирит Анатаз

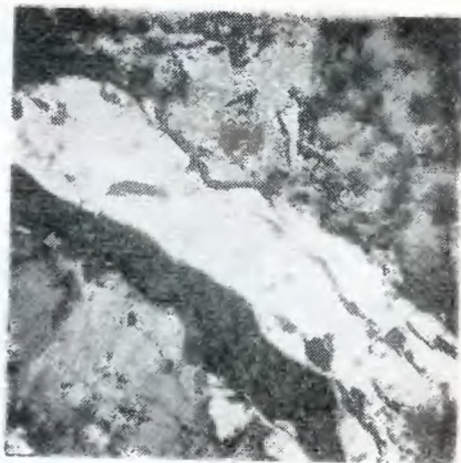
также вдоль ослабленных зон в эффузивных породах кислого состава

Для скарновых пород месторождения характерны ассоциации: гранат — титаномагнетит — магнетит — гематит и пироксен — волластонит. Пространственно со скарнами тесно связаны эпидозиты и эпидот-актинолитовые породы с клиноцоизитом и кварцем. В рудной зоне с ними ассоциируют магнетит и гематит, количество которых в отдельных случаях достигает 40—50% от массы породы. Изучение взаимоотношений «сухих» скарнов с эпидотом и актинолитом показывает, что те и другие образовались в ходе единого процесса минералообразования, протекающего в условиях постепенно понижающихся температур и повышающейся активности водных растворов. Это подтверждается взаимоотношениями скарновых минералов и последовательным замещением ранних безводных силикатов эпидотом, клиноцоизитом, актинолитом, магнетитом, гематитом и кварцем. Вместе с тем в скарнах иногда отмечаются жилки эпидота и актинолита. Магнетит и гематит замещали брекчированные гранатовые скарны с образованием петельчатых структур замещения (рис. 39 а, в). Поэтому можно говорить о проявлении внутриминерализационных тектонических подвижек, отделявших стадию формирования скарнов от эпидот-актинолитовой стадии, включающей также магнетит. Сульфиды кристаллизовались позже минералов первых двух стадий. На это указывают прожилки кварца, барита и сульфидов в скарнах и в магнетитовых породах (рис. 39б). Сульфиды, кварц и барит локализовались в средней части минерализованной зоны разлома и нацело заместили здесь продукты ранних стадий.

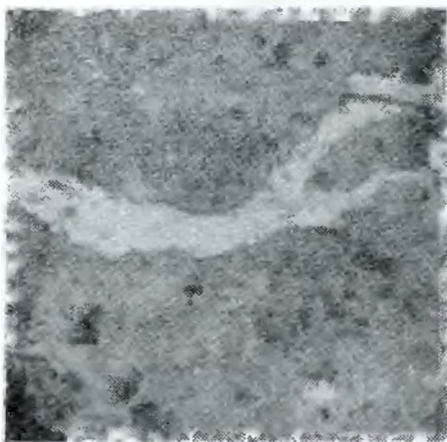
Руды Сургутановского месторождения разделяются на два типа: медно-цинковые и свинцово-цинковые. По минералогическому составу среди первых выделяются преимущественно пирит-сфалеритовые, пирит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые, а среди вторых — галенит-сфалеритовые и галенитовые. Изучение под микроскопом показывает, что медно-цинковые и свинцово-цинковые разности руд характеризуются рядом интересных особенностей. Медно-цинковые руды представлены ассоциациями: кварц — пирит — сфалерит — халькопирит, кварц — пирит — халькопирит, кварц — магнетит — пирит — сфалерит — халькопирит — кубанит — пирротин — блеклая руда — халькозин — хлорит. Наиболее широко развита третья минеральная ассоциация, отличающаяся обилием минеральных видов. В рудах распространены магнетит. Широко развиты двойные, тройные и даже четверные структуры распада (рис. 40), в которых магнетит иногда принимает участие. Эти структуры детально



a



б



в

Рис. 39. Взаимоотношения минеральных ассоциаций Сургутановского месторождения. *a* — наложение магнетита и гематита на брекчированный гранатовый скарн. Аншл. К—1500, ув. 110; *б* — пирит-сфалеритовый прожилок (белое) в магнетит-гранатовом скарне. Аншл. К—1459, ув. 110; *в* — пиритовый прожилок в магнетит-гранатовом скарне. Аншл. К—1459, ув. 110.

описаны в работах Б. И. Вейц (1955) и И. В. Покровской (1952). Из нерудных минералов главным является кварц, которому в малых количествах сопутствует хлорит. Барит типичен для свинцово-цинковых руд, которые представлены ассоциациями: барит — кварц — карбонат — сфалерит и барит — пирит — сфалерит — халькопирит — галенит. Для них характерно отсутствие магнетита, пирротина, кубанита и сложных структур распада твердых растворов.

Приведенные в рудах минеральные ассоциации позволяют заключить, что в данном случае мы имеем дело с двумя различными по температурным условиям образования типами сульфидных руд. Судя по наличию магнетита и кубанита, сложным структурам распада твердых растворов ранние медно-цинковые руды отложились в условиях сравнительно высоких температур (300—500°). Поздние свинцово-цинковые руды, по видимому, образовались при температуре не более 200°, о чем можно судить по совместному выпадению из растворов карбонатов, барита, галенита. Совмещение в одной рудной зоне тех и других руд можно объяснить, во-первых, случайным наложением минеральных ассоциаций, не имеющих между собой генетической связи, во-вторых, большим разрывом во времени отложения руд того и другого типа из одних и тех же растворов и, в-третьих, повышением температурного градиента в преде-

лах рудной зоны в момент отложения ранних руд. Первые два предположения, как кажется, не имеют под собой реальной почвы, так как нет никаких фактических данных, указывающих на значительный разрыв во времени отложения различных типов руд (табл. 33). Поэтому представляется более вероятным вслед за Б. И. Вейц (1955) говорить о некотором повышении температур в связи с внедрением жильных пород диорит-порфиритового и диабазового состава.

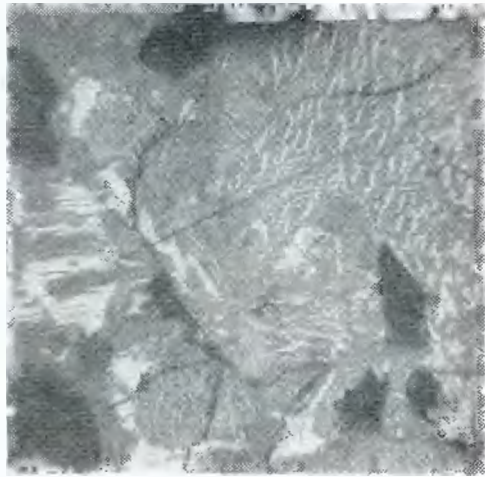


Рис. 40. Структуры распада в рудах Сургутановского месторождения. Темное — сфалерит, светлое — халькопирит и кубанит. Англ. К-1513, ув. 300.

С прогрессивным метаморфизмом связано, по всей вероятности, также появление биотита в скарнах. Вместе с тем повышение температурного градиента рудной зоны, связанное с внедрением жильных пород, происходило не после формирования месторождения,

формирования месторождения,

Таблица 33

Сводка данных по минеральным парагенезисам Сургутановского месторождения

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий отложения минералов	Относит. к-во данных парагенезисов в м-нии
Скарно-вожжистый	Скарновая	Пк-вол Гр-мгт-ге-тмг	Замещение известняков и эффузивов	Характерны
	Эпидот-актинолит-магнетитовая	Эп-кл-ак-мгт-ге-кв Эп-кл Пр-эп-кв	Замещение вмещающих пород и скарнов	Характерны
Гидротермальный	Медно-цинковая	Кв-пи-сфа-хп Кв-пи-хп Кв-мгт-пи-сфа-хп-кб-пирр-бл-хз-хл	Замещение	Господствуют
	Свинцово-цинковая	Ба-кв-ка-сфа Ба-пи-сфа-хп-га	Замещение и выполнение трещин	Характерны

как это представляет Б. И. Вейц. Этот процесс скорее протекал одновременно с отложением ранних сульфидов, возможно, на границе формирования медно-цинковых и свинцово-цинковых руд. Во всяком случае, минералогическое изучение руд показывает, что минералы поздней свинцово-цинковой стадии прогрессивному метаморфизму не подвергались.

В геохимическом отношении процесс минералообразования подобен тому, который описан для других скарново-сульфидных зон. Вначале, в связи с формированием диоритовых интрузий, происходит резкое повышение температур; на контакте кислых эффузивов и известняков на-

чинаются обменные реакции, приводящие к замещению известняков скарнами. Постмагматические растворы имели, видимо, щелочной характер, т. к. они отлагали железо и титан. Не исключается также привнос небольшого количества магния и кальция, на что указывает появление скарновых минералов в порфирах и туфах. Процесс минералообразования протекал в условиях высокого кислородного потенциала. В дальнейшем по мере падения температуры и повышения активности воды происходит разложение скарнов и образование новых минералов, устойчивых в условиях средних температур. Привносится заметное количество железа, которое в условиях высокого кислородного потенциала выделяется в виде магнетита и гематита. Привноса других элементов, возможно, не было. В эту стадию образуются типичные среднетемпературные минералы: эпидот, клиноцоизит, актинолит, кварц, магнетит и гематит. В начале третьей стадии резко повышается кислотность растворов, происходит вынос оснований из рудной зоны и привнос сюда большого количества кремнезема. В это время образуются микрокварциты. Одновременно или с некоторым запозданием привносятся цветные металлы и сера, происходит нейтрализация растворов и выпадают сульфиды, поздний магнетит и хлорит. Видимо, в конце этой стадии по разлому в рудную зону проникают интрузии порфиритов и потому происходит повышение температуры, вызвавшее образование сложных структур распада в рудах медно-цинковой стадии и некоторый метаморфизм скарнов. Процесс заканчивается привносом слабокислыми растворами бария, кальция, цинка, свинца, серы и отложением свинцово-цинковых руд.

Шемонаихинское рудное поле

Шемонаихинское рудное поле расположено в 7 км к северо-западу от с. Шемонаиха. Небольшое жильное полиметаллическое месторождение здесь было открыто еще в XVIII в. Систематические разведочные работы, позволившие полузабытый старый «прииск» перевести в разряд месторождений, были проведены в 1948—1952 гг. под руководством геологов Л. И. Панкуля, В. Д. Кереселидзе и Л. В. Коренковой. В результате этих работ обнаружена новая рудная линза, названная Новошемонаихинским месторождением, и подсечены руды на собственно Шемонаихинском месторождении на глубине 80—100 м. В 1953 г. все имеющиеся материалы по месторождению были проанализированы П. Ф. Иванкиным и И. И. Халтуриной (1955). В 1958 г. небольшие по объему тематические работы проводили П. Г. Ведерников и Ж. И. Абдульменов. Руды и окolorудные изменения пород месторождения изучались Б. И. Вейц (1957), З. В. Сидоренко, С. А. Горжевской и Л. К. Пожарицкой. Рудное поле располагается в зоне регионального Шемонаихо-Секисовского разлома. По данным П. Ф. Иванкина, морфологически оно представляет собой тектонический блок пологоскладчатых вулканогенно-осадочных пород среднего девона, ограниченный двумя крутопадающими разломами субширотного простирания (рис. 41). Длина блока около 1 км, ширина 200—250 м, суммарная мощность пород девона предположительно не более 400—500 м. Этот блок, имеющий клиновидную форму, разбит поперечными нарушениями, падающими навстречу друг другу под углом 60—70°. Все разломы древние и потому являлись каналами движения магм и минерализующих растворов. Нарушенные осадочно-вулканогенные породы были интродуцированы многочисленными телами порфиров и порфиритов, из которых наиболее близкими к скарново-рудному процессу являются диабазы и диабазовые порфириты. Все породы участка

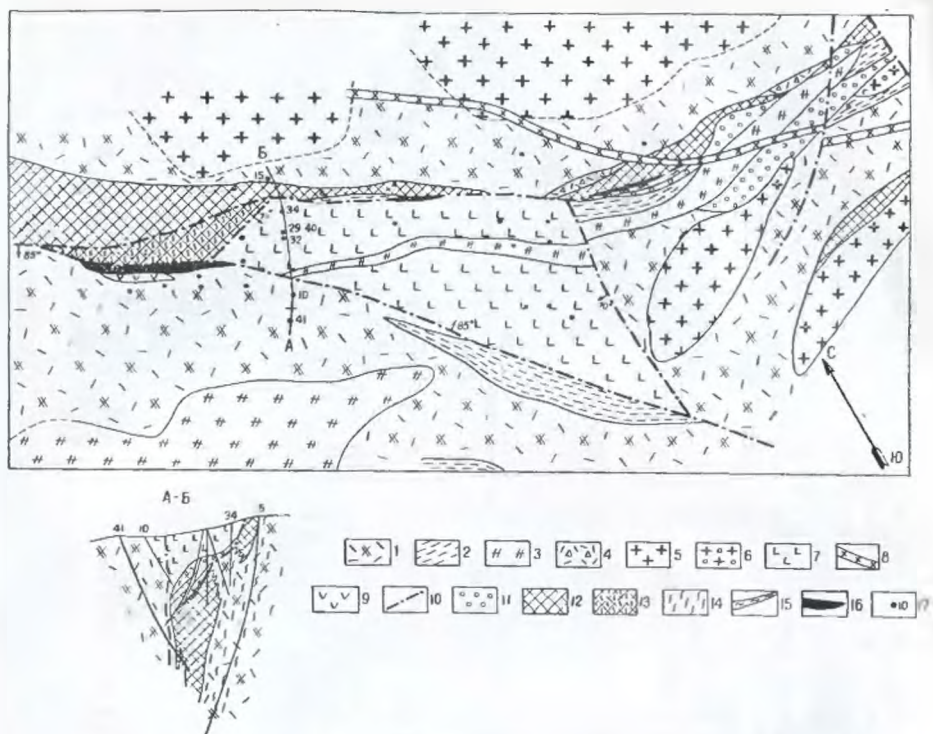


Рис. 41. Геологическая карта Шемонаихинского месторождения. 1—лавы и туфы кислого состава; 2 — алевролиты; 3 — фельзит-порфиры; 4 — агломератовые туфы; 5 — альбитофиры; 6 — кварцевые альбитофиры; 7 — диабазы; 8 — плагиогранит-порфиры; 9 — порфириты; 10 — разломы; 11 — скарны; 12 — кварциты; 13 — кварц-серицитовые породы; 14 — серицитизация; 15 — хлорито-серицитовые породы; 16 — сульфидные руды; 17 — скважины.

подвергнуты интенсивным метаморфическим изменениям. Кислые породы испытали серицитизацию и окварцевание. Эпидотизация, скарнирование и хлоритизация характерны для диабазов и диабазовых порфириров. Гидротермальные изменения проявились наиболее интенсивно вдоль зон тектонических нарушений северо-западного простирания. Общая последовательность выявленных геологических процессов, приведших к формированию рудного поля, может быть представлена в следующем виде: смятие и разрывы пород осадочно-вулканогенного комплекса, внедрение порфировых интрузий, а также диабазо-порфировых пород; обновление ослабленных тектонических зон и внедрение гранитоидов змеиногорского комплекса, повторные движения по главным продольным разломам и внедрение даек диабазовых порфириров и плагиогранит-порфириров; образование скарнов и сульфидных руд.

Рудные тела локализуются в местах сопряжения главных продольных разломов (Северный и Южный) с нарушениями второго порядка и межпластовыми швами. Шемонаихинское рудное тело приурочено к Северному разлому. Оно представлено небольшой крутопадающей линзой, максимальная глубина подсечения которой составляет 80—100 м. Выход оруденелой зоны на поверхность имеет в длину около 100 м при мощности до 2,5 м. Линза имеет крутое (75°) северо-западное склонение и быстро выклинивается на глубину и по простиранию. Руды представ-

Сводка данных по характеристике важнейших минералов Шемонаихинского месторождения
(составлена по материалам Л. К. Пожарицкой, Э. В. Сидоренко и Б. И. Вейц)

Этапы	Стадии	Минералы и последовательность их выделения	Физические и оптические константы минералов					Состав минералов, характерные элементы примеси и прочие особенности		
			форма зерен	средние размеры зерен, мм	особенности окраски	показатели преломления			2V	
						Ng	Np			
Скарновый	Скарноиды	Гранат	Округлые	0,3—2,0	Слабо буроватый	Ядро 1,768	1,782	-56°—60°	Зональный. Внутренняя часть—гроссуляр, внешняя оболочка—гроссуляр-андрадит Слабо железистый диопсид с CNg—38°—40° Характерны двойники	
		Пироксен	Шестоватые	3—4	Слабо буроватый	1,702—1,706	1,679—1,682			
		Гематит Магнетит	Пластинки Изометричные	0,02—0,25						
Гидротермальный	Гидротермалиты	Альбит Пирит Хлорит	Изометричные (Кубические Мелкочешуйчатые)	1,0 0,1—1,0	Светло-буровато-зеленый до бесцветного	1,609	1,603	-20°	Прохлорит: $(Mg_{3,39} \cdot Fe_{0,67})_{4,06} \cdot (Fe_{0,18} \cdot Al_{1,52})_{1,7} \cdot (OH)_8 [Al_{1,1} \cdot Si_{2,3} O_{10}]$; Ga—0,101; Cu—0,001; Zn—0,01; Ba—0,1 Полисинтетические двойники Mn—1; Si—0,001	
		Доломит Кальцит Кварц	Изометричные Изометричные Неправильные, иногда призматические	0,05—0,1	Белый	1,677—1,687	1,500—1,505			
		Серицит	Чешуйчатые	0,08—0,09	Слабо буроватый, иногда бесцветный	1,579	1,558			
		Эпидот	Призматические		Слабо буроватый	1,746 ± 3	1,722 ± 3			-85
		Пренит Актинолит	Пластинчатые Игольчатые		Буроватый Зеленоватый	1,654	1,629			Мал

Бесцветный или светло-бурый				Колесчатые двойники
Травяно-зеленый	1,615	1,609		Прохлорит, Ga—0,001; Zr—0,01
От буроватой до ярко-желтой	1,728	1,715	+82°-88°	Клиноцоизит, Ga—0,001; Sn—0,001; V—0,01; Nb—0,01; Ba—0,1; Mn— 0,001; Pb—0,1
Бесцветный	1,645	1,62	6—8°	
Бесцветный, си- не-зеленый			43°	Характерны двойники: Sr—1,0; Pb— 0,1; Sn—0,001; Полисинтетические двойники Mn—2; Si—0,001 Ag—0,3; Sb—0,1; As—0,3; Cd—0,3 Bi—0,001
Белый	1,670	1,495		
Розовый	1,677	1,500		
Бесцветный	1,597	1,567	—25°	Полисинтетические двойники Мусковитоподобный типа фенгита, Ba—0,1; Ga—0,001; Zr—0,03; Co— 0,01; Pb—0,03.
Буровато-зеле- новатый	1,588	1,579	(+)	Корундофиллит, Ga—0,001; Mo—0,001 Zn—0,1; Sr—0,01; Zr—0,01; Pb—0,01
Бледно-лиловый светло-зеленый, голубой				Ag—0,005; As—0,001; Sb—0,006, полисинтетические двойники
				Ag—0,1; Sb—0,03; Bi—0,03
Бесцветный	1,576 1,706	1,555 1,516	(—)	Хальцедоноподобный Гидрофенгит (?); Zr—0,01; Mo—0,01

в рудах установлены: апатит, пирротин, энргит, борнит, халькозин, бурнит, арсенирит,

Сопоставление химических анализов измененных туфов кварцевых альбитофиров Шемонаихинского месторождения
(по Л. К. Пожарицкой)

Окислы	I—туфы кварцевых альбитофиров (8 анализов)									II—серицитизированные туфы кварцевых альбитофиров (4 анализа)					III—интенсивно измененные кварцевые альбитофиров (2 анализа)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	среднее	1	2	3	4	среднее	серицит. порода	кварц-серицит. порода	среднее
SiO ₂	75,80	71,82	78,19	80,43	77,9	74,72	73,8	79,78	76,24	69,13	76,9	70,01	70,20	71,56	65,67	76,9	71,29
TiO ₂	0,18	0,67	0,10	сл.	0,12	0,10	0,17	0,04	0,17	сл.	0,16	0,09	0,19	0,11	сл.	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	12,72	14,31	11,98	10,30	10,15	10,30	11,9	10,85	11,56	15,83	8,94	13,40	10,19	12,09	16,34	10,34	13,34
Fe ₂ O ₃	0,39	1,53	1,28	1,73	2,13	0,79	2,31	1,39	1,45	0,66	1,29	4,61	2,80	2,34	0,20	0,09	0,15
FeO	1,62	1,15	0,54	0,88	—	1,71	1,13	0,56	1,01	0,89	—	1,204	0,28	0,59	0,22	—	0,11
MgO	0,48	0,25	0,58	0,81	1,14	1,03	0,98	0,28	0,72	4,88	1,06	2,80	2,46	2,80	2,09	1,06	1,58
MnO	0,03	0,04	сл.	сл.	0,04	0,09	0,05	сл.	0,03	0,07	сл.	0,01	0,08	0,07	0,22	сл.	0,01
CaO	0,20	1,92	0,06	0,28	0,90	1,65	0,76	0,95	0,84	0,15	0,55	0,45	0,05	0,30	0,20	0,55	0,37
Na ₂ O	4,54	3,34	2,31	1,36	3,78	2,90	4,05	2,11	3,04	0,21	0,06	0,51	1,18	0,49	0,37	0,06	0,21
K ₂ O	2,72	4,62	5,50	1,99	1,07	2,91	3,01	2,40	3,05	3,61	2,15	2,72	2,60	2,93	4,60	2,15	3,38
H ₂ O ⁺	0,48	0,45	0,81	1,93	1,11	0,12	0,83	1,0	0,84	3,21	2,12	2,31	4,44	3,02	3,63	2,72	3,17
H ₂ O ⁻	0,06	0,04	0,12	0,30	сл.	—	0,23	0,21	0,11	0,09	0,20	0,10	0,05	0,22	0,14	0,20	0,17
CO ₂	0,10	0,17	0,13	0,35	0,21	0,10	0,2	0,41	0,17	0,54	0,60	0,04	0,14	0,33	0,35	0,6	0,48
FeS ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38	5,17	1,01	3,96	2,63	7,19	5,81	6,50
Сумма	99,32	100,31	101,5	100,06	98,3	98,7	99,5	99,98	99,24	99,65	99,30	99,48	99,48	99,48	101,02	100,48	100,75

лены сливными полиметаллическими и вкрапленными медно-цинковыми разностями. Основными рудными минералами являются: сфалерит, халькопирит, галенит и пирит; жильные — кварц, барит, карбонат, хлорит, серицит. Новошешманхинское рудное тело представляется в виде межпластовой рудной линзы, приуроченной к лежащему боку диабазов и сопрягающейся с ней жилой, заключенной в Южном разломе. Жила представлена вкрапленными и сплошными сульфидными рудами с преобладанием пирита. Из околорудно-измененных пород характерны скарны, эпидот-актинолитовые, хлоритовые, кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-серицитовые и баритовые образования. Минералогический состав этих образований и руд изучен детально (табл. 34).

Процесс формирования скарнов и руд Шешманхинского месторождения в целом аналогичен таковому Рулихинского и других месторождений этого комплекса. Он начался со скарнового этапа и нормально завершился гидротермальным минералообразованием. Скарны являются

Таблица 36

Сводка данных по минеральным парагенезисам Шешманхинского месторождения (составлена по материалам Л. К. Пожарицкой и З. В. Сидоренко)

Этапы	Стадии	Минеральные парагенезисы и их последовательность	Некоторые особенности условий образования минералов	Относительное количество данных парагенезисов в месторождении
Скарновый	Скарновая	Гр-пк Гр-пк-ге-мгт	Замещение различных по составу пород	Характерны
	Пред-рудная	Аб-кв-се-пи Кв-се-пи	Перекристаллизация и выщелачивание кислых пород вдоль зон	Широко развиты в кислых породах
Эп-ак Эп-хл-пр Хл-ка-аб		Гидролиз и замещение средних и основных по составу пород. Характерно зональное распределение ассоциаций относительно разломов	Широко развиты в средних и основных породах	
Эп-ак-пр		Замещение скарнов	Развивается по скарнам	
Кв-хл-пи		Замещение пород вдоль рудолокализирующих структур	Характерен для рудных зон	
Гидротермальная		И рудная	Эп-ак-пр-хл-пи Аб-кв-хл-рт-пи Кв-ба-ка Кв-пи-сфа Пи-сфа	Замещение и выполнение пустот и трещин
	II рудная	Хл-ка-аб-кв Кв-се-хл-сфа-хп Кв-ка-фл-ап Кв-се-хл-сульфиды	Замещение и выполнение полостей и трещин	Широко в рудных зонах
	Пост-рудная	Кв-ка ба Ка се	Выполнение трещин	Встречаются редко

ся составной частью рудных тел. Они формируются по интрузивным породам среднего и основного состава, а также по туфогенно-осадочным образованиям. По составу среди них выделяются гранатовые и пироксено-гранатовые разности, содержащие обычно магнетит и гематит. Гидротермальный процесс развивается шире скарнового и включает в себя четыре стадии: прерудную, первую и вторую рудные и пострудную. Первая характеризуется широким развитием среднетемпературных изменений вмещающих пород и четкой зависимостью состава новообразований от состава боковых пород. Кислые породы подвергаются перекристаллизации, а вдоль трещин превращаются в серицитовые кварциты. При этом в породах увеличивается относительное количество глинозема и калия (табл. 35). Средние и основные по составу породы подвергаются гидролизу и последовательно замещаются ассоциациями: эпидот — актинолит, эпидот — хлорит — пренит и хлорит — карбонат — альбит. По скарнам также развиваются эпидот, актинолит и пренит. В конце стадии образуются кварц, хлорит и пирит.

Первая рудная стадия характеризуется привнесом кальция, железа, бария и цинка и отложением минералов серноколчеданных и цинковых руд. В это же время формируются ассоциации нерудных: эпидот — актинолит — пренит — хлорит — пирит, альбит — кварц — хлорит — пирит, кварц — барит — карбонаты и другие. Во вторую рудную стадию привносятся медь, цинк, свинец, их спутники и формируются полиметаллические руды. Отложение руд сопровождается низкотемпературным метаморфизмом вмещающих пород — хлоритизацией, карбонатизацией, серицитизацией, окварцеванием. Формируются парагенезисы: хлорит — карбонат — альбит — кварц, кварц — серицит — хлорит — сфалерит — халькопирит, кварц — карбонат — флюорит — апатит, кварц — серицит — хлорит — халькопирит — сфалерит — галенит — блеклые руды и другие. Заканчивается процесс минералообразования формированием кварц-карбонатных и серицито-карбонатных прожилков, рассекающих руды. Вместе с кварцем и карбонатом иногда выделяется пострудный барит.

Сводные данные по минеральным парагенезисам Шемонаихинского месторождения приведены в таблице 36.

Скарновая шеелитоносная формация

Скарновые шеелитоносные зоны в Рудном Алтае редки. Они известны только в его северо-западной части. Примером является месторождение «Шаг вперед», выявленное восточнее Золотушинского рудника, вблизи контакта гранитной интрузии. В литературе оно описано А. П. Никольским (1946), П. Ф. Иванкиным и другими геологами. По данным этих исследователей, месторождение «Шаг вперед» располагается в 4,5 км юго-западнее редкометального месторождения «Первенец» и приурочено к общей для них трещинной зоне. Скарны здесь располагаются в силикатных и известково-силикатных роговиках (кварцитовидные, кварц-эпидотовые и другие разности), развивающихся по алевролитам и туфопесчаникам. Они представлены преимущественно гранатовыми и пироксен-гранатовыми разностями. Из более поздних минералов в скарнах установлены эпидот, кварц, магнетит, гематит, кальцит, шеелит, халькопирит и галенит. Типичными минеральными парагенезисами являются кварц и кварц — эпидот (для роговиков), гранат и гранат — пироксен (для скарнов) с наложением на них ассоциаций: кварц — эпидот — магнетит, кварц — кальцит — шеелит, халькопирит — галенит и других. Содержание вольфрама и цветных металлов в скарнах высокое и потому промышленного значения объект, по-видимому, не

имеет. Шлиховое опробование рыхлых отложений в зонах развития змеиногорских интрузий выявляет широкое развитие шеелита. Минерал этот надо считать характерным аксессуаром щелочно-земельных гранитоидов этого комплекса и связанных с ними скарновых зон.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К типу высокотемпературных гидротермальных месторождений змеиногорского комплекса относятся формации: медно-турмалиновая золотоносная, кварц-турмалиновая оловоносная и кварц-флюорит-шеелитовая.

Золотосодержащие месторождения кварц-турмалиновой формации известны в пределах Иртышской зоны смятия, Шемонаихо-Секисовской полосе и других структурах Рудного Алтая. В Иртышской зоне смятия они приурочены к узкой полосе рассланцованных пород (Авроринско-Предгорненской), протягивающейся от с. Предгорного на юго-востоке до р. Убы на северо-западе, т. е. на расстоянии более 50 км. Проведенное в последние годы изучение метаморфизма пород Иртышской зоны смятия показало, что эти месторождения пространственно тесно связаны с зоной прогрессивного метаморфизма, проектирующейся, по-видимому, над гранитной интрузией (П. Ф. Иванкин, 1957; Ж. Иманкулов, 1957). Примерами месторождений описываемой формации являются Авроринское, Полеваевское, Предгорненское, Сметанинское и другие. Наиболее полно в минералого-генетическом отношении в настоящее время изучена золоторудная зона на участке между Сметанинским и Березовским месторождениями. По данным П. Н. Кобзаря и П. Ф. Иванкина (1957) золоторудная зона вблизи Березовского месторождения проходит на расстоянии 300—350 м от залежей сульфидных полиметаллических руд. Она прослеживается в юго-восточном направлении на расстоянии около 5 км. Рудоносные кварцевые жилы с турмалином в этой зоне располагаются в виде кулис, согласных со сланцеватостью пород. Они имеют максимальную длину 150—200 м при мощности до 0,5 м и залегают в доломитах, зеленокаменных сланцах и порфироидах. В отдельных участках жилы тесно ассоциируют со скарнами и скарноидами, которые образовались по породам смешанного состава. В скарнах выделяются следующие парагенезисы минералов (в порядке их формирования): авгит — изотропный гранат — кварц — кальцит, эпидот — актинолит — магнетит — кварц — кальцит; эпидот — кварц — кальцит — гематит. Одновременно с образованием второй ассоциации происходит изменение граната с образованием анизотропной его разновидности, а при замещении доломита появляется серпентин. Отложению каждой последующей группы минералов предшествовало брекчирование ранних минералов. Золотоносные кварцево-турмалино-анкеритовые жилы формируются после скарнов. Они пересекают доломиты, порфироиды, сланцы и скарны. Процесс формирования золоторудных жил также был прерывистым. Дробление пород с образованием брекчий происходило перед отложением кварца, турмалина, анкерита и сульфидов. Наиболее ранней в золоторудных жилах является ассоциация «кварц — турмалин». Несколько позднее отлагались кварц и анкерит, которым сопутствуют в небольших количествах хлорит, мусковит и кальцит. Пирит и халькопирит выпадали совместно с кальцитом, кварцем, хлоритом, мусковитом и баритом позже анкерита. Отложение благородных металлов — золота и серебра происходило одновременно с сульфидами.

Зональность в золоторудной зоне отмечается в региональном плане. По данным П. Ф. Иванкина (1957) она выражается в уменьшении количества скарновых минералов и турмалина и в увеличении роли анкерита в жилах при движении с юго-востока на северо-запад (от Перевального к Авроринскому участку). Не характерны для юго-восточного конца зоны и сульфиды. Они более обычны в центральной и северо-западной ее частях. Зональность объясняется общим погружением структур и интрузий в северо-западном направлении. Вследствие этого на юго-востоке эрозионным срезом вскрываются более глубокие уровни всей золоторудной зоны.

Секисовское месторождение заключено в гранодиоритовом массиве. Участок характеризуется широким развитием даек кислых и средних пород, пересекающих в разных направлениях этот массив. В трещиноватых гранодиоритах и дайках участками группируются кварцевые золотоносные жилы, образующие местами густые штокверки. Месторождение в прошлом эксплуатировалось старателями.

Кварц-турмалиновые роговики с касситеритом и сульфидами в типичном виде представлены на месторождении «Первенец» и описаны А. П. Никольским (1946) и П. Ф. Иванкиным.

Месторождение «Первенец» по данным этих исследователей, отстоит от видимого контакта гранитоидов на расстоянии 4 км и приурочено к зоне интенсивно трещиноватых алевролитов. Господствующими трещинами, образующими местами сколовые зоны, являются трещины северо-восточного простирания. Ороговикованные кремнистые и кремнисто-глинистые туфогенно-осадочные алевролиты в пределах рудной зоны разбиты на мелкие остроугольные полиэдры, сцементированные белым и серым кварцем, черным игольчатым турмалином, дающим местами вместе с кварцем сплошные массы, и гранатом. В том случае, когда замещению подвергается значительная часть породы, формируются брекчиевидные метасоматические породы; начальным стадиям такого замещения отвечают штокверки. Рудные минералы в таких породах представлены магнетитом, ильменитом и касситеритом, который встречается здесь в ассоциации с шерлом и гранатом. В небольших количествах присутствуют пирит, висмутинит, апатит.

Образование кварц-турмалиновых оловоносных брекчий контролировалось трещинной зоной северо-восточного простирания. Геохимической особенностью процесса образования рудных брекчий являлся принос в пневматолитовую стадию минералообразования бора, олова и железа, а также местная миграция в трещинной зоне кремнекислоты и глинозема.

Мелкие кварц-шеелит-флюоритовые и подобные им рудопроявления известны в районе станции Третьяково и в других местах, всегда в тесной связи с микроклиновыми гранитами. Кроме шеелита в таких рудопроявлениях установлены вольфрамит, касситерит, висмутин, золото и другие минералы.

СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Среднетемпературные гидротермальные рудопроявления имеют широкое развитие в пределах Рудного Алтая и представлены многочисленными мелкими выходами кварцевых жил и зон окварцевания с убогим медным, медно-цинковым и полиметаллическим оруденением в экзоконтактовых ореолах гранитоидных интрузий. Реже рудоносные кварцевые жилы залегают в гранитоидах. Примерами таких рудопроявлений, мо-

гут служить кварцевые жилы с сульфидами на Верхубинском участке и на горе Трубкиной. Известны они в Бухтарминском районе, где залегают в гранодиоритах Черемшанского массива и его экзоконтактах и во многих других частях Алтая. Для рудопроявлений такого типа в Прииртышском районе характерны: тесная пространственная связь с гранитоидными интрузиями; приуроченность к небольшим трещинным зонам; жильная форма; небольшие размеры и бедное содержание рудных компонентов при ведущей роли меди. Состав жил более или менее постоянный. Количественно в них всегда резко преобладает кварц. В подчиненном количестве отмечаются карбонаты, хлорит, серицит, редко барит. Рудные минералы представлены в основном пиритом и халькопиритом. В отдельных случаях появляются блеклая руда, галенит, сфалерит, самородное золото и серебро. Процессы гидротермального метаморфизма в данном случае неинтенсивны и носят в основном околотрещинный характер. По этим признакам кварцево-сульфидные жилы, связанные с гранитоидными интрузиями, могут быть различаемы от других рудных формаций.

5. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЗДНЕГО ЭТАПА, СВЯЗАННЫЕ С КОМПЛЕКСОМ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНИХ И ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ГЛУБИН

В качестве типичных примеров высокотемпературных сульфидных формаций позднего рудного комплекса ниже будут описаны Вавилонское и Карчигинское месторождения. Оба месторождения приурочены к глубоко эродированным геологическим структурам, сопряженным с региональным Иртышским разломом. Поэтому они залегают в интенсивно метаморфизованных палеозойских породах, представленных гранат-андалузит и биотит-содержащими филлитами, нормальными кристаллическими сланцами и амфиболитами. Развитие в окрестностях месторождений интрузивные породы герцинского возраста, судя по текстурно-структурному облику и обилию сопровождающих их мусковитовых пегматитов, относятся к образованиям среднеглубинным. Гибабиссальные интрузии, не говоря уже о эффузивах и субэкструзиях, в обоих районах отсутствуют. Эти обстоятельства, наряду с особенностями самих рудоносных структур и руд, позволяют считать, что формирование месторождений происходило на сравнительно больших глубинах, вероятно, не менее 4—6 км от позднегерцинского эрозионного среза.

Вавилонское месторождение

Месторождение располагается в пределах юго-западной подзоны Иртышской структурно-фациальной зоны, сложенной метаморфизованными песчано-глинистыми породами верхнего девона — нижнего карбона. В этой подзоне развиты габбро и габбро-диориты змеиногорского комплекса, позднегерцинские слюдяные граниты, прослеживающиеся сюда со стороны Калбы, и, наконец, дайки поздних порфиристов.

В прошлом месторождение детально изучалось А. П. Никольским и П. Н. Великой (1946). Минералогия его подробно освещена в более поздней работе Б. И. Вейц (1959). Работы последних лет существенно уточнили представления о геологическом строении района и морфологии некоторых рудных зон. Рудные залежи собственно Вавилонского мес-



Рис. 42. Геологическая карта Вавилонского месторождения (по Великой Н. Н. и Никольскому А. П.). 1 — филлитовидные углисто-глинистые сланцы; 2 — слюдисто-кварцевые сланцы; 3 — слюдисто-кварцево-хлоритовые сланцы; 4 — кварцево-хлоритовые и кварцево-кордиерит-антофиллитовые породы; 5 — габбро-диабазы; 6 — лампрофиры; 7 — залежи сплошных медно-пирротиновых руд; 8 — линзы сахаровидного кварца; 9 — линзы молочно-белого сливного кварца.

торождения имеют форму компактных плитовидных жил, согласных с вмещающими их графитизированными филлитовидными сланцами и прихотливо изгибающихся при изменении простирания последних (рис. 42). Залежи сложены массивными халькопирит-пирротиновыми рудами, в которых, однако, всегда обнаруживаются ксенолиты боковых пород, то сравнительно «свежих», то нацело замещенных антофиллитом, биотитом или хлоритом. Контакты руд с вмещающими сланцами четкие и резкие, подобные контактам интрузивных тел. Гнездово-вкрапленные и прожилковые руды вообще мало характерны и если наблюдаются в зальбандах, то в непосредственной близости (0,5—1 м) от массивных руд. Наиболее крупная залежь сульфидных руд по простиранию прослежена около 1 км. Местами отмечены раздувы, выклинивания или разветвления залежи на ряд мелких.

С рудными залежами пространственно тесно сочетаются зоны кварцево-хлоритовых и кварцево-кордиерит-антофиллитовых пород, а также сравнительно небольшие жилы и линзы сахаровидного кварца, содержащего биотит, пирротин и халькопирит. Из интрузивных пород в тесной связи с рудами известны диоритовые лампрофиры, состоящие из плагиоклаза, биотита, хлорита, кварца, эпидота и роговой обманки. Дайки этих пород известны в лежащем боку месторождения.

В первичных рудах установлены: пирротин, халькопирит, пирит, магнетит, сфалерит, галенит, арсенопирит. Главными минералами руд

являются пирротин (60—99%) и халькопирит (до 10%). Магнетит и арсенопирит встречаются в пирротине в виде единичных зерен, пирит — в виде редких вкрапленников и жилок. Сфалерит встречается чаще пирита, хотя также в небольшом количестве, преимущественно в залебандах и местах выклинивания рудных залежей. Галенит крайне редок.

Медь в первичных рудах содержится в небольшом количестве, причем содержание ее в сплошных халькопирит-пирротиновых рудах устойчивое. Оно повышается лишь в некоторых разностях гнездово-прожилковых руд. Содержание цинка в среднем в два раза меньше, чем меди; свинец обычно отсутствует. Количество железа в этих рудах равно 36,8%, серы — 30%. Из элементов-примесей могут быть отмечены кобальт, висмут, олово и молибден. Кобальт — характерная примесь в рудах. Повышения его количества отмечены в кварцево-сульфидных рудах. По сложению руды однообразны. Преобладают сплошные массивные пирротиновые руды, очень крепкие и плотные. Местами в них намечается нерезко выраженное полосчатое сложение. Последнее вызывается согласной с контактами боковых пород ориентировкой ксенолитов сланцев и скоплениями антофиллита в виде полосок и волокнистых жгутов. Вместе с увеличением количества нерудных минералов в полосчатых рудах возрастает размер зерен пирротина, а халькопирит чаще, чем в массивных рудах, образует скопления в виде пятен и полосок. Внутриминерализационные деформации для руд, судя по отсутствию прожилковых и брекчиевых текстур, нехарактерны. Наблюдаются лишь поздние очень тонкие кварцево-карбонатные прожилки, образовавшиеся в самом конце кристаллизации рудных минералов. Ориентировка волокон антофиллита, пластинок слюд и своеобразного пластинчатого пирротина (рис. 43) обусловлена преимущественным замещением филлитовидных сланцев вдоль плоскостей сланцеватости.

Особый интерес на Вавилонском месторождении представляют околорудно-измененные породы, поскольку они отчетливо характеризуют необычные для серноколчеданных полиметаллических руд Алтая условия образования медно-пирротиновых руд.

Первичными породами, за счет которых образовались различные гидротермально-метасоматические породы Вавилонского месторождения, являются однообразные филлитовидные графитизированные сланцы — продукты регионального метаморфизма углистых песчано-глинистых алевролитов.

По данным И. Н. Великой (1948) и нашим исследованиям, самыми ранними продуктами рудного метаморфизма являются сланцеватые или полосчатые плотные породы лепидогранобластовой структуры, которые состоят из: кварца, биотита, хлорита, плагиоклаза, углистого вещества, акцессориев (турмалин, гранат, рудные). Эти породы сложены в основном реликтовыми минералами филлитовидных сланцев. Воздействие гидротерм приводит лишь к частичной перекристаллизации указанных минералов, причем вновь образующиеся кварц, бурый биотит и бледно-зеленый хлорит имеют более крупное зерно, чем реликтовые агрегаты их. Турмалин и, в особенности, гранат замещаются хлоритом, ранний биотит — хлоритом и рудным. В некоторых разностях сланцев появляются сферицит и мусковит. Описанные породы могут рассматриваться как образования собственно метаморфические. Изменения в них выражаются в перекристаллизации и разложении минералов вследствие пропитывания их водными растворами, причем явления выноса и привноса веществ на этой стадии метаморфизма, по-видимому, были незначительными или даже отсутствовали.

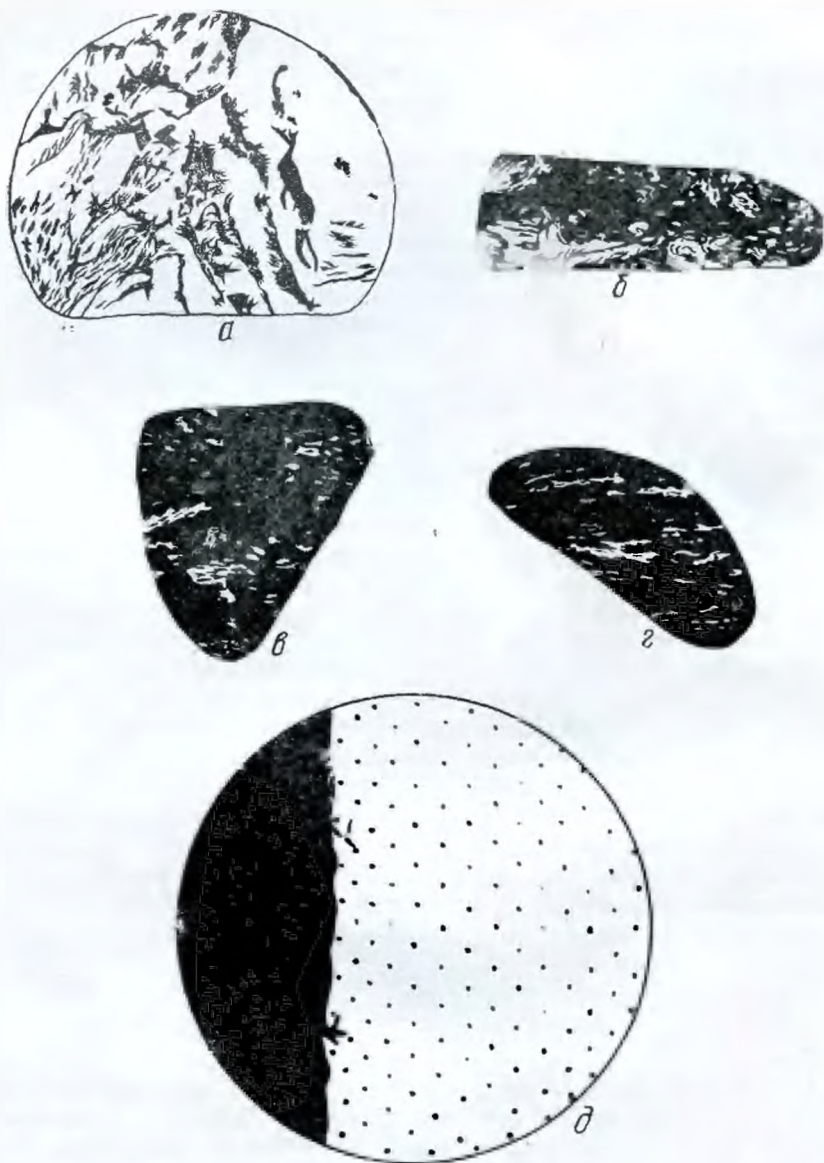


Рис. 43. Последовательность формирования сплошных халькопирит-пирротиновых руд Вавилонского месторождения. *а* — сетчато-прожилковая «инъекция» халькопирит-пирротиновой руды в биотитизированном алевролите (черное — сульфиды, белое — алевролит). Обр. 2735, уменьшено в 2 раза; *б* — инъекция сплошной пирит-пирротин-халькопиритовой руды (черное) в смятые хлорит-антофиллитовые породы (белое). Обр. 5012, уменьшено в 2 раза; *в* — ксенолиты антофиллитизированного сланца в халькопирит-пирротиновой массивной руде. Обр. 2746, уменьшено в 2 раза; *г* — сплошная халькопирит-пирротиновая руда (черное) с антофиллитом и хлоритом на месте замещенных ксенолитов сланца (белое). Обр. 2745, уменьшено в 2 раза; *д* — характер контакта сплошной халькопирит-пирротиновой руды с ороговикованным алевролитом.

Метасоматическое замещение начинается в боковых породах с образования крупночешуйчатого биотита, кордиерита, антофиллита, хлорита и мусковита. Породы, состоящие из этих минералов, развиты непосредственно вблизи рудных тел, преимущественно на контактах последних и содержат сульфиды.

Своеобразные чешуйчатые биотитовые породы образуются несколько раньше кордиеритовых. В качестве реликтовых минералов в них наблюдаются ранний мелкочешуйчатый биотит, гранат, полевой шпат. Ранними новообразованиями являются зернистый кварц и биотит II (чешуйчатый), которым сопутствует небольшое количество кордиерита. Обильный хлорит (до 50%) обычно нацело замещает биотит и развивается в породе в виде сплошных полос. Дальнейшее развитие кордиерита и антофиллита приводит к возникновению кордиерит-биотито-антофиллитовых пород. Последние состоят из мелкозернистого агрегата кварца и кордиерита, среди которого заключены скопления волокнистого и лучистого антофиллита светло-зеленого цвета. Биотит кристаллизуется в форме различно ориентированных пластинок, местами группирующихся в сплошные массы. В этих породах постоянно присутствуют сульфиды в форме прожилковых и вкрапленных выделений.

Антофиллит образуется, по-видимому, в основном за счет биотита, реликты которого в нем отмечаются часто. При дальнейшем замещении биотит исчезает, а количество антофиллита увеличивается. Присутствие в нем реликтовых зерен циркона косвенно указывает на замещение биотита. В собственно кварц-кордиерит-антофиллитовых породах размер зерен всех минералов увеличивается. Наряду с волокнистым появляется более поздний радиально-лучистый антофиллит, а зерна кордиерита разрастаются пойкилобластически, захватывая кварц и слюдястые минералы. Кордиерит в сплошных массах макроскопически имеет зеленый цвет. В шлифе он дает столбчатые, изометрические и неправильные зерна, почти всегда содержащие включения кварца, мусковита и зеленого слюдястого минерала.

Характерные окolorудные изменения пород связаны с развитием хлоритов. Зоны интенсивной хлоритизации наблюдаются непосредственно на контактах сплошных руд и сопровождаются повышенным количеством халькопирита. При обильном развитии хлорита становятся неустойчивыми все ранее выпавшие минералы. Антофиллит замещается обычно нацело так, что в массе сплошного хлорита, унаследовавшего структуру агрегата лучистого амфибола, сохраняются лишь отдельные его жгутовидные скопления. Кордиерит в сплошном хлорите наблюдается чаще, однако форма его зерен (пятна с неправильными контурами) и обилие вростков хлорита свидетельствует о интенсивном его замещении. Кварц при хлоритовом замещении крупнозернистый, местами с обильными включениями вермикулитовидного хлорита. Вместе с замещением породы хлоритом происходит массовое отложение сульфидов.

Н. Н. Великая специально изучала хлориты Вавилонского месторождения. Она различала два главных их типа: хлориты, образовавшиеся за счет биотита вмещающих пород, и хлориты, образующие совместно с кварцем и сульфидами самостоятельную породу (табл. 37).

Из данных таблицы 37 видно, что хлориты Вавилонского месторождения в целом относятся к железисто-магнезиальным разностям. Они обеднены железом (прохлорит) во вкрапленных рудах, вероятно, за счет извлечения части железа сульфидами. При хлоритовом замещении возникают кварцево-хлорито-антофиллитовые и антофиллитово-хлоритовые сланцеватые темно-зеленые породы с обильными гнездами и прожилками сульфидов. В шлифе среди спутано-волокнистого агрегата хлорита и

Хлориты Вавилонского месторождения
(по Н. Н. Великой, 1948)

	Формы зерен	Показатели преломления		Дву-пре-ломление	Знак мис-рада	Цвет при очном никеле	Результаты термического исследования		Определение хлорита
		Ng	Np				эндотермич. остатковка	экзотермич. остатковка	
Хлорит из околорудных кварцево-хлоритовых сланцев	Сплошные вытянутые полосы пластинки и чешуйки	1,641	1,638	0,003	+	Желтовато-зеленоватый	550—630°	800°	Рипидолит
		1,632	1,629	0,003	+	Темно-зеленый	550—600°	Очень слабо при 800°	Переходная пластинчатость от железисто-магнетитовый к железистой (прохлорит)
Хлорит из вериллеровых руд	Хлорит перистого сложения	1,618	1,611	0,007	+	Светло-зеленый до серого	580—650—720°	840°	Рипидолит (магнетитовый)
		1,624	1,619	0,005	+	Светло-зеленый	500—650°	820°	Рипидолит (железисто-магнетитовый хлорит)
Хлорит из массивной сульфидной руды	Удлиненные пластинки	1,625	1,619	0,006	+	Почти бесцветный	Анализ не проводился		Румпелит (железисто-магнетитовый хлорит)
Хлорит из кварцево-сульфидной руды	Вертикальнооб-разный								

реликтов антофиллита отмечаются кварц, пирротин, редко сфен, реликты граната и апатит. Помимо раннего антофиллита в них встречается поздняя (после-хлоритовая) его разновидность, которая выделяется в форме крупных лучистых кристаллов и звездчатых агрегатов.

При изучении пород из зальбандов рудных залежей устанавливается определенная последовательность в образовании минеральных парагенезисов. Последовательность эта такова (от ранних изменений к поздним):

I. Перекристаллизация филлитовидных сланцев, обогащение их крупночешуйчатым биотитом и зернистым кварцем. Появление ранних кордиерита и мусковита. В это время образуются следующие характерные парагенезисы:

кварц I — биотит I — кордиерит I;
кварц I — мусковит I — биотит I.

II. Замещение пород кордиеритом и антофиллитом в условиях неустойчивости биотита. Перекристаллизация кварца. Начало выпадения сульфидов. Парагенезисы: кварц II — кордиерит II — антофиллит I — пирротин.

III. Замещение пород хлоритом и обильное отложение сульфидов. Характерна неустойчивость раннего (волокнистого) антофиллита. Дальнейшее переотложение кварца. Появление позднего (звездчатого) антофиллита II и мусковита II. Парагенезисы:

кварц III — антофиллит II — хлорит — сульфиды;
кварц III — хлорит — сульфиды — антофиллит II — мусковит II.

Изучение шлифов из массивных и полосчатых руд, содержащих ксенолиты переработанных рудными флюидами сланцев, позволяет уловить ряд важных деталей в околорудном метаморфизме.

В таких шлифах наблюдаются следующие ассоциации минералов:

- 1) кварц—кордиерит—антофиллит—мусковит—гранат—сульфиды;
- 2) мусковит—кордиерит—сульфиды;
- 3) кварц—хлорит (по антофиллиту) — пирротин;
- 4) кварц—крупночешуйчатый хлорит—халькопирит—апатит (в зальбанде прожилка сплошного халькопирита);
- 5) кварц—хлорит—сульфиды—биотит II (крупные чешуи биотита развиваются по хлориту);
- 6) лучистый антофиллит — хлорит—пирротин—халькопирит;
- 7) кварц—мусковит II — доломит—сфалерит;
- 8) звездчатый антофиллит II — мусковит—доломит.

Примеры некоторых из этих ассоциаций представлены на фотографиях (рис. 46).

Нетрудно видеть, что ксенолиты сланцев в сплошных рудах подвергаются тем же изменениям, что и породы в боках рудных тел. Однако в ксенолитах мы чаще встречаем сравнительно поздние парагенезисы, отвечающие времени массовой кристаллизации сульфидов. К ним относятся парагенезисы минералов №№ 3, 4, 5, 6, 7 и 8. Важно отметить, что при кристаллизации нерудных минералов, завершающих процесс формирования сплошных руд, хлорит становится неустойчивым и проявляется лишь в реликтах. Звездчатый антофиллит, мусковит, доломит и, реже, кварц часто как бы заполняют «пустотки» в массе сульфидов. Поздний рудный минерал — сфалерит тяготеет к скоплениям этих минералов. В местах, где хлорит встречается совместно с антофиллитом II и биотитом II оба эти минерала кристаллизуются позже хлорита.

Наблюдения над рудами и контактами их с вмещающими породами приводят к выводу, что процесс рудоотложения не имел сколько-нибудь заметных перерывов и, вероятно, был сжат во времени. Все рудные и нерудные минералы в пределах сульфидных залежей кристаллизовались в зоне перемятых и брекчированных сланцев близко одновременно, в условиях захвата и растворения флюидами обломков сланцевых брекчий. В дальнейшем указанная выше последовательность кристаллизации минеральных групп не осложнялась существенными тектоническими подвижками.

Поэтому стадии рудного процесса могут быть выделены сугубо условно, главным образом по признаку смены неустойчивых парагенезисов устойчивыми. В этом отношении переломными моментами в рудном процессе явились два периода: ранний — смена биотита, антофиллита и кордиерита хлоритом, и поздний — смена хлорита и основной массы сульфидов биотитом II, мусковитом II и карбонатом.

Соответственно этому намечается три стадии в формировании Вавилонского месторождения. В раннюю или предрудную стадию имела место перекристаллизация пород, сменившаяся высокотемпературным магнезиальным метасоматизмом и отложением пирротина. В среднюю стадию отложилась главная масса пирротина, халькопирита, хлорита и лучистого антофиллита. В заключительную третью стадию, наряду с продолжением кристаллизации антофиллита, отлагается кварц, мусковит, доломит, а из рудных — сфалерит.

В начале ранней стадии, судя по ассоциации кварца с биотитом, мусковитом и окисными минералами, преобладали окислительные условия. что, возможно, объясняется воздействием на постмагматические растворы слюдисто-кварцевых кислых пород в зонах перекристаллиза-

ции. Впоследствии, при обильном притоке растворов, устанавливаются устойчивые восстановительные условия среды, при которых протекали магнезиальный метасоматоз пород и кристаллизация сульфидов. К концу рудного процесса роль кислотных компонентов (кислорода, уголекислоты и кремнекислоты) возрастает настолько, что возрождаются условия устойчивости мусковита, кристаллизуется кварц, карбонат и сфалерит.

Карчигинское месторождение

Карчигинское месторождение, как и Вавилонское, относится к формации медно-пирротиновых руд, хотя и имеет некоторые черты, сближающие его с залежами колчеданного типа. Располагается оно в кристаллических породах, слагающих центральную часть Иртышской зоны смятия. Участок месторождения сложен кварц-полевошпат-мусковитовыми, кварц-кордиерит-биотитовыми и кварц-биотитовыми чешуйчатыми сланцами, среди которых залегают пластовидные тела амфиболитов и эпидот-полевошпат-диопсидовых пород. Хорошо расслоенный комплекс сланцев и амфиболитов собран в сильно сжатые изоклинальные складки, опрокинутые к юго-западу. В северо-западном направлении, по простиранию, складки воздымаются и выполаживаются. Ширина складок равна около 200—300 м, а глубина погружения по падению достигает 400—500 м. Складки осложнены надвиговыми и взбросо-сдвиговыми нарушениями. Последние приводят к возникновению коленчатых (в плане) изгибов и разрывов пластов амфиболитов, а также к образованию узких сколовых зон и зон повторного рассланцевания пород, которые под острым углом пересекают складки. Более крупные надвиговые зоны развиваются на крыльях изоклиналей, обычно вдоль контактов горизонтов слюдяных и амфиболитовых сланцев. Они сопровождаются оперенными взбросо-сдвиговыми нарушениями. К подобного рода структурам и приурочены рудные залежи Карчигинского месторождения.

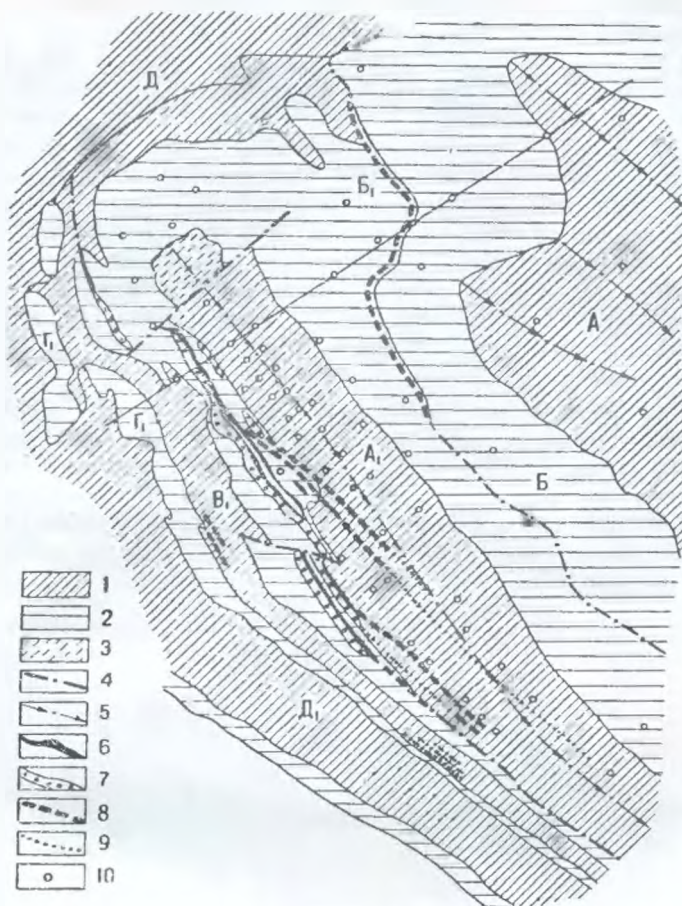
Наблюдения на участке месторождения и в его окрестностях позволяют наметить следующую последовательность процессов, принимавших участие в формировании структуры месторождения:

1. Ранние складчатые движения и рассланцевание палеозойских пород, вероятно, в нижнекаменноугольное время. Внедрение габбро-диабазов, превратившихся в последующем в амфиболиты.

2. Повторные движения и интрузии гранодиоритов, габбро-диоритов, крупнозернистых биотитовых и аплитовидных гранитов. Инъекционно-контактный метаморфизм пород, связанный с ранними синкинематическими интрузиями, обусловил превращение смятых в складки зеленокаменных сланцев в сланцы кристаллические, в основном с унаследованным складчатых форм залегания.

3. Более поздние движения, приведшие к деформации кристаллических сланцев (повторная гофрировка сланцев, образование зон надвигов и взбросо-сдвигов при отчетливо несогласном наложении позднего тектонического плана на ранний). В это время формировались штоки и дайки гранит-порфировых пород, которые, следуя вдоль разломов, не согласно пересекают ранее сформированные породы и структуры. Отложение руд относится к концу третьего этапа. Месторождение представлено двумя рудными залежами согласными с вмещающими сланцами (рис. 44).

Восточная залежь располагается в зоне крупного пологого надвига под горизонтом амфиболитов Б, несогласно надвинутых на нижележащие срезанные надвигом горизонты слюдяных амфиболитовых сланцев (Д, В, Б). Мощность минерализованной сульфидами зоны



Разрез

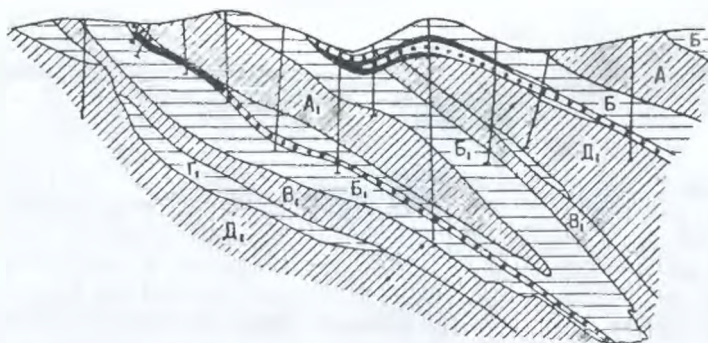


Рис. 44. Геологоструктурная карта месторождения Карчига. 1 — кристаллические сланцы (горизонты А, А₁, В, В₁, Д, Д₁); 2 — амфиболиты по диабазовым порфирирам (залежи В, В₁, Г, Г₁); 3 — кварц-карбонат-хлорит-эпидотовые породы с калишпатом; 4 — зоны до-рудных надвигов и срывов; 5 — оси синклиналей и направление их погружения; 6 — сплошные пирит-халькопирит-пирротиновые руды; 7 — вкрапленные руды; 8 — проекция по восстанию слепых рудных тел (на плане); 9 — проекция по восстанию слепых ореолов вкрапленного оруденения (на плане); 10 — скважины.

в несколько раз больше мощности сплошных руд. Пробуренными скважинами доказано распространение руды по фронту надвига и на глубину на протяжении нескольких сот метров.

Основная рудная залежь располагается в 300—400 м западнее описанной. Она приурочена к лежащему боку опрокинутой синклинальной складки и представляет собой сложное в морфологическом отношении тело. В ней может быть выделено *основное рудное тело*, приуроченное к зоне тектонического срыва вдоль контакта амфиболитового горизонта Б и горизонта кварцево-сланцевых сланцев А, который составляет ядро синклинали. Основное рудное тело представляет собой зону сульфидных вкрапленников, гнезд и прожилков, развитых в гидротермально-измененных и сильно смятых вмещающих сланцах. От этой зоны висячий ее бок под острым углом отходит несколько параллельных более мелких рудных тел (апофиз), представленных богатыми преимущественно сплошными сульфидными рудами.

В плане основное рудное тело и апофизы образуют характерную структуру клиновидных сопряжений (рис. 44). Зона вкрапленных руд, как видно из чертежа, в двух местах прерывается, а вмещающие породы образуют крутые флексуры, сопровождающиеся разрывами. Наблюдения в обнажениях показали, что это дорудные деформации, по видимому, одновременные с формированием оперяющих сколов, вмещающих руды висячего бока.

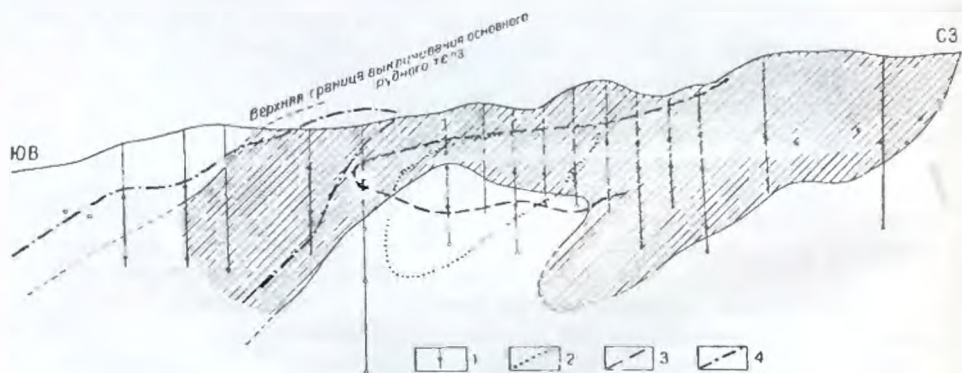


Рис. 45. Проекция рудных тел Карчигинского месторождения на плоскость падения рудной зоны. 1 — линии разрезов; 2 — границы первой апофизы; 3 — границы второй апофизы; 4 — границы третьей апофизы.

Составление продольной проекции месторождения (рис. 45) показало, что все рудные тела имеют закономерное погружение к юго-востоку. Угол погружения всей рудной залежи в среднем равен 30—35°. Месторождение относится к типу лентовидных рудоносных структур, основной особенностью которых является: небольшая мощность и сравнительно небольшая ширина рудной зоны, большая протяженность ее по склонению и согласное залегание с тектоническими сланцами. Залежь такого типа по склонению может иметь длину в 10—20 раз большую, чем ширину, т. е. в данном случае длина ее может превышать 2—3 км.

Главными первичными минералами на месторождении являются: среди рудных — пирит, халькопирит, пирротин, ильменит и магнетит, среди нерудных — антофиллит, хлорит, кордиерит и кварц. В подчиненном количестве встречаются: сфалерит, серицит, карбонаты, эпидот, клиноцоизит; крайне редки — валлерит, галенит, станнин, леллингит (еди-

ничные зерна). Представление о количественных соотношениях минералов дает таблица 38.

Таблица 38

Минеральный состав различных типов околорудно-измененных пород и руд Карчигинского месторождения (по Н. М. Митряевой)

№ шлифа, аншлифа	Процентное содержание минерала в шлифе, аншлифе											
	Нерудные						Рудные					
	антофиллит	кордиерит	биотит	мусковит, серицит	хлорит	эпидот и клиноцоцит	магнетит	ильменит	пирит и мельник-вит-пирит	пирротин	халькопирит	сфалерит
Вкрапленно-прожилковое оруденение в актинолитовых, актинолит-хлорит-эпидотовых сланцах												
165 5017					30	45			5 15	5	2	5
Вкрапленное оруденение в кварц-полевошпат-биотитовых сланцах												
506 62			35		6	3		Мало	20 2	Мало	0,5	ед. з
Оруденение в антофиллит-кордиеритовых и антофиллит-хлоритовых сланцах												
5008	45	25		ед. з	ед. з	ед. з			7			
5005	25		2		50	4			30			
68	Много		Реликты				ед. з	ед. з	0,5			0,5
5003	.		.		Много				2			Мало
Пиритовые и халькопирит-пиритовые руды (нерудные не разделены)												
5020									85			3
5025							2	Мало	5		1	5
5005							1	ед. з	45			18
5010							ед. з	ед. з	40			7
5014							1		85			14
5001							2	Мало	37	1,5		2
5004							5	.	12	1,5		5
5023								.	80			8
5021							3	.	20		2	25
5022							Мало	ед. з	72	ед. з		9
113							.	Мало	55	20		ед. з
Пирротиновые и пирротин-халькопиритовые руды (нерудные не разделены)												
5024							3	2	15	8	3	Мало
114							Мало	Мало	10	30	40	1
5008							2		10	25	25	Мало
5005-а							2	1	7	3	3	

Примечание. ед. з — единичные зерна.

По вещественному составу выделяется три типа руд: пиритные, халькопирит-пиритные и пирит-халькопирит-пирротиновые. Количественно преобладают два первых типа, которым свойственны вкрапленно-полосчатые и пятнисто-прожилковые текстуры. Пирротиновые руды бывают обычно сплошными. Они всегда содержат включения вмещающих сланцев и, в зависимости от расположения включений имеют либо

полосчатый и гнездово-прожилковый, либо брекчиевидный характер. Пиритные и пирит-халькопиритовые руды характерны для основного рудного тела, а более богатые по содержанию меди пирротиновые — для апофиз всяческого бока.

Скопления пирита в виде среднезернистых полосчатых агрегатов и густых вкрапленников широко распространены в околорудно-измененных слюдяных и амфиболовых сланцах, преимущественно в кордиерит-антофиллитовых и антофиллит-хлоритовых породах. Параллельные полоски-цепочки пирита в сланце четкие и ровные, шириной от 1—2 до 10 мм. Расстояние между полосками 5—10 мм. По отношению к кордиериту и антофиллиту I пирит является более поздним. Он проникает в них по спайности, часто образует вроски. Взаимоотношения с хлоритом противоречивы. Наряду с вросками пирита в хлорите распространены каймы обрастания зерен пирита хлоритом, проникновение последнего внутрь монокристаллов пирита по трещинкам, а иногда интенсивное замещение его хлоритом.

Вкрапленно-полосчатые пирит-халькопиритовые руды от пиритовых отличаются только тем, что в них к полоскам пирита добавляются, пространственно обычно несколько обособленные, полоски-струйки халькопирита. Когда они имеют общую границу, отчетливо видна коррозия пирита халькопиритом. Совместно с халькопиритом развивается поздний крупнокристаллический антофиллит, образующий нередко звездчатые агрегаты, а также кварц. Последний выделяется в форме согласных прожилков и пятен. Количественные отношения пирита и халькопирита в этих рудах изменяются в широких пределах: от резкого преобладания пирита над халькопиритом до обратных. При обильном развитии халькопирита в пятнисто-прожилковых и массивных рудах пирит всегда обособляется в виде «глазков» (округлых овоидов) размером до 3 см в поперечнике. Последние возникают вследствие неполного замещения и перекристаллизации раннего пирита при отложении сульфида меди. Метасоматическое замещение пирита и нерудных минералов халькопиритом постоянно сопровождается отложением кварца. Халькопирит часто окаймляет выделения кварца, имея противоречивые возрастные с ним взаимоотношения.

Пирит-халькопирит-пирротиновые руды характеризуются рядом признаков, отличающих их от описанных выше типов. Основными рудными минералами в них являются пирит, пирротин, халькопирит. Как постоянная примесь присутствует сфалерит (марматит), а также магнетит и ильменит (до 3—5% в сумме). Руды пирротинового типа представлены почти исключительно либо массивными, либо пятнисто-прожилковыми разностями. В последнем случае пятна и гнезда сплошных сульфидов всегда соединяются прожилками, также имеющими сплошную структуру. Собственно вкрапленники рудных минералов *совершенно нехарактерны*. Контакты плотных халькопирит-пирротиновых масс с вмещающими сланцами резкие и четкие. Они иногда не сопровождаются ореолами вкрапленников. Поэтому морфологически эти руды производят впечатление согласных секущих инъекций в сланцах, то непрерывных, образующих участки сплошных массивных руд, то разветвленных по сланцеватости и трещинам различного направления (рис. 46 в, г).

В массивных тонкозернистых халькопирит-пирротиновых рудах постоянно присутствуют ксенолиты сланцев, а также овоиды кварца и пирита. Ксенолиты имеют округлые, реже неправильные формы. Ориентировка сланцеватости в обломках самая различная, что свидетельствует о вращении обломков, захваченных сульфидной массой. При значительном количестве обломков руда приобретает брекчиевидную тексту-

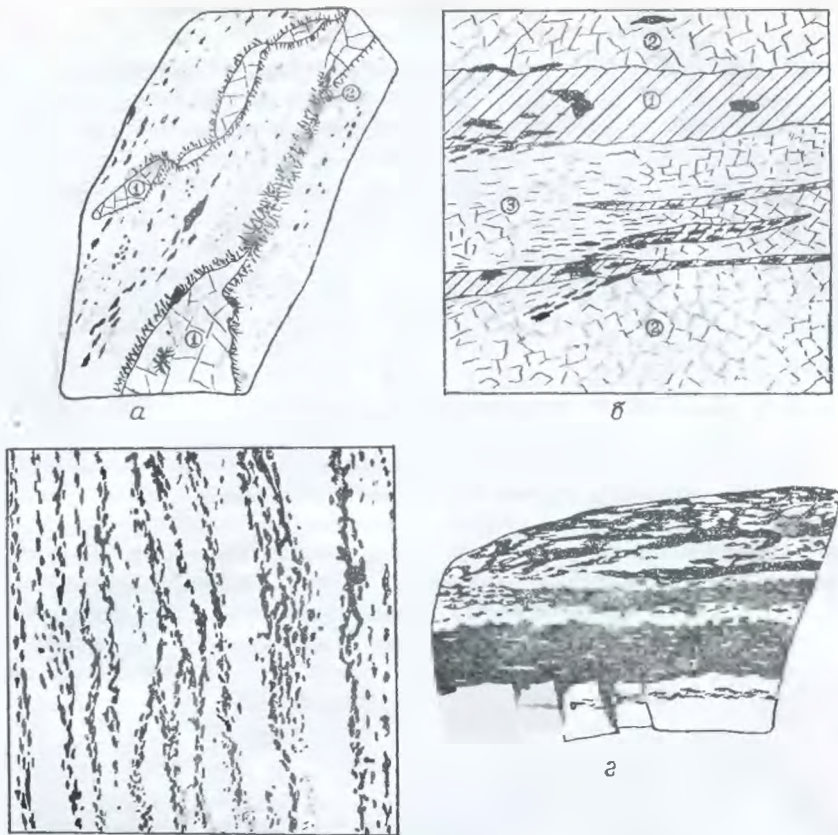


Рис. 46. Текстуры руд Карчигинского месторождения. *а* — кордиерит-антофиллит-хлоритовая порода с вкрапленностью пирита и халькопирита (черное). 1 — кварц. 2 — игольчатый и радиально-лучистый антофиллит. Обр. 5003; *б* — метасоматические антофиллит-кордиеритовые прожилки (1) в биотитовой породе (2); 3 — скопления антофиллита; черное — сульфиды. Обр. 2735; *в* — вкрапленно-полосчатая руда (черное) в антофиллит-хлоритовом сланце; *г* — полосчатая пирит-халькопирит-магнетит-пирротиновая руда (черное) в кордиерит-антофиллит-хлоритовом сланце. Обр. 5021.

ру. Халькопирит (и сфалерит) в количественно преобладающем пирротине образуют беспорядочно расположенные вроски. Полосчатость в этом типе руды обычно не обнаруживается. Пирротин тесно ассоциирует с халькопиритом, причем последний его нередко корродирует. Пиррит, магнетит и ильменит в присутствии пирротина и халькопирита неустойчивы и ими замещаются. Мелкие зерна пирита замещены обычно полностью и потому сохраняются редко. У более крупных кристаллов и сростков растворяются и замещаются халькопирит-пирротинovým агрегатом грани и острые углы, причем пирит подвергается перекристаллизации с укрупнением зерен. В результате образуются округлые овоиды пирита, имеющие либо монокристаллическую, либо зернистую внутреннюю структуру. Магнетит и ильменит замещаются халькопиритом с образованием прожилковых и субграфических структур. Пирротин обрастает и корродирует ильменит с периферии зерен, а также проникает внутрь последних по трещинам. В случае одновременного присутствия в рудах халькопирита, пирротина и сфалерита последний корродирует

пирротин. Возрастные взаимоотношения халькопирита и сфалерита противоречивы.

Изучение текстур и структур руд позволяет наметить три стадии выпадения рудных минералов. В раннюю стадию кристаллизовался пирит, который количественно является главным минералом вкрапленных руд. Во вторую стадию почти одновременно отложились пирротин, халькопирит и сфалерит, которые образуют две характерные ассоциации: кварц—халькопирит—сфалерит и пирротин—халькопирит—сфалерит. Эти минералы дают коррозионные, субграфические структуры и структуры взаимных границ. Для сфалерита характерны эмульсионные включения халькопирита. В третью (послерудную) стадию отложился в небольшом количестве пирит II, который вместе с кварцем и хлоритом образует прожилки, секущие все рудные минералы.

Таким образом, в отличие от Вавилонского месторождения, на Карчиге рудный процесс начался с интенсивной пиритизации, в результате чего в сланцах образовались вкрапленные и вкрапленно-полосчатые пиритные руды. Пирротин в это время не отлагался, из чего следует, что ранние порции минерализующих растворов были насыщены серой и относительно бедны железом. В зону интенсивно пиритизированных сланцев после повторных сравнительно незначительных деформаций проникли растворы главной рудной стадии. При этом в разных участках зоны одновременно образовались пирит-халькопиритовые и пирит-халькопирит-пирротиновые руды, причем пирит в обоих случаях является реликтовым минералом первой стадии, хотя он и подвергся пере-кристаллизации. Во вторую стадию процесс как бы разделяется на две ветви: первая характеризуется наложением на пиритизированные породы халькопирита (которому сопутствуют сфалерит и кварц), вторая — наложением на подобные же породы халькопирита и пирротина (которым сопутствуют сфалерит, а также, по-видимому, магнетит и ильменит). Этот второй парагенезис, как уже отмечалось выше, характеризуется рядом текстурно-морфологических особенностей, свидетельствующих о большой концентрации металлов в растворе, из которого кристаллизовались халькопирит и пирротин. Свинец установлен в малом количестве. Характерными элементами-спутниками руд являются кобальт, золото и серебро. Золото и серебро присутствуют в количествах, в несколько раз меньших, чем в рудах полиметаллических формаций.

На участке месторождения известны актинолит-эпидотовые, актинолит-пренитовые и существенно эпидотовые породы с гранатом, кальцитом, актинолитом, диопсидом и сфеном. Все они образуются при изменении амфиболитов. В настоящее время остается неизвестным связано ли их образование с рудоотложением или, возможно, с более ранними постмагматическими процессами. Достоверно установленные околорудные изменения выражаются в образовании в боковых породах, кордиерита, антофиллита, кварца, плагиноклаза, биотита, хлорита, реже—мусковита, серицита и талька. Главными минералами являются кордиерит, антофиллит и хлорит. Д. М. Шилин (1938) подчеркнул тот важный факт, что кордиерит-антофиллитовые и антофиллит-хлоритовые породы всегда приурочиваются к зонам оруденения и часто являются участками наиболее значительной концентрации сульфидов, т. е. представляют собой богатые вкрапленные руды. Чаще всего эти породы встречаются непосредственно в лежащем боку сплошных сульфидных руд, где залегают в виде линз и зон среди кварцево-сланцевых

реже — амфиболитовых сланцев. Образуются кордиерит-антофиллитовые породы при замещении кварцево-слюдистых сланцев.

Визуально они представляют собой плотные то массивные, то грубосланцеватые породы зеленого, грязно-зеленого или буровато-зеленого цвета, содержащие сравнительно равномерно распределенные вкрапленники сульфидов. Агрегаты кордиерита и антофиллита в шлифе имеют нематобластическое строение. В таком агрегате обособляются линзы или полоски кварца, скопления игольчато-лучистого антофиллита, а также более крупные выделения голубоватого кордиерита. В шлифах кордиерит образует обычно неправильные трещиноватые зерна, группирующиеся с зернами антофиллита. По ним разбиваются тальково-серицитовые прожилки. Иногда зерна кордиерита нацело замещены слюдястым агрегатом. Минерал характеризуется отрицательным знаком, низким двупреломлением, угол $2V$ у него равен $48-60^\circ$. Антофиллит в шлифе дает бесцветные удлиненные таблицы и лейсты, угол погасания прямой, иногда — острый (около 7°), угол $2V$ равен 72° , удлинение положительное, двупреломление $0,020-0,023$. Цвета интерференции серые, желтовато-серые. Ранний пирит I, количество которого в кордиерит-антофиллитовой породе доходит местами до 30%, замещает и кордиерит и антофиллит. Наряду с этим имеются вроски антофиллита в пирите и игольчатые зерна, растущие перпендикулярно к граням пиритовых зерен. В этих случаях имела место близко одновременная кристаллизация всех трех минералов в последовательности: кордиерит — антофиллит I — пирит I.

В пиритизированных кварц-антофиллит-хлоритовых сланцах, подобных образцу на рисунке 46в пирит I группируется преимущественно в зонах скопления хлорита (бледно-зеленый хлорит с серовато-буроватыми цветами интерференции). В них присутствуют также кислый плагиоклаз, кварц и карбонат. В полосках, состоящих в основном из антофиллита, присутствуют кордиерит, биотит, эпидот, хлорит (рис. 46б).

В ряде случаев удается наблюдать две генерации антофиллита: более мелкозернистый ранний ассоциирует с кордиеритом и ранним пиритом. Антофиллит второй генерации образует более крупные радиально-лучистые скопления, встречается в местах выделения халькопирита и кварца, нередко дает характерные оторочки вокруг обособлений этих минералов. Выделяется также не менее трех генераций хлорита. Ранний хлорит (типа пеннина) образуется совместно с пренитом при замещении амфиболов. Наиболее распространен «рудный» хлорит, ассоциирующий с сульфидами, кварцем и антофиллитом II. Вместе с ним встречаются поздний буроватый биотит и тальк. Изучение окolorудно-измененных пород и руд Карчигинского месторождения позволяет наметить определенную последовательность смены во времени ассоциаций минералов. Последовательность эта такова:

1-а) кордиерит — антофиллит I — пирит I (при замещении кварцево-слюдистых сланцев);

1-б) эпидот — пренит — хлорит I — тальк (при замещении амфиболитов);

2-а) кварц I — антофиллит II — хлорит II — пирротин — халькопирит (во вкрапленных и прожилковых рудах пиритного ряда);

2-б) пирит II — пирротин — халькопирит — сфалерит (преимущественно сплошные руды пирротинового ряда);

3) пирит III — кварц II — хлорит III — карбонат.

Соответственно процесс формирования месторождения может быть разделен на три стадии. Первая — предрудная стадия, в течение которой образовались минеральные ассоциации 1-а и 1-б. В геохимическом отношении она характеризуется магnezиальным замещением и пирри-

тизацией пород; вторая — является главной рудной стадией. Третья завершающая стадия характеризуется кристаллизацией небогатых жильных минералов и пирита после отложения руд. В целом процесс минерализации Карчигинской зоны аналогичен процессу образования Вавилонского месторождения, хотя и имеет свои особенности.

Некоторые особенности генезиса медно-пирротиновой кордиерит-антофиллитовой формации

В приведенных ниже таблицах 39 и 40 сопоставлены химические составы (в весовых процентах) вмещающих пород, не подвергнутых околорудным изменениям, и пород, замещенных при отложении медно-пирротиновых руд, соответственно, для Карчигинского и Вавилонского месторождений.

На Карчигинском месторождении (табл. 39), околорудные изменения пород сопровождалось привнесением железа и магния и интенсивным выносом из пород щелочей: калия и натрия. Кремнекислота, глинозем, железо и кальций испытывали, по-видимому, лишь местное переотложение. Подобная же закономерность намечается и для Вавилонского месторождения.

Соотношение первых двух анализов в таблице 40 характеризует миграцию веществ в начале прерудной стадии. В это время при перекристаллизации филлитов происходило незначительное обогащение пород кремнекислотой и, возможно, некоторый вынос оснований. Во вторую и третью стадии, при замещении кварцево-биотитовых пород хлоритом, рудные растворы интенсивно растворяли и выносили щелочи, преимущественно калий (до 90% от первоначального количества), а также кремнезем (около 10%), глинозем (45%) и кальций (60%). Напротив, железо (двухвалентное) и магний растворами привносились в больших количествах, связываясь в форме хлоритов. При сопоставлении составов кварцево-биотитовых и кордиерит-антофиллитовых пород (анализы 2 и 4) мы видим тот же результат с той разницей, что общие количества привнесенных и вынесенных веществ (т. е. интенсивность замещений) здесь меньшая.

Несмотря на существенные различия в составах вмещающих пород обоих месторождений, химические (равно как и минералогические) составы конечных продуктов метасоматоза (т. е. антофиллит-хлоритовых пород) между собой весьма близки. Это может свидетельствовать о близости составов и свойств воздействующих рудоносных растворов, в обоих случаях богатых магнием и железом и резко недосыщенных щелочами и кремнекислотой. Рудоносный раствор Карчигинского месторождения характеризовался, кроме того, высокой концентрацией серы, чем можно объяснить отсутствие в ранних парагенезисах минералов пирротина и широкое развитие пирита.

На обоих месторождениях в главную рудную стадию, помимо магния, железа и серы, привносились медь, цинк, титан и свинец. В минерализующих растворах концентрация серы была понижена и потому ведущим сульфидом железа становится пирротин, пирит же подвергается перекристаллизации и корродируется. Богатство раствора железом обусловило выпадение цинка в форме марматита. Растворы, из которых отложились сплошные медно-пирротиновые руды, отличались, по-видимому, очень большой концентрацией металлов и, возможно, были «густыми». Во всяком случае, они обладали свойством захватывать и увлекать с собой при движении в нарушенных зонах многочисленные обломки пород, которые испытывали вращение, частично растворялись и замеща-

Таблица 39

Химический состав вмещающих и околорудно-измененных пород Карчигинского месторождения (по Шилину, 1943)

Компоненты	Весовые количества				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	40,6	66,0	44,0	45,25	46,48
TiO ₂	0,60	0,18	0,80	1,20	0,90
Al ₂ O ₃	31,51	17,02	21,19	16,00	11,32
Fe ₂ O ₃	3,92	2,32	4,79	9,06	4,53
FeO	9,69	6,10	7,13	10,49	17,04
MgO	4,05	3,80	6,80	10,29	9,63
CaO	1,80	0,50	10,75	1,05	1,08
MnO	2,96	—	—	0,08	0,05
K ₂ O	4,08	1,60	4,00	0,17	0,42
Na ₂ O	—	2,30	—	—	—

Примечание. 1 — существенно биотитовый кристаллический сланец с кварцем, полевым шпатом и сульфидами, 2 — кварцево-биотитовый сланец с кордиеритом; 3 — актинолитовый сланец; 4 — кордиерито-антофиллитовые породы; 5 — антофиллит-хлоритовые породы.

Таблица 40

Химический состав боковых и околорудно-измененных пород Вавилонского месторождения (по Н. Н. Великой, 1948)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	59,92	67,32	59,60	64,34
TiO ₂	1,27	0,73	0,51	0,20
Al ₂ O ₃	24,52	16,56	9,22	12,97
Fe O _o	Следы	Следы	Следы	} 7,17
FeO	4,15	4,59	16,71	
MnO	0,11	0,06	0,20	Не опр.
CaO	2,04	2,80	1,00	7,20
MgO	3,03	3,15	5,80	5,54
Na ₂ O	0,99	0,80	0,23	} 2,43
K ₂ O	2,34	2,43	0,23	
H ₂ O	0,42	0,24	0,46	Не опр.
П.п.п.	4,47	1,28	6,00	—
Сумма	100,26	99,96	99,96	99,85

Примечание. Обр. 1 — филлитовидный углисто-глинистый сланец. Состав: углисто-глинистое вещество, кварц, хлорит, серицит, биотит, рудный; обр. 2 — кварцево-биотитовый сланец, темно-серый, плотный с тонкими прожилками кварца. Состав: кварц, полевой шпат, биотит, хлорит, циркон, апатит, рудный; обр. 3 — кварцево-хлоритовый сланец, темно-зеленый, плотный, с небольшой вкрапленностью сульфидов. Состав: кварц (45%), хлорит (50%), мусковит (редкие чешуйки), циркон, апатит, рудный; обр. 4 — кварцево-кордиерито-антофиллитовая порода.

лись магнезиально-железистым амфиболом, хлоритом, сульфидами. В конце процесса рудоотложения, как уже отмечалось, в железо-магнезиальном щелочном растворе повышается концентрация некоторых кислотных компонентов, возрастает роль воды, углекислоты и щелочен.

Из всего сказанного видно, что описанные медно-пирротиновые месторождения во многих отношениях своеобразны и отличны от других сульфидных месторождений Рудного Алтая. Ближайшим их аналогом являются сульфидные месторождения «фалунского типа» Центральной Швеции, подробно описанные Магнуссоном¹, а ранее П. Эскола и В. Линдгреном. В. Линдгреном их выделял в особый «кордиерит-антофиллитовый тип» пирометасоматических залежей.

По данным Магнуссона на медных и полиметаллических месторождениях Швеции (Фалун, Гарпенберг, Саксбергер и других) вмещающие вулканические породы, слюдяные сланцы, известняки и лептиты подверглись вначале скарнированию, затем при магнезиальном метасоматозе в зонах отложения сульфидов были превращены в «скель». Последние представлены антофиллитом, тремолитом, биотитом, хлоритом, тальком, жедритом, актинолитом, кордиеритом и сульфидами. Зоны «скель» мощностью до 30 м служили подводными каналами для рудных растворов. Часто они сами являются рудами. Массивные более богатые руды, как и на Вавилонском месторождении, содержат в большом количестве обломки окружающих пород («рудные шары», «шары», например, в Гарпенберге). Поступлению с глубин рудных растворов предшествовали сложные дайки «амфиболитов и кварцевых порфиров». Массивные руды состоят из пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, магнетита, кубанита, причем количественно преобладает часто пирит, сфалерит, пирротин и галенит. Золото и серебро в рудах присутствуют в небольших количествах.

СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕДНО-ЦИНКОВЫЕ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНИХ И МАЛЫХ ГЛУБИИ

К генетическому типу среднетемпературных средне- и малоглубинных гидротермальных месторождений, ассоциированных с комплексом альбитофиро-порфириновых интрузий, относятся большинство крупных месторождений медно-цинковых и полиметаллических руд Алтая. Таковы месторождения Березовско-Белоусовского, Лениногорского, Зыряновского и Золотушинского рудных полей. Залегают все они в осадочно-вулканогенных породах среднего и верхнего девона, подвергшихся метаморфическим изменениям преимущественно в позднегерцинское время. Типы рудоконтролирующих геологических структур и тектонические условия отложения руд на упомянутых полях различны, и потому месторождения существенно разнятся по морфологии и внутреннему строению рудных залежей (П. Ф. Иванкин, А. В. Пуркин, 1957). Однако их объединяют и многие общие черты. Оруденение во времени накладывается на все известные структурно-литологические ярусы среднего палеозоя, суммарная стратиграфическая мощность которого порядка 6—7 км, и отчетливо контролируется структурно-литологическими факторами. Крупные геологические структуры, такие как Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия, развившиеся вдоль древних глубинных разломов, а также палеозойские антиклинории (Алейский, Ревнюшинский и др.) определяют положение в пространстве рудных полей. Особенности

¹ См. сборник «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка», М., 1951.

слоистого осадочно-вулканогенного разреза в сочетании с локальными тектоническими структурами являются важнейшими факторами рудонакопления. К локальным структурам относятся: разломы и зоны скалывания, пересекающие осадочно-вулканогенные, метаморфические и интрузивные породы; складчатые формы, особенно куполовидные в резко анизотропных слоистых толщах; тектонически нарушенные контакты интрузий и толщ пород, различных по составу и физическим свойствам; структуры вулканического происхождения и другие (П. Ф. Иванкин, А. К. Каюпов, Г. Н. Щерба, 1958).

Общими для минерализации этого генетического типа являются также соотношения между гидротермальным метаморфизмом вмещающих пород и рудами, равно как и закономерности смены во времени главных минеральных парагенезисов. Поэтому у исследователей упомянутой группы месторождений не вызывает сомнений факт сходства процессов гидротермально-метасоматического отложения руд в отношении физико-химических свойств растворов и их закономерных изменений во времени. Имеются впрочем у каждого месторождения и свои «видовые» особенности.

Глубины формирования месторождений среднетемпературной группы, несомненно, были различными. Об этом свидетельствуют далеко не одинаковые характер и интенсивность динамометаморфизма пород на разных рудных полях, различное положение месторождений в стратиграфическом разрезе по отношению к уровню залегания нижнего палеозоя, с одной стороны, и верхнего палеозоя — с другой, наконец фациальные особенности поздних магматических пород и продуктов гидротермального метаморфизма. Учитывая сумму этих признаков, можно расположить рудные поля по убывающей глубине формирования в такой последовательности: Березовско-Белоусовское, Зырянское, Золотушинское, Лениногорское.

Наиболее надежные данные для оценки абсолютной глубины образования месторождений этой группы имеются по району Березовско-Белоусовского поля. Здесь неподалеку от месторождений сохранились от эрозии верхнепалеозойские континентальные отложения, мощности которых известны. Определены также мощности толщ, лежащих выше рудолокализирующих горизонтов пород. Суммарная мощность отложений, которые служили кровлей для стратиграфически наиболее высоко залегающего Белоусовского месторождения, составляет 1600—1800 м (Н. И. Стучевский, 1960, И. А. Гречишникова, 1957). Сюда относится белоусовская (верхний фамен), потаповская, ульбинская (визе) и малоульбинская (намюр — средний карбон) толщи. Отложения турне на этом участке либо отсутствовали, либо имели незначительную мощность (300—500 м). Рудные месторождения поля в разрезе верхнего девона занимают разные уровни с расстоянием между крайними уровнями по стратиграфическому разрезу до 1 км. С другой стороны, мощность кровли могла быть увеличена за счет складчатости пород, в данном случае довольно интенсивной. Кроме того, она была, по-видимому, неодинаковой в разных частях поля, так как верхнепалеозойские отложения по своему характеру являются озерно-континентальными. Учитывая все это, минимальную глубину образования месторождений рудного поля можно принять равной около 2000 м, а максимальную — не менее 3000—3500 м. Возможная ошибка определения, вероятно, не превышает первые сотни метров.

Подобные же построения для района Золотушинского поля дают цифры не более 1—2 км. Для Лениногорска, как уже упоминалось, глубины должны быть меньшими. Получаемые таким образом пределы —

от 1—2 до 3.5—4 км и могут характеризовать с большой долей вероятности истинную глубину формирования алтайских среднетемпературных месторождений позднего этапа.

Сульфидные месторождения Рудного Алтая в последнее десятилетие детально изучались многими исследователями. Большое внимание было уделено вопросам геологии, структуры и минералогии месторождений. Результаты этих многолетних исследований опубликованы в печати. Новыми работами по рудным месторождениям являются «Геология Лениногорского и Зыряновского рудных полей» (Г. Н. Щерба, К. Ф. Ермолаев, А. К. Каюпов, В. А. Ким, Л. Г. Никитина, Е. А. Флеров, 1957); «Полиметаллические месторождения Прииртышья» (П. Ф. Иванкин, 1957); «Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая» (Г. П. Болгов, Б. И. Вейц, Н. М. Петровская, И. В. Покровская, Н. А. Розыбакиева, М. В. Тащиина, 1957—59).

Специальное изучение минеральных парагенезисов и стадии формирования гидротермальных зон, положенное в основу выделения рудных формаций, проводилось авторами преимущественно в Прииртышском районе. Поэтому месторождения этого района описываются более подробно.

Березовско-Белоусовское рудное поле

На этом рудном поле площадью около 100 км² известно свыше 10 обособленных промышленных залежей богатых сульфидных руд, которые образуют четыре месторождения: Березовское, Белоусовское, Новоберезовское, Иртышское. Будучи частью региональной Иртышской зоны смятия, это поле характеризуется значительным метаморфизмом слагающих его горных пород и специфическими линейными тектоническими структурами, которые контролировали герцинские магматические процессы и оруденение. Границами рудного поля являются крупные, древние по заложению пояса разломов, соединяющиеся на северо-западе воедино и расходящиеся в противоположном направлении под острым углом. Третий крупный пояс разломов является как бы биссектрисой этого угла (рис. 47). Для структуры поля чрезвычайно характерны различные по типу и масштабу дизъюнктивные нарушения, преимущественно крутопадающие, переходящие из одной толщи в другую. Они названы структурами сквозного типа. Таковы зоны повышенного расщепления пород, сложенные тонколистоватыми сланцами, зоны брекчирования и милонитизации, зоны трещиноватости. Большинство из них являются согласными по отношению к простиранию и падению вмещающих расщепленных пород. Присутствуют также диагональные разломы, которые связывают между собой пояса продольных разломов.

Для тектонического плана рудного поля вообще характерны сопряжения под острым углом диагональных, обычно не крупных, с главными продольными тектоническими зонами. Выкручиваясь по простиранию, диагональные зоны оконтуривают плоские линзовидные блоки пород, непосредственно прилегающие к главным разломам. В итоге тектонический план рудного поля может быть представлен как совокупность плоских линзовидных и клиновидных блоков менее метаморфизованных пород, согласно облекаемых сложной системой зон повышенного расщепления, срывов и разломов. Размеры этих блоков уменьшаются в наиболее мобильных частях Иртышской зоны, т. е. вблизи главных поясов разломов.

Это обстоятельство сказывается на размещении и характере складчатых структур. Для поясов разломов, в особенности для самого круп-

ного из них — юго-западного, характерна мелкая складчатость изокли-нального типа и значительное разлинзование пород. Пласты и слои по-род здесь превращены в линзовидные тела, залегающие среди сланцев—тектонитов. В промежутках между разломами развиты моноклинали и простые складки. На контактах литологически различных толщ раз-виты межпластовые срывы и зоны межслоевого кливажа. Таким об-разом, еще одной характерной особенностью рудного поля является сочетание структур сквозного и закрытого типов. Это обстоятельство вместе с пологим погружением структур по простиранию сыграло очень важную роль при формировании рудных месторождений (П. Ф. Иван-кин, 1957).

К зонам крутопадающих разломов приурочены многочисленные силлы, дайки и плоские пологонаклоненные штоки порфиритов, гибридных, ненормально обогащенных эпидотом, пород диоритового облика, плагногранит-порфириров, альбитофириров, фельзит-порфириров. Помимо кру-топадающих секущих тел известны межпластовые скрытые интрузивные залежи. Работы П. Г. Ведерникова (1960) и Ю. Ю. Воробьева (1960) показали, что на рудном поле пространственно сочетаются разновоз-растные интрузии, относящиеся к среднему и позднему этапам герцин-

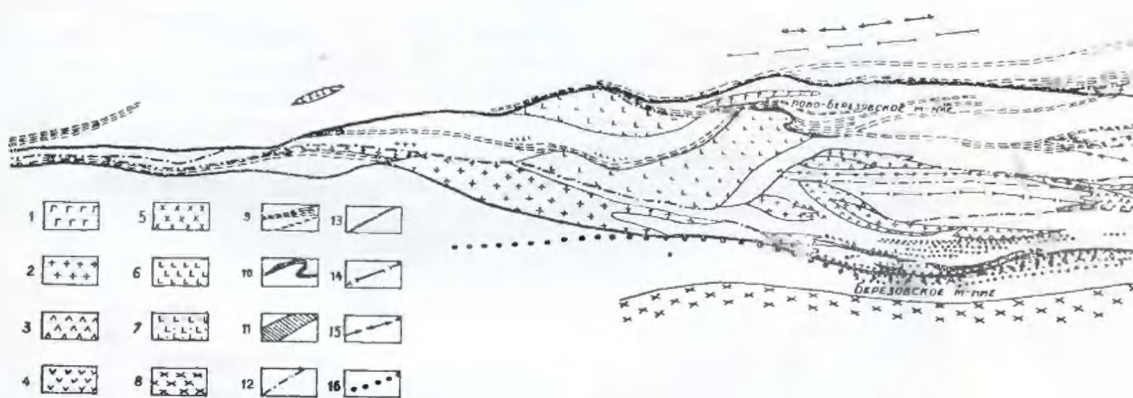
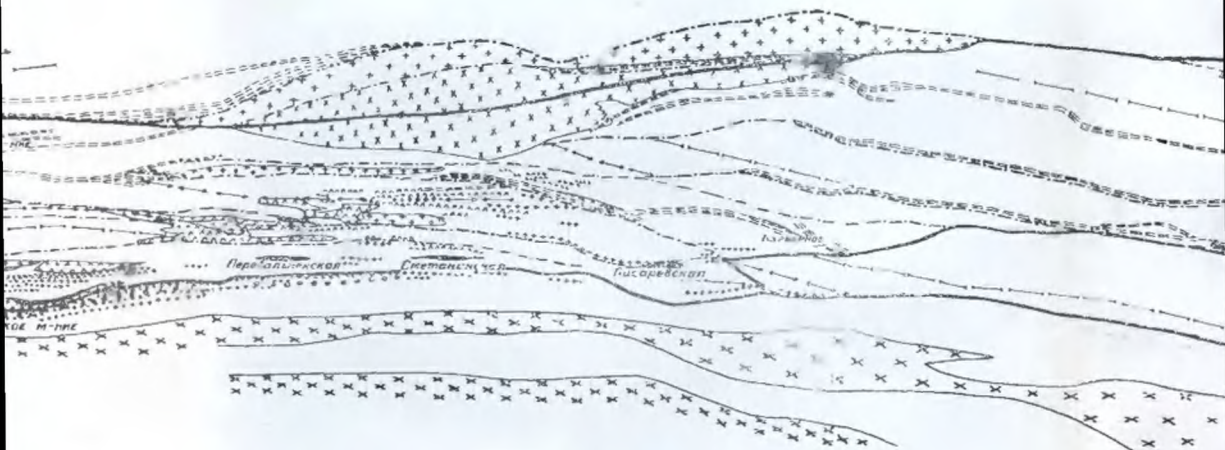


Рис. 47. Положение интрузивных тел, зон метаморфизма и рудных залежей в тектонических структурах: 1 — сланцеванные плагноклазо-амфиболовые порфиры; 2 — порфиритонды; 3 — горфирированные плагнограниты; 4 — катаклазированные и огнейсованные плагнограниты и лейкократовые граниты; 5 — рудные залежи на поверхности и под рыхлыми отложениями; 6 — проекция промышленных рудных залежей; 7 — оси синклинальных складок; 8 — оси антиклинальных складок; 9 — зоны гранато-пироксеновых силл;

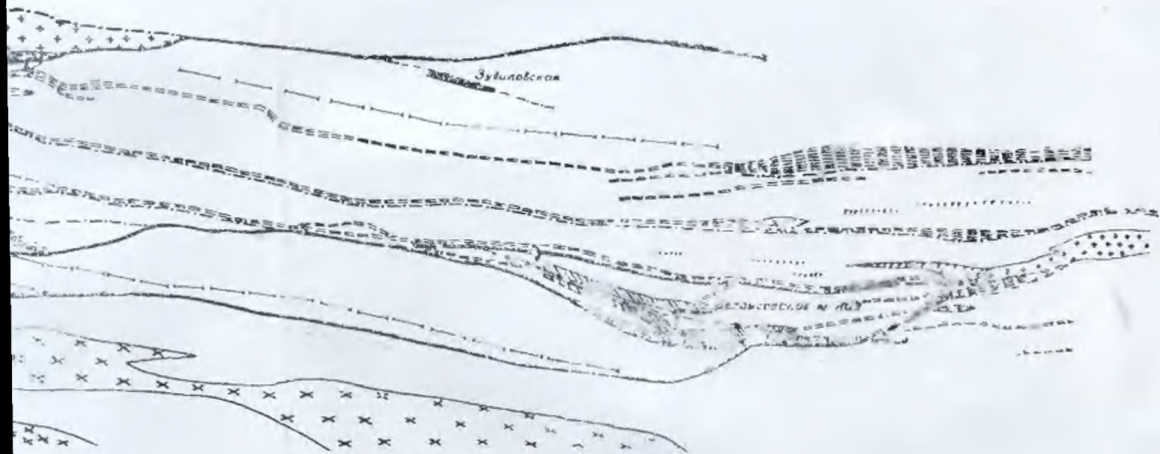
литизации пород с подчиненной серицитизацией и окварцеванием (зоны предрудной базификации).

Все известные промышленные рудные залежи пространственно приурочены к зонам гидротермально-измененных пород последних двух типов. Поэтому зоны эти могут быть названы рудоносными.

Медно-цинковое и полиметаллическое оруденение, связанное с пропилитами, эпидотовыми скарноидами, эпидото-хлоритовыми породами, а также с зонами кварц-анкерит-гематитовых изменений для рудного поля и прилегающих структур надо считать характерным. Однако про-



геологических структурах Березовско-Белоусовского рудного поля 1 — рассланцованные корфириты; 2 — расла-
 зованные плагиограниты и грациодириты; 6 — гранит-порфировые породы с хлорито-эпидотовым базисом; 7 —
 граниты, 9 «серицитолиты», милониты и зоахранные породы зон интенсивного рассланцевания, пластич-
 ных рудных залежей по восстанию на дневную поверхность; 12 — разломы второго и третьего порядка; 11 —
 пироксеновых скарпов и кварц-анкерит-турмалиновых золотоносных жил.



1 — расланцованные порфиры, 2 — расланцованные кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры; 3 — рас-
 ланцованные кварцевые порфиры с хлорито-эпидотовым базисом; 7 — туфовидные кварц-полевошпатовые породы с хлорито-эпидотовым
 интенсивного расланцевания, пластических разрывов и метасматоза; 10 — выходы промышленных руд;
 11 — разломы второго и третьего порядка; 13 — главные разломы (границы структурно-фациальных зон); 14 —

того из них — юго-западного, характерна мелкая складчатость изоклинального типа и значительное разлинзование пород. Пласты и слои пород здесь превращены в линзовидные тела, залегающие среди сланцев — тектонитов. В промежутках между разломами развиты моноклинали и простые складки. На контактах литологически различных толщ развиты межпластовые срывы и зоны межслоевого кливажа. Таким образом, еще одной характерной особенностью рудного поля является сочетание структур сквозного и закрытого типов. Это обстоятельство вместе с пологим погружением структур по простиранию сыграло очень важную роль при формировании рудных месторождений (П. Ф. Иванкин, 1957).

К зонам крутопадающих разломов приурочены многочисленные силлы, дайки и плоские пологонаклоненные штоки порфириров, гибридных, ненормально обогащенных эпидотом, пород диоритового облика, плагиогранит-порфириров, альбитофириров, фельзит-порфириров. Помимо крутопадающих секущих тел известны межпластовые скрытые интрузивные залежи. Работы П. Г. Ведерникова (1960) и Ю. Ю. Воробьева (1960) показали, что на рудном поле пространственно сочетаются разновозрастные интрузии, относящиеся к среднему и позднему этапам герцинского тектогенеза и магматизма. Весьма характерны для участков месторождений дайки позднего альбитофиро-порфирирового комплекса.

Среди постмагматических образований на рудном поле известны следующие:

1. Пропилиты по агломератовым туфам смешанного состава, содержащие вкрапленники пирита, сфалерита и халькопирита. Изменения этого типа характерны для контактовых зон интрузий сферолитовых порфириров, залегающих в нерассланцованных породах вдоль внешней границы Иртышской зоны смятия.

2. Зоны окварцевания, анкеритизации, гематитизации и слабой серицитизации пород, содержащие рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита. Эти изменения на рудном поле приурочены к продольным тектоническим разломам и пространственно сочетаются с дайками ранних порфириров.

3. Карбонат-эпидот-хлоритовые роговики с вкрапленным и гнездовым сульфидным оруденением. Располагаются в экзоконтакте массива диоритов и гранодиоритов с мощным проявлением автометаморфического альбит-эпидот-хлоритового замещения.

4. Гранат-эпидотовые скарны в зеленокаменных сланцах. С ними сочетаются золотоносные кварц-анкерит-турмалиновые жилы с пиритом, халькопиритом, борнитом (Предгорненско-Авроринская золоторудная зона).

5. Зоны метасоматических пирит-кварц-серицитовых и серицито-кварцевых пород, иногда с андалузитом и кианитом, с хлоритовыми подзонами в зальбандах (зоны предрудного выщелачивания пород).

6. Зоны преимущественно доломит-хлоритового замещения и пиритизации пород с подчиненной серицитизацией и окварцеванием их (зоны предрудной базификации).

Все известные промышленные рудные залежи пространственно приурочены к зонам гидротермально-измененных пород последних двух типов. Поэтому зоны эти могут быть названы рудоносными.

Медно-цинковое и полиметаллическое оруденение, связанное с пропилитами, эпидотовыми скарноидами, эпидото-хлоритовыми породами, а также с зонами кварц-анкерит-гематитовых изменений для рудного поля и прилегающих структур надо считать характерным. Однако про-

мышленных скоплений такого оруденения не выявлено, несмотря на детальные поверхностные и глубинные поиски.

Перечисленные шесть типов минерализованных зон по существу являются разными рудными формациями. Поэтому рудное поле служит хорошим примером пространственной совмещенности не только различных магматических, но и рудных комплексов.

Закономерности размещения метасоматических пород на рудном поле изучены сравнительно хорошо. Изучение их опиралось на данные более чем полумиллиона метров колонковых скважин и обширные рудничные материалы. Всего на рудном поле известно свыше 30 зон гидротермально-измененных пород. Суммарная длина этих зон в плане превышает 100 км. Наиболее крупные зоны имеют длину до 7—8 км, мелкие — первые сотни метров. Мощности зон варьируют от нескольких метров до 200—300 м, редко более. Такие зоны залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород и потому вытягиваются вдоль продольных разломов и контактов многочисленных интрузивных тел. Местами они пересекают интрузивные тела или отделяют их друг от друга. Углы падения зон гидротермальных пород, как и контролирующих их разломов, крутые (60—90°). Меньшее распространение имеют пологопадающие зоны, приуроченные к структурам закрытого типа. С измененными породами пространственно тесно сочетаются дайки порфиоров и порфиритов.

В пространстве гидротермально-измененные породы, как и малые интрузии, образуют систему параллельных кулисно расположенных плоских тел, уходящих за пределы достигнутых глубин (700—1000 м). Точно также ведут себя и залежи сульфидных руд, согласно вложенные в те или иные зоны измененных пород. Основная масса гидротермально-измененных пород и все известные залежи сульфидных руд приурочены к поясам разломов, ширина которых вместе с сопряженными структурами достигает 600—700 м.

Около десяти лет тому назад на рудном поле была выявлена закономерная связь между погружением в плоскости Иртышской зоны смятия (в плоскости расланцевания) рудных зон, интрузий и склонением линейной тектонической ориентировки сланцев. Оказалось, что магматические расплавы и минерализующие растворы при своем восстающем движении в зоне смятия выбирали некруто наклоненные к горизонту пути, унаследовав направление тектонических борозд скольжения и стельчатости — волокнистости в сланцах (П. Ф. Иванкин, 1953—1957). С этим связано явление структурной многоэтажности оруденения на рудном поле — явление, сыгравшее очень важную роль при обнаружении и разведках погребенных месторождений — Глубочанского, Новоберезовского, Иртышского и других (П. Ф. Иванкин, Ю. Ю. Воробьев, В. М. Волков, Н. И. Стучевский, 1960). Дальнейшее изучение закономерностей структурного контроля позволило найти причину группового (в виде обособленных роев) размещения рудных зон и малых интрузий в пределах поля. Причина эта состоит в том, что пути движения магм, давших малые интрузии, и рудных растворов сближаются и сливаются в один канал на глубинах. На уровне современного эрозионного среза они отстоят друг от друга на значительных расстояниях — до 1—3 км и более. Учитывая факты веерообразного расположения поясов разломов, малых интрузий и минерализованных зон (в плане) и встречного падения поясов (в поперечных разрезах), а также определенное погружение в плоскостях разломов интрузий и рудных залежей (в продольной проекции) нетрудно восстановить взаимоотношения тел в трех измерениях. Подобные построения показали, что все рудоносные зоны и сгущения малых

интрузий на рудном поле подчиняются одной закономерности: в пространстве они образуют веерообразно расходящиеся пучки, вытянутые по простиранию Иртышской зоны и наклоненные к горизонту под разными углами, меняющимися от 0° до $35-40^\circ$. Области схождения (корневые части) пучков лежат на глубинах около $3-4$ км. В настоящее время преждевременно высказывать те или иные суждения о природе корневых частей этих пучков. Однако имеются основания предполагать, что это какие-то очень важные узлы в глубинной структуре рудного поля, где, возможно, происходит окончательное отделение потоков минерализующих растворов от поздних порций альбитофировых и порфиритовых магм (П. Ф. Иванкин, 1959).

На рудном поле четко выделяются три веерообразных пучка рудных зон и малых интрузий: Новоберезовско-Березовский, Иртышско-Писаревский, Белоусовско-Глубочанский. Строение двух из этих пучков видно на представленных блок-диаграммах (рис. 48 и 49). Первый пучок образовался в месте наблюдаемого соединения трех поясов разломов. Малые интрузии и рудные зоны здесь как бы облекают с двух сторон Но-

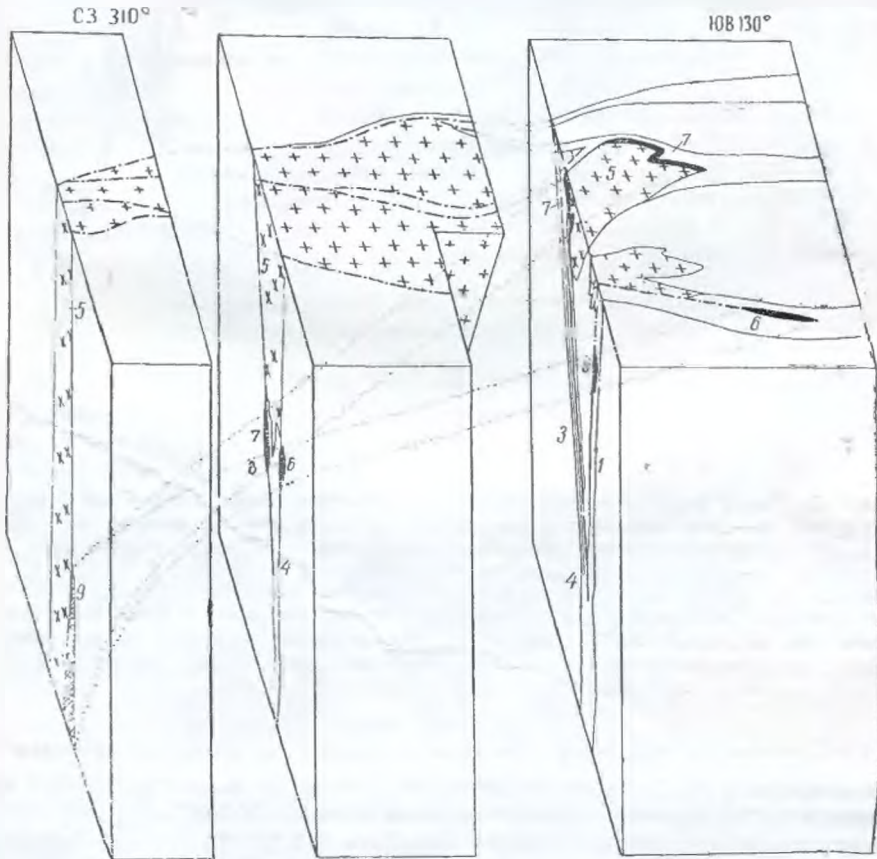


Рис. 48. Схема предполагаемой глубинной структуры Новоберезовско-Березовского пучка, 1, 2, 3—пояса разломов и малых интрузий (1—Юго-Западный, 2—Центральный, 3—Северо-Восточный); 4—области сближения и соединения поясов; 5—Новоберезовский плоский наклонный шток гранодиоритов и порфиров; 6—Березовская и 7—Новоберезовская рудные зоны лентовидного типа; 8, 9—корневая часть пучка (в области перехода от гипабиссальной к среднеглубинной зонам).

воберезовский сложный интрузивный шток и по склонению уходят на глубину под этот шток. Анализ карты поперечных и продольных глубинных профилей показывает, что корневые части всего Березовского пучка располагаются на глубине 2—3 км и в 3—5 км к СЗ от выхода рудных залежей на эрозионный срез, под наклонным интрузивным штоком. В этой области рудные зоны Новоберезовского и Березовского месторождений сближаются или даже сливаются в одну зону. Расстояние от корневых частей пучка до выхода на эрозионный срез (по склонению структур) Новоберезовской залежи равно 5—6 км, Березовской — 6—7 км. Березовская залежь отстоит от корней пучка на 1—1,5 км дальше, чем Новоберезовская, что, как увидим ниже, проявляется и в характере минерализации этих зон.

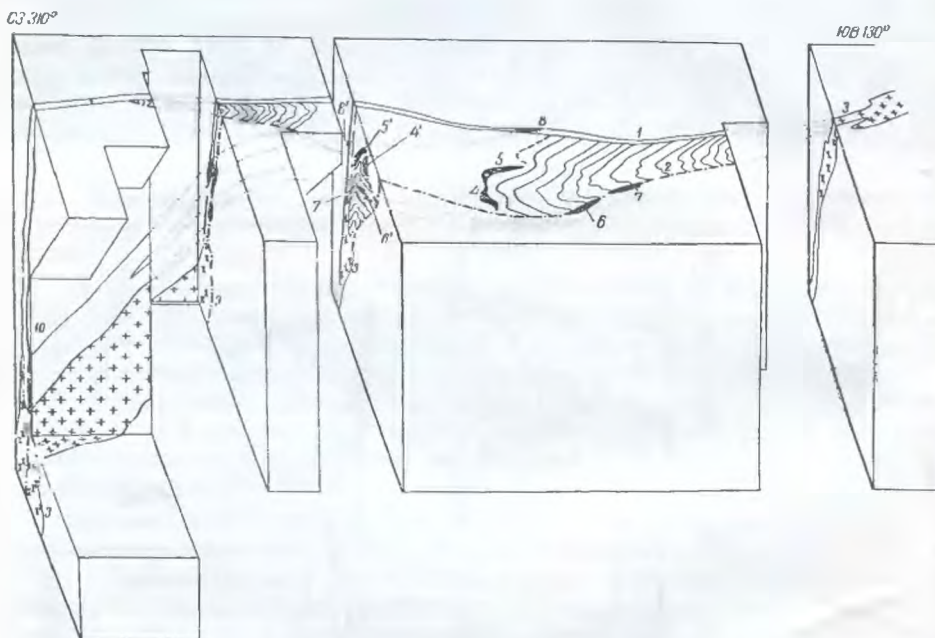


Рис. 49. Схема предполагаемой глубинной структуры Белоусовско-Глубочанского пучка. 1 — зона Прогресс (Центральный пояс разломов и малых интрузий); 2 — глубочанско-антиповский разлом, фиксируемый дайками порфиритов и порфириров; 3 — гаранинский шток гранит-порфириров и порфириров; 4, 5, 6, 7, 8 — выходы на эрозионный срез (и под четвертичным покровом) рудных зон, соответственно, Западной и Восточной Белоусовских, Западной и Восточной Глубочанских и Новой; 9, 10 — предполагаемое строение корневой части пучка. Заштрихован — тектонический блок, сложенный породами березовской и иртышской толщ (рудовмещающий комплекс).

Иртышско-Писаревский пучок представлен минерализованными зонами и малыми интрузиями, которые сближаются в юго-восточном направлении и сопрягаются здесь с мощной зоной Прогресс. В этом же направлении происходит погружение структур под углом 10—25°. Корневые части этого пучка располагаются в участке сопряжения Главного и Центрального поясов разлома, примерно в 4—6 км к юго-востоку от выходов Иртышского месторождения, на глубине не менее 2—3 км. По данным Ю. Ю. Воробьева (1960) дайки порфиритов, обильные в полосе Иртышского и Карьерного месторождений, погружаются к юго-востоку. В месте сопряжения с зоной Прогресс они на эрозионный срез не выходят. Точно также ведут себя минерализованные зоны и серии даек на Писа-

ревском участке: подходя к месту замыкания антиклинали, они погружаются на глубину и потому не обнаруживаются на эрозионном срезе в зеленокаменных сланцах белоусовского и потаповского горизонтов. На глубине свыше 300—400 м они подсекаются здесь скважинами.

Белоусовско-Глубочанский пучок в плане имеет наибольшую длину, что объясняется весьма устойчивым пологим (0—15°) погружением структур в этой части рудного поля и ундуляцией их по простиранию (П. Ф. Иванкин, 1957, рис. 33). В состав пучка входят: основная зона Прогресс и сопряженные с ней четыре зоны Белоусовского и Глубочанского месторождений, а также тесно связанные с ними серии малых интрузий кислого и основного состава. По-видимому, к этому же пучку относится слабо разведанная пока Гребенюшинская зона. Корневые части узкого и протяженного пучка находятся на глубине, по-видимому, не менее 2—3 км. Известные рудные залежи отстоят от корневых частей пучка на расстоянии от 4 до 8 км.

Изучение Березовско-Белоусовского поля показывает, что наблюдаемые пространственные группировки гидротермальных зон, рудных залежей и малых интрузий отражают существование между ними глубокой генетической связи. Одним из выражений этой связи являются описанные выше пучки. Их дальнейшее изучение, возможно, позволит ближе подойти к пониманию парагенетических соотношений даек и руд. Можно предполагать, что подобный характер соотношения будут иметь лишь до определенных глубин, вероятно, до глубины залегания корневых частей пучков. Магмы и минерализующие растворы, как обособленные фазы, в условиях Иртышской зоны смятия проходят расстояния до 7—8 км (с учетом пологих погружений каналов). Ниже корневых частей пучков магмы и растворы, возможно, представляют гомогенную систему, которая приходит на этот уровень из «глубинного остаточного очага».

Новоберезовская рудоносная зона

Гидротермальные породы и руды Новоберезовского месторождения приурочены к зоне повышенного расланцевания, сформировавшейся вдоль одного из продольных разломов. Эта зона имеет длину свыше 5 км и мощность 30—100 м. Она круто (60—90°) падает к юго-западу под интрузивный шток. В самой зоне, в ее висячем и лежащем боках, проходит система продольных даек кварцевых альбит-порфиров, плагиогранит-порфиров и порфиритов, мощности которых варьируют от 2—3 до 10—20 м. Отчетливые метасоматические превращения пород наблюдаются в рудоносной части зоны мощностью 20—60 м и длиной свыше 2 км. Рудная залежь, тяготеющая к висячему боку данной зоны, по простиранию разветвляется: одна ветвь идет среди брекчированных роговиков вдоль контакта интрузии, вторая — восточнее, в интенсивно измененных гидротермальных породах (рис. 50, 52).

Последовательность основных геологических процессов, принимавших участие в формировании структуры месторождения, следующая:

1. Складчатость и интенсивное расланцевание среднепалеозойских туфогенно-осадочных пород в полосе, прилегающей к крупному продольному разлому.

2. Внедрение порфиров (нижнекаменноугольных ?) и гранодиоритов, образование роговиков в узкой приконтактной полосе гранодиоритов и зон хлорито-эпидотовых пород вблизи залежей порфиров.

3. Повторные разрывы вдоль контакта массива, внедрение поздних кварц-альбитовых порфиров и плагиогранит-порфиров.

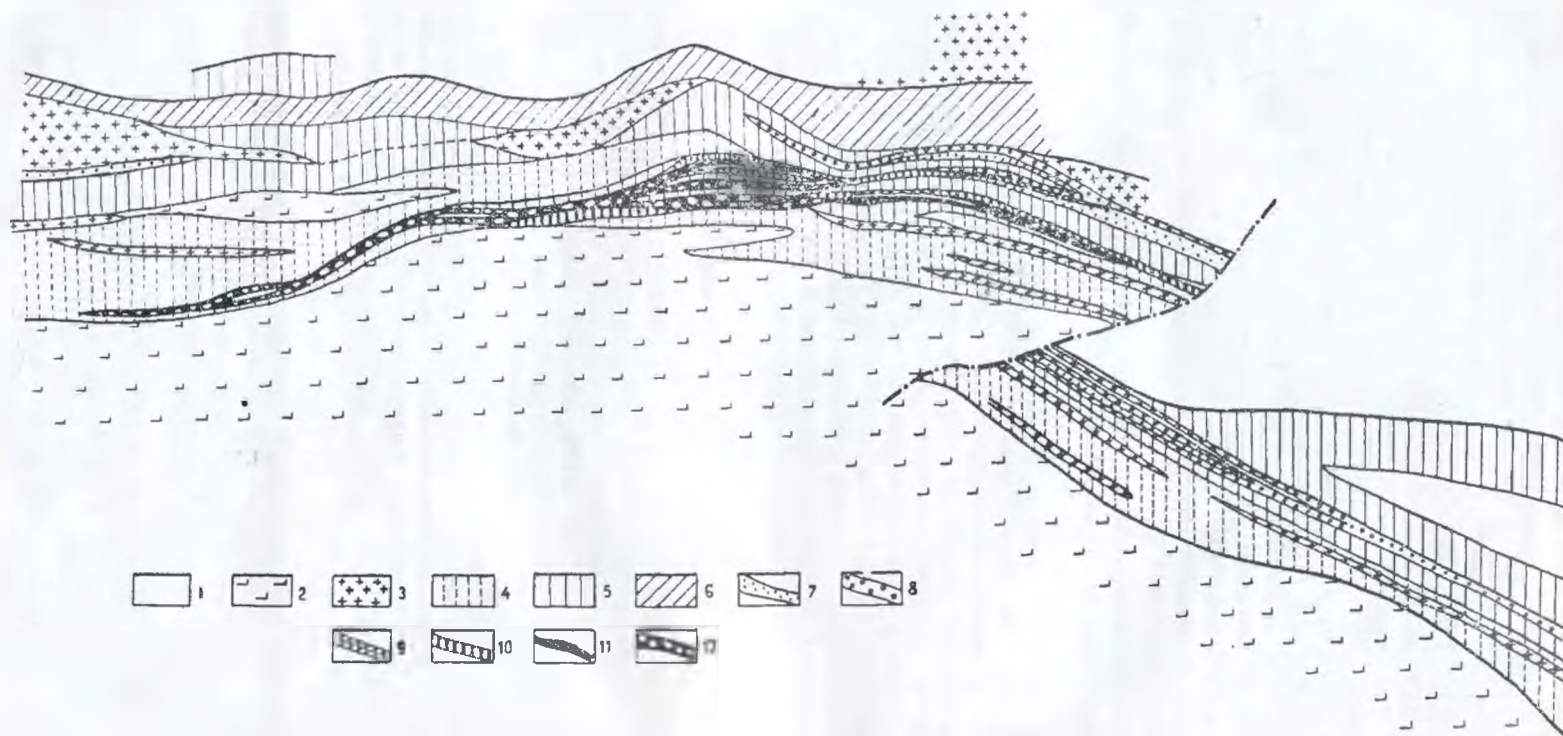


Рис. 50. Новоберезовская зона. План горизонта 250 м. 1 — зеленокаменные сланцы; 2 — гибридные кварц-полевошпатовые порфиры; 3 — плагиогранит-порфиры; 4 — роговики; 5 — зоны предрудного выщелачивания; 6 — зоны хлоритизации; 7—12 — сульфидные руды (7 — вкрапленные серноколчеданные; 8 — сплошные колчеданные; 9 — пирит-халькопиритовые; 10 — пирит-халькопирит-сфалеритовые; 11 — полиметаллические; 12 — халькопирит-пирротинные).

4. Повторные нарушения, брекчирование роговиков и ранних жильных пород. Интенсивное среднетемпературное выщелачивание пород и внедрение поздних даек.

5. Отложение руд преимущественно висячем боку гидротермальной зоны и в брекчиях роговиков.

Обратимся к характеристике строения рудной зоны. Непосредственно висячем боку ее залегают роговики мощностью от 3 до 60 м, которые отделяют руды от гранодиоритов. Это — плотные массивные темно-зеленые породы с реликтовой сланцеватой структурой, состоящие преимущественно из эпидота, полевого шпата, кварца и хлорита. По мере удаления от гранодиоритов состав роговиков меняется, причем можно

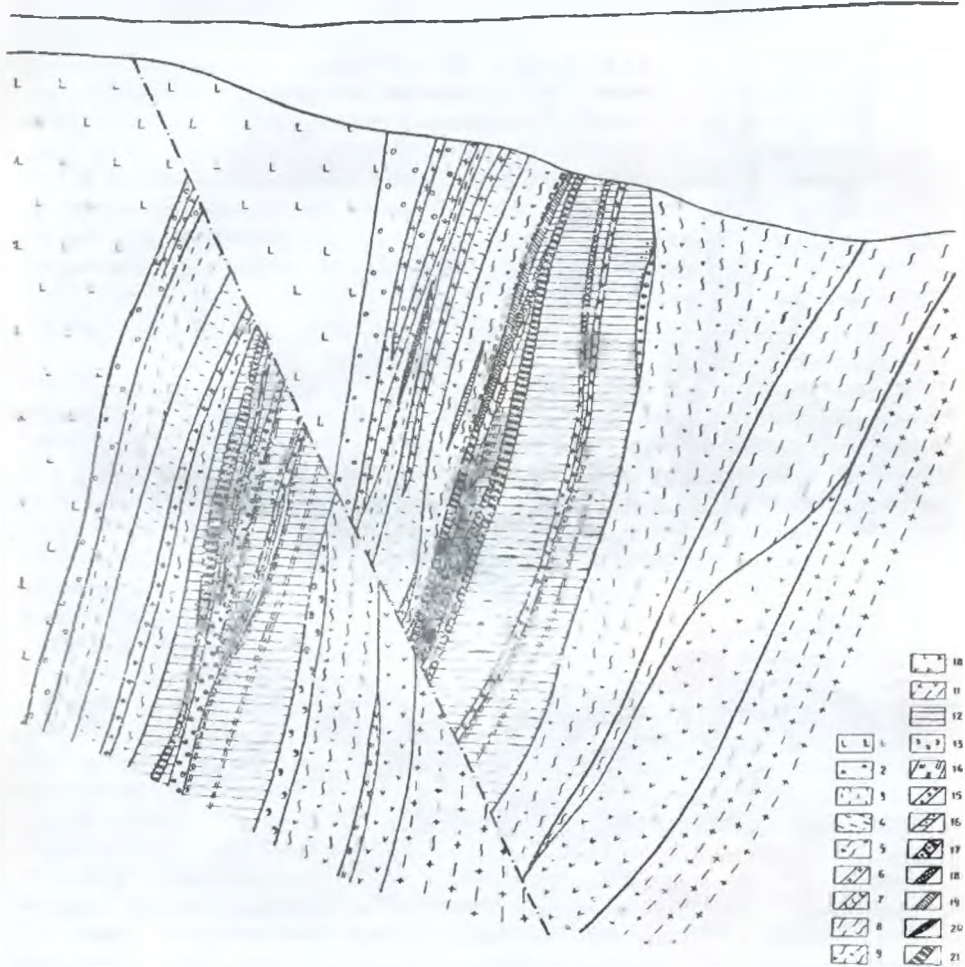


Рис. 51. Разрез через Новоберезовскую рудную зону. 1 — гранодиориты; 2—4 — роговики; (2 — кварц-полевошпат-скаполитовые; 3 — кварц-полевошпат-хлорит-биотитовые; 4 — кварц-полевошпат-эпидот-актинолитовые); 5 — слабо ороговикованные известково-кварц-полевошпат-хлоритовые сланцы; 6 — плагиогранит-порфиры; 7 — порфириды; 8 — хлорито-серицито-кремнистые сланцы по алевропелитам; 9 — известковые кварц-хлоритовые сланцы; 10 — кварц-полевошпат-хлоритовые породы; 11 — порфириды; 12 — пирит-кварц-серицитовые и серицито-кварцевые породы рудной зоны; 13 — микрокварциты; 14 — зоны хлоритизации рудного этапа; 15—21 — сульфидные руды (15—пиритовые сплошные; 16—пиритовые вкрапленные; 17—халькопирит-пиритовые; 18 — полиметаллические с пиритом; 19 — полиметаллические с пирротинном; 20—прожилкован сфалерит в роговиках; 21—пирит-халькопирит-сфалеритовые).

наметить такую последовательность минеральных ассоциаций: скаполит (?) — биотит — кварц — полевой шпат (контакт); эпидот — актинолит — кварц — полевой шпат; эпидот — хлорит — кварц — полевой шпат; карбонат — хлорит — полевой шпат; кремнисто-хлорито-серицитовые сланцы (вмещающие породы).

В пределах рудной зоны роговики подвергаются гидротермальному разложению и замещению. Эта зона сложена кварц-серицитовыми, серицито-кварцевыми, существенно серицитовыми сланцеватыми метасоматическими породами, которые перемежаются с хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми разностями. Среди них залегают линзы микрокварцита, жилы молочно-белого крупнозернистого кварца, дайки измененных жильных пород и руды. Все породы рудной зоны содержат сравнительно равномерную вкрапленность пирита, представленного мелкими кубическими кристалликами, размер которых варьирует от 0,005 до 0,5—1 мм в поперечнике. Границы распространения такого «пылевидного» пирита, количество которого в породе составляет около 2—5%, в общем совпадают с контуром зоны гидротермальных изменений.

Реликты вмещающих пород (роговиков и динамометаморфических сланцев) в серицито-кварцевых и серицито-хлоритовых метасоматических породах сохраняются редко. Жильные порфиоровые породы менее изменены. Общее представление о внутреннем строении зоны дают цитируемые разрезы и план (рис. 50, 51, 52).

Петрографическое изучение многих опорных разрезов показало, что наблюдаемая сложность внутреннего строения зоны обусловлена двумя главными причинами: меняющейся в широких пределах интенсивностью метасоматических превращений пород и наложением разновозрастных изменений друг на друга в определенных частях зоны. Документация около 30 непрерывных пересечений рудной зоны по скважинам с последующим составлением диаграмм-колонок (подобных представленной на рис. 74), позволила единый метасоматический процесс, сформировавший эту сложную зону, разделить на два этапа: предрудный и рудный.

В предрудный этап образовались пирит-кварц-серицитовые зеленовато-серые и бледно-зеленые листоватые породы, грубосланцеватые и массивные серицитовые кварциты, а также кварцевые жилы и пирито-серицитовые породы. Типичной минеральной ассоциацией для всех этих пород является: пылевидный пирит — серицит — кварц. При замещении вмещающих пород, в особенности неполном, унаследуются сланцеватая текстура. Соотношения серицита и кварца характеризуются следующими особенностями. В большинстве пород количество их примерно одинаковое, причем серицит по отношению к кварцу устойчив и дает с ним лепидогранобластический однородный агрегат. При возрастании количества кварца серицит подвергается перекристаллизации, а затем и растворению, кварц же в породе образует мономинеральные шнуры и линзы с более крупным зерном, разделяющие полосы реликтового серицита. Визуально такая порода имеет облик белого микрокварцита с плейками серицита, в этом случае обычно крупночешуйчатого с характерным желтовато-зеленым оттенком (фенгит). В собственно микрокварцитах и линзах молочно-белого зернистого кварца серицит наблюдается в виде редких реликтов; пирит становится крупнозернистым, а его кристаллы окружаются венчиками переотложенного стебельчатого кварца. Постоянным спутником серицито-кварцевых пород является рутил, мелкие игольчатые и призматические зерна которого дают скопления в виде пятен и полосок. Реликтовые минералы — полевой шпат, эпидот, лейкоксен, ранний хлорит, углистое вещество, карбонат — для опи-

сываемых пород не характерны. Встречаются они обычно по периферии зоны, в лежащем и висячем ее боках.

Дорудный возраст серицито-кварцевых пород установлен по ряду признаков. Породы эти подвергаются плейкратости и брекчированию до отложения руд и потому ксенолиты их, имеющие различную ориентировку, часто встречаются в сплошных рудах и среди хлорит-пиритовых пород.

В рудный этап образуются серицито-хлоритовые, кварцево-хлоритовые и хлоритовые породы, содержащие пирит, сульфиды меди, цинка и свинца. В больших количествах в этих породах встречаются рутил, в особенности сфен. Главным нерудным минералом рудного этапа является хлорит-магнезиальный клинохлор типа лейхтенбергита. В проходящем свете он либо бесцветный, либо имеет слабый бледно-зеленый оттенок и потому с трудом отличим от скоплений серицита. Цвета интерференции у него серые и желтовато-серые, т. е. двупреломление не превышает 0,002—0,004. Удлинение отрицательное, оптически положительное. Хлорит образует сплошные массы волокнистого или неясностебельчатого строения, причем размер чешуек обычно не превышает сотых долей миллиметра.

При слабом замещении пирит-серицитовых сланцев хлорит развит спорадически. В начале он выпадает вблизи растущих зерен пирита II и замещает чешуйки серицита. При массовом отложении пирита II образуются стебельчатозернистые агрегаты кварца II. Поэтому хлорит ассоциирует не только с пиритом, но и с кварцем.

Реликтовый серицит в начале этих изменений переотлагается в форме более крупных чешуй мусковита и потому имеет противоречивые взаимоотношения с хлоритом и кварцем. На определенной стадии замещения (около 30—40% пирита) он обычно полностью растворяется и исчезает. Кварц при магнезиально-сульфидном замещении также выносится, однако несколько позже серицита. Поэтому возникают местами пирито-хлорито-кварцевые породы с редкими реликтами серицита. При возрастании количества пирита до 40—50% и более хлорит становится количественно преобладающим нерудным. В существенно хлоритовых породах пирит II корродируется хлоритом. Мелкие зерна пирита растворяются полностью, у крупных растворение захватывает углы и ребра кристаллов, вследствие чего формируются характерные легко раскрашивающиеся хлорит-пиритовые породы (рис. 53). Рудные тела отвечают, как правило, зонам хлоритового замещения серицито-кварцевых пород. Наряду с этим в рудной зоне присутствуют узкие полосы хлоритизации, не сопровождающиеся рудами. Сопоставление изучен-

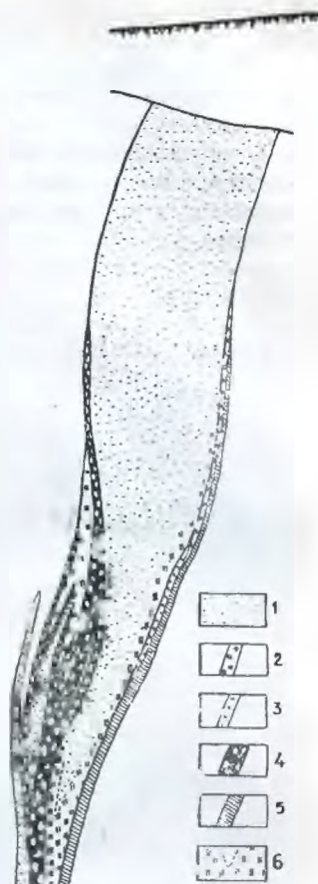


Рис. 52. Разрез через Новоберезовскую зону. 1—рассеянная вкрапленность пирита; 2—сплошные пиритные руды; 3—гнездовая и струйчатая вкрапленность пирита; 4 — халькопирит-пиритовые и халькопирит-пирротин - сфалеритовые руды; 5 — полиметаллические руды; 6—зоны хлоритизации.

ных разрезов показывает, что некоторые из них сменяют выклинивающиеся рудные тела по простиранию.

Таким образом, общая последовательность гидротермальных процессов такова. Предрудное выщелачивание пород завершается образованием мощной зоны пиритизированных кварцево-серицитовых сланцев. Оно накладывалось на динамометаморфические сланцы и роговики. Хлоритизация рудного этапа, развиваясь параллельными полосами-струями в зонах выщелачивания, в свою очередь накладывается на пирит-кварц-серицитовые сланцы. Сульфиды рудного этапа отлагаются в пределах этих сравнительно узких полос позднего магнезиального замещения пород.

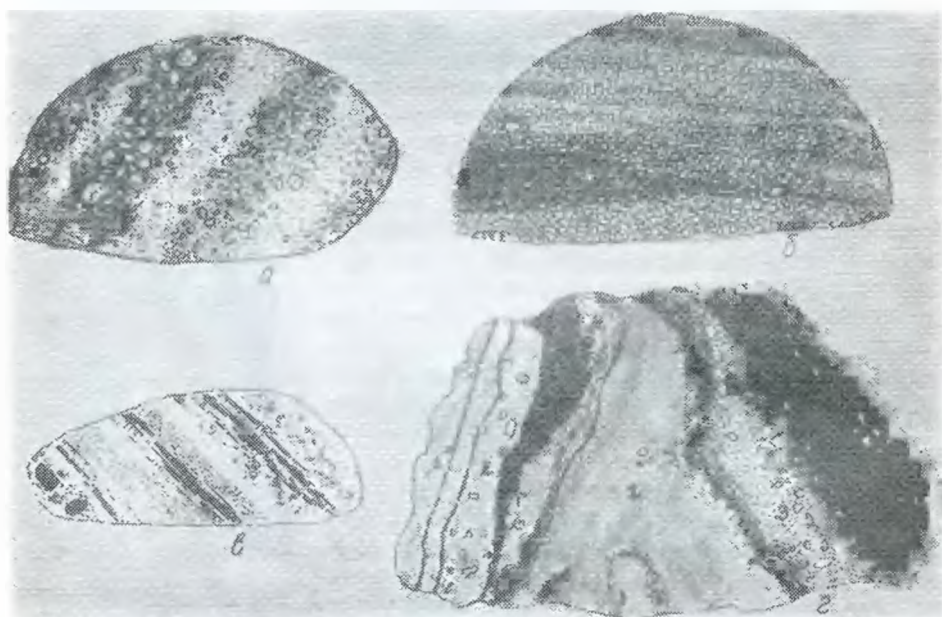


Рис. 53. Текстуры руд «пиритного ряда» Новоберезовского месторождения. *а*—сплошной серный колчедан неясно полосчатой порфиroidной текстуры. Скви. 227, глубина 105,5 м, шлиф 2507; *б*—полосчатая сплошная пирит-халькопиритовая руда. Полосы плотного пирит-халькопиритового агрегата (точки) чередуются с полосами существенно пиритового состава (более зернистые массы). В нижней части образца проходит полоска, обогащенная сфалеритом (темно-серое). Скви. 222, глубина 382 м, шлиф 2546; *в*—плотная полосчатая халькопирит-сфалеритовая руда. В поле сплошного сфалерита (белое) проходят строго параллельные полосы сплошного халькопирита (темно-серое). Халькопирит образует в сфалерите обильные включения и нитевиднопетельчатые скопления. Порфиroidный пирит (черное) располагается преимущественно в полосках сфалерита, резко обедненных халькопиритом. Скви. 235, глубина 115,6 м, шлиф 2535; *г*—сплошная грубополосчатая полиметаллическая руда (1—халькопирит; 2—плотный сфалерит; 3—среднезернистый сфалерит, белое — пирит. Скви. 276, глубина 302,5 м, нат. вел.

Следует отметить, что на значительных глубинах в рудной зоне изредка встречаются серицит-актинолит-хлоритовые породы, содержащие обильный сфен. Скопления волосовидных агрегатов актинолита часты также в пирротин-сфалеритовых рудах. Однако антофиллит и кордиерит в этих породах не обнаружены.

При наложении околорудных изменений на жильные порфиры происходит альбитизация фенокристов плагиоклаза и базиса, образование вторичного кварца, мусковита, кальцита, клиноцоизита и хлорита. Реликтовые зерна плагиоклаза на стыке с сульфидами окружаются каем-

кой альбита, которым сопутствуют карбонат и кварц. На контактах даек и в хлоритизированных породах изредка обнаруживаются кварц-калийшпат-карбонатные прожилки.

Относительное количество гидротермальных пород разного состава и возраста по простиранию зоны меняется в сторону преобладания на юго-востоке серицито-кварцевых пород и серноколчеданных руд, на северо-западе — хлоритовых пород и пирротиновых руд с актинолитом.

В разрезе 3—3 количественные соотношения пород в рудной зоне таковы:

1. Суммарная мощность зоны	27,5 м.
2. Мощность серицито-кварцевых пород с пылевидным пиритом	15,5 м.
3. Мощность метасоматических хлоритовых пород с пиритом	8 м.
Из них приходится на долю хлорито-пиритовых пород (пиритовых руд)	4,5 м.
4. Мощность даек	1,5 м.
5. Реликтовые блоки вмещающих сланцев	2,5 м.

В разрезе 10—10 соотношения иные:

1. Суммарная мощность зоны	80 м.
2. Мощность верхней подзоны, в которой преобладают хлоритовые, кварцево-хлоритовые и серицито-хлоритовые, серицито-хлорито-актинолитовые породы с рассеянным пиритом и реликты роговиков	30 м.
Из них на долю руд приходится (преимущественно пирротинового типа)	10—15 м.
3. Мощность центральной серицито-кварцевой подзоны с пылевидным пиритом	20—40 м.
4. Мощность нижней подзоны, представленной преимущественно хлоритовыми породами с реликтовыми участками серицито-кварцевых сланцев	25 м.

Обратимся теперь к рассмотрению закономерностей размещения в этой зоне различных по составу руд.

При изучении рудной зоны отчетливо выделяются две группы руд: руды, в которых одной из основных составляющих или даже основной составляющей является пирит и руды, в которых пирит играет резко подчиненную роль по сравнению с пирротинном. Первая группа названа нами «серноколчеданным или пиритным рядом», вторая — «пирротиновым рядом», причем каждый из этих рядов, представлен несколькими минералогическими типами.

Для изучения закономерностей распределения различных типов руд и металлов в пространстве была составлена серия структурно-минералогических разрезов, погоризонтных планов и продольных вертикальных проекций рудной зоны. Эта работа позволила выявить основные черты первичной зональности месторождения.

Главнейшая особенность зональности состоит в относительном размещении руд пиритного и пирротинового рядов. Вся юго-восточная часть зоны (рис. 54 и 55) сложена рудами пиритного ряда, а северо-западная — пирротиновыми. Центральная часть рудной зоны протяженностью около 200—300 м является переходной. Здесь сочетаются руды различных типов. В поперечных разрезах руды разного типа слагают обособленные жилевидные тела, которые по простиранию и склонению зоны выклиниваются на разных интервалах. Эта закономерность в общем сохраняется на разных горизонтах месторождения до глубины 500—600 м. Поэтому на продольной вертикальной проекции руды разного типа образуют полосы (которые могут рассматриваться как подзоны), погружающиеся к северо-западу в соответствии с общим склонением месторождения.

При движении с юго-востока на северо-запад по простиранию и в глубь по склонению месторождения, может быть намечена такая последовательность взаимопереходов руд разного типа: пиритные руды (с участками пирит-халькопиритовых), пирит-халькопирит-сфалеритовые

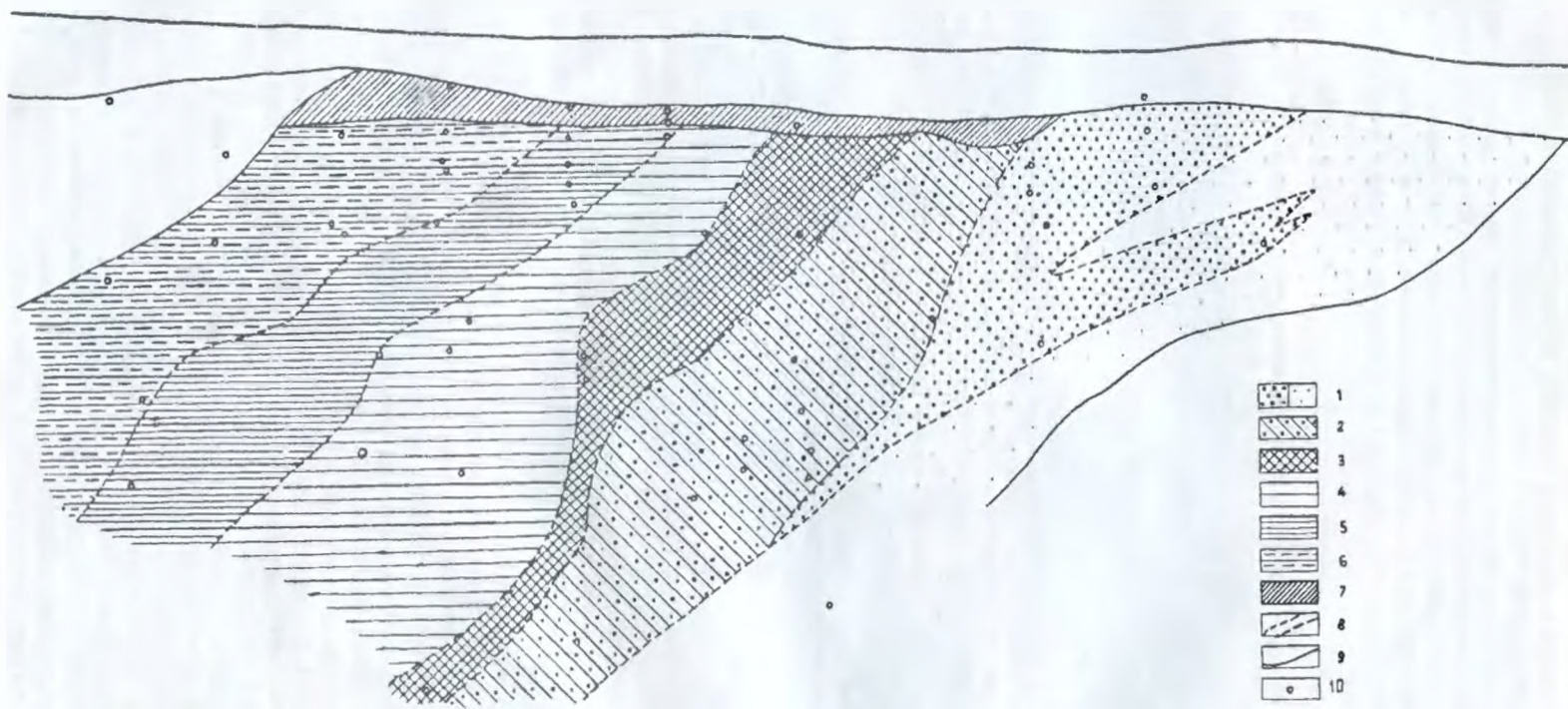


Рис. 54. Продольная проекция Новоберезовской рудной зоны, отражающая размещение типов руд (зональность). 1—подзона вкрапленного и сплошного пирита; 2—подзона, в которой сочетаются серные колчеданы, пирит-халькопиритовые и пирит-халькопирит-сфалеритовые руды; 3—подзона, в которой сочетаются серные колчеданы, пирит-халькопирит-сфалеритовые и полиметаллические руды (на глубине появляются гипс-магнетитовые руды); 4—подзона количественно преобладающего развития пирротин-халькопирит-сфалеритовых руд, с которыми сочетаются полиметаллические руды с пирротиниом; 5—подзона господствующего развития пирротин-халькопирит-сфалеритовых руд, с которыми сочетаются пирротиниовые руды; 6—подзона господствующего развития пирротин-халькопирит-сфалеритовых руд, с которыми сочетаются существенно сфалеритовые руды; 7—окисленные руды без расчленения; 8 — границы подзон; 9—границы рудной зоны; 10—скважины.

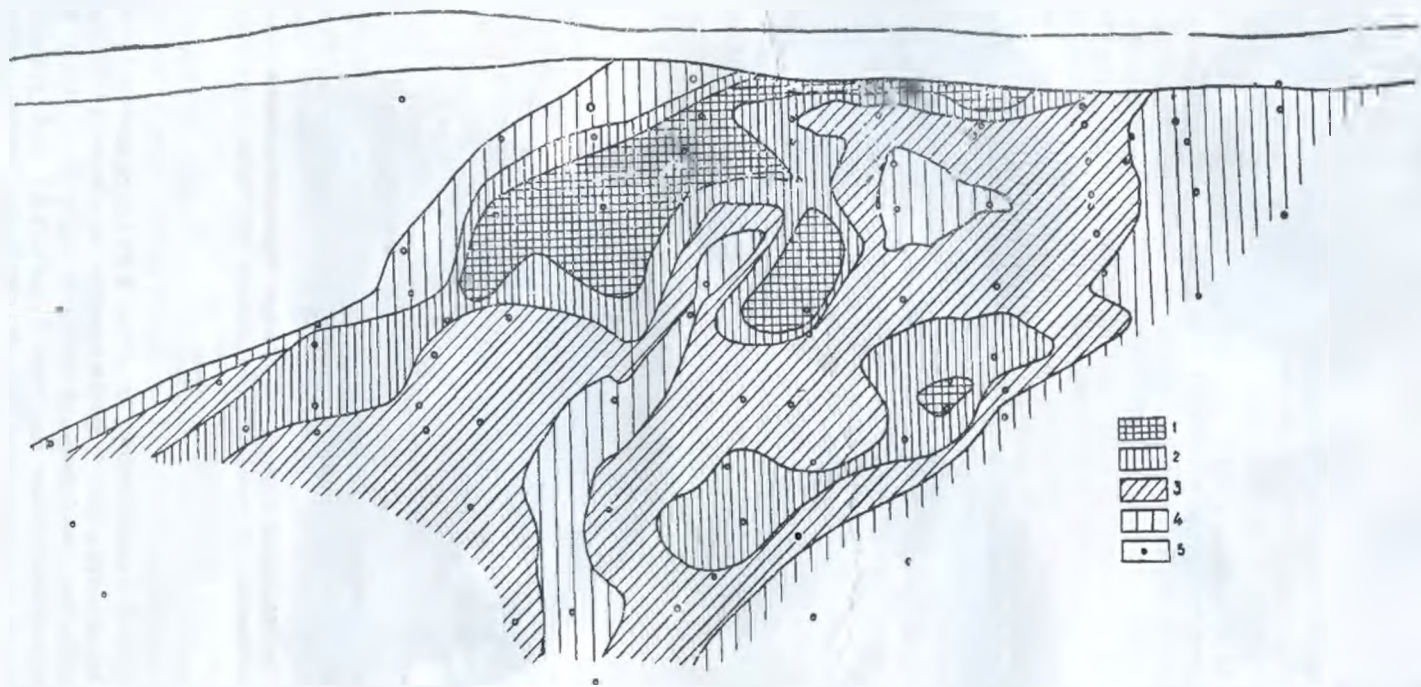


Рис. 55. Продольная проекция Новоберезовского месторождения в изолиниях содержания меди (общее по всем скважинам «спрессованное»). 1—весьма высокое; 2—высокое; 3—среднее; 4—низкое; 5—скважины.

(с участками полиметаллических), пирротин-халькопирит-сфалеритовые (с участками пирротин-халькопиритовых, пирротиновых и сфалеритовых).

Кроме упомянутых типов, на месторождении установлены руды, образующиеся при воздействии относительно поздних обогащенных кислородом гипогенных рудных растворов на сформировавшиеся сульфидные массы. Таковы поздние серноколчеданные руды, заместившие пирротиновые массы, и своеобразные гипсово-магнетитовые скопления, развивавшиеся по ранним сплошным пиритам. Эти руды мы выделяем в особую группу «продуктов гипогенного окисления сульфидов».

Сплошные пиритные руды образуют тела мощностью до 10 м, которые имеют четкие контакты с вмещающими их пирит-серицит-кварцевыми сланцами. В рудах присутствуют серицит, кварц, хлорит. В массивных серных колчеданах развиты две разновидности пирита: крупнозернистая и мелкозернистая до плотной. Поэтому для сплошных пиритных масс характерна порфировидная текстура. Размеры порфировидных выделений пирита достигает 4—5 мм в поперечнике, в то время как цементирующий пирит представлен зернами менее 0,5—1 мм. Известны полосчатые сплошные серные колчеданы с многократным чередованием плотных крупнозернистых разностей. причем для последних характерен хлоритовый цемент. Изучение шлифов хлорито-пиритовых пород показывает, что кристаллизация пирита II начинается одновременно с замещением кварц-серицитового сланца хлоритом. При значительном развитии хлорита устойчивыми оказываются лишь крупные зерна пирита, хотя они и подвергаются частичному растворению и поэтому становятся округлыми. Мелкие зерна пирита при этом полностью растворяются. Плотные сплошные массы пирита образовались позже при массовой кристаллизации сульфида железа, вероятно, из густых растворов (рис. 56).

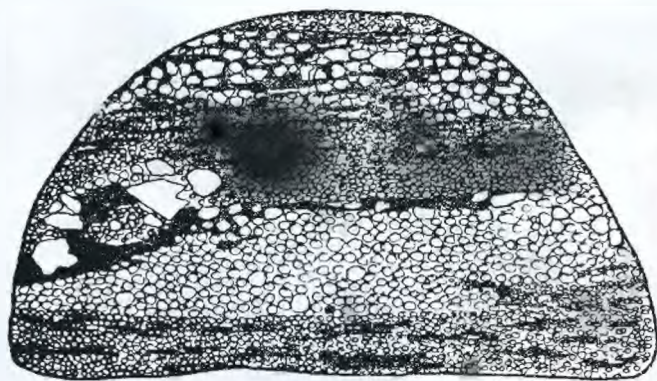


Рис. 56. Полосчатый серный колчедан Новоберезовского месторождения. В участках интенсивного замещения раннего мелкозернистого пирита хлоритом (черное) формируются агрегаты горохового пирита. Скв. 223, обр. 179, нат. вел.

Пирит-халькопиритовые руды всегда связаны с серными колчеданами. Образуются они при замещении вкрапленных и сплошных серных колчеданов халькопиритом с образованием пятнистых, полосчатых, прожилковых и цементных текстур. Этим рудам свойственны следующие минеральные парагенезисы: пирит — хлорит — кварц; сфалерит — халькопирит.

Пирит-халькопирит-сфалеритовые (существенно сфа-

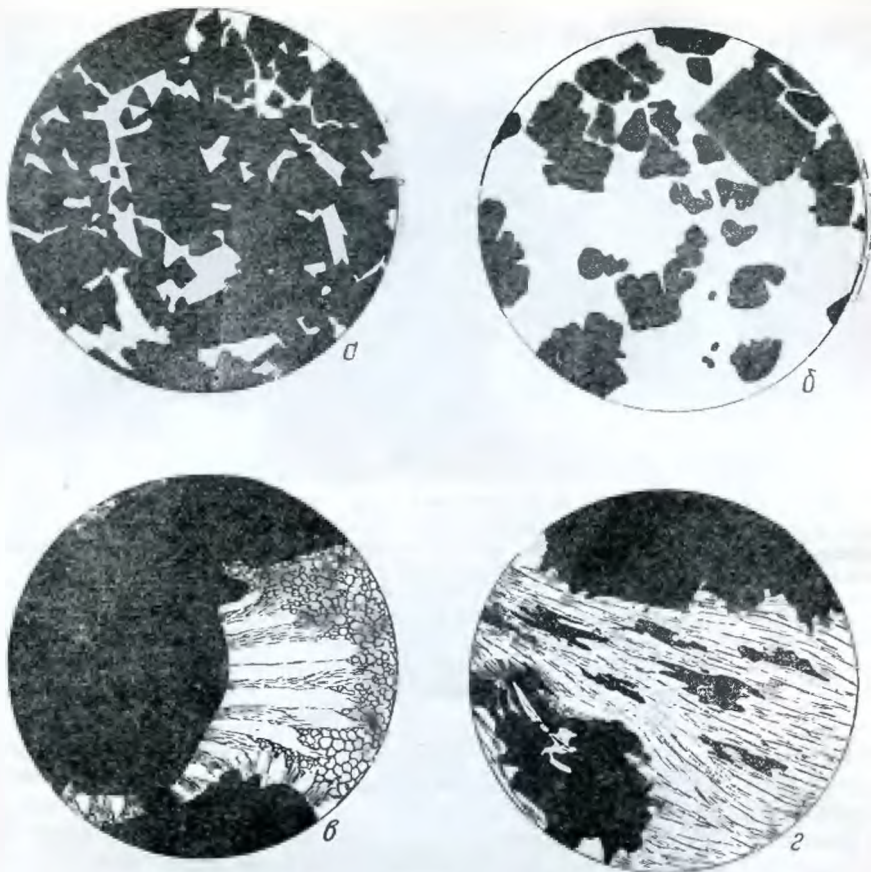


Рис. 57. Хлорит-пиритовый агрегат Новоберезовского месторождения *а* — типичный парагенезис минералов серноколчеданной стадии; черное — пирит, белое — хлорит. Шлиф 2768, ув. 37, николи ||; *б* — то же с явлениями резорбирования пирита хлоритом. Хлорит проникает по трещинам в пирит, а также разьсдает его с периферии. При этом формируются округлые зерна пирита. Шлиф 2781, ув. 42, николи ||; *в* — венчик стебельчатого кварца (белое) и хлорита (пунктир) вокруг пирита (черное). Шлиф 2776, ув. 40, николи ⊥; *г* — жгуты волокнистого актинолита (пунктир) и хлорита (белое) в сфалерит-пиритиновой руде (черное). Шлиф 285 а, ув. 40, николи ||.

леритовые) руды также пространственно сочетаются с серными колчеданами. В малых количествах, но почти всегда в них присутствуют галенит и рутил. Еще реже встречаются магнетит, блеклые руды, пирротин, виттихенит, галеновисмутит, а в единичных случаях — арсенопирит, буланжерит, валлериит, кубанит и марказит. Эти сплошные мелкозернистые очень плотные лилово-темносерые руды содержат реликты вмещающих сланцев, а из сопутствующих нерудных — кварц, хлорит, актинолит (рис. 58). Сфалерит и халькопирит развиваются в чрезвычайно тонких субграфических прорастаниях, при этом халькопирит чаще корродирует сфалерит. Пирит в этих рудах присутствует в двух генерациях: пирит II — это крупные (до 3–4 мм) округлые или овальные образования, корродированные халькопиритом и сфалеритом, пирит III — сравнительно мелкие (до 0,1 мм), хорошо ограненные квадратные и треугольные зерна.

Пирит-сфалеритовые руды — это разновидность описанных выше руд с малым количеством халькопирита, для которых типично отношение «медь — цинк», варьирующее в пределах от 1 : 7 до 1 : 15. Такие руды развиты в участках перехода пирит-халькопирит-сфалеритовых руд

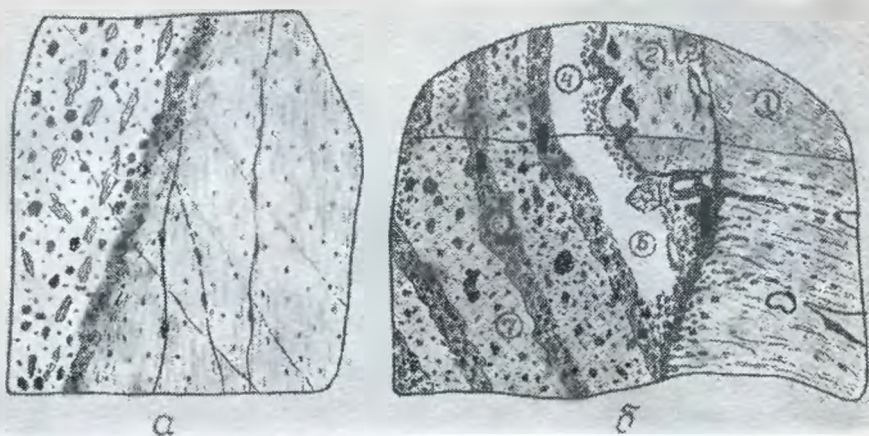


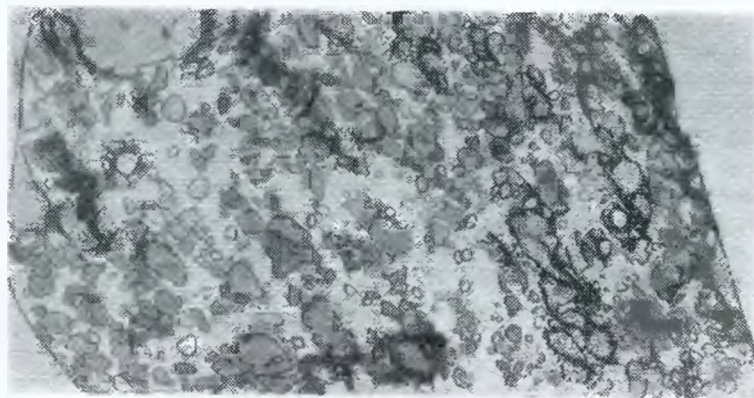
Рис. 58. Характер контактов сплошных руд Новоберезовского месторождения с вмещающими породами. *a* — контакт пирит-сфалеритовой руды с ороговикованным сланцем. Черное — пирит, светлое — сфалерит, штриховка — вмещающие породы, серая полоса вдоль контакта — халькопирит. Скви. 222, обр. 2542, нат. вел.; *b* — секущий контакт грубополосчатой сфалерит-халькопирит-пирротиновой руды с кварц-серцитовым сланцем (1 и 2). Блок сланца (2) развернут вдоль рудной трещины (3) на 90 градусов; 4 — халькопирит; 5 — сфалерит; 6 — крупнозернистый пирит; 7 — халькопирит-сфалерит-пирротиновая руда. Скви. 227, глубина 329 м, нат. вел.

в пирротин-халькопирит-сфалеритовые разности. Микроскопически они представляют собой чрезвычайно тонкозернистый плотный матово-черный или темно-серый сульфидный агрегат, на фоне которого иногда удастся различить отдельные зерна пирита. Почти мономинеральные сфалеритовые руды слагаются мелкозернистым темным с лиловым оттенком сфалеритом. Под микроскопом в рудах, кроме пирита и сфалерита, постоянно обнаруживаются в незначительных количествах халькопирит, галенит, пирротин. В некоторых случаях отмечено сравнительно высокое содержание магнетита и карбонатов.

Собственно полиметаллические руды на месторождении имеют ограниченное распространение. В составе их отмечены: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и блеклая руда. В отличие от других типов, полиметаллические руды нередко встречаются в форме вкрапленников. Они представляют собой либо сильно карбонатизированные и баритизированные сланцы, либо кварц-карбонат-баритовые породы с вкрапленностью сфалерита, галенита и блеклых руд. Сфалерит в этом типе руд светло-бурый, т. е. отличный от черного марматита, характерного для вышеописанных руд.

Пирротин-халькопирит-сфалеритовые руды являются самыми распространенными. Относительные количества слагающих руду минералов изменяются в широких пределах, но ассоциация «пирит — пирротин — сфалерит — халькопирит» для данного типа руд остается постоянной. Сфалерит над другими минералами количественно всегда преобладает. В незначительных количествах руды содержат магнетит, арсенопирит, галенит, блеклую руду, виттихенит, галеновисмутит, кубанит и валлериит; характерно появление актинолита. Руды обладают исключительно тонкой зернистостью и плотностью и в то же время всегда содержат обломки вмещающих пород (обычно роговиков), то мелкие, то более крупные, достигающие 1–2 см в поперечнике. При значительном количестве их руда приобретает пятнисто-петельчатую структуру

(рис. 59). Постоянно в рудах в тех или иных количествах отмечаются порфирировидные образования пирита.



a



б

Рис. 59. Текстуры руд пирротинового ряда Новоберезовского месторождения. *a* — пегельчато-брекчиевидная текстура сфалерит-халькопирит-пирротиновой руды; *б* — брекчиевидная текстура сплошной халькопирит-пирротиновой руды (тонкозернистая масса), черное — обломки роговика, белое — пирит. Скви. 221, обр. 125, нат. вел.

Характерно поведение халькопирита. Вблизи контакта руды и породы всегда происходит относительное обогащение руды халькопиритом; то же явление наблюдается около крупных включений пород в сплошной руде и вокруг обособлений кварца. Все эти явления совершенно аналогичны тем, которые описаны для Карчигинского и Вавилонского месторождений. Они могут указывать на повышенную подвижность соединений меди в густом рудообразующем растворе с плавающими обломками пород и на некоторое запаздывание кристаллизации халькопирита по отношению к пирротину и сфалериту. В случае, если в руде присут-

ствуют минералы из группы блеклых руд, они ведут себя подобно халькопириту. Видимо, по этой же причине в висячем боку пирротин-халькопирит-сфалеритовых и пирротин-халькопиритовых руд почти всегда развивается маломощная (0,2—0,5 м) оторочка петельчато-и вкрапленно-прожилковых халькопиритовых руд.

Под микроскопом описываемые руды представляют собой чрезвычайно тонкозернистый (тысячные доли миллиметра) агрегат, в котором пирротин, халькопирит и сфалерит находятся в тесном субграфическом сростании. В этом агрегате порфиroidные зерна пирита являются наиболее ранними образованиями. К моменту кристаллизации массы субграфически сростающихся сульфидов они представляли собой твердые тела, т. е. обломки кристаллов или целые кристаллы. Впоследствии они подвергались перекристаллизации и частичной коррозии, в результате чего приняли округлые формы (рис. 60).

Следует отметить, что в рудах пирротинового ряда часто наблюдаются явления деформации, выражающиеся в развитии характерных двойников давления в пирротине. Поверхности деформации огибают об-



Рис. 60. Микроструктуры руд Новоберезовского месторождения. а — корродированные выделения порфиroidного пирита (белое) в тонкозернистом халькопирит-сфалерит-пирротинковом агрегате (черное); б — сфалерит-пирротиновая руда с актинолитом. Актинолит (лучистый) располагается в сфалерите (точки) и пирротине (белое). Аншл. 157, скв. 235, ув. 110; в — пиррит-халькопирит-сфалеритовая руда. Видна коррозия порфиroidного пирита (белое) сфалеритом (черное). Аншл. 274, скв. 269, ув. 38; з — взаимоотношения пирита и пирротина. Сильно трещиноватый пирит (белое) корродируется пирротинном (черное), который проникает внутрь зерен пирита по трещинам. Аншл. 263, скв. 251, ув. 28.

ломки пород и порфиroidные зерна пирита. Выделения халькопирита по отношению к ним нередко являются секущими, что говорит о внутри-минерализационном возрасте деформаций.

В описываемых рудах наблюдались явления дисульфидизации пирротина. Пирротин подвергается замещению марказитом и мельниковит-пиритом. Изредка присутствует и мельниковит. При дисульфидизации пирротина происходит сокращение объема, занимаемого сульфидом железа, поэтому в руде появляются мелкие пустотки (до губчатых масс), на стенках которых нередко кристаллизуется хлорит.

В пирротин-халькопирит-сфалеритовых рудах установлены следующие парагенетические ассоциации минералов: пирит, пирротин—сфалерит — халькопирит, мельниковит — пирит — марказит — кубанит — валлерит.

Пирротин-сфалеритовые руды состоят в основном из сфалерита. В подчиненном количестве в них присутствуют пирротин, пирит и халькопирит. Характерными примесями являются магнетит, рутил и актинолит.

Галенит-сфалеритовые руды представляют собой сплошную чрезвычайно тонкозернистую массу темного, почти черного цвета, нередко даже без характерного металлического блеска. Макроскопически галенит в основной массе сфалерита обнаружить трудно даже при значительном его содержании (содержание галенита достигает 10—12%). В рудах преобладает сфалерит; пирротин и пирит встречаются в незначительных количествах.

Пирротин-халькопиритовые руды монолитны, тонкозернисты, обладают характерной темной бронзово-желтой окраской (в случае преобладания пирротина). На фоне такой руды отчетливо выделяются сравнительно равномерно распределенные порфиroidные образования пирита размером до 1 см и латунно-желтые обособления халькопирита. В случае, когда рудообразующие минералы — пирротин и халькопирит — слагают сплошной тонкозернистый агрегат без реликтов вмещающих пород или с незначительным количеством их руда имеет массивную текстуру. Руды пятнисто-петельчатой текстуры характеризуются чрезвычайным обилием обломков вмещающих пород (рис. 59 а). Границы их с рудой резкие, так что по своему характеру обломки напоминают ксенолиты в интрузивных породах. Обломки сложно смяты и различно ориентированы. Направление сланцеватости во вмещающих породах и в обломках не совпадает. Взаимоотношение рудного цемента и различно ориентированных обломков пород свидетельствует о том, что рудоотложение происходило в тектонической зоне, представленной довольно грубой брекчией роговика. При проникновении в брекчии сульфидных жидких масс обломки подвергались вращению. Морфологически руды такого типа напоминают медноникелевые брекчиевые руды, описанные для района Печенги и Мончетундры Н. А. Елисеевым (1952).

Агрегаты пирротина тонкозернисты и имеют аллотриоморфнозернистую структуру. В тесном срастании с пирротинном, вплоть до образования субграфических структур, находится халькопирит, который интенсивно корродирует пирротин.

Пирротиновые руды состоят из пирротина и пирита, причем соотношение их изменяется от 3 : 1 до 9 : 1, т. е. во всех случаях имеет место преобладание пирротина над пиритом. В незначительных количествах присутствует халькопирит, в единичных зернах — сфалерит и галенит, образующие вросстки в пирротине. Для пирротиновых руд характерны массивная и пятнисто-петельчатая брекчиевидная текстуры. Пирит в мелкозернистом агрегате пирротина встречается в виде описанных выше порфиroidных образований.

Поздние серные колчеданы, образовавшиеся при замещении пирротиновых руд, представлены пористым агрегатом марказита и мельниковит-пирита, в котором заключены резорбированные микроскопические реликты пирротина и овоиды раннего пирита. Вокруг этих овоидов часто наблюдаются каймы обрастания поздних бисульфидов железа.

Обращает на себя внимание пространственная приуроченность поздних серных колчеданов к подзоне III, где сочетаются блоки ранних серных колчеданов, пирит-халькопирит-сфалеритовых и полиметаллических руд, которым сопутствует нередко карбонат и барит (рис. 54). Галенит, карбонат и барит, согласно А. Г. Бетехтину, выпадают в более окислительных условиях, чем сфалерит и руды пирротинового типа.

По данным В. Н. Белова переход пирротина в бисульфид железа происходит путем выноса катионов железа из решетки пирротина и окисления анионов S^{2-} в S_2^{2-} через «полимеризацию» ($2S^{2-} \rightarrow S_2^{2-}$). «Выходящие из претерпевающего метасоматоз пирротина закисные ионы Fe, взаимодействуя в присутствии свободных S_2^{2-} с халькопиритом, порождают кубанит — $CuFe_2S_3$ » (В. Н. Белов, 1953). Этим может быть объяснена обычно наблюдающаяся на месторождении приуроченность кубанита к реакционным каймам между халькопиритом и пирротинном.

Гипсово-магнетитовые руды встречаются на глубине свыше 400 м в нижней части рудной зоны, в подзоне III (рис. 54). Залегают они в сплошных пиритных рудах и имеют с ними резкие секущие контакты. Максимальная мощность гипсово-магнетитовых руд равна 1 м. Наряду с этим развиваются прожилки и пятна таких руд в массивных пиритах с образованием полосчатой и пятнистой текстур (рис. 61 б). Пространственно магнетит тесно ассоциирует с гипсом и выпадает с ним близко одновременно, метасоматически замещая пирит. Очень часто наблюдаются все стадии последовательного замещения сплошных агрегатов пирита гипсом и магнетитом с образованием в начале прожилковой и коррозионной, затем цементационной структур. В сплошном агрегате гипса и магнетита сильно корродированный пирит присутствует лишь в виде редких реликтов. Количественно магнетит всегда преобладает над гипсом (примерное соотношение равно 3:1), хотя, возможно, что существенно гипсовые прослои перетираются в процессе бурения и потому не встречаются в керне скважины. В массе гипса и магнетита изредка наблюдаются

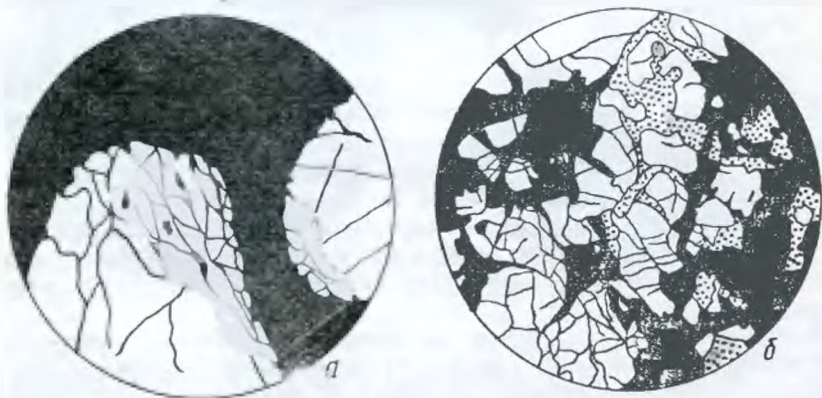


Рис. 61. Микроструктуры руд Новоберезовского месторождения. а — замещение трещиноватого пирита (белое) пирротинном (черное). Аншл. 105, скв. 211, увел. 44; б — петельчатая структура замещения трещиноватого пирита (белое) магнетитом (точки) и гипсом (черное). Аншл. 2794, скв. 279, глубина 405 м, увел. 35.

реликтовые зерна эпидота и выделения яркозеленого хлорита типа пеннина.

Взаимоотношения пирита, магнетита и гипса таковы, что не подлежит сомнению образование этих руд путем окисления пирита. Двухвалентная сера пирита при окислении переходила в анион SO_4 , который, взаимодействуя с карбонатами раствора, приводил к образованию гипса. Высвобождающееся из пирита железо в условиях резко повышенного потенциала кислорода отлагалось в местах накопления гипса в виде магнетита. Следует отметить, что магнетит в рудах Новоберезовского месторождения встречается нередко в пирротин-халькопирит-сфалеритовых и в существенно сфалеритовых типах. В большинстве случаев можно уверенно говорить, что магнетит развивается по пириту до кристаллизации халькопирита. Взаимоотношения со сфалеритом однозначно не решаются, так и сфалеритом. Образование магнетита в этих рудах, по-видимому, связано с такими переходными условиями, когда высокая концентрация в системе железа сочетается с известным дефицитом серы и относительным повышением потенциала кислорода (в стадию кристаллизации сфалерита и халькопирита) по сравнению с моментом выпадения пирротина.

Данные по минеральным парагенезисам описанных метасоматических пород и руд приводятся в таблице 41. К этой таблице следует сделать некоторые замечания. В одну группу в ней помещаются такие минералы, которые кристаллизуются близко одновременно и либо устойчивы по отношению друг к другу, либо способны лишь к неинтенсивным взаимным замещениям.

Метасоматическая активность запаздывающего при кристаллизации минерала по отношению к другим в пределах каждой группы, указанной в таблице, обычно увеличивается при влиянии некоторых дополнительных факторов, в частности:

1) при возрастании общей интенсивности метасоматоза, т. е. при обильной кристаллизации всех минералов данной группы и, в особенности, позднего минерала;

2) при возрастании относительного количества жильных минералов;

3) когда взаимодействующие минералы располагаются вблизи границы раздела разных сред (каймы вокруг обломков пород или реликтов пирита в сплошных массах сульфидов, а также вокруг обособлений кварца и на контактах пород). Возрастные взаимоотношения групп минералов (минеральных парагенезисов) вполне отчетливы. Поздние минералы либо метасоматически замещают агрегаты, сложенные минералами более ранних парагенезисов, либо пересекают их в форме прожилков.

Последовательное наложение во времени минеральных парагенезисов I, II, III и IV друг на друга (табл. 41) доказывается путем изучения структур и текстур руд. Значительный перерыв в минералообразовании непосредственно предшествовал серноколчеданной стадии. Перерыв устанавливается по тому факту, что брекчии пирит-серицит-кварцевых сланцев и роговиков цементируются серными колчеданами и сплошными массах руд других типов. В медно-цинковых рудах пирит II представлен обильными реликтами, обычно интенсивно трещиноватыми или даже катаклазированными, которые замещаются и цементируются минеральными парагенезисами III-1 и III-2.

Свинцово-баритовая минеральная ассоциация в рудной зоне проявлена локально. Нет данных, которые бы свидетельствовали о значительном разрыве во времени кристаллизации парагенезисов III-1 (III-2) и IV. Тем не менее галенит, сопутствующий им кварц, карбонат и барит кристаллизуются отчетливо позже всех упомянутых выше групп минералов.

Основные парагенетические ассоциации минералов
Новоберезовского месторождения и последовательность их образования

Последовательность образования	Основные парагенезисы минералов	Характерные спутники и реакционные минералы	Примечание
Предрудный этап			
I	а) Пирит I — серицит I — кварц I — рутил I	Передок реликтовый и перестроженный хлорит	При обычной значительной интенсивности гипогенного выщелачивания пород
	б) пирит I — кварц I — рутил I		При особо интенсивном выщелачивании пород
Рудный этап			
Серноколчеданная стадия			
II	а) Пирит II — кварц II — мусковит (серицит II) — хлорит I	Рутил II и сфен I	При обычной интенсивности хлоритпиритового замещения
	б) Пирит II — кварц II — хлорит I	Рутил II и сфен I	При переходных условиях
	в) Пирит II — хлорит I	.	При весьма интенсивном хлоритпиритовом замещении (свыше 40—50% пирита)
Медно-цинковая стадия (пиритного ряда)			
III—1	Пирит III — сфалерит — халькопирит — кварц III — хлорит II	Блеклые руды, арсенопирит, виттихенит, валлернит, кубанит	
Медно-цинковая стадия (пирротинового ряда)			
III—2	Пирит III — сфалерит — халькопирит — кварц III — рутил — хлорит II — актинолит	Магнетит, арсенопирит, блеклая руда, виттихенит, кубанит, валлернит	Последовательность кристаллизации: 1) пирротин, 2) сфалерит, 3) халькопирит. Магнетит замещает реликты пирита II, виттихенит, кубанит, валлернит ассоциирует с халькопиритом
Свинцово-баритовая стадия (пиритного ряда)			
IV	Светлый сфалерит — галенит — кварц IV — карбонат — барит — мусковит II (серицит III)	Блеклая руда	
Стадия гипогенного окисления сульфидов			
V	Марказит — мельниковит — пирит — мельниковит		Развиваются, по-видимому, всегда по пирротину
VI	Гигс — магнетит		Развиваются по сплошным серным колчеданам
VII	Поздние карбонаты		Развиваются по многим рудным и нерудным минералам

цементируя и замешая их агрегаты. Постоянный спутник галенита — светлый сфалерит, вероятно, возникает при перекристаллизации раннего сфалерита, который при этом теряет заключенное в нем железо по причине дефицита этого компонента в растворе.

Что касается специфических парагенезисов V и VI, характеризующих окислительные условия минералообразующей среды, то их положение во времени с достоверностью пока не определено. Описанные выше взаимоотношения минеральных ассоциаций таковы, что не остается никаких сомнений в более позднем времени образования марказита и мельниковит-пирита, чем отложение минеральной ассоциации III (III-2); ассоциация «гипс—магнетит» образуется, безусловно, позже ассоциации II. Взаимоотношение ее с минералами III и IV ассоциаций не выяснены, поскольку непосредственные соприкосновения тех и других минеральных агрегатов (и минералов) ни разу не наблюдались. Сопоставим следующие факты: приуроченность минеральных парагенезисов IV, V и VI к одной подзоне, преобладание восстановительных условий среды в медно-цинковую стадию и ее последующее закономерное изменение в сторону повышения кислородного потенциала при отложении галенита, карбонатов и барита. Это сопоставление приводит к выводу, что окисление сульфидов произошло где-то в конце всего рудного процесса, скорее всего в стадию кристаллизации светлого сфалерита, галенита, карбонатов и барита, или даже несколько позже, когда полностью прекращается выпадение сульфидов цинка и свинца.

Таким образом, процесс образования сульфидных залежей отчетливо подразделяется на три стадии: серноколчеданную, медно-цинковую и свинцово-баритовую. Предшествующее массовому отложению сульфидов гидротермальное изменение пород, судя по характеру возникавших при этом минеральных ассоциаций, было вызвано воздействием на породы ранних слабокислых калий-содержащих сернистых растворов. Последние, вызывая в породах интенсивные изменения гидролитического характера, выносили из них все основания, щелочные земли и натрий. Пирит I, образующийся повсеместно в период *предрудного выщелачивания пород*, возникает, по-видимому, путем взаимодействия железа, перешедшего в раствор из разложившихся силикатов, и серы, привносимой раствором. Этим объясняется относительно равномерная «распыленность» раннего бисульфида железа в безжелезистых гидротермальных породах и его постоянная ассоциация с кварцем и серицитом.

К началу *серноколчеданной стадии* концентрация в растворе магния (а также кремнекислоты) достигает насыщения и потому массовому отложению пирита предшествует и повсеместно сопутствует магниезальное (хлоритовое) замещение кварц-серицитовых сланцев. В это же время в заметных количествах отлагается жильный кварц. Начиная с отмеченного переломного момента, растворы, по-видимому, по причине насыщения магнием, железом и кремнекислотой и смены среды с кислой на нейтральную или щелочную, утрачивают свое свойство выщелачивать кремнекислоту и щелочные земли. Химическая их активность, судя по относительно слабым изменениям боковых пород в стадии II и, в особенности, III, резко снижается.

Отложение кварца, а также мусковита в стадию образования медно-цинковых руд вообще незначительное, к тому же, по-видимому, всегда оно связано с локальным переотложением этих минералов при сульфидном замещении силикатов. Повторное «возрождение» химической активности кремнекислоты и калия (мусковит) происходит лишь в *свинцово-баритовую стадию*, причем хлорит в это время становится неустойчивым. Кварц ассоциирует с карбонатом и баритом. Эти изменения знаменуют

собой уже повторное повышение кислотности раствора и происходят в конце процесса отложения сульфидных руд. В отличие от других сульфидных месторождений, кислотность поздних порций рудных растворов в данном случае повышена потому, что сульфидная сера получает возможность окислиться до сульфатной, а железо пирита — до магнетита.

Еще одной важной особенностью процесса отложения руд являлось значительное изменение условий минералообразования не только во времени, но и в пространстве — по простиранию рудной зоны и на глубину. Поэтому в разных частях зоны одновременно формировались руды пирротинового и пиритного рядов. Изменения эти имели место во вторую рудную стадию рудного этапа — *медно-цинковую*. Выделенные в таблице 41 минеральные парагенезисы III-1 и III-2 образуются одновременно, однако отвечающие им типы руд существенно различаются между собой не только по минералогическому составу, но и по структурно-текстурным и морфологическим особенностям.

Руды пирротинового ряда, судя по их особенностям, кристаллизовались из растворов с весьма высокой концентрацией металлических компонентов (железа, меди, цинка, магния) и относительно небольшим количеством растворителя. Поэтому руды этого ряда, как и на Вавилонском и Карчигинском месторождениях, характеризуются резкими, зачастую рвущими вмещающие породы контактами типа контактов интрузивных пород. Они переполнены ксенолитами вмещающих пород и практически не дают ореолов вкрапленников. Это говорит, вероятно, о том, что по консистенции это были «густые» растворы. Вместе с тем, они характеризовались относительно низкой концентрацией серы, что обусловило массовую кристаллизацию пирротина в парагенезисе со сфалеритом, халькопиритом, хлоритом и актинолитом. Процесс кристаллизации сульфидов из недосыщенных серой высоко концентрированных металлоносных растворов был сжат во времени, о чем свидетельствуют микроструктурные взаимоотношения минералов.

Руды пиритного ряда кристаллизовались из обычных «разбавленных» гидротермальных растворов, способных к пропитыванию пород и потому им свойственны обычные постепенные переходы от сплошных руд к вкрапленным и все прочие явления «многоцентрового метасоматоза», как его понимал, например, Батеман. Роль воды, углекислоты и целочей при образовании этих руд (в сравнении с пирротиновыми) была резко повышена и потому кварц, карбонаты и гидрослюда являются обычными спутниками медных и медно-цинковых сернокелчеданных (пиритных) руд. Процесс кристаллизации сульфидов из этих растворов, богатых растворителями и пересыщенных серой, был сравнительно длительным, что обусловило отчетливую смену одних минералов другими во времени.

Причина своеобразного разделения процесса отложения руд в медно-цинковую стадию на две ветви — пиритную и пирротиновую — может быть связана с явлением дифференциации гидротермальных растворов в протяженных рудных зонах. Эти явления будут рассмотрены в особом разделе настоящего труда.

Березовская рудоносная зона

Околорудно-измененные породы, минеральные парагенезисы и их взаимоотношения во времени, характеризующие особенности процесса формирования Березовского месторождения описаны в опубликованных работах (П. Ф. Иванкин, 1957; Ю. Ю. Воробьев, П. Ф. Иванкин и др., 1960). Поэтому ниже мы ограничимся изложением некоторых основных

результатов исследования по метасоматическим процессам и зональности их проявления в рудной зоне.

Рудные залежи этого месторождения приурочены к хорошо проработанной зоне повышенного расланцевания в туфогенно-осадочных породах. Последние при гидротермальном метаморфизме превращаются в хлоритовые, карбонато-хлоритовые, карбонато-серицито-хлоритовые и кварц-серицитовые породы. Меньшим развитием пользуются альбит-доломитовые, альбит-анкерито-кварцевые и жильные кварцевые породы. Все эти породы подвержены в той или иной мере сульфидизации. Наиболее распространенными новообразованиями являются хлорит, доломит, анкерит, серицит, кварц, пирит и кальцит. Значительно реже встречаются тальк, барит. Помимо пирита, количественно резко преобладающего среди рудных, распространены: сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды. Всего установлено (Б. И. Вейц, М. С. Безсмертная и др.) свыше 30 рудных минералов, перечень которых дан в таблицах 42, 43.

Количественно преобладают три типа руд: серноколчеданные, медные (существенно пирит-халькопиритовые со сфалеритом, блеклыми и пирротинном) и полиметаллические. Последние имеют сложный минералогический состав и содержат много элементов-спутников: благородных металлов, редких и рассеянных элементов. Корреляция ведущих четырех металлов (т. е. железа, цинка, меди и свинца) в этих рудах меняется в широких пределах, так что могут быть выделены, помимо указанных, следующие руды: существенно пирит-сфалеритовые и сфалеритовые, сфалерит-галенитовые и другие разности с постепенными между ними переходами.

Как было установлено нами и П. Н. Кобзарем (1949, 1950) процесс формирования Березовской рудной зоны является стадийным и четко делится на два крупных этапа, разделенных тектоническими подвижками: этап интенсивного дорудного гидротермального изменения пород — собственно рудный этап, в течение которого формировались сульфидные залежи. Каждый этап с известной условностью разделяется на стадии, которые отличаются одна от другой вещественным составом, текстурами, структурами минеральных агрегатов, иногда — положением их в пространстве.

Дорудный этап. Одной из наиболее характерных особенностей зоны является широкое развитие в ней, наряду с серицито-кварцевыми и серицитовыми породами, хлоритовых, хлорито-доломитовых и доломитовых пиритизированных пород. Полосы и линзы всех этих метасоматических пород сложно чередуются в поперечных разрезах и на погоризонтных планах месторождения, обнаруживая в общем тесную пространственную связь с рудными телами (рис. 62). В 1949—1950 гг. более детально были изучены верхние горизонты месторождения, для которых в качестве главных процессов дорудного изменения пород отмечались доломитизация, хлоритизация, пиритизация (П. Ф. Иванкин, 1957). В настоящее время месторождение вскрыто на большую глубину горными выработками и проведено сравнительное его изучение с другими зонами. Это позволило установить, что гидротермально-метасоматические изменения пород с глубиной меняются в сторону уменьшения роли хлорито-доломитового и возрастания серицито-кварцевого метасоматоза.

На поверхности, в Демидовских карьерах, рудная зона имеет мощность 5—10 м и представлена доломитизированными и хлоритизированными филлитовидными сланцами с прожилками кварца и доломита. Здесь распространены массивные доломитовые породы, а кварц-серицитовые сланцы практически отсутствуют. Мощность руд (выработанных)



Рис. 62. Поперечный геологический разрез-зависонка юго-восточной стенки северного орта Березовского месторождения (по М. С. Безмерной). 1 — углистые сланцы; 2 — кварц-серицитовые сланцы в кварцевых породах; 3 — хлоритовые и серицито-хлоритовые породы; 4 — серицито-кварцевые породы (серицитолиты); 5 — хлоритовые породы, переходящие в серицитолиты; 6 — карбонат-кварцевые и альбит-жарболит-кварцевые породы с пиритом; 7 — руды (7 — колчеданно-полиметаллические; 8 — полиметаллические; 9 — медные); 10 — густая параллельность пирита и калькопирита.

равна 0,3—0,7 м. На горизонте IX, на северо-западном фланге месторождения (в разрезе 50), соотношения мощностей пород в рудной зоне таковы: общая мощность зоны — 60 м, мощность серицито-кварцевых пород — 20 м, мощность хлоритовых пород — 3,5 м, мощность руд — 7 м. Доломитизация носит прожилково-вкрапленный характер. Количество карбонатов с глубиной заметно убывает.

Анализируя руднично-геологические разрезы и планы месторождения не трудно убедиться, что серицито-кварцевые и серицитовые сланцы, отсутствующие в верхних частях месторождения (Основная залежь), впервые появляются в виде линзы мощностью 3—7 м между VII и VIII горизонтами; на горизонте VIII их мощность равна 8 м, на горизонте IX — 31 м. Соответственно уменьшается количество хлорито-доломитовых пород. Таким образом, от поверхности до горизонта IX, т. е. на протяжении 200 м по вертикали, хлорито-доломитовые породы сменяются в основном серицито-кварцевыми породами. В более глубоких горизонтах рудника (X, XI горизонты и глубже — до 800 м, по данным скважин) серицито-кварцевые породы в рудной зоне распространены широко, Березовская зона на этих глубинах по своему составу аналогична таким зонам, как, например, Новоберезовская или Иртышская. Однако в тех местах, где рудная зона сокращает мощность, приобретая вертикальное или обратное юго-западное падение (т. е. в местах наибольшей тектонической мобильности) количество серицито-кварцевых пород уменьшается и на большой глубине.

Серицито-кварцевые породы Березовской зоны местами переходят в кварциты и хлорито-серицито-кварцевые породы и повсеместно содержат тонкую вкрапленность «пылевидного» пирита. Они совершенно аналогичны подобным же породам Новоберезовской зоны, т. е. являются продуктами предрудного выщелачивания порфиридов и филлитовидных сланцев. Хлоритовые породы — это темные, до черных, плотные грубосланцеватые и почти мономинеральные массы хлорита, в которых встречаются реликты кремнистых и углисто-глинистых филлитов. Под микроскопом хлорит имеет серую интерференционную окраску, отрицательное удлинение и светлый буровато-зеленый цвет. По данным термометрии (М. С. Безмерная) хлорит из северо-западной части месторождения относится к магнезиально-железистой разновидности и близок рипидолиту; хлорит из

юго-восточной части зоны отвечает чисто магнезиальной разности прохлорит-корундофиллитовой подгруппы. Хлориту сопутствуют сфен, рутил, лейкоксен, апатит. Доломитизации подвержены филлиты и известковистые породы. Сплошные и полосчатые доломиты образуют линзы, пльйки, жилы и гнезда, содержащие реликты уже деформированных (сплошных и брекчированных) пород. Для рудной зоны характерны также породы, состоящие из доломита, хлорита, кварца, альбита или серицита с переменными соотношениями этих минералов. Магнезиальные карбонаты, помимо сплошных скоплений, образуют характерные порфиробластические выделения, распространенные в тех или иных количествах во всей рудной зоне. По данным иммерсии и термометрии такие порфиробласты представлены магнезитом, доломитом и мезититом. Кварц и анкерит в рудной зоне выпали преимущественно в виде многочисленных жильных скоплений в участках повторно смятых хлорито-доломитовых и других пород. В этих жилах присутствуют также альбит, хлорит, мусковит, пирит, турмалин.

Формирование всех этих дорудных гидротермальных пород протекало в две стадии. В начале образовались пиритсодержащие серицито-кварцевые, хлоритовые, хлорито-доломитовые и доломитовые породы. В эту раннюю стадию процессы выщелачивания оснований из рассланцованных туфогенно-осадочных пород сопровождались (и сменялись по восстановлению зоны) процессами их отложения, причем первые преобладали в глубоких частях зоны, последние — в верхах ее. Где-то в середине или в конце этой стадии в зону измененных пород внедрились самые поздние интрузивные породы — порфириты (П. Ф. Иванкин, 1957).

Вторая дорудная стадия гидротермального метаморфизма характеризуется образованием кварцево-анкеритовых и альбит-анкеритово-кварцевых жил с пиритом, реже арсенипиритом и мусковитом. Хлорит в жилах в это время, по крайней мере в заметных количествах, не образуется. Магнезиальные карбонаты подвергаются частичному растворению и переотложению, причем им начинает сопутствовать серицит. Жильный кварц и карбонаты накапливаются в основном по трещинам и вблизи них. Одновременно с этим начинается обильное выпадение пирита. Хлоритовые сланцы вблизи мест отложения сульфидов в начале обесцвечиваются, а затем разлагаются, замещаясь доломитом и серицитом. Образуются характерные «доломитовые серицитолиты» — массивные зернистые породы, состоящие из листоватого серицита, округлых зерен доломита, реликтов светлого хлорита и пирита.

Таким образом, к концу предрудного этапа в магнезиально-кремнекислых растворах возрастает концентрация железа, серы и калия. Магнезиальный метасоматоз пород сопровождается и сменяется интенсивной их пиритизацией, а также отложением в «пустотах» жильного кварца и карбонатов. Последовательность образования минеральных парагенезисов дорудного этапа представляется в следующем виде.

I. Пирит I — кварц I — серицит (в зонах выщелачивания).

Пирит I — кварц I — хлорит I (в зонах отложения).

Пирит I — хлорит I — доломит I.

II. Пирит II — кварц II — альбит — анкерит — мусковит (в трещиноватых участках).

Кварц II — доломит II — пирит II — хлорит II.

Доломит II — мусковит — тальк.

Рудный этап. При изучении взаимоотношений различных типов руд, их текстурно-структурных особенностей и корреляции рудных минералов была установлена такая последовательность формирования руд разного состава (П. Ф. Иванкин, 1957):

пиритизированные сланцы и сплошные серные колчеданы;
медистые серные колчеданы, т. е. халькопирит-пиритовые руды;
вкрапленно-прожилковые полиметаллические руды, а также грубо-
полосчатые сплошные их разновидности;
тонкополосчатые полиметаллические руды;
массивные биминеральные сфалерит-галенитовые руды;
халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые (клеюфан) про-
жилки.

Типичными для этих руд минеральными ассоциациями являются: пирит—пирротин—арсенопирит; пирит—халькопирит; халькопирит—пирротин—блеклые руды—сфалерит; сфалерит—блеклые руды—галенит; сфалерит—галенит; сфалерит—халькопирит—галенит (в прожилках). В целом по месторождению отношение медь : свинец : цинк равно примерно 1 : 2 : 5. Количество пирита не менее, чем в 6 раз больше количества галенита.

Отложение сульфидных руд во времени отделено от процесса образования описанных выше гидротермальных пород четко выраженным деформационным перерывом. Об этом свидетельствуют следующие факты: вложенность рудных залежей в зоны измененных пород и нередко ассиметричное расположение их в зонах; отсутствие заметных изменений пород на контактах даже сплошных сульфидных руд, если они выходят за пределы зоны гидротермальных пород предрудного этапа; наличие в рудах обломков (ксенолитов) серицито-кварцевых, хлоритовых, доломитовых и кварцево-анкеритовых пород и другие.

Руды отложились в узких зонах повторного брекчирования и смятия пород, подвергшихся либо предрудному выщелачиванию, либо магниезиальному замещению и пиритизации. Процесс их отложения не прерывался крупными «внутрирудными» подвижками. Тем не менее повсеместно устанавливается смятие (спрессовывание) скопление серного колчедана перед отложением главной массы сфалерита и халькопирита, что позволяет выделить раннюю серноколчеданную стадию рудного этапа. Учет относительного количества и последовательности выпадения остальных сульфидов дает возможность условно выделить еще три стадии: медную, медно-цинковую и свинцово-цинковую. Сложный характер размещения в рудной зоне руд разного состава, возникших при последовательном наложении друг на друга этих стадий минерализации, иллюстрируется на рисунке 63.

Исследования М. С. Безсмертной показали, что вся масса сульфидов, образующихся после серноколчеданной стадии, может быть разделена на два главных парагенезиса. Ранний сульфидно-полиметаллический парагенезис представлен: сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом, пирротинном, буланжеритом, блеклой рудой. В состав позднего сульфидно-полиметаллического парагенезиса входят многие второстепенные и редкие рудные минералы: блеклая руда, галенит, светлый сфалерит, халькопирит, самородные золото и серебро, теллуриды, борнит, халькозин, сульфосоли серебра, штроемейерит, антимонит, пирит.

Особенностью ранних стадий рудного процесса (медной и медно-цинковой) является резкое преобладание в кристаллизации полиминеральных смесей бурого (железистого) сфалерита и халькопирита, которым сопутствуют блеклые руды, пирит и галенит, а из нерудных—переотложенный кварц, доломит, хлорит. Весьма характерна относительно ранняя минеральная ассоциация: пирит—халькопирит—кварц—хлорит—доломит, которая сменяется ассоциациями: пирит—сфалерит; сфалерит—халькопирит—блеклые и другими.

Главные минералы поздней рудной стадии — галенит, светлый сфа-

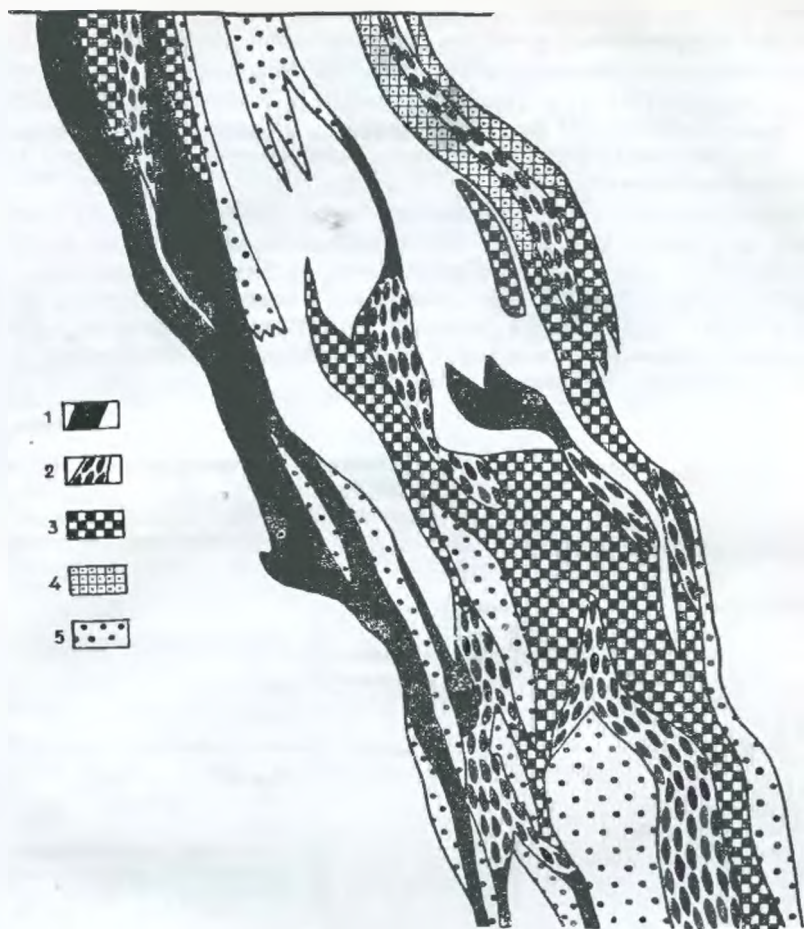


Рис. 63. Характер размещения руд в поперечном разрезе Березовского месторождения в блоке 40 (по А. И. Гольдфельду).
 1 — богатая массивная полиметаллическая руда с низким содержанием меди; 2 — серноколчеданная полиметаллическая полосчатая руда; 3 — серноколчеданная медно-цинковая полосчатая руда; 4 — серноколчеданная медная массивная руда; 5 — цинковая и медно-цинковая вкрапленная руда.

лерит, блеклые руды. Им сопутствуют халькопирит, пирит, благородные металлы (в виде теллуридов, сульфосолей и самородные), антимонит, барит. Количество отлагающихся нерудных минералов в эту стадию заметно возрастает. Характерна их ассоциация: кварц—кальцит—барит — мусковит. Хлорит в это время неустойчив. Все это свидетельствует о смене условий минералообразования в рудный этап от восстановительных, свойственных ранним стадиям этапа, к окислительным — в конце его.

Представляет значительный интерес изменение условий минералообразования в рудный этап на глубину, по склонению лентовидной рудной зоны. Ранее (П. Ф. Ивацкин, 1953) было установлено, что с глубиной количество халькопирита (и пирита) уменьшается, а галенита и сфалерита в сплошных рудах возрастает. После изучения Новоберезовской зоны, где широкое развитие имеют руды пирротиновой ветви, в 1955 г. были повторно пересмотрены материалы по глубоким горизонтам Березовского месторождения с целью сравнительного их изучения. При этом вы-

явилось, что на глубинах свыше 200—300 м местами присутствуют сплошные пирротин-сфалеритовые и халькопирит-пирротинные руды, совершенно аналогичные новоберезовским. В верхних зонах месторождения они неизвестны. С глубины 300—400 м количество вкрапленно-прожилковых и полосчатых руд уменьшается, а массивных плотных существенно сфалеритовых руд, содержащих небольшое количество нерудных минералов, возрастает.

Более полные сравнительные данные по минеральному составу руд верхней и нижней частей месторождения были получены позже М. С. Безсмертной (табл. 42, 43). Сопоставляя таблицы, мы видим, что на глубинах свыше 400—500 м в сравнении с верхними частями месторождения в рудах уменьшается количество пирита в три раза, сфалерита и халькопирита — в полтора-два раза. Напротив, абсолютное и относительное количество пирротина с глубиной растет, превышая в 3—4 раза

Таблица 42

Вещественный состав гипогейных руд Березовского месторождения на глубине 150—300 м (по М. С. Безсмертной, 1956)

Минералы	Минералогический состав в % по глазомерной оценке в шлифах		Парагенетические ассоциации
	рудные	нерудные (исключая реликтовые минералы)	
Главные	Пирит 16 Сфалерит 5 Халькопирит 5 Галенит 3 Пирротин 1,5 Блеклая руда		1. Пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кварц, серицит, хлорит 2. Пирротин, халькопирит, кубанит 3. Сфалерит, халькопирит, галенит, буланжерит, блеклая руда 4. Блеклая руда, галенит, светлый сфалерит, халькопирит, самородные золото и серебро, теллуриды, борнит, халькозин, сульфосоли серебра, штромейерит, антимонит, барит, кальцит 5. Марказит 6. Бурнонит
Второстепенные	Арсенопирит Буланжерит Кубанит Марказит Магнетит Ильменит Бурнонит	Кварц Серицит Хлорит Кальцит Барит Тальк Рутил Графит Сфен	
Редко встречающиеся	Серебро самородное Золото самородное Электрум Борнит Халькозин Тетраэдрит Пираргирит Миаргирит Висмутит Станнин Алтаит Штромейерит Антимонит Меланит (валлерит) (Вигтихенит) (Джемсонит) (Мельниковит)		

Вещественный состав гипогенных руд глубоких горизонтов Березовского месторождения на глубине 400—600 м (по М. С. Безсмертной, 1956)

Минералы	Минералогический состав в % по глазомерной оценке в шлифах		Парагенетические ассоциации
	рудные	нерудные (исключая реликтовые минералы)	
Главные	Пирротин — 7,3 Пирит — 5 Сфалерит — 5 Халькопирит — 3,5 Галенит — 1,7 Марказит — 0,25 Бурнонит — 0,25		1. Пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кварц, серицит, светлый хлорит 2. Пирит, халькопирит, кубанит 3. Сфалерит, халькопирит, галенит, буланжерит, блеклая руда 4. Марказит 5. Бурнонит
Второстепенные	Арсенопирит, кубанит, блеклая руда, буланжерит, серебро самородное, магнетит, алтант	Кварц, серицит, хлорит, графит, сфен, рутил	

его содержание в рудах верхних частей месторождения. Меняется и комплекс характерных минералов-спутников. Так, на больших глубинах в рудах типичен арсенопирит, кубанит и магнетит, в то время как в верхних зонах обычны сложные сульфосоли, теллуриды и самородные золото и серебро. Кальцит и барит, равно как и главная масса жильного кварца, накапливаются в верхней части месторождения.

Березовская зона в пределах вскрытых горными работами и буровыми скважинами глубин (от 0 до 80 м) представляет собой хороший пример зональности минералообразования в структуре лентовидного типа. В направлении движения растворов (сизу вверх под углом 30° к горизонту) на протяжении около 2 км эта зональность выражается в следующем: в предрудный этап происходит смена выщелачивания пород преимущественным отложением в верхних частях зоны магния, кальция (хлорит, доломит), железа (пириты) и кварца. В рудный этап, в связи с относительным увеличением в верхних частях структуры растворителей и вообще подвижных компонентов (воды, углекислоты, серы, кислорода, щелочей) в относительно больших количествах выпадают нерудные минералы (кварц, барит, кальцит, доломит, мусковит), пирит, светлый сфалерит, галенит (во вкрапленно-прожилковых и полосчатых рудах), сложные сульфосоли, теллуриды и самородные металлы. На глубине, вследствие дефицита серы, формируются преимущественно сплошные железистые медно-цинковые и полиметаллические руды, содержащие в больших количествах пирротин. Эти руды по своему характеру являются уже переходными к рудам «пирротинового ряда», широко развитым на соседнем Новоберезовском месторождении.

Если наметившаяся в разбуренной части месторождения закономерность будет сохраняться, то следует ожидать, что в глубоких зонах месторождения (т. е. на глубинах свыше 1—2 км) начнут преобладать руды пирротинового ряда. Относительное количество свинца с глубиной, по-видимому, будет уменьшаться, а меди — возрастать. Должно измениться на глубинах и соотношение сплошных и вкрапленных руд в сторону преимущественного развития первых.

Иртышская рудоносная зона

Эта зона, вмещающая Иртышское полиметаллическое месторождение, детально изучалась на протяжении многих лет Ю. Ю. Воробьевым, (Ю. Ю. Воробьев, 1960; Ю. Ю. Воробьев, П. Ф. Иванкин и др., 1960). Поэтому ниже приводится характеристика лишь основных закономерностей метасоматического процесса, сформировавшего зону, и явлений зональности рудоотложения по данным упомянутого исследователя.

Зона гидротермально-измененных пород имеет мощность около 200 м и прослеживается по простиранию свыше 7,5 км. По отношению к складчатым структурам она является секущей, что особенно хорошо видно в поперечных сечениях зоны. Внутреннее строение зоны определяется разной интенсивностью расланцевания пород, сложным чередованием различных по составу подзон гидротермального метаморфизма, обилием даек и минерализованных мелких разломов. Расланцевание пород достигает большой интенсивности в центральной части зоны и быстро затухает вблизи ее границ. В размещении гидротермально-изменен-

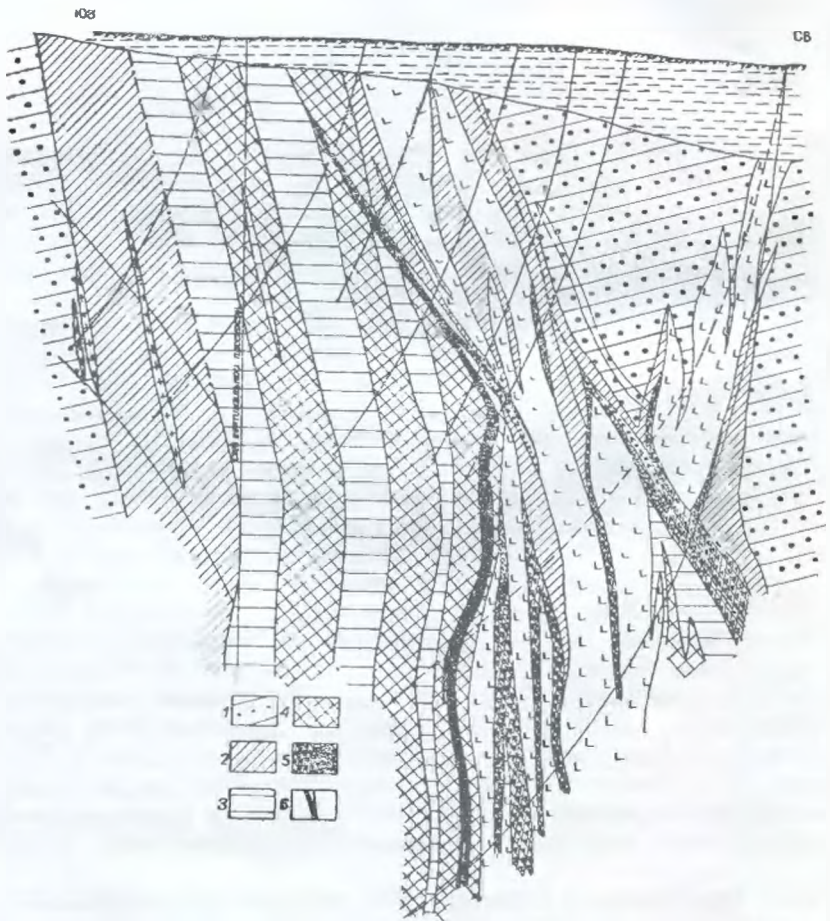


Рис. 64. Метасоматическая зональность Иртышской рудоносной зоны в поперечном разрезе. Предрудный этап (по Ю. Ю. Воробьеву). 1 — динамометаморфические сланцы; 2 — карбонат-хлорит-серицит-кварцевые породы; 3 — пирит-хлорит-серицит-кварцевые породы, 4 — пирит-серицит-кварцевые породы и серицитовые кварциты; 5 — хлоритовые и серицитовые кварциты всяячего бока зоны; 6 — сульфидные руды.

ных пород выявлена четкая поперечная зональность. Последняя выражается в развитии двух преобладающих типов пород: серицитовых и хлоритовых, слагающих обособленные подзоны.

Для центральной части зоны в целом характерны серицитовые породы для периферии ее — хлоритовые. Всего выделяется пять подзон, из которых две имеют существенно серицитовый и три — существенно хлоритовый состав. В поперечном сечении через месторождение, при движении от лежащего к висячему боку, подзоны чередуются в следующей последовательности (рис. 64):

- хлоритовая (лежащий бок);
- серицитовая;
- хлоритовая;
- серицитовая;
- хлоритовая (висячий бок).

По своему вещественному составу эти подзоны почти не отличаются от соответствующих подзон Новоберезовского месторождения. Образование их связано с воздействием на рассланцованные туфогенно-осадочные породы подкисленных минерализующих растворов предрудного этапа. Серицитовые подзоны отвечают участкам наиболее интенсивного выщелачивания пород, где из первичных пород полностью вынесены щелочные земли и в значительной мере железо, титан, глинозем и натр. Устойчивыми минералами здесь являются кварц, серицит, пирит. В хлоритовых подзонах процесс выщелачивания проявился лишь в начальной своей стадии. Хлориты здесь являются реликтовыми и переотложенными минералами, сочетающимися с серицитом, карбонатом, кварцем. Породы в этих подзонах обычно сохраняют реликтовую структуру.

В местах выклинивания рудоносной зоны по простиранию хлоритовые подзоны соединяются, образуя внешний чехол для серицито-кварцевых пород. Разрушивание таких участков показало, что подобное строение зоны сохраняется и на глубине (рис. 65).

Помимо описанных пород, Ю. Ю. Воробьев выделяет гидротермальные породы «подзона отложения» — существенно кварцевого, хлорит-серицитового, хлорит-пиритового и хлорит-карбонатного составов. Они образуются при формировании серицито-кварцевых подзон выщелачивания. Наибольшее количество этих жильных минералов отлагается в верхних частях (по восстанию) подзон выщелачивания. В продольной проекции обычно наблюдается такая последовательность участков накопления этих минералов над серицито-кварцевыми зонами (сверху вниз):

- подзона рассеянной карбонатизации;
- подзона отложения кварца и хлорита;
- подзона отложения кварца и серицита.

Подобная закономерность позволяет связывать локальное накопление этих минералов с выщелачиванием кальция, магния и глинозема из пород на глубине и переносом этих веществ вверх по пути следования потока минерализующих растворов. Они выпадают в виде серицита, хлорита и карбонатов в участках, где выщелачивание пород постепенно прекращается (рис. 66).

Таким образом, можно отметить следующую важную черту в развитии метасоматического процесса в дорудный этап: ранний процесс простого гидротермического разложения пород перерастает в выщелачивание, а это последнее сопровождается, а затем и сменяется отложением основных породообразующих компонентов. Минералообразование происходило в условиях средних и низких температур, которые, по-видимому, существенно не менялись в течение этого этапа.

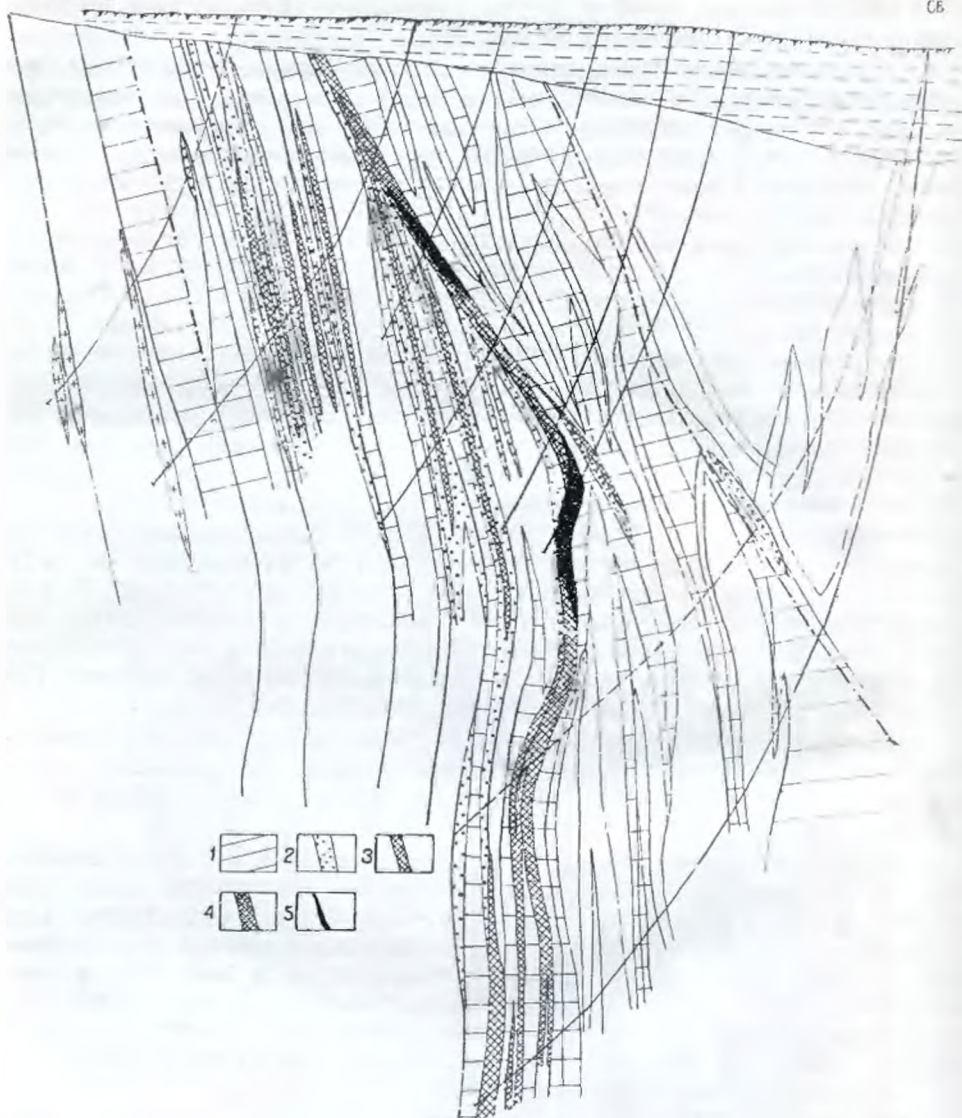


Рис. 65. Метасоматическая зональность Иртышской рудоносной зоны в поперечном разрезе. Рудный этап (по Ю. Ю. Воробьеву). 1 — ореолы развития кварцевых и кварц-карбонатных прожилков; 2 — ореолы развития колчеданных прожилков; 3 — полиметаллическая минерализация; 4 — вкрапленные сульфидные руды; 5 — сплошные сульфидные руды.

Рудная залежь, имеющая плитообразную форму, располагается висячем боку описанной зоны и имеет с ней резкие границы. Месторождение является типичным представителем медно-цинковой полиметаллической формации — с отношением свинец: медь: цинк равным 1:2,1:6,8. Главными рудообразующими минералами являются пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда. В зависимости от количественных соотношений минералов (и металлов) в разных частях рудной залежи выделяются руды: медно-колчеданные, медно-цинковые, собственно полиметаллические и свинцово-цинковые.

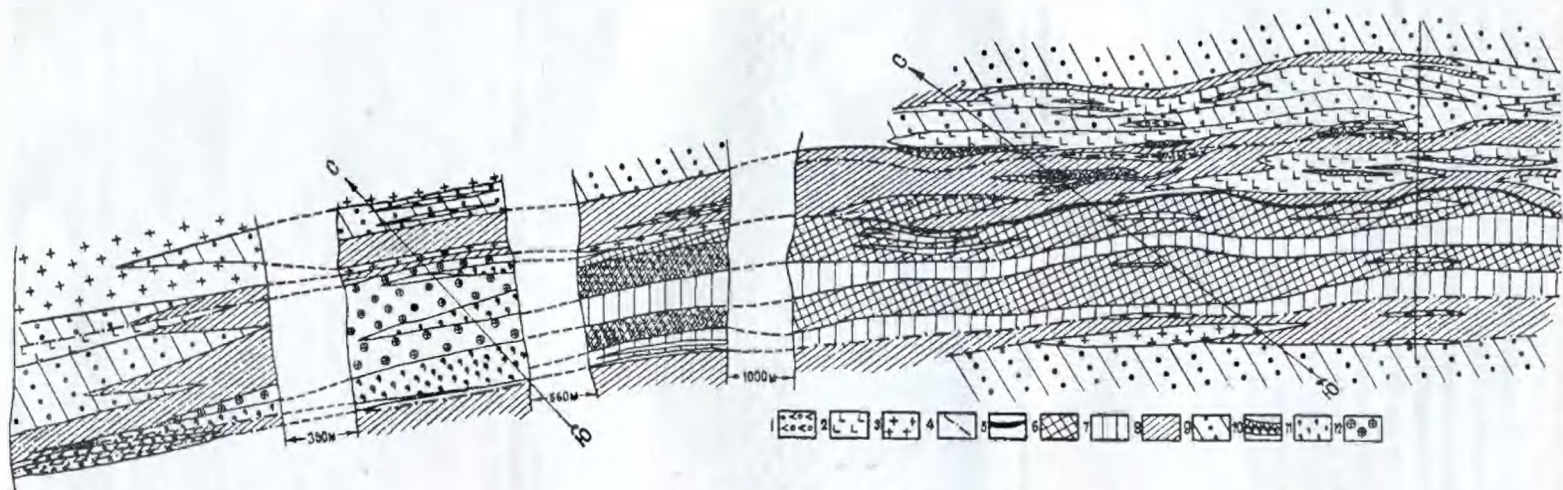


Рис. 66. Метасоматическая зональность Иртышской рудоносной зоны. План (по Ю. Ю. Воробьеву). 1 — альбит-олигоклазовые порфириты; 2 — плагиоклазовые порфириты поздней серии; 3 — кварцевые альбитофиры ранней серии; 4 — разломы; 5 — сульфидные руды; 6 — пирит-кварц-серицитовые породы и кварциты (нижние серицитовые подзоны); 7 — хлорит-серицит-кварцевые породы (нижние хлоритовые подзоны); 8 — карбонат-хлорит-серицит-кварцевые породы (внешние подзоны); 9 — динамометаморфические сланцы; 10 — пирит-кварц-серицитовые породы (верхние серицитовые подзоны); 11 — кварц-хлоритовые и серицито-кварц-хлоритовые породы (средние хлоритовые подзоны); 12 — карбонат-кварц-хлоритовые породы (верхние хлоритовые подзоны).

Главная масса металлов сосредоточена в сплошных рудах. Последние развиты в центральной части залежи. По восстанию и падению они переходят во вкрапленные. В периферических частях залежи по простиранию преобладают прожилково-вкрапленные руды. Соответственно, устанавливается определенная вертикальная и горизонтальная зональность залежи по составу. Верхнюю часть залежи слагают бедные медно-колчеданные руды, переходящие по восстанию в ореолы сульфидной минерализации. Ниже они сменяются медно-цинковыми, а последние — полиметаллическими рудами. На флангах залежи по простиранию преобладают медно-цинковые и медно-колчеданные руды, сменяющиеся далее ореолами пиритной вкрапленности (рис. 67). В поперечных разрезах взаимоотношения таковы. Медно-цинковые и медные руды обособляются в висячем боку рудного тела, причем медные тяготеют непосредственно к вмещающим породам. На всем протяжении залежь сплошных руд сопровождается ореолами вкрапленников, которые особенно широко развиты со стороны лежащего бока месторождения (10—15 м). По концам залежи мощность ореола вкрапленников увеличивается.

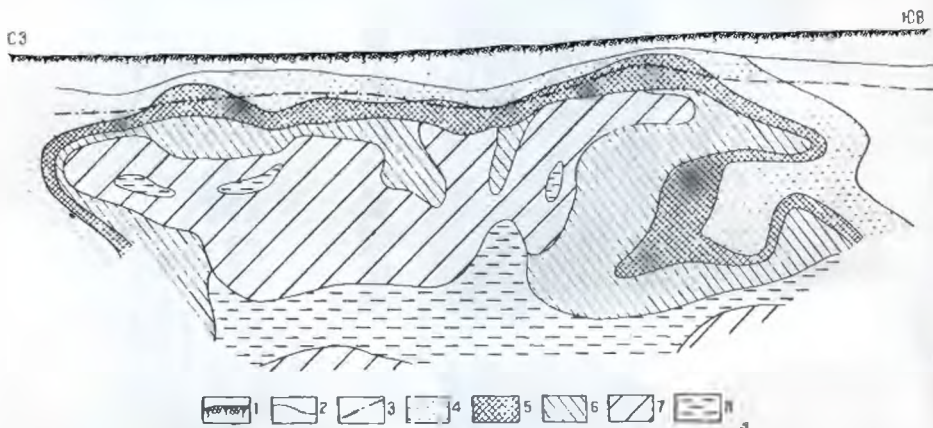


Рис. 67. Продольная вертикальная проекция Иртышского месторождения, иллюстрирующая зональное размещение первичных руд (по Ю. Ю. Воробьеву и Е. Н. Щеголевой). 1 — поверхность современного рельефа над рудным телом; 2 — поверхность коренных пород; 3 — граница зоны окисления; 4—8 — руды (4 — вкрапленные серно-колчеданные, 5 — вкрапленные медно-колчеданные; 6 — медно-цинковые; 7 — полиметаллические; 8 — свинцово-цинковые).

Сплошные руды Иртышского месторождения настолько своеобразны, что объяснение их образования с позиций обычной гидротермально-метасоматической теории является делом крайне затруднительным. Прежде всего поражает исключительное однообразие состава этих многокомпонентных, богатых по содержанию металлов, массивных руд. Если оставить в стороне вкрапленно-гнездовые и полосчатые руды, не имеющие широкого распространения, то вся Основная залежь месторождения может быть представлена как непрерывный монолит сплошной руды брекчиевидной и массивной текстуры. В сплошном сульфидном агрегате рудной залежи, в любом ее участке на всем протяжении, всегда обнаруживаются «плавающие» обломки серицито-кварцевых сланцев, размер которых варьирует от 1—2 см до 0,5—1 мм и менее. Когда эти обломки становятся трудно различимыми невооруженным глазом, сплошная руда визуально имеет однородный массивный облик, хотя под микроскопом она обнаруживает брекчиевидное строение. Сам агрегат тесно сросшихся рудных зерен не несет следов дробления, из чего следует, что

обломки пород были захвачены рудным раствором до кристаллизации сульфидов.

Этот агрегат отличается исключительной тонкозернистостью, плотностью и однородностью. Слагающие его зерна невооруженным глазом почти неразличимы, и потому руды внешне напоминают нередко плотные серые или темно-серые роговики по алевропелитовым породам. Излом они имеют нередко раковистый. Ю. Ю. Воробьев провел гранулометрические исследования этих необычных руд и получил следующие данные:

Гранулометрические типы	Преобладающие размеры минеральных зерен, мм			
	пирит	халькопирит	сфалерит	блеклая руда и галенит
Микрозернистые	0,008—0,02	—	0,008—0,016	0,088—0,05
Тонкозернистые	0,008—0,08	0,03—0,08	0,008—0,046	0,01—0,05
Мелкозернистые	0,04—0,1	0,024—0,16	0,08—0,13	0,01—0,05
Среднезернистые	0,14—0,5	0,08—0,96	0,08—0,56	0,08—0,16

Более 90% руд месторождения относятся к разностям мелко-и тонкозернистым, размер зерен которых измеряется сотыми и тысячными долями миллиметра. К этому следует добавить, что эти «зерна», как показывает их травление под микроскопом, в действительности часто являются составными. Размер зерен сфалерита и халькопирита равен 0,006—0,007 мм.

В микрозернистых рудах, по составу наиболее сложных, обломков пород мало. Руды однородны, почти без всяких признаков дифференцированности по составу. Признаки некоторой дифференцированности руды по составу появляются у мелкозернистых руд. Эти признаки становятся более отчетливыми по мере роста величины зерна и количества нерудного материала в руде. Они выражаются в появлении пятнистых и полосчатых текстур, связанных с неоднородным в этих участках распределением халькопирита и других минералов. Сплошная рудная масса, при изучении ее в аншлифах и шлифах, сложена пиритом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, альбитом, доломитом, кварцем, серицитом. Взаимоотношения всех указанных минералов свидетельствуют о непрерывности и кратковременности процесса минералообразования. Наблюдаемая под микроскопом однородная тонкая смесь взаимопрорастающих минералов исключает всякую возможность допускать растянутость, многостадийность процесса отложения руд. Можно однако наметить последовательность выделения минералов — альбит, доломит, пирит, кварц, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит.

Важной особенностью сплошных руд месторождения является обилие в них альбита. Последний повсеместно заключен в рудном агрегате в виде округлых свежих выделений, образуя род псевдосидеронитовой структуры (рис. 68, б). Количество зерен альбита в среднем по месторождению составляет около 15% (от объема рудных), местами же — 25—30%. Поэтому рудную залежь без преувеличения можно назвать альбит-сульфидной. Кристаллизовался альбит одновременно с сульфидами. Все это свидетельствует о необычном богатстве рудного раствора натрием.

Контакты сплошных руд с вмещающими серицито-кварцевыми слан-

цами всегда очень резкие, не уступающие в этом отношении контактам жильных интрузий. Выклиниваются руды путем распальцовки или клиновидного окончания, без переходных зон гнезд и вкрапленников. Обломки сланцев в сплошной руде содержат лишь редкие сульфидные вкрапленники, образовавшиеся путем метасоматоза.

Все эти факты, по-видимому, противоречат предположению о метасоматическом замещении рудой пород, как основном процессе, сформировавшем залежь. Более согласуется с этими фактами предположение о весьма высокой концентрации металлов в той жидкой среде, которая образовала руду путем «загустения» и раскристаллизации. Явления метасоматического замещения были подчиненными. О том, что рудоносный раствор представлял собой густую жидкую массу, помимо указанных особенностей руд, свидетельствуют и другие факты.

Обломки сланцев, включенные в описанные тонкодисперсные руды, имеют форму округлых и плоских комков. Положение поверхностей сланцеватости в округлых обломках самое различное, что свидетельствует о вращении их (рис. 68). В плоских обломках удается наблюдать

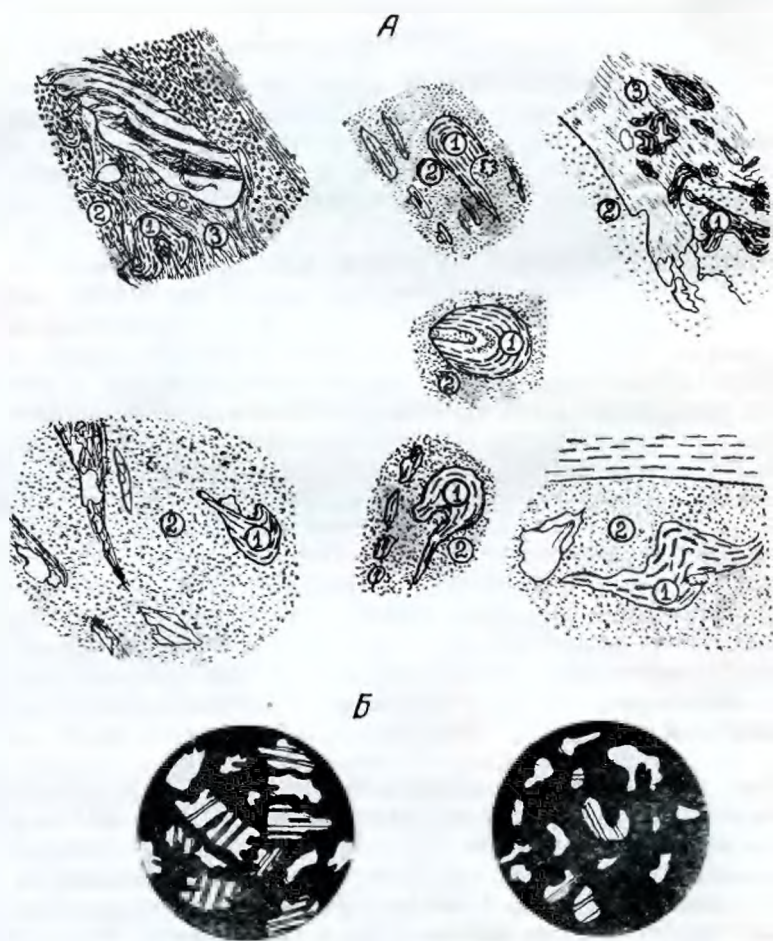


Рис. 68. Руды Иртышского месторождения. А — «плавающие» обломки серицито-кварцевых сланцев (1) в сплошной тонкозернистой полиметаллической руде (2). 3 — обособленные стяжения халькопирита; Б — псевдосидеронитовые структуры сульфидной руды. Белое — альбит, черное — сульфиды. Скв. 89, 100, увел. 18,5.

завороты краев в противоположных направлениях, что также говорит о вращении обломков и пластической деформации их. Оси вращения обломков как будто всегда лежат в плоскости рудного тела и потому параллельны полосчатости руд (если она наблюдается) и контактам их с боковой породой. Между тем, как уже отмечалось, сами рудные минералы заметной деформации не подверглись. Это говорит о том, что кристаллизация рудных минералов была после дробления пород и после вращения обломков их. Последнее могло иметь место при внедрении в зону брекчированного сланца рудного раствора, который захватывал и увлекал с собой обломки пород. Обилие «плавающих» обломков, повсеместное их присутствие на протяжении всей плитовидной залежи сульфидных руд позволяет предполагать, что сам этот раствор был достаточно густым, т. е. способным захватывать и переносить обломки. Многокомпонентный состав руд, сложенных разновозрастной группой минералов, также говорит в пользу высокой концентрации раствора.

Имеются также факты, свидетельствующие о некотором расслоении этого раствора в процессе формирования массива сплошных руд.

Участки руды, прилегающие непосредственно к обломкам пород, всегда бывают несколько обогащены халькопиритом, который иногда образует прожилки, затухающие в массе сплошной руды и выходящие вторым концом в породы. Медь, отличающаяся повышенной подвижностью, накапливается в верхних и фланговых частях залежи за счет того, что количество ее в нижней и средних частях залежи уменьшается. Между тем содержание цинка и свинца в тех же частях залежи остается неизменным. Все это невозможно объяснить ни пульсацией раствора, ни переотложением металлов при метаморфизме руды, поскольку нет никаких данных предполагать прерывисто-стадиальное развитие процесса рудоотложения или последующую перекристаллизацию руд. Остается предположить, что сложный многокомпонентный рудный раствор расслаивался в процессе проникновения в тектонически нарушенную зону. Более подвижные компоненты, т. е. растворитель и какая-то часть металлов, преимущественно медь, уходили вверх и в бока рудной зоны. Отстающие в своем движении жидкие массы становились по мере этого расслоения все более концентрированными и густыми. Возможно, именно это расслоение является причиной последующей быстрой раскристаллизации этой щелочно-сульфидной массы в форме описанных выше тонкозернистых руд. Этим можно объяснить резкость границ между сплошными рудами и ореолами метасоматических вкрапленников и другие особенности Иртышского месторождения.

Рудоносные зоны Белоусовско-Глубочанского пучка

Белоусовское месторождение после детального изучения и разбуривания прилегающих структур и глубоких горизонтов оказалось лишь частью крупного рудного узла. На представленной блок-диаграмме передано строение этого узла (рис. 49). Пять лентовидных рудных залежей Белоусовско-Глубочанского пучка располагаются в пологих межпластовых тектонических зонах срыва, которые сопрягаются с мощным крутопадающим разломом «Прогресс». Верхняя зона срыва возникла на контакте зеленокаменных сланцев белоусовского горизонта с туфогенно-осадочными более компетентными породами березовской толщи, нижняя — внутри этой толщи. Рудные залежи в обеих зонах располагаются в общем симметрично на крыльях нарушенной продольными срывами антиклинали. На глубоких горизонтах (300—900 м) антиклиналь выполаживается, постепенно сменяясь моноклиальным падением пород в

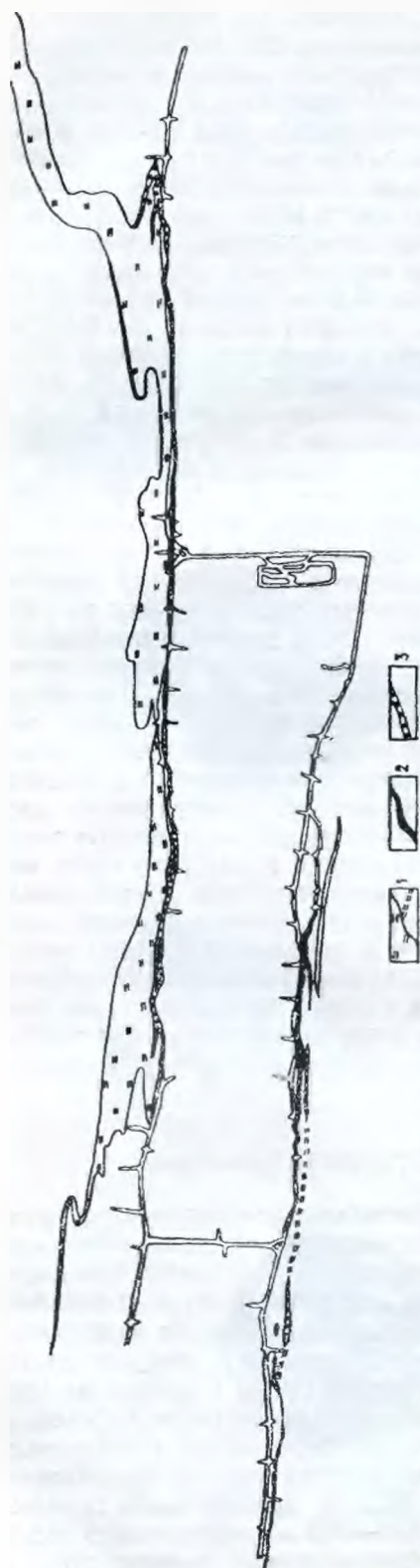


Рис. 69. План Западной и Восточной Белоусовских рудноносных зон. 1 — серицито-хлоритово-кварцево-сульфидные породы; 2 — рудные залежи; 3 — вкрапленные сульфиды.

сторону зоны Прогресс, срезающей эту толщу. В северо-западном направлении, по простиранию, все тектонические зоны сближаются, межпластовые пологие срывы переходят в более крутые и затем соединяются в области корневых частей пучка с главными крутопадающими минерализованными разломами. Две верхние рудные залежи представляют собой собственно Белоусовское месторождение; нижние три залежи принято называть Глубочанским месторождением.

Рудные залежи Белоусовской (верхней) зоны в плане и на продольных проекциях имеют форму параллельных протяженных лент, а в поперечных разрезах — довольно сложных тел с различными апофизами, утолщениями и пережимами (рис. 69 и 70—72).

Зеленокаменные, филлитовидные и порфиридные сланцы в зоне тектонического срыва мощностью до 30—50 м превращены под воздействием гидротермальных растворов в серицито-хлоритовые, кварцево-серицитовые, хлоритовые, доломито-хлоритовые, кварц-карбонатно-серицитовые и тальково-карбонатные пиритизированные породы. Рудные тела структурно вложены в зону измененных пород указанного состава и содержат ксенолиты этих пород, обильные в некоторых разновидностях сплошных руд. Сравнительно широко распространены вкрапленные руды.

В формировании рудной зоны, как и на описанных месторождениях, совершенно отчетливо устанавливается два этапа: предрудный и рудный.

В предрудный этап образовалась главная масса гидротермальных пород и рассеянного пирита. В начальную стадию изменений углистые филлиты подвергались хлоритизации и карбонатизации, крем-

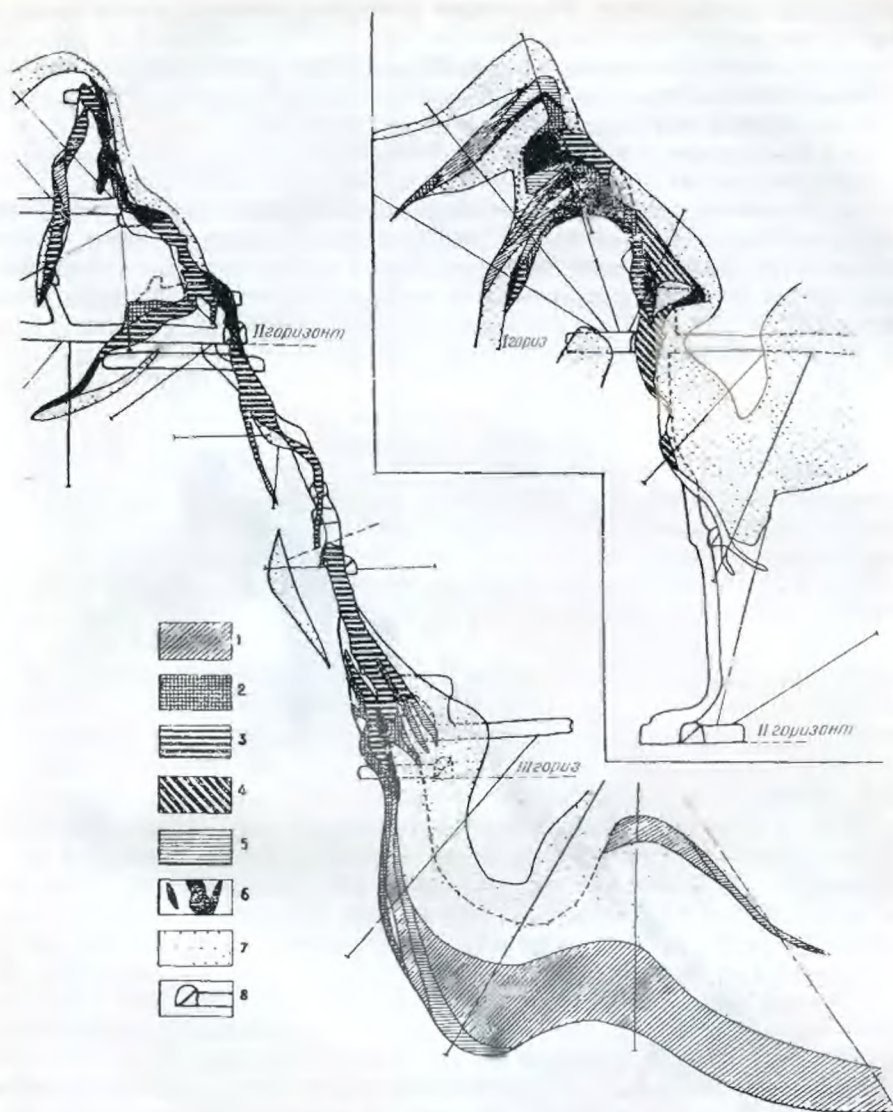


Рис. 70. Строение Восточной залежи Белоусовского месторождения в сечениях через восстающие 9 и 49. 1 — серноколчеданные вкрапленные руды; 2 — медно-цинковые руды; 3 — цинковые руды; 4 — медно-цинковые руды с повышенным количеством свинца; 5 — медные руды; 6 — полиметаллические руды; 7 — серицито-кварцевые породы; 8 — горные выработки.

нистые туффиты и порфиroidы — серитизации и окварцеванию. При более интенсивном замещении вдоль главных каналов циркуляции растворов формировались серицитовые кварциты, микрокварциты и пирит-кварц-серицитовые породы, т. е. типичные зоны прерудного выщелачивания. Морфология и положение этих зон в структуре месторождения переданы на представленных чертежах (рис. 70, 71, 72). В это же время преимущественно в висячем боку зон, образовались пиритизированные существенно хлоритовые (делесситовые) мелкочешуйчатые породы, которым сопутствуют кварц и порфиробластический доломит. Доломит отлагается также вместе с кварцем в виде гнезд и прожилков, местами

довольно многочисленных. Типичные минеральные ассоциации предрудного этапа таковы:

пирит — кварц — серицит — хлорит — рутил (наиболее ранний);

пирит — серицит — кварц;

кварц — доломит — серицит — пирит;

хлорит — кварц — доломит;

кварц — доломит.

Парагенезис пирит — кварц — серицит — хлорит — рутил характерен для начального изменения пород; парагенезис хлорит — кварц — доломит, напротив, свойствен концу предрудного этапа и часто проявляется в виде жил в породах, сложенных более ранними минеральными ассоциациями.

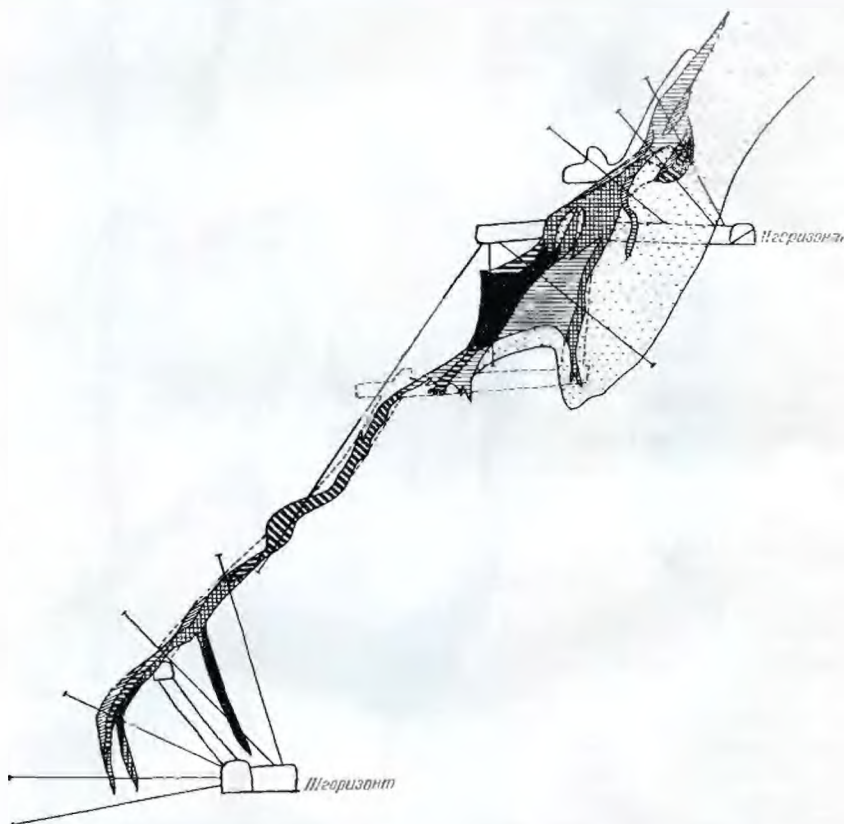


Рис. 71. Строение Западной залежи Белоусовского месторождения в сечении через восстающий 40. Условные обозначения см. на рисунке 70.

В рудный этап количество образующихся жильных минералов резко уменьшается, а характер минеральных ассоциаций меняется. В это время образуются кварц-анкеритовые прожилки и скопления пирита со стебельчатым кварцем, местами с хлоритом (бесцветный, тип ленина) и анкеритом; вблизи мест выпадения руд за счет хлоритовых пород формируются тальковые породы. Местами отлагается обильный барит. Позже, одновременно с поздними сульфидами и завершая их выпадение, формируются кварц-карбонатные и кварц-альбит-карбонатные прожилки.

Рудный этап, как и в случае Березовского месторождения, удается разделить на три-четыре стадии, сменяющие во времени друг друга не-

посредственно: серноколчеданную, медно-цинковую и полиметаллическую (П. Ф. Иванкин, 1957). Для первой стадии характерна ассоциация пирит — арсенопирит — марказит. Из нерудных присутствуют в сравнительно небольших количествах кварц, барит, анкерит, хлорит и серицит. Во вторую стадию отложилась количественно распространенная группа минералов: пирит 3—халькопирит—сфалерит. Им сопутствуют в малых количествах пирротин, а из нерудных — хлорит, рутил, кварц, барит. В третью стадию выпадает главная масса сфалерита, блеклая руда, галенит, теллуриды серебра, золота и свинца, самородное серебро, гессит, апатит, а из нерудных — кварц, барит, кальцит, мусковит. В эту же стадию вместе с полиметаллическими рудами отлагался поздний халькопирит. Никаких существенных особенностей в составе руд и последовательности их образования, в сравнении с Березовским месторождением, не имеется.

Представляет большой интерес размещение в лентовидных залежах руд разного состава, отображающее последовательное наложение друг на друга указанных выше стадий рудного этапа. С целью изучения зональности был проанализирован имеющийся материал по вещественному составу руд по главному горизонту месторождения. Была также составлена серия поперечных разрезов. Здесь приводятся четыре характерных разреза через рудные залежи: по восстающим № 18, 40, 9 и 49. Крайние разрезы отстоят друг от друга на расстоянии около 2 км по простиранию залежей.

В строении залежей принимают участие серноколчеданные, медные (существенно халькопиритовые с пиритом), медно-цинковые, цинковые (существенно сфалеритовые с пиритом) и собственно полиметаллические руды (рис. 70—72).

Западная залежь Белоусовского месторождения в целом богаче Восточной. Отношение меди, свинца, цинка для нее равно 5 : 1 : 8. В сравнении с Восточной эта залежь относительно беднее по свинцу, хотя абсолютное содержание свинца в ней несколько выше. Это объясняется тем, что медно-цинковые и медные руды здесь количественно преобладают над полиметаллическими, причем все типы руд представлены преимущественно богатыми сплошными разностями. Ореолы вкрапленного оруденения в строении Западной залежи не играют заметной роли. С этими фактами хорошо согласуются следующие две особенности Западной залежи. Серноколчеданная стадия при ее формировании проявилась сравнительно слабо, о чем свидетельствует малое количество и небольшие мощности линз сплошных и густовкрапленных пиритов. Процессы прорудного выщелачивания были также сравнительно неинтенсивными, в связи с чем мощности серицито-кварцевых пород и кварцитов невелики, местами эти породы в строении рудной зоны вообще не принимают участия (рис. 71).

В разрезе этой же залежи через восстающий № 18 (рис. 72) количественно преобладают сплошные медно-цинковые руды, которые слабают всю центральную наиболее мощную часть залежи. В целом залежь характеризуется большой дифференцированностью в связи с пространственным обособлением медных, полиметаллических и существенно цинковых руд. Медные руды и скопления пирита тяготеют в основном к верхнему выклиниванию залежи по восстанию; полиметаллические руды, с одной стороны, образуют как бы центральный стержень залежи (поздняя минерализация вдоль главного канала движения растворов), с другой — обособляются в апофизах висячего бока, а также в нижней части залежи. Степень дифференцированности залежи возрастает в местах вы-

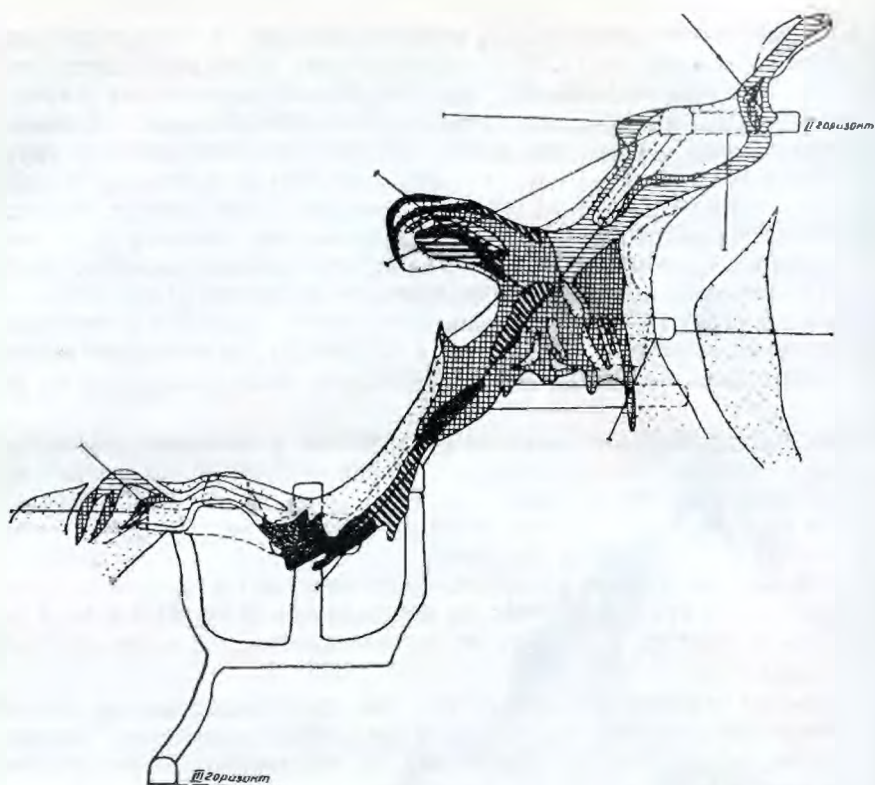


Рис. 72. Строение Западной залежи Белоусовского месторождения в сечении через восстающий 18. Условные обозначения см. на рисунке 70.

клинивания массива сплошных руд и при отщеплении от него апофиз. В этих же участках преобладают вкрапленные руды. Таким образом, намечается прямая зависимость между дифференцированностью залежи и количеством вкрапленного оруденения, возникающего при метасоматическом замещении пород (П. Ф. Иванкин, 1957).

В разрезе через восстающий № 40 наблюдаются в основном те же закономерности. Кроме того, в этом разрезе заметную роль играют серноколчеданные руды — реликты ранней стадии рудного процесса, сохранившиеся при последующих замещениях. Поэтому они располагаются в местах выклинивания главного рудного массива и тесно сочетаются с апофизами вкрапленных медных и полиметаллических руд.

Восточная залежь от Западной отличается значительно более мощным развитием зоны предрудного выщелачивания пород, сравнительно большим количеством серноколчеданных руд и рассеянных пиритных вкрапленников. Эта залежь в целом более бедная, чем Западная, хотя относительная роль свинца здесь повышена. Отношение меди, свинца, цинка в рудах равно 3 : 1 : 7.

Вкрапленники и участки сплошных серных колчеданов приурочены к верхнему и нижнему выклиниваниям массива руд; здесь же обычно располагаются пирит-халькопиритовые вкрапленные руды. Те и другие могут рассматриваться в качестве сохранившихся реликтов серноколчеданной и медной стадий процесса. Относительно большую роль в этой залежи играют цинковые и полиметаллические руды, а также переходные разновидности от этих последних к медно-цинковым. Главные массы руд тяготеют, с одной стороны, к лежащему боку зоны выщелачивания (восст.

№ 49), а с другой — к местам пережимов и выклиниваний зоны выщелоченных пород. В таких местах хлоритизированные породы всяческого бока от хлоритизированных филлитов лежащего бока отделяются только массивом сплошных руд, имеющих резкие контакты с измененными породами. Вкрапленники пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, обособляющиеся в виде дифференцированных по составу рудных полос — апофиз, располагаются в местах, где массив сплошных руд по падению переходит в зону серицито-кварцевых пород.

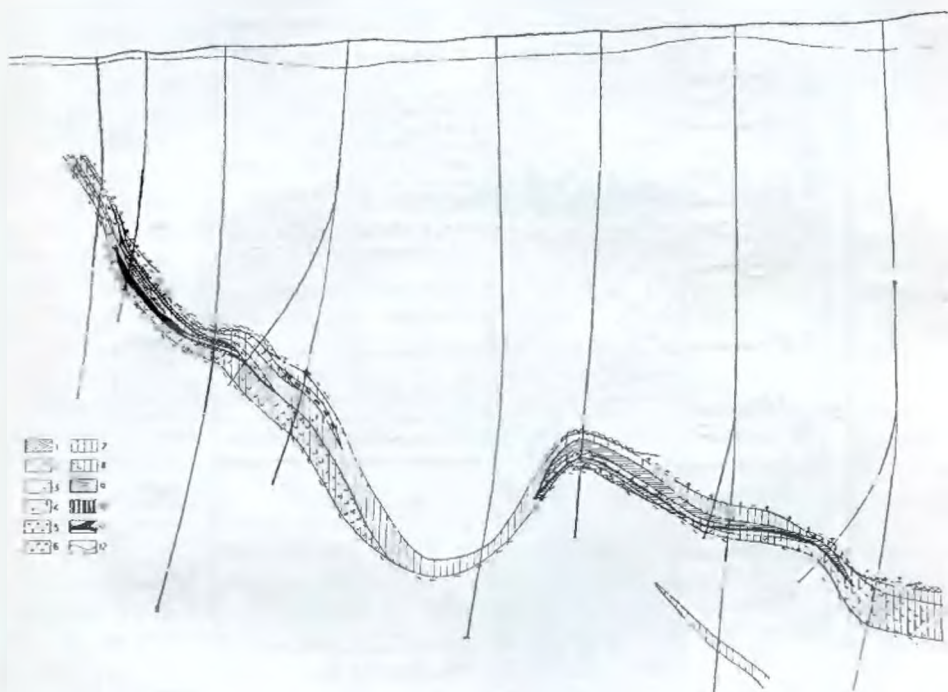


Рис. 73. Строение Глубочанской рудоносной зоны в поперечном разрезе. 1 — углистые сланцы; 2 — туффиты; 3 — алевролиты; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры; 5 — кварцевые альбитофиры; 6 — диоритовые порфиры; 7 — кремнисто-серицитовые сланцы; 8 — хлоритовые сланцы; 9 — пирит-кварц-серицитовые породы, 10 — кварциты и кварц-карбонатные жилы; 11 — сульфидные руды; 12 — контуры рудной зоны.

Западная и Восточные залежи Глубочанской зоны располагаются на 200—300 м ниже описанных. Морфология и строение зоны гидротермально-измененных пород, вмещающей руды, переданы на рис. 73. Измененные породы состоят из серицита, кварца, карбонатов (анкерит, доломит, кальцит), хлорита, талька, пирита и барита. Эта рудная зона также формировалась в два этапа (предрудный и рудный), аналогичных по своему содержанию описанным выше. Зона гидротермально-измененных пород сформировалась в основных своих чертах в предрудный этап. С той или иной четкостью пространственно в ней обособляются два вида изменений: серицитизация и хлоритизация. Там, где серицит, которому обычно сопутствует кварц, развит обильно, хлорит либо отсутствует, либо обнаруживается лишь в виде реликтов. В начальную стадию гидротермального метаморфизма четко проявляется зависимость состава новообразований от характера исходных пород. Так, по глинистым и углисто-глинистым породам образуются хлоритовые или серицито-хлоритовые сланцы с вкрапленностью пылевид-

ного пирита. Относительно устойчивой минеральной ассоциацией является: хлорит—серicits—рутил—пирит. В редких случаях в ассоциации «хлорит—рутил» появляется гематит. Серicits и особенно пирит совместно с гематитом обычно не встречаются. Из реликтовых минералов от-

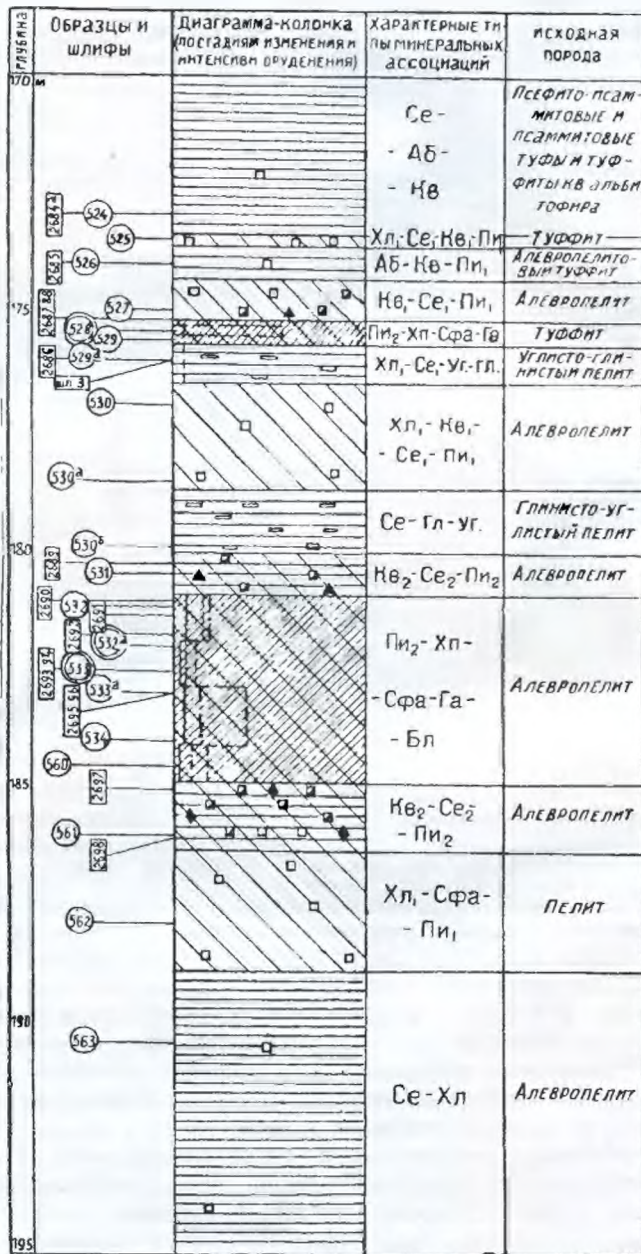


Рис. 74. Поперечная зональность Глубочанской зоны по скважине. 1—4 — места взятия изученных шлифов и аншлифов; 5 — динамометаморфические породы; 6—7 — гидротермальные породы (6 — серицито-хлоритовые и хлоритовые; 7 — пирит-кварц-серицитовые); 8 — сульфидные руды; 9 — вкрапленность пирита; 10 — вкрапленность пирротина; 11 — вкрапленность халькопирита; 12 — вкрапленность сфалерита, халькопирита и галенита; 13—15 — графики содержания металлов.

мечаются кварц, обломки полевых шпатов, углистое вещество, рутил. Кремнистые и глинисто-кремнистые алевропелиты, туффиты и порфиры превращаются в кремнисто-серицитовые и серицито-кварцевые породы с пылевидным пиритом. Характерный парагенезис: кварц—серицит — пирит. Реже с ними ассоциируют альбит, карбонаты и барит. Эти относительно слабые изменения располагаются в периферических частях зон, образуя внешние подзоны (рис. 74).

Несколько позднее (вторая стадия) породы рудных зон подвергаются интенсивной серитизации и окварцеванию. Локально проявляется оталькование. В эту стадию формируются парагенезисы: листоватый серицит (фенгит) — кварц—пирит, а также серицит—кварц—хлорит (реликты) — тальк—пирит. Рутил подвергается перекристаллизации и перераспределяется с укрупнением зерна. Часть двуокиси титана, видимо, выносится растворами. Все другие минералы как первичных пород, так и новообразований начальной стадии становятся неустойчивыми и разлагаются.

При образовании кварц-серицитовых пиритизированных пород рост зерен листоватого серицита и жгутов кварца происходит преимущественно вдоль плоскостей сланцеватости, поэтому *метасоматические породы унаследуют сланцеватую текстуру*. При интенсивном замещении исходные породы в серицитовых кварцитах сохраняются лишь в виде мелких реликтов. В конце предрудного этапа в измененных породах образуются скопления жильного кварца, карбонато-кварцевые жилы и прожилки, иногда с розетковидным хлоритом. Для минерального заполнения трещин характерна ассоциация: кварц—анкерит—кальцит. Редко в жилах присутствуют хлорит и мусковит. Минералы предыдущих стадий, в том числе и листоватый серицит (фенгит) в жильной массе неустойчивы и замещаются кварцем (рис. 75).

Таким образом, предрудный этап с учетом интенсивности и последовательности замещений можно условно разделить на три стадии, в течение которых образуются: мелкочешуйчатые кремнисто-серицитовые и листоватые хлоритовые сланцы; пирит-кварц-серицитовые сланцы и кварциты; кварц-карбонатные жилы и прожилки.

Рудные залежи вложены в зоны измененных пород и имеют с ними четкие контакты. Примерное соотношение мощности, ширины и длины залежей равно 1 : 30 : 400, т. е. такое же, как в собственно Белоусовском месторождении. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды. В малых количествах известны пирротин, арсенипирит, гематит, магнетит. Руды представлены обычными для всего рудного поля типами: серноколчеданным (существенно пиритовым), пирит-халькопиритовым, существенно сфалеритовым и халькопиритовым. Пиритовые руды чаще отмечаются в лежащих боках залежей; пирит-халькопиритовые обычно отделяют их от полиметаллических и цинковых, тяготеющих к центральной части залежи. Наиболее широко распространены полиметаллические руды.

Типичные и наиболее распространенные минеральные ассоциации в рудах таковы: кварц—хлорит—пирит—арсенипирит—рутил (в серноколчеданных рудах); пирит—халькопирит, пирит—халькопирит—сфалерит—блеклые руды—кварц, серицит—хлорит (в наиболее распространенных разностях медно-цинковых руд); сфалерит—блеклые руды—галенит—кварц—барит—мусковит. Их сочетание и дает указанные выше типы руд по составу. Известны вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, пятнистые, очковые, массивные, полосчатые и брекчиевые руды. Широко распространены вкрапленно-прожилковые (в серноколчедан-

ных и медных рудах), а также сплошные и полосчатые (в полиметаллических рудах) текстуры.

Корреляция основных компонентов следующая: в Западной Глубочанской залежи отношение меди, свинца, цинка равно 1:1,2:4,6, а в Восточной залежи — 1:1,2:4. Таким образом, минеральный и вещественный состав обеих залежей весьма близки, корреляция же металлов почти тождественна. Однако Западная залежь беднее Восточной по абсолютному содержанию металлов и в то же время незначительно обогащена цинком.

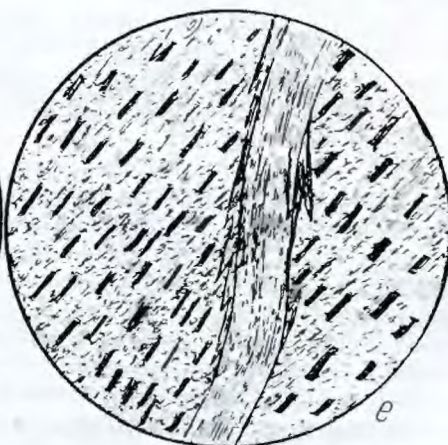
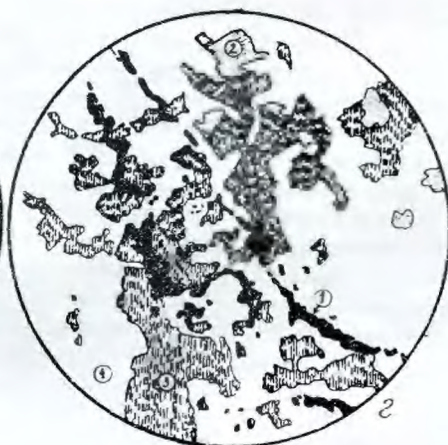
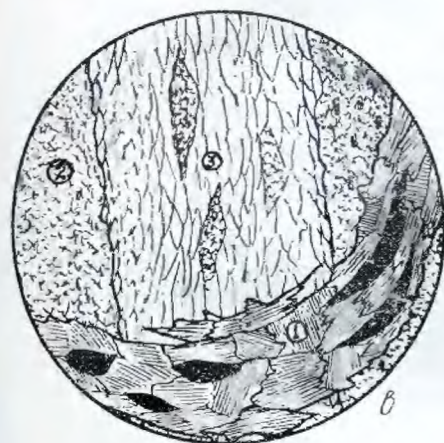
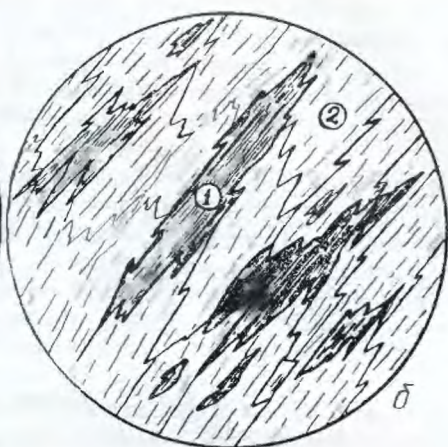
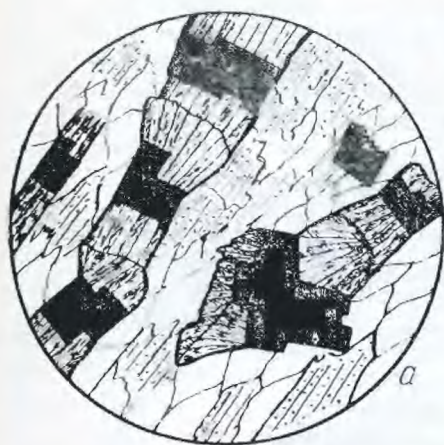
Описанные выше примеры зональности отдельных рудных залежей и зон гидротермальных пород относятся к двум ее частным случаям: «зональности по мощности» и «зональности по падению». Эти случаи отражают, главным образом, последовательное наложение друг на друга одновременных стадий минерализации и определенное несоответствие ореолов минерализации каждой стадии (Иванкин, 1957). Так, продукты начальной стадии прерудного выщелачивания располагаются во внешних подзонах, серицито-кварцевые породы и кварциты тяготеют к каналам наиболее интенсивной циркуляции растворов, т. е. дают внутренние подзоны. Точно так же скопления серных колчеданов, сохранившиеся в виде реликтов при формировании полиметаллических руд, располагаются в местах выклинивания, висячих или в лежачих блоках залежей.

Наряду с этим, халькопирит и в меньшей мере галенит вместе с кварцем, карбонатами и баритом имеют тенденцию к сегрегации и поэтому нередко образуют полосы-апофизы вкрапленных медных и полиметаллических руд на продолжении выклинивающихся залежей менее дифференцированных медно-цинковых и полиметаллических руд.

Были предприняты попытки выявления зональности в отношении металлов по простиранию лентовидных залежей. Для обеих Белоусовских залежей никакой четкой закономерности в изменении состава по простиранию выявить не удалось. Состав и внутреннее строение этих залежей на всем протяжении не изменяется. Глубочанские залежи, напротив, обнаруживают определенную зональность по простиранию: в юго-восточном направлении они обогащаются медью, а северо-западном — свинцом и цинком (рис. 76). Новые типы руд при этом не появляются. Меняются, и то в ограниченных пределах, лишь количественные соотношения одних и тех же типов руд.

Из всего этого следует сделать вывод, что условия рудоотложения в каждой отдельной лентовидной структуре сохранялись весьма устойчивыми на огромных расстояниях в пределах глубин, достигнутых буровыми скважинами. Иными словами, каждый отдельный поток рудных растворов сохранял свой состав и свойства в пределах разбуренных частей структуры. Имевшие место пульсации растворов более или менее

Рис. 75. Взаимоотношения нерудных минералов в породах Глубочанской зоны. а — развитие стебельчатого кварца в пиритизированном серицито-кварцевом сланце. Сква. 261, шлиф. 703, николи \perp , диаметр поля 2,5 мм; б — реликты хлорита (1) в агрегате листоватого серицита (2). Сква. 261, шлиф. 724, николи \parallel , диаметр поля 2,5 мм; в — метасоматическое развитие хлорита (1) вдоль зоны срыва в окварцованном кремнисто-глинистом сланце; 2 — кремнисто-глинистый материал; 3 — кварц; черные — сульфиды. Сква. 268, шлиф. 573, николи \perp , диаметр поля 2,5 мм; г — взаимоотношение позднего пирита (черное) со сфалеритом (3), 2 — халькопирит, 4 — нерудные минералы. Аншл. 2682, диаметр поля 2 мм; д — взаимоотношение барита (1) и листоватого серицита (2) в кремнисто-серицитовом сланце. Сква. 346, шлиф. 788, николи \parallel , диаметр поля 1 мм; е — развитие гидротермального хлорита в динамометаморфическом серицито-кремнисто-глинистом сланце. Сква. 268, шлиф. 576, николи \perp , диаметр поля 2,5 мм.



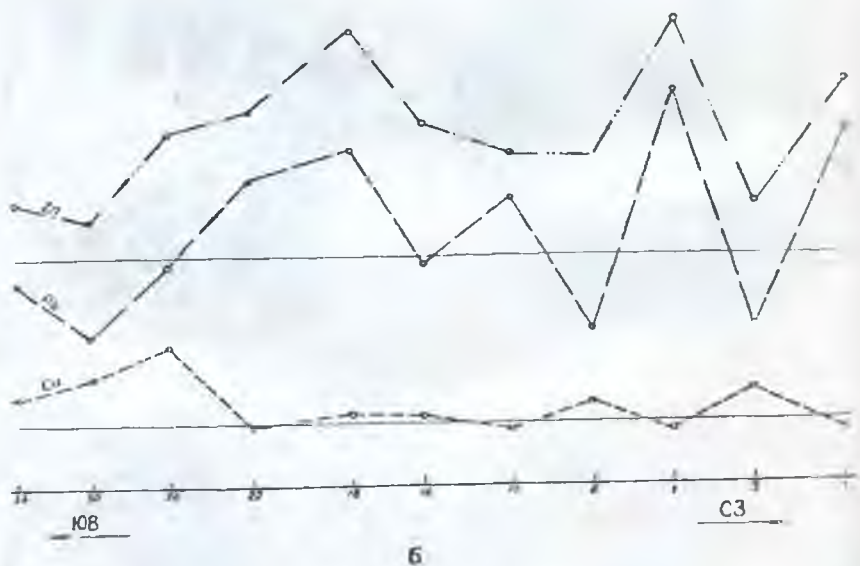
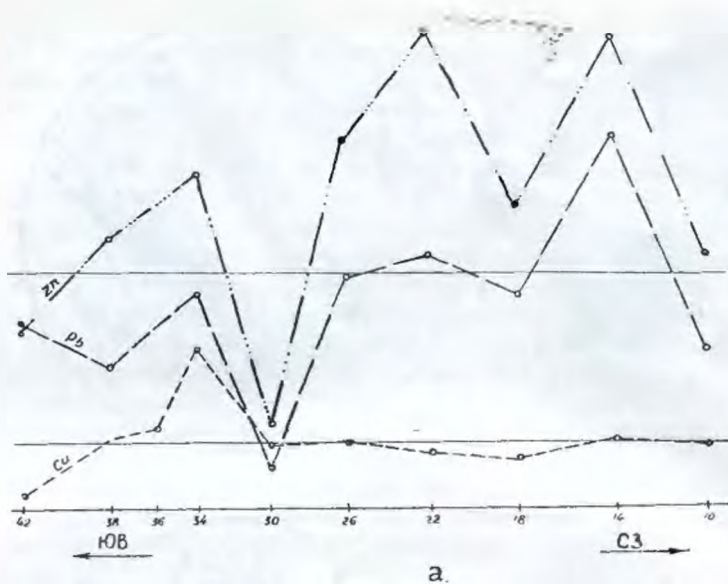


Рис. 76. Характер корреляции металлов по простиранию Глубочанской рудоносной зоны, а — Западная залежь; б — Восточная залежь (кривые содержания меди, свинца и цинка построены в различных масштабах).

в одинаковой мере проявлялись по всей изученной длине лентовидных структур.

Если же мы сравним между собой разные рудные зоны и залежи, входящие в состав пучка, то обнаружим значительные изменения средних составов как руд, так и околорудно-измененных пород. Подобное сравнение позволяет нам выявить зональность всей изученной части пучка и выяснить особенности состава каждого отдельного потока растворов, расхлывшихся в виде веера от глубинных корневых частей пучка.

В Белоусовских залежах медь над свинцом преобладает в 3—5 раз, в Глубочанских — ее содержание даже несколько меньше, чем свинца. Отношение цинка к меди в первом случае равно (округляя) 2:1, во втором — 4:1. Таким образом, Белоусовские залежи относительно обогащены медью, а Глубочанские — свинцом (почти в четыре раза), т. е. первые являются существенно медно-цинковыми, вторые — свинцово-цинковыми залежами.

Суммарные же содержания металлов в четырех главных залежах пучка большие и варьируют в ограниченных пределах. Это указывает на общую высокую концентрацию рудных компонентов в растворе и на резкое преобладание тенденции к концентрации над факторами рассеяния растворов во всех лентовидных зонах (П. Ф. Иванкин, 1953).

Суммарное содержание металлов примерно одинаково в Западной Белоусовской и Западной Глубочанской зонах, с одной стороны, и в Восточной Белоусовской и Восточной Глубочанской — с другой. Залежь Новая, располагающаяся восточнее других, содержит металлов в два раза меньше. Иными словами, имеется закономерное увеличение общего содержания металлов в залежах при движении с востока на запад.

Обращает на себя внимание также следующий факт: относительное количество сплошных руд и суммарное содержание металлов возрастает в залежах по мере их удаления от главного канала пучка — от зоны Прогресс. Самая «бедная» залежь (Новая) залегает непосредственно в этой зоне; восточные залежи Белоусовской и Глубочанской зон отстоят от нее на расстоянии около 600 м, а западные, т. е. самые богатые залежи, — в 1000—1200 м (рис. 49). Поэтому можно думать, что *степень концентрации сульфидов в лентовидных рудных зонах обратно пропорциональна сквозности зон*. В крутых и вертикальных сквозных каналах с особенно большой тектонической подвижностью рудные растворы быстро уходят и рассеиваются, причем относительно большую роль здесь играют растворители, главным образом, вода. Формируются участки вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд с большим количеством переотложенных жильных минералов.

Подобную минерализацию мы наблюдаем в зоне Прогресс. В боковых сопряженных зонах полусквозного или закрытого типа, приуроченных к пологим межпластовым срывам, вследствие дифференциации растворов при движении по узким каналам, формируются высоко концентрированные рудные растворы. Здесь отлагаются преимущественно сплошные руды. Описанные закономерности по мере приближения к корневым частям пучка, по-видимому, будут изменяться в сторону общего преобладания сплошных руд над вкрапленниками при одновременном изменении состава руд.

Подходя формально, можно говорить об «обратной зональности» Белоусовско-Глубочанского месторождения. Действительно гипсометрически вышерасположенные рудные залежи имеют медно-цинковый состав, нижележащие залежи — полиметаллический. Однако такой подход неверен, так как прямой структурной связи в каждом поперечном разрезе между рудными залежами верхней (Белоусовской) и нижней (Глубочанской) зон не имеется. Рудные зоны и залежи имеют непосредственную связь (возможно, даже сливаются) лишь на расстоянии 5—7 км по простиранию и на значительной глубине, т. е. в корневой части всего пучка. Действительная, а не мнимая зональность, должна проявляться в направлении инфильтрации растворов, т. е. при движении от корней пучка вдоль пологого восстания рудных зон. Как уже указывалось выше, Глубочанские залежи по сравнению с Белоусовски-

ми отстоят на 1—1,5 км далее от корней пучка. Этой относительной удаленностью, по-видимому, и объясняется их преимущественно полиметаллический состав. Можно предполагать, что с глубиной «подзона» полиметаллических руд, закономерно перейдет в медно-цинковую «подзону».

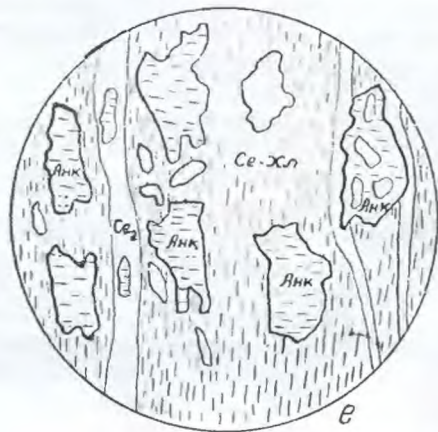
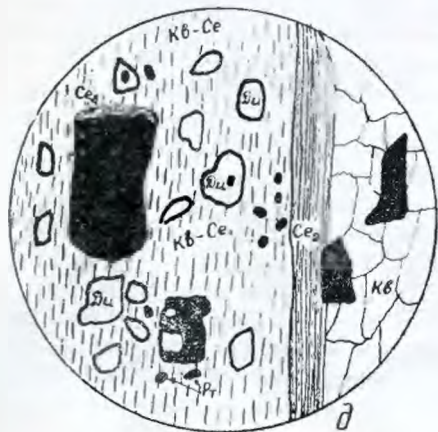
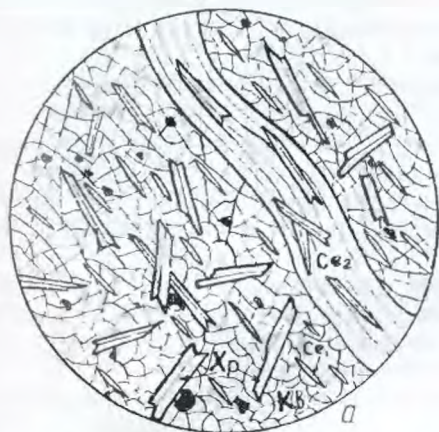
Гидротермальные зоны Бражихинского участка

В пределах восточного пояса разломов, ограничивающего рудное поле с востока, гидротермальные породы широко развиты. Один из участков этого пояса — Бражихинский представляет особый интерес, так как здесь, наряду с обычными для рудного поля гидротермальными изменениями, получили широкое развитие своеобразные метасоматические образования — алюмокварциты. Изучение этого участка, проведенное П. Ф. Иванкиным и К. Р. Рабиновичем (1959), позволяет выяснить место алюмокварцитов среди прочих метасоматических пород, сопровождающих серноколчеданные рудные формации.

Бражихинский участок сложен нижнекаменноугольными порфиридами, их туфами, туффитами, а также кремнисто-глинистыми известковистыми алевролитами. Эти породы при гидротермальных изменениях превращаются в кварцево-серицито-хлоритовые, серицито-кварцевые, кварц-хлоритоид-серицитовые породы и в различные алюмокварциты. Изменения сопровождаются рассеянной пиритизацией. Обращает внимание широкое развитие алюмокварцитов, имеющих, как это было доказано В. А. Соколовым и И. С. Тригуловым, большое промышленное значение. Всего известно около 10 тел вторичных кварцитов, залегающих в измененных породах в виде жил и линз. Наиболее крупная залежь кварцитов имеет длину по простиранию 3 км и мощность 30—40 м. Она включает в себя огромное количество андалузита и кианита. Гидротермально-измененные породы представлены разностями: хлорито-серицито-кремнистыми, кварц-хлоритоид-хлорит-серицитовыми, пирит-кварц-серицитовыми, кварц-хлоритоид-дистен-андалузитовыми, кварцитами с андалузитом, алунином, пирофиллитом. Описание этих пород произведено К. Р. Рабиновичем (1959). Первые представляют собой тонкочешуйчатую породу, состоящую из микрогранобластического кварца, серицита и хлорита, содержащую пирит, рутил, лейкоксен, иногда гематит. В серицито-кремнистых разностях хлорит редок, зато пирит более широко распространен. Вторая разность пород также имеет существенно кварцево-серицитовый состав, но в ней постоянно обнаруживается, помимо хлорита, хлоритоид и турмалин. Породы имеют сланцеватое сложение и зеленовато-серый цвет. Количественные соотношения минералов таковы: кварц — 10—35%, серицит — до 45%, хлорит — 5—10%, хлоритоид — 10—15%, турмалин — от единичных зерен до 10—15%, рутил

Рис. 77. Последовательность замещений при образовании алюмокварцитов Бражихинского месторождения. *a* — начальная стадия серицитового замещения кварц-хлоритоид-серицитовые породы (черное — лейкоксен). Шлиф. 180, диаметр поля 2,25 мм, николи+; *b* — интенсивное серицито-гематито-кварцевое замещение хлоритоидной породы (черное — гематит). Шлиф. 181, диаметр поля 2 мм, николи+; *в* — андалузито-дистеновое замещение слоистого туффита). Шлиф. 191, диаметр поля 2,5 мм, николи+; *г* — наложение кварцевого прожилка с дистеном и андалузитом на тонкочешуйчатую кварц-пирофиллитовую массу (черное — рутил). Шлиф. 217, диаметр поля 2,5 мм, николи+; *д* — взаимоотношения минералов в кварц-дистен-серицитовой породе (черное — пирит). Скв. 582 С, шлиф. 582, диаметр поля 1 мм, николи+; *е* — замещение анкерита и бледно-зеленого хлорита серицитом и бесцветным хлоритом в кварц-анкерит-хлорит-серицитовой породе. Шлиф. 400, диаметр поля 2,5 мм, николи+.

и лейкоксен — 2—6%. Основная масса обычно представлена лепидо-гранобластовым кремнисто-хлорито-хлоритоидным агрегатом, в котором развиваются явно более поздние зернистый кварц и серицит. Хлоритоид образует призматические зерна длиной до 1,5 мм и шириной 0,2—0,4 мм, группирующиеся местами в виде радиально-лучистых агрегатов. Дает



по (001) полисинтетические двойники. Плеохроизм по Np светло-желто-зеленый, по Ng зеленый с синеватым оттенком; удлинение отрицательное, двуосный положительный. Угол оптических осей составляет — 60 — — 80°. В косом разрезе Np—1,714, Nm—1,719. Листочки серицита достигают размера 0,1—0,2 мм, реже 0,5 мм. Цвет его серовато-буроватый, чаще бесцветный. Удлинение положительное, двуосный, отрицательный, погасание прямое. Замеры в иммерсионной жидкости в разрезе косом к оптической оси: Ng—1,580, Nm—1,576.

В местах интенсивного кварц-серицитового замещения выпадает местами обильный голубоватый турмалин в виде пятен и скоплений округлой формы. При больших увеличениях последние имеют радиально-лучистую структуру. Размер призматически-игольчатого турмалина не превышает 0,1 мм. Плеохроизм от голубоватых до бесцветных тонов. Одноосный, отрицательный, двупреломление равно около 0,024. Схема абсорбции обратная, чем у биотита. Удлинение отрицательное. Рутил присутствует в виде мельчайших зерен изометричной формы, иглоцек, колеччатых и сердцевидных двойников. Лейкоксен развивается по роговой обманке, образуя зерна скелетно-сетчатой формы, размером до 0,1—0,2 мм. Цвет рутила и лейкоксена — желтовато-бурый.

Последовательность выпадения минералов при формировании описываемой породы такова:

I. Кварц мелкокристаллический — хлоритоид — хлорит — рутил — мелкочешуйчатый серицит;

II. Кварц гранобластический—листоватый серицит—гематит—голубоватый турмалин—хлорит.

III. Кварц—гематит.

При серицитизации и окварцевании породы хлоритоид разлагается, превращаясь в хлорито-гематитовые псевдоморфозы. В дальнейшем, при обильном отложении листоватого серицита II, гематит переотлагается, а хлорит исчезает (рис. 77). В конце процесса становится неустойчивым и серицит. Порода превращается в гематитовый кварцит с реликтовыми волокнами серицита и пятнисто-полосчатым расположением гематита.

Пирит-кварц-серицитовые листоватые породы и серицитовые кварциты аналогичны подобным же породам других зон рудного поля. Для пород характерны реликты кремнисто-серицитовых и хлорито-серицитокремнистых сланцев. При этом листоватый серицит метасоматически замещает хлорит и чешуйчатый серицит. В ряде случаев, судя по пятнистому размещению рутила и лейкоксена, замещались и участки пород основного состава. Мелкочешуйчатый серицит и ранний кварц подвергаются перекристаллизации с укрупнением зерна и образованием листочков серицита. Размеры листоватого серицита достигают 0,1—0,2 мм и реже 0,4—0,5 мм, Пирит образует зерна кубической формы, размер их в основном не превышает 1 мм. Вблизи зерен развивается стебельчатый кварц и листоватый серицит. Для этой группы пород характерным является наличие большого количества титановых минералов: рутила, лейкоксена, сфена, достигающих 10%. В главном минеральном парагенезисе «пирит — кварц — серицит» по мере развития замещений в начале наблюдается обычная перекристаллизация с укрупнением зерна, а затем дифференциация минеральных агрегатов. При этом образуются полосы крупнозернистого кварца и сплошного серицита, местами с резкими контактами. В дальнейшем серицит постепенно вытесняется кварцем и формируется кварцит. Титановые минералы перераспределяются в шнуры и цепочки. Также постепенно переотлагается пирит, причем ко времени выпадения обильного пирита (в виде гнезд и прожилков) хлорит, а так-

же карбонат, становятся устойчивыми. Самый поздний парагенезис в этих породах таков: стебельчатый кварц — крупнозернистый пирит — крупночешуйчатый серицит — бесцветный хлорит — карбонат.

Породы, содержащие высокоглиноземистые минералы, по составу разнообразны. Наряду с собственно алюмокварцитами, т. е. двуминеральными или трехминеральными породами, распространены кварциты, в которых присутствуют реликтовые серицит, хлоритоид, хлорит, титановые минералы. Так, выделяется разность полосчатых или грубосланцевых пористых алюмокварцитов с серицитом и пирофиллитом, имеющих гранобластовую или гранолепидобластовую структуру. Состав породы: кварц 15—35%, дистен и андалузит 10—60%, серицит и пирофиллит 1—15%. Полосчатость породы обусловлена чередованием кварц-серицитовых чешуйчатых агрегатов с кварц-дистен-андалузитовыми полосами (рис. 77). Листоватый серицит замещает кварц-серицитовую чешуйчатую массу. В то же время этот серицит, а также кварц-серицитовая и пирофиллитовая мелкочешуйчатая массы замещаются андалузитом, дистеном и зернистым кварцем. В шлифах, содержащих дистен или андалузит, пирит обычно отсутствует.

Дистен — минерал призматической или стебельчатой формы, удлинение положительное. Спайность совершенная. Двупреломление — 0,014. Погасание — близкое к прямому. В шлифе — бесцветный с большим показателем преломления. Угол оптических осей равен 80° . Выделяется две генерации дистена: ранний, сопутствующий в кварцитах андалузиту, и поздний, который дает местами оторочки вокруг скопленных жильного кварца (рис. 78).

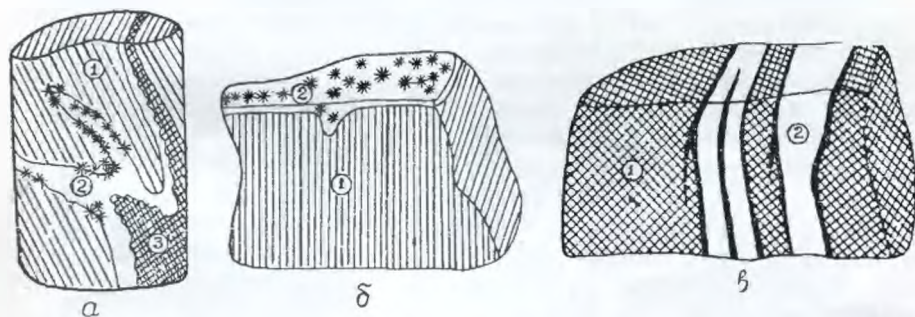


Рис. 78. Текстуры алюмокварцитов Бразихинского месторождения. а — приуроченность дистена (3) и пирофиллита (звездочки) к кварцевому прожилку (2), рассекающему кварц-пирит-серицитовый сланец (1). Скв. 608-С, обр. 608; б — кварц-дистен-андалузит-пирофиллитовая порода (1) с более поздней генерацией жильного кварца и крупнозвездчатого пирофиллита (2). Обр. 217; в — пористая кварц-дистен-андалузитовая порода (1), рассекаемая прожилками кварца (2), к которым приурочен крупнозернистый дистен (черное). Обр. П-342.

Андалузит — коротко-призматической формы с хорошо выраженной спайностью, двусный отрицательный. Удлинение отрицательное. Спайность по 110, менее выражена по 001, $2V = -78^\circ$. Двупреломление — 0,007—0,011. Размер кристаллов андалузита — 0,1—0,5 мм, дистена от 0,1 до 0,5—0,8 мм, редко достигает 1,5—2,0 мм.

Пирофиллит в виде мелких чешуек встречается в основной массе породы среди зерен дистена и андалузита, где с трудом отличим от серицита. Кроме того, в виде крупнозвездчатых агрегатов он выполняет поперечные трещины в этих же породах, ассоциируя с поздним кварцем, обособляющимся в виде жил, с дистеном второй генерации и пиритом (рис. 78).

Наблюдаются важные детали кварц-дистен-андалузитового замещения. На рисунке 77 в показан измененный слоистый туффит. Прослойка туффита смешанного состава, включают кристаллы хлоритоида, а прослойки кремнистой породы превращены в серицитовый кварцит. Развитие гранобластического кварца, дистена, андалузита и лейкоксена происходит лишь в участке туффита, кремнистая же порода остается без следов заметного замещения глиноземными минералами. Хлоритоид замещается хлоритом и лейкоксеном, реже кварцем, андалузитом и дистеном.

При изучении алюмокварцитов установлены следующие парагенезисы минералов:

I. Мелкозернистый кварц — хлоритоид (возможно, также ранний мелкочешуйчатый серицит и хлорит).

II. Кварц гранобластический — листоватый серицит—хлорит по хлоритоиду—рутил—лейкоксен.

III. Андалузит—дистен—рутил.

Кварц-дистен-серицитовые кварциты содержат прожилки пирит-кварцевого состава (рис. 78). Зерна пирита замещают дистен. В таких случаях характерны парагенезисы: кварц—дистен—чешуйчатый серицит—рутил и кварц стебельчатый — пирит — крупнокристаллический серицит.

Алюмокварциты без серицита и хлоритоида—это плотные существенно кварцевые породы, массивные или грубосланцеватые. В некоторых разностях их встречен алунит (до 35%) и рутил (до 5—8%). Никаких реликтовых структур первичных пород в таких породах не устанавливается. Парагенезисы минералов: рутил — кварц; рутил — кварц — андалузит—дистен—алунит. В обнажениях эти породы имеют форму плитовидных жил, согласно залегающих среди листоватых кварцево-серицитовых и мелкочешуйчатых кремнисто-серицито-хлоритовых пород. Не исключено, что частично или полностью они образовались при замещении порфирировых даек, залегающих в этих же породах.

Изучение пород Бразихинского участка позволяет наметить следующие три стадии в развитии гидротермального процесса: раннюю, когда происходит гидролизное разложение пород без заметного выщелачивания их; среднюю, в течение которой идет кварцево-серицитовое замещение и позднюю, которая характеризуется андалузит-дистеновым и алунитовым замещением.

В первую стадию кислые туффитовые породы превращаются в различные кремнисто-серицито-хлоритовые породы, причем ранний мелкочешуйчатый серицит и хлорит в породах сочетаются с реликтовыми минералами (эпидот, карбонат, полевые шпаты и другие). Мелкозернистый кварц подвергается лишь неполной перекристаллизации. Появляется ранний пылевидный пирит. В порфирировых породах развивается хлорит (в основной массе и по хлоритоиду), который сочетается с эпидотом и кварцем. В целом изменения носят характер обычных зеленокаменных превращений и потому резких переходов к вмещающим породам не наблюдается. Типичные минеральные парагенезисы: мелкозернистый кварц—мелкочешуйчатые хлорит и серицит—пирит—рутил; кварц—хлорит — эпидот—рутил.

Конечными продуктами изменения второй стадии являются однообразные по внешнему виду и составу пирит-кварц-серицитовые породы. Разновидностью их являются серицитовые кварциты с рутилом и пиритом. При замещении кислых туффитов происходит вытеснение мелкочешуйчатого хлорита, реликтов полевого шпата, эпидота, глинистого вещества и др., а также полная перекристаллизация кварца и серицита, иду-

щая в сторону укрупнения зерна. При интенсивном замещении четко проявляется метасоматическая дифференциация веществ. В целом процесс образования этих пород совершенно аналогичен тому, который описан для Новоберезовского, Иртышского и Глубочанского месторождений.

При образовании кварц-серицитовых пород по кварцево-хлоритоидо-хлоритовым сланцам также происходит перекристаллизация основной массы и ее замещения кварцем и серицитом. Хлоритоиды, частично или полностью ранее замещенные хлоритом, превращаются в хлорито-гематитовые псевдоморфозы. Подобные псевдоморфозы сохраняются при незначительном замещении всей породы кварцем и серицитом. При дальнейшем замещении хлорит исчезает, а гематит перераспределяется. Полное перераспределение гематита имеет место тогда, когда неустойчивым становится и серицит, а замещающий его кварц количественно резко преобладает. В конечном счете гематит в кварците размещается в виде пятен и полос, уже не отражающих его бывшую связь с псевдоморфозами хлоритоида. Турмалин образуется на стадии интенсивного кварц-серицитового замещения хлоритоидных сланцев.

Характерными парагенезисами для второй стадии являются: кварц—хлорит—гематит—серицит—рутил (ранний и неустойчивый); кварц — серицит—гематит—рутил—турмалин; кварц — рутил — гематит. Эти парагенезисы указаны в той последовательности, в какой они сменяют друг друга, причем последние из них являются устойчивыми в конце стадии. Пирит в эту стадию при замещении хлоритоидных пород практически не образуется, сменяясь обильным гематитом.

Третья стадия изменения пород является продолжением второй и никаким перерывом от нее не отделяется. Она выделяется потому, что все характерные минералы этой стадии (андалузит, дистен, пирофиллит и алунит) образуются в условиях вытеснения серицита. Главная масса богатых глиноземом минералов развивается в породах, первоначально содержащих хлоритоид и хлорит, то есть в породах среднего состава. Об этом свидетельствуют условия залегания алюмокварцитов, а также петрографические данные.

Характерны промежуточные стадии замещения этих пород, когда в шлифе наблюдаются редкие реликты хлорита и хлоритоида, сочетающиеся с обильным серицитом и кварцем второй стадии, а также андалузитом и дистеном. Кристаллизация последних начинается в условиях, когда серицит становится неустойчивым; он сохраняется лишь в виде волокон и реликтовых пятен в метасоматическом кварце. Переотложенные его массы выпадают на контактах полосок сплошного гранобластического кварца и в менее замещенных участках.

Обильные скопления андалузита, дистена и пирофиллита наблюдаются в кварцитах, уже не содержащих ни серицита, ни реликтов хлорита и хлоритоида. Эти кварциты представлены поздним устойчивым парагенезисом: кварц—дистен—андалузит (алунит—пирофиллит). Для них характерно однообразие внешнего вида и состава. Отличительной особенностью этих алюмокварцитов является тонкая широко распространенная пористость. В таких породах местами обособляется кварц жильного облика, которому сопутствуют поздний крупнокристаллический дистен и пирофиллит, дающие крупнозвездчатые агрегаты.

Необходимо отметить явление исчезновения гематита в алюмокварцитах. Гематит сохраняется лишь в тех шлифах, в которых единичные зерна андалузита и дистена сочетаются с реликтами серицита и хлорита.

В некоторых штуфах и шлифах наблюдается отчетливое наложение прожилков кварца, пирита и крупночешуйчатого серицита на алюмо-

кварциты. Эта минерализация, по-видимому, относится к рудному этапу.

Закономерность расположения описанных метасоматических пород по отношению друг к другу такова. В центре мощных зон гидротермальных изменений располагаются андалузит-дистеновые породы. Внешним чехлом для них являются пирит-кварц-серицитовые зоны. Эти зоны особенно мощными становятся висячем боку алюмокварцитов. По периферии серицито-кварцевые породы сменяются кремнисто-хлорито-серицитовыми, а эти последние — вмещающими туффитами и сланцами (рис. 79). Эта зональность усложняется тем, что на Бражихинском участке мы имеем несколько сближенных зон указанного строения. Кроме того, некоторые зоны не сопровождаются кварцитами.

Общая схема зональности имеет следующий вид:

- неизменные породы;
- подзона серицита I, хлорита I, кварца I;
- подзона пирита, кварца II, серицита II;
- подзона (ядро) кварца III, андалузита, дистена, а также пиррофиллита и алунита.

Не трудно видеть, что периферическая подзона отвечает продуктам первой стадии гидротермального метаморфизма, а центральная — минеральным образованиям третьей стадии. Поэтому зональность в целом может быть определена как околотрещинная инфильтрационно-метасоматическая (Д. С. Коржинский). Она является результатом прогрессирующего возрастания интенсивности метасоматоза в центре зон, где была активная инфильтрация растворов.

Подзона пористых андалузит-дистеновых кварцитов, по-видимому, отвечает главному каналу движения растворов, длительное время сохранявших свои кислотные свойства.

Из приведенной выше характеристики минеральных парагенезисов видим, что процесс изменения пород, как и в других частях рудного поля, начался с гидролиза вмещающих силикатных пород и нормально сменился их выщелачиванием. Однако выщелачивание не прекратилось на стадии, когда серицит устойчив совместно с кварцем, а прогрессировало до полного разложения серицита так, что устойчивыми с кварцем оказались лишь высшие алюмосиликаты. Второй особенностью процесса явилось необычно высокое содержание в растворе кислорода и участие в минералообразовании бора.

Во вторую стадию кислотные растворы «вымывали» из вмещающих пород большое количество магния, кальция, а также железа. Тем не менее нейтрализации растворов не произошло, о чем свидетельствует отсутствие в образующихся минеральных парагенезисах карбонатов, хлорита, пирита. Последние два минерала встречаются лишь в участках неполного выщелачивания. Они не накладываются на выщелоченные породы.

Турмалин, хлоритоид и хлорит образуются лишь при промежуточных стадиях замещения, когда еще серицит устойчив. Более устойчив гематит: он сохраняется при распаде всех этих минералов, хотя и подвергается, совместно с рутилом, переотложению в кварцитах. Однако в конечном счете происходит растворение и вынос даже устойчивого гематита, и именно в этих условиях кристаллизуется главная масса андалузита, дистена, а затем и алунита (тонкопористые алюмокварциты). По-видимому, в пересыщенном кремнеземом растворе, при наличии в нем свободных радикалов сильных кислот гематит растворяется, глинозем же — выпадает в осадок. Само собой разумеется, что в этих условиях кристаллизация сульфидов исключена по причине окисления серы

до восьмивалентной (алунит). Лишь в самом конце образования алюмо-кварцитов остаточные растворы, накапливающиеся в этих породах по трещинам, нейтрализуются и отлагают совместно с поздним кварцем и серицитом также пирит.

Общее представление о направлении и интенсивности процесса кислотного выщелачивания может дать таблица 44, где химические составы пород указаны в последовательности нарастания интенсивности процесса.

Таблица 44

Химический состав гидротермальных пород Бражихинского участка

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
344	51,06	17,69	4,95	7,45	8,12	3,90	0,64	1,46	1,07	0,06	0,10	-	-

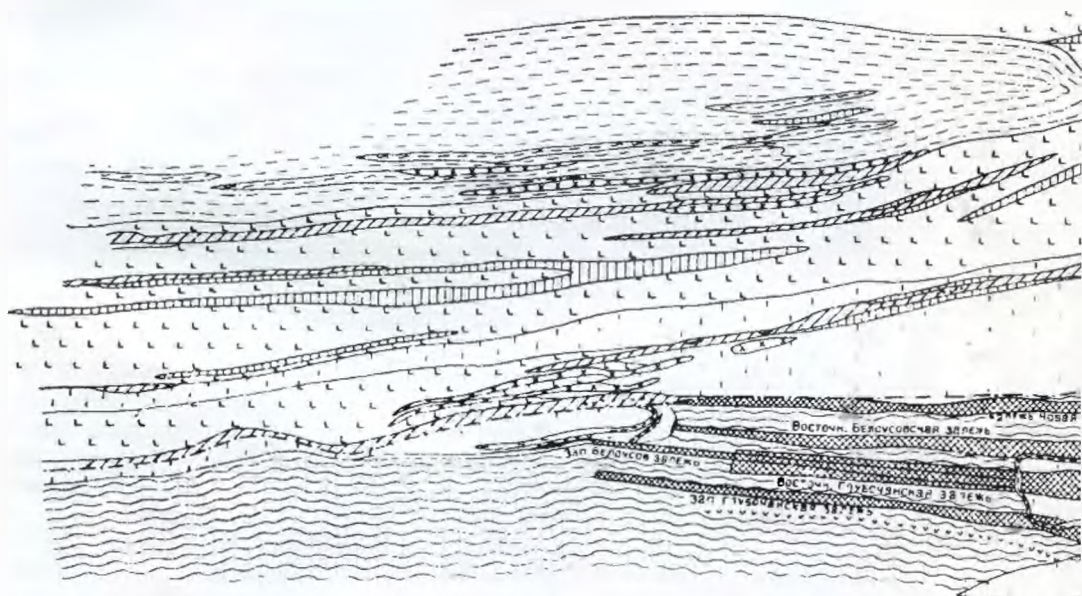
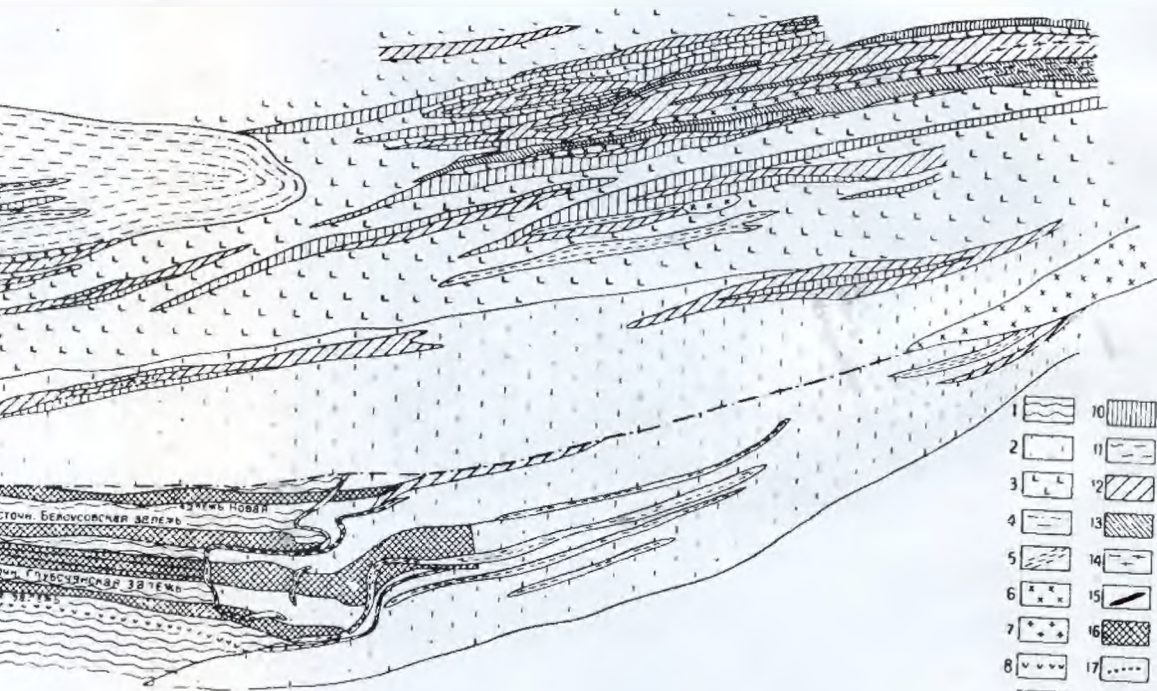


Рис. 79. Схема, передающая размещение и строение гидротермальных зон Белоусовско-Бражихины и туфопесчаники; 2—динамометаморфизованные алевролиты и туффиты; 3—динамометаморфизованные алевролиты; 5—маркирующие пласты углистых сланцев и известняков; 6—кварц-полевошпатовые порфиры; 9—14—гидротермально-измененные породы (9—кремнисто-серицитовые и хлоритолузитом, 11—кварц-анкерит-хлорит-серицитовые, 12—кварц-серицит-пиритовые, 13—кварц-дуцитом); 15—выходы руд на поверхность; 16—горизонтальные проекции на поверхность слепых впадин сульфидных вкрапленников в крутона

ного антиклинорного поднятия (Синюшинско-Ревнюшинского). Рудоносная структура на восточном фланге сопряжена с региональной зоной смятия, идущей вдоль антиклинорного поднятия; в западном направлении



вон Белоусовско-Бражи́хинского рудного поля. 1—динамометаморфизованные известковистые алевролиты; 2—динамометаморфизованные порфиры, туфы и гупфиты; 3—известняки и углисто-глинистые; 4—кварц-полевошпатовые порфиры, альбитофиры и фельзит-порфиры; 5—плагиогранит-порфиры; 6—со-серпичитовые и хлоритовые, 10—кварц-хлоритсерпичитовые породы с хлоритомом, дистеном и андалузитовые, 13—кварц-дистен-андалузитовые, 14—кварцевые жилы с пиррофиллитом, дистеном и пиритом на поверхность слепых рудных залежей (в закрытых структурах); 17—проекции по восстанию линз и граппелинников в крутопадающих зонах; 18—разломы.

до восьмивалентной (алунит). Лишь в самом конце образования алюмокварцитов остаточные растворы, накапливающиеся в этих породах по трещинам, нейтрализуются и отлагают совместно с поздним кварцем и серицитом также пирит.

Общее представление о направлении и интенсивности процесса кислотного выщелачивания может дать таблица 44, где химические составы пород указаны в последовательности нарастания интенсивности процесса.

Таблица 44

Химический состав гидротермальных пород Бражихинского участка

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
344	51,06	17,69	4,95	7,45	8,12	3,20	0,64	1,46	1,07	0,09	0,13	3,82	99,82
192	70,72	15,10	5,91	2,30	0,61	0,90	0,30	0,36	1,07	0,08	0,05	2,42	99,82
592	63,54	18,00	7,18	0,28	0,95	1,10	1,02	1,26	0,80	0,10	0,60	5,72	100,62
173	75,78	17,90	1,75	0,87	0,80	0,77	0,06	0,14	0,71	0,09	0,12	0,76	99,78

Примечание. Обр. 344 — плотный порфирит из вмещающей толщи; обр. 192 — кварц-хлоритовидная порода с небольшим количеством эпидота; обр. 592 — листоватая пирит-кварц-серицитовая порода; обр. 173 — кварц-андалузит-дистеновая порода с серицитом и пиррофилином.

Зоны алюмокварцитового выщелачивания в пространстве должны сменяться зонами, где вследствие нейтрализации растворов будет происходить отложение выщелоченных компонентов (магния, кальция, кварца, щелочей и др.). Скорее всего это будут обычные зоны кварцево-карбонатного, серицито-хлоритового и карбонато-хлоритового замещений, которым сопутствует массовая кристаллизация сульфидов железа и цветных металлов. Их необходимо искать на флангах описанных зон.

Зыряновское рудное поле

Зыряновское полиметаллическое месторождение детально изучалось в последние годы многими исследователями. В опубликованной работе А. К. Каюпова, В. А. Ким, Л. Г. Никитиной и Е. А. Флерова (1957) содержится характеристика геологоструктурных и генетических особенностей месторождения. Б. И. Вейц, И. В. Покровская (1959) подробно описали вещественный состав руд. Исследования М. Г. Хисамутдинова, Н. И. Шумской, Т. Я. Демидовой, И. В. Ляхницкой, Ф. К. Шипулина, Ван Лян-гуйя и др., проводившиеся в 1956—1960 гг., носили специальный характер и были посвящены характеристике метаморфических процессов, стадийности их развития и взаимоотношению стадий минералообразования с тектоническими структурами, жильными интрузиями и вмещающими породами. Эти работы дают исчерпывающее представление о геолого-генетических особенностях Зыряновского месторождения и позволяют отнести его, в нашей классификации, к группе среднетемпературных гидротермальных образований, связанных с комплексом поздних малых интрузий.

Месторождение приурочено к узкой поперечной горст-антиклинальной структуре, развившейся на западном крыле крупного субмеридионального антиклинорного поднятия (Синюшинско-Ревнюшинского). Рудоносная структура на восточном фланге сопряжена с региональной зоной смятия, идущей вдоль антиклинорного поднятия; в западном направлении

она погружается на глубину и, вероятно, сопрягается с глубинным разломом, выполненным гранитными интрузиями змеиногорского комплекса.

Широтная горст-антиклиналь сильно осложнена продольными разломами и зонами расланцевания. Дизъюнктивные нарушения приводят к ступенчатым смещениям нижнепалеозойского фундамента; выше по разрезу, в толще складчатого девона, они группируются преимущественно на крыльях антиклинали, приводя к общему поднятию (типа диапирового) ядра по отношению к крыльям. В нарушенных крыльях этой структуры заключены субэкструзивные тела порфириров и порфиритов, а в сводовой части, под экранирующей песчано-глинистой толщей—седловидные залежи вкрапленных руд. Последние представляют собой массы минерализованных сульфидами смятых и окварцованных туфов кислого и смешанного состава. В пределах крутопадающих зон разломов и расланцевания пород, на крыльях горст-антиклинали и в ядре, залегают поздние дайки порфиритов и плитовидные тела богатых, нередко сплошных сульфидных руд, называемые «промзонами». В западном направлении разломы, залежи интрузивных пород и рудные зоны сближаются и частью соединяются, а в восточном—веерообразно расходятся. Подобное явление сближения и соединения даек и рудных зон наблюдается и в поперечных разрезах по восстанию. Эта характерная для Зырянска структура, сыгравшая очень важную роль при локализации богатых руд, получила у местных разведчиков название «шатровой» (П. Г. Нечуятов). Если проанализировать все последовательно расположенные поперечные разрезы через месторождение, то нетрудно убедиться, что эта шатровая структура, как и вся горст-антиклиналь, погружается по простиранию в западном направлении на глубину. Угол погружения рудных залежей (и даек?) некрутой в восточной и центральной части месторождения, близкий или равный по величине углу погружения оси горст-антиклинали. На западном фланге он увеличивается до 30—40° и потому месторождение здесь быстро уходит по простиранию на глубины свыше 1000—1200 м, недоступные для колонковой буровой разведки (рис. 80).

Сопоставляя опубликованные ранее погоризонтные планы и разрезы месторождения (А. К. Каюпова, 1957, рис. 2, 3, 23) с составленной нами продольной проекцией месторождения (рис. 80), нетрудно уловить уже знакомое нам явление рудного пучка. Длина Зырянского пучка рудных зон и малых интрузий в пределах достигнутых разведкой глубин несколько меньшая, чем, например, длина Белоусовско-Глубочанского пучка. Корневая его часть лежит западнее горы Рудной на значительных глубинах. Мощная толща безрудных флишоидных отложений на уровне эрозионного среза прорывается здесь лишь отдельными дайками порфиритов. Основная их масса вместе с рудными телами уходит по склонению на глубину под эту толщу. Мощность и ширина рудных зон при погружении последних на глубину резко уменьшаются. Одновременно происходит распальцевание рудных тел. Все это позволяет предполагать, что поздние магмы, давшие малые интрузии, и минерализующие растворы проникли в нарушенную горст-антиклинальную структуру Зырянска, двигаясь по наклонным каналам снизу вверх и с запада на восток. Восточный фланг месторождения (Юго-Восточная залежь) является наиболее удаленным от корневых частей пучка, западный (Заводская залежь)—ближайшим к нему. Магмы и гидротермальные растворы, поднимаясь с глубин по относительно узкому одному каналу, стали растекаться в виде системы веерообразно расходящихся потоков на глубине около 1—1,5 км (считая от современного эрозионного среза).

По данным А. К. Каюпова (1957) гидротермальная деятельность на

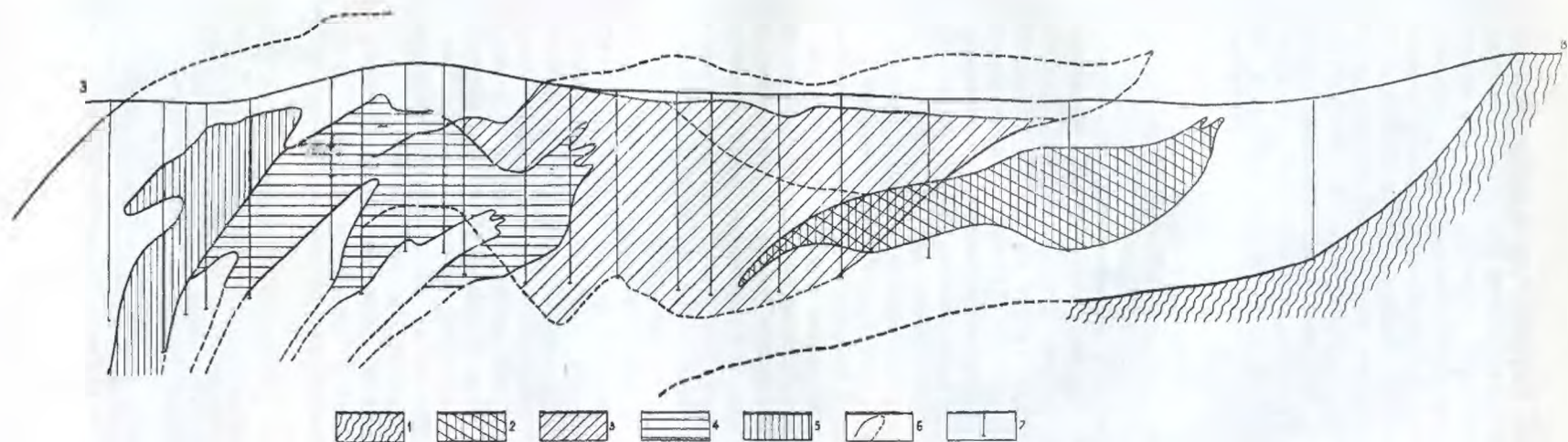


Рис. 80. Продольный вертикальный разрез по оси Зыряновской рудоносной структуры (по П. Ф. Иванкину). 1 — нижнепалеозойский фундамент; 2 — проекция Юго-Восточной рудной залежи; 3 — проекция Северной и Южной промзон; 4 — проекция Маслянской промзоны; 5 — проекция Заводской залежи; 6 — контуры, установленные и предполагаемые; 7 — опорные разбуренные разрезы.

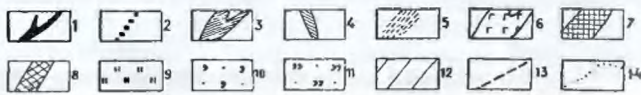
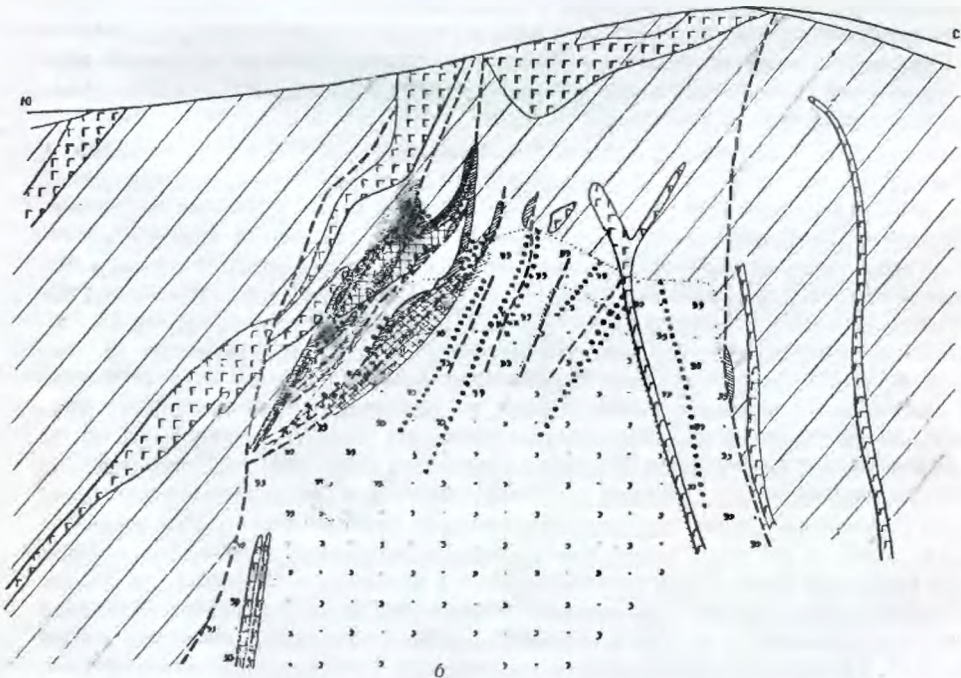
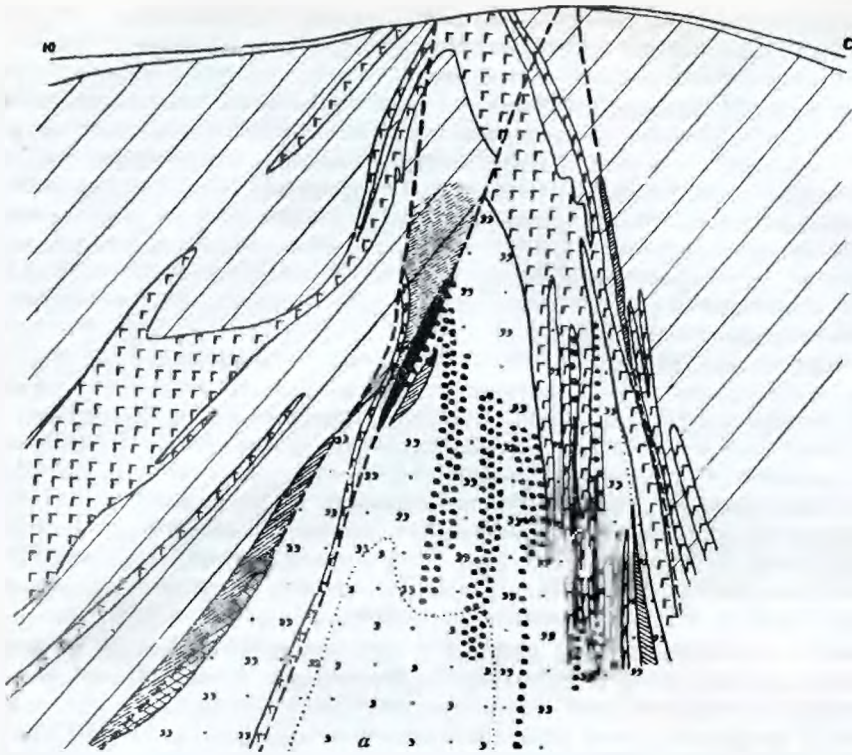
участке месторождения началась после проявления тектонических движений, приведших к формированию складок и разломов. В начале образовались: ильменит, магнетит, серицит, хлориты, кварц тонкокристаллический (микрокварциты), арсенопирит, пирит, доломит, кальцит, альбит, микроклин, биотит. Полиметаллическая минерализация имела место после довольно значительных повторных тектонических подвижек. В эту вторую стадию образовались комплексы минералов сплошных и вкрапленных руд: кварц, пирит, барит, доломит, анкерит, кальцит, сфалерит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, марказит, галенит, штрмейерит, золото, электрум и другие. Минерализующие растворы, приведшие к изменению вмещающих пород и отложению в них руд, проникали по зонам расланцевания, трещиноватости и брекчирования вдоль нарушенных контактов пород разного литологического и химического составов.

История развития метасоматических процессов, сформировавших Зыряновское месторождение, по данным М. Г. Хисамутдинова, может быть представлена в следующем виде. Процесс изменения пород был прерывистым, многоэтапным. Выделяется три главных этапа: ранний, средний и поздний. В течение раннего этапа ороговикованные под воздействием биотитовых гранитов породы подверглись гидролизу, при этом биотит, цоизит, турмалин и гранат полностью заместились хлоритом, серицитом, кварцем, карбонатом. За счет кремнисто-глинистых алевролитов и туфогенных песчаников образуются кремневидные роговики, хлоритовые микрокварциты и кварцево-хлоритовые породы, а за счет туфов кислых эффузивов — серицитовые микрокварциты и кварц-серицитовые породы. Эти породы слагают ядро горст-антиклинали, которое целиком было вовлечено в зону гидротермальных изменений. По тектоническим разломам и вблизи них в течение этого этапа происходило преимущественно магнезиальное замещение пород — образование почти мономинеральных хлоритовых жил, состоящих на 20—25% из окиси магния и на 30% из глинозема. Хлоритовые породы повсеместно содержат пылевидный пирит, а также рутил. В конце этого этапа произошли тектонические подвижки, приведшие к раздроблению микрокварцитов и сдвигам по контактам залежей хлоритовых пород и кварцитов. Подвижки завершились внедрением даек порфиритов, которые секут и метаморфизуют описанные выше гидротермально-метасоматические породы. По данным Ф. К. Шипулина (1958) эти дайки относятся к четвертой — самой молодой в районе группе малых интрузий. По возрасту они моложе жильных образований, связанных с биотитовыми гранитами («калбицскими») и контролируются глубоко проникающими тектоническими нарушениями.

Гидротермальный метаморфизм второго этапа непосредственно предшествовал отложению основной массы полиметаллических руд. Отличительной особенностью этого этапа является мощный калиевый метасоматоз пород — замещение их флогопитом, биотитом, мусковитом, серицитом, микроклином, адуляром, гялофаном.

При калиевом замещении существенно хлоритовых пород получают развитие слюды, которым сопутствуют карбонат, кварц, пирит, апатит. Образуются такие характерные породы как флогопитовые, мусковит-фло-

Рис. 81. Разрезы через Зыряновское месторождение (по М. Г. Хисамутдинову и Т. Я. Демидовой). а—разрез в западной, б—в центральной частях месторождения. 1—сплошные руды; 2—прожилково-вкрапленные руды; 3—хлоритовые породы; 4—серицитовые породы; 5—хлоритизация; 6—жильные тела порфиритов; 7—микрокварциты по кремнистым алевролитам; 8—микрокварциты; 9—калишпатизация; 10—кварц-хлоритовые породы по песчаникам и туфам; 11—серицито-хлорит-кварцевые и серицито-кварцевые породы по туфам кислого состава; 12—песчано-алевролитно-сланцевая толща; 13—разломы; 14—контурные кварц-хлоритовых и кварц-хлорит-серицитовых пород.



гопит-карбонатные, мусковитовые, серицитовые. Эти породы залегают преимущественно в зальбандах богатых сульфидных залежей.

Широко развиты на месторождении также плотные кварц-микроклиновые породы, внешне похожие на кварциты, за которые в прошлом и принимались. Эти породы содержат многочисленные прожилки кварц-сульфидного, альбит-кварц-сульфидного и сульфидного составов и представляют собой одну из разновидностей прожилковых руд. Залежи метасоматических кварц-микроклиновых пород с сульфидами окружены хлорит-кварцевыми и серицито-кварцевыми породами с порфиробластами микроклина. Одновременно с кварц-микроклиновыми породами формировались прожилки и линзы, сложенные кварцем, карбонатами (доломитом и параанкеритом) и пиритом.

В третий этап формировались жилы крупнозернистого кварца и кварцево-сфалерито-халькопиритовые, основная масса сплошных и вкрапленных полиметаллических руд, а также более поздние жилы: хлоритосульфидные, кварцево-сфалерито-галенитовые, кварцево-карбонато-баритовые, альбито-кварцево-сульфидные, крупнокристаллических сульфидов и кальцитовые. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией в рудах является: сфалерит-пирит-галенит-халькопиритовая с баритом. Отношение свинца, цинка и меди в среднем по месторождению равно $1 : (1,18—1,56) : (0,17—0,28)$. Количество пирита примерно равно количеству галенита, т. е. сравнительно невелико.

Сопоставляя приведенные данные с результатами изучения метасоматических процессов на Березовско-Белюсовском поле, можно отметить следующие особенности формирования Зырянского месторождения. Общая направленность метасоматического процесса в данном случае та же, что и в описанных ранее примерах среднетемпературных месторождений: процесс начинается с гидротермического разложения и кислотного выщелачивания пород, проходит стадию пиритизации, отложения щелочно-земельных и щелочных элементов и завершается массовой кристаллизацией сульфидов, а затем и жильных минералов с поздними сульфидами в трещинах и пустотах.

Однако в Зырянске, в отличие, например, от Новоберезовского и Иртышского месторождений, предрудное выщелачивание пород происходило с меньшей интенсивностью и неполно. Поэтому составы гидротермально-метасоматических пород в общем близки составам пород первичных, что петрографически и проявляется в явлении избирательного замещения: серицито-кварцевые породы и серицитовые микрокварциты образуются по кислым эффузивам, пирито-хлорито-кварцевые породы — по железо- и магний-содержащим туфогенным алевросаммитам и пр. Сколько-нибудь значительного выщелачивания из породы и переотложения растворами железа, по-видимому, не происходило, чем можно объяснить отсутствие на месторождении залежей серных колчеданов. В то же время минерализующие растворы сравнительно рано обогатились до состояния насыщения магнием и потому неполное выщелачивание пород в одних участках сменялось магниезальным замещением слабо выщелоченных пород в других. Последнее происходило преимущественно в зонах более активной циркуляции растворов — в разломах. В итоге мы имеем совместное нахождение и сложные пространственные взаимоотношения серицито-кварцевых и хлоритовых слабо пиритизированных пород (рис. 81). Описанное соотношение процессов предрудного выщелачивания и магниезальной базификации на Зырянском месторождении в какой-то мере подобно тому, которое наблюдается в верхней зоне Березовского месторождения.

Второй важной особенностью предрудного метасоматоза на Зырян-

ском месторождении является необычно высокая активность калия, который связывается в форме слюд (биотит, флогопит, серицит, мусковит) и микроклина. Прогрессирующее повышение потенциала калия в минерализующих растворах и выпадение его в виде светлых слюд (мусковита и серицита) непосредственно перед отложением руд характерно для многих полиметаллических месторождений (П. Ф. Иванкин, 1957). Особенность щелочного метасоматоза в Зырянске состоит в появлении, наряду с мусковитом и серицитом, биотита, флогопита и массовое отложение калишпата. Эта особенность, по-видимому, обусловлена одновременным насыщением растворов магнием, неизрасходованной при дорудной хлоритизации и доломитизации пород, и калием. Массовое выпадение калий-содержащих минералов из растворов при формировании рудных зон описываемого типа обычно наступает тогда, когда свободная углекислота связывается в виде карбонатов. Поэтому поздние мусковитовые, серицитовые и микроклиновые породы образуются практически одновременно с карбонатами. Примером таких пород являются доломит-мусковитовые, доломит-серицитовые породы Березовки и Золотушки (П. Ф. Иванкин, 1957). Флогопитовые и кварц-микроклиновые породы Зырянска также образуются одновременно с кристаллизацией доломита и параанкерита (Хисамутдинов, 1956).

Последовательность отложения минералов рудного этапа аналогична таковой других месторождений среднетемпературной группы. Чрезвычайно широкое развитие вкрапленных руд и таких жильных минералов как кварц, карбонаты и барит в минерализованных зонах Зырянска свидетельствует о преимущественном отложении руд путем гидротермально-метасоматического замещения пород.

Явления инфильтрационно-метасоматической зональности в масштабе всего рудного пучка изучены пока слабо. Однако они здесь несомненно имеют место, проявляясь наиболее полно, как и на других месторождениях, по склонению минерализованных зон, т. е. в направлении движения растворов. Любопытные данные получают при сопоставлении двух рудных залежей Заводской и Юго-Восточной. Первая из них располагается ближе других к корневым частям пучка, вторая является наиболее удаленной. В Заводской залежи руды в полтора раза богаче по содержанию свинца и цинка и в два раза по содержанию молибдена, чем руды Юго-Восточной залежи. Напротив, содержание таких относительно легко подвижных компонентов как теллур и селен резко возрастает в рудах Юго-Восточной залежи (соответственно в 2 и 4 раза), а также возрастает и количество золота (и серебра) по отношению к свинцу. Поэтому можно ожидать, что корреляция металлов по простиранию и восстанию «промзон», с запада на восток, будет закономерно изменяться в сторону увеличения роли относительно подвижных компонентов раствора в более удаленных частях «промзон». На больших глубинах, вероятно, появление медно-цинковых руд вначале пиритного, а затем и пирротинового рядов.

Золотушинское рудное поле

Золотушинское месторождение и прилегающие к нему рудные зоны детально изучены и описаны в опубликованных работах (П. Ф. Иванкин, 1952—1957). Месторождение формировалось в хорошо расслоенной толще моноклинально залегающих вулканических агломератов и эффузивов, содержащих прослойки мелкообломочных осадочных и туфогенно-осадочных пород. Под вулканическими агломератами на глубине свыше 500—1000 м погребен каледонский фундамент, разбитый разломами и

имеющий неровный рельеф тектонического происхождения. Струи минерализующих растворов и небольшие порции средних и основных магм, давших дайки позднего комплекса, проникли в эродированную вулканическую постройку по вертикальным разломам северо-западного простирания. Растекаясь по многочисленным нарушенным межпластовым швам, трещинам и порам в вулканогенно-осадочной толще, гидротермальные растворы интенсивно воздействовали на породы этой толщи в зоне, длина которой превышает несколько километров, а ширина равна 500—600 м. Вся эта зона характеризуется таким взаимоотношением каналов движения растворов, который свойствен рудолокализирующим структурам клиновидного типа. В этом отношении она во многом напоминает описанную шатровую структуру Зырянска. Рудные залежи и минерализованные зоны Золотушинского рудного поля погружаются полого в южном направлении. В этом же направлении они сближаются и соединяются, образуя род рудного пучка (П. Ф. Иванкин, 1957, рис. 15 и 16).

Дорудные изменения пород в этой структуре выражались вначале в простой перекристаллизации и гидролитическом разложении пород с образованием вторичных кварца, серицита и хлорита. Два первых минерала возникали повсеместно при разложении полевых шпатов и калий-содержащего базиса порфирировых туфов и туффитов. Хлорит и магнезиально-железистые карбонаты в больших количествах образовались в основных туфах, туффитах и эффузивах. Эти собственно метаморфические изменения, происходившие без существенного привноса и переотложения породообразующих компонентов, к концу этапа стали перерастать в метасоматические. Магнезиальный и щелочной метасоматоз, сопровождавшийся пиритизацией пород, для данного месторождения наиболее характерны. В участках активной циркуляции растворов породы подверглись хлоритизации, серицитизации, пиритизации и карбонатизации. Местами отложились моно- и биминеральные метасоматические породы. Весьма широко распространены хлоритовые, хлорит-антигоритовые, хлорит-доломитовые и хлорит-серицитовые породы, всегда содержащие пирит и рутил. Хлоритовые породы состоят на 10—15% из магнезии и на 20—25% из глинозема. Породы, так же, как и на Зырянском месторождении, нередко вмещают руды или имеют с ними непосредственные контакты. Менее распространены, но характерны для рудолокализирующих контактов существенно серицитовые, серицит-доломитовые, серицит-хлорит-доломитовые и кварц-серицитовые гидротермальные породы, ничем по существу не отличающиеся от различных «серицитолитов» Лениногорска. Размещение этих пород в рудной зоне таково, что приходится предпологать значительные расстояния переноса выщелоченного из боковых пород магния и калия к местам массового их отложения. Кремнекислота (а также глинозем), напротив, заметному переотложению не подвергается. Все кварцитовидные породы представляют собой изначально существенно кремнистые алевропелиты и алевролиты, частью порфиры и их туфы, из которых при перекристаллизации были вынесены растворами большая часть щелочей и магнезии. Почти весь кремнезем и глинозем в породах при этом сохраняется.

Рудный этап начинается с отложения из растворов прожилкового кварца, карбонатов, пирита. Продолжается отложение хлорита, серицита и мусковита. В эту стадию кристаллизуется основная масса пирита в форме густых вкрапленников и сплошных скоплений в хлоритовых, карбонатно-серицитовых и серицито-кварцевых породах.

Пирит продолжает выпадать и во вторую стадию рудного этапа, однако в это время начинают отлагаться ранние халькопирит и сфалерит, преимущественно в виде вкрапленников. Одновременно образуются в из-

менных породах прожилки и гнезда карбонатов, доломит-серицитовые, хлорит-доломитовые агрегаты и крупночешуйчатые калиевые слюды.

В третью (главную рудную) стадию отлагается основная масса сфалерита и галенита, которым сопутствуют пирит, халькопирит, сурьмянистая блеклая руда, доломит, барит, кальцит, кварц, серицит, амезит, а из редких рудных — серебро, золото, борнит, алтаит, петцит, гессит и некоторые другие. Количественно преобладают вкрапленные и сплошные руды, менее распространены — прожилковые. Относительное количество нерудных минералов в рудной массе характеризуется следующими данными: хлорита — 52%, серицита — 14%, кварца — 13%, карбонатов — 13%, барита — 6%. Отношения свинца, меди, и цинка равно 1:1:3,5. Количество пирита превышает количество галенита не менее чем в 5—6 раз. Составы гидротермально-метасоматических зон и рудных залежей Золотушинского месторождения в общем близки таковым Зырянского, хотя имеются и существенные отличия. На Золотушинском месторождении не известны кварц-микроклиновые и биотит-флогопитовые метасоматические породы, зато хлоритовое и доломитовое замещение в предрудный этап здесь развито, по-видимому, более широко. Относительное количество в рудах пирита, сфалерита и халькопирита здесь значительно большее, чем в рудах Зырянска, а месторождение в целом отличается более высоким содержанием цветных металлов.

Ленинское рудное поле

Ленинское рудное поле детально описано Н. Н. Куреком и П. П. Буровым (1939) и в более поздних трудах Г. Н. Щербы и К. Ф. Ермолаева (1957), Б. И. Вейц, М. В. Тацининой и других (1959). В крупном плане рудное поле представляет собой грабен-синклиналь (наложенную мульду), развившуюся в среднем палеозое на каледонском основании Синошинско-Ревнюшинского антиклинория. Эта депрессионная структура, ограниченная со всех сторон тектоническими зонами, заполнена хорошо расслоенными полого складчатыми осадочно-вулканогенными породами среднего девона. В этих породах, в пределах нарушенных рудоподводящими разломами купольных структур, расположены согласные залежи полиметаллических руд. Главная масса руд заключена в пористых туфах и туффитах, непосредственно под экранирующим «критическим горизонтом» плотных алевролитов. Промышленные рудные залежи имеют блюдцеобразную форму с круговыми и эллиптическими горизонтальными проекциями. В большинстве случаев они тяготеют к куполовидным поднятиям и крутопадающим зонам разломов северо-западного и широтного простираний. К этим же зонам приурочены дайки поздних порфириров, имеющие внутриминерализационный возраст.

В пределах рудоносного горизонта разобщенные рудные «линзы» сопровождаются мощными ореолами гидротермальных изменений пород и сульфидных вкрапленников. По простиранию и падению слоев эти ореолы уходят далеко за пределы контуров промышленных руд. В результате послонной инфильтрации растворов, поднимавшихся с глубин по разломам, еще до отложения руд образовались крупные тела серицитокварцевых пород и микрокварцитов, которые при последующих интерминерализационных подвижках подвергались дроблению. В этих дробленных породах и отложилась главная масса сульфидов в виде вкрапленных и прожилково-вкрапленных сравнительно небогатых руд. Сплошные руды играют подчиненную роль. Структурно они отчетливо тяготеют к разломам (К. Ф. Ермолаев). Непосредственно висячем боку некоторых залежей прожилково-вкрапленных руд располагаются кварц-

баритовые породы, также содержащие вкрапленное полиметаллическое оруденение. Вверх по разрезу окolorудные изменения пород быстро затухают и в верхних свитах фиксируются лишь вблизи крутопадающих тектонических трещин. Для рудного поля характерна многоярусность оруденения и развитие слепых согласных рудных залежей.

Ранние гидротермальные изменения пород привели к образованию серицито-кварцевых и существенно кварцевых пород за счет кислых туфов и алевролитов, доломитизации известняков, хлоритизации и карбонатизации средних и основных эффузивов и их туффигов. Все эти изменения, сопровождающиеся образованием в породах пирита, предшествовали отложению руд. Г. Н. Щерба (1957) склонен их не связывать с рудным процессом и относит к раннегерцинским, возможно, вулканическим процессам.

К продуктам метаморфизма, сопровождавшим образование рудных залежей, этим исследователем отнесены серицитовые, кварцево-серицитовые, доломито-серицитовые породы («серицитолиты»), барито-кварцевые породы, сплошные и вкрапленные руды и различные жилы и прожилки: кварцевые, кварцево-карбонатные, карбонатные, баритовые с сульфидами меди, цинка и свинца и другими рудными минералами. Весьма широко распространены на рудном поле серицитовые тонкочешуйчатые мягкие породы. Некоторые разности их состоят почти целиком из серицита (фенгита) с незначительной примесью хлорита, пирита, карбонатов. Более обычны однако биминеральные серицит-доломитовые породы (доломитовые серицитолиты) с переменным количеством этих минералов. Менее распространены кварцевые серицитолиты, хлорито-серицитовые и хлорито-доломитовые гидротермальные породы. Среди жильных минералов в рудной массе вообще резко преобладают кварц, серицит и карбонаты, а также барит. «На путях движения рудных растворов происходило частичное переотложение ранее образовавшихся кварца, серицита и карбонатов. В итоге рудные минералы ассоциируют с тем же кварцем, серицитом, карбонатами, которые развились и в дорудную стадию, но только с новой более поздней их генерацией» (Г. Н. Щерба, 1957).

По данным Б. И. Вейц (1959) основными рудными минералами Риддерского и Сокольного месторождений являются: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит; второстепенными — мельниковит-пирит. К числу более редких отнесены: тевнантит, тетраэдрит, серебро, золото, арсенипирит, стефанит. Количественные соотношения галенита, халькопирита и сфалерита характеризуются цифрами 1 : 0,7 : 2,8. Количество пирита примерно равно количеству галенита. По этим же данным последовательность выделения групп минералов, составляющих рудную массу, такова (от ранних к поздним):

- 1) кварц, доломит, хлорит, серицит, кальцит, бисульфиды железа;
- 2) пирит, доломит, сфалерит, барит, кальцит;
- 3) сфалерит, халькопирит;
- 4) халькопирит, блеклая руда, галенит;
- 5) блеклая руда, галенит;
- 6) хлорит, серицит.

На Лениногорском рудном поле как нигде на Алтае (исключая, возможно, Змеиногорск) широко распространены рудные жилы и прожилки. Г. Н. Щербой была предпринята попытка выяснить соотношение прожилкового оруденения со сплошными рудами и окружающими их ореолами вкрапленников. Установлено, что формирование рудных прожилков началось до начала и закончилось после формирования сплошных масс сульфидов и скоплений серицитолитов. Среди поздних прожилков, секу-

щих руды, известны (от ранних к поздним): кварцевые с сульфидами, кварцево-карбонатные с сульфидами, кварцево-баритовые с сульфидами, галенито-сфалеритовые, пирито-цеолитовые, гипсовые. В начале формирования рудных залежей преобладали процессы метасоматического замещения пород рудными и нерудными минералами, которые затем сменились процессами отложения минералов в полостях приоткрывающихся трещин.

Приведенные данные характеризуют лениногорские месторождения как рудную формацию переходного типа в отношении признаков температуры и глубины образования. Трещинные минеральные жилы и прожилки, подобные лениногорским, совершенно не характерны для месторождений Березовско-Белоусовского поля. На Золотушинском и в особенности Зыряновском месторождениях они играют заметную, но далеко не главную роль в строении рудных залежей. В Лениногорске рудные жилы и их системы (штокверки), наряду с сульфидными вкрапленниками, создают главную массу промышленных руд. Рудные тела формировались путем заполнения минерализующими растворами сложной сети трещин, из которых многие были зияющими, и путем налитывания пористых пород между трещинами. Формирование штокверков заполнения могло происходить в условиях небольшой глубины, когда внутреннее давление поднимающихся гидротермальных растворов превышало внешнее давление. Об этом же свидетельствует чрезвычайно широкое развитие на месторождении грубых брекчий, образование которых предшествовало и сопутствовало отложению руд. Состав жильного выполнения (кварц, карбонаты, барит) указывает на кислотный характер минерализующих растворов и относительно низкие температуры его. В данном случае растворы рудного этапа, просачиваясь через большие объемы сильно пористых горных пород, быстрее чем в обычных условиях охлаждались и приобретали кислотные свойства благодаря заимствованию кислорода извне. Из этих подкисленных растворов, помимо упомянутых жильных, кристаллизовались поздние рудные — галенит, клейофан, сурьмянистые блеклые руды, марказит, золото и другие.

Поэтому не будет преувеличением сказать, что характерные «видовые» особенности лениногорских месторождений обусловлены, с одной стороны, преимущественно трещинной циркуляцией гидротермальных растворов в зоне рудоотложения и, с другой, повышенным потенциалом кислорода в растворах на протяжении всего рудного этапа, в особенности в конце его.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕДНО-ЦИНКОВЫЕ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛЫХ ГЛУБИН И ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ

Как уже упоминалось, существуют постепенные переходы между средне- и низкотемпературными месторождениями Рудного Алтая в отношении признаков, характеризующих температуру отложения руд. На многих месторождениях, отнесенных нами к среднетемпературным по количеству преобладающих минеральных парагенезисам, отложение минералов в конце рудного этапа происходило в условиях низких температур. Несомненно, низкотемпературными образованиями являются, например, системы поздних прожилков Золотушинского, Зыряновского и Лениногорского рудных полей, поскольку вместе с кварцем и кальцитом в составе жильного заполнения встречаются барит, адуляр, сложные сульфосоли серебра, марказит, гипс. К низкотемпературным мы относим

такие сульфидные месторождения, на которых эта минеральная ассоциация распространена весьма широко.

Наряду с обычным молочно-белым кварцем, здесь получает развитие халцедоновидная его разновидность, среди карбонатов заметную роль играет кальцит, обычным спутником пирита становится марказит, а сфалерита — вуртцит. Вместе с увеличением количества блеклых руд, получают большее развитие, чем в среднетемпературных залежах, теллуриды и селениды золота и серебра, а также самородные золото и серебро. Количество барита в месторождениях этой группы иногда становится столь значительным, что этот минерал приобретает значение важного полезного ископаемого, то как самостоятельное сырье, то как спутник золота.

Структуры низкотемпературных месторождений не менее многообразны и сложны, чем структуры среднетемпературных залежей. Однако их общей отличительной чертой является ведущее значение разломов и трещин, которые и определяют морфологию и размещение рудных залежей на рудных полях. Сложные комбинированные метасоматические залежи в тектонических каркасах, рудные штокерки и секущие жильные зоны являются наиболее распространенными формами алтайских низкотемпературных месторождений.

Глубины формирования месторождений этой группы варьируют, по видимому, в пределах от 0,5 до 1—2 км. Наиболее надежные расчеты удастся сделать для Николаевского месторождения (П. Ф. Иванкин, В. С. Кузубный, 1960). Вблизи этого месторождения разбурена верхнепалеозойская угленосная толща, взаимоотношения которой с рудовмещающими породами среднего и верхнего девона изучены детально. Расстояние по вертикали между лежащим боком континентальной толщи и залегающим ниже рудным телом равно около 200—300 м. Учет возможных неровностей рельефа в период рудоотложения, который был позже накопления угленосной толщи, и суммарной мощности этой толщи дает вероятную глубину формирования месторождения 600—800 м.

Небольшая глубина формирования месторождений наряду с четкой приуроченностью зон минералообразования к разломам порождают значительную неустойчивость режима минералообразования. Для группы низкотемпературных месторождений весьма характерны резкие смены окислительно-восстановительного режима раствора и прерывистость (стадиальность) процесса рудоотложения. Поэтому именно в этих рудных формациях наблюдается наиболее четкая смена минеральных парагенезисов во времени и, как следствие, большая дифференцированность рудных залежей по составу и сложению. Чрезвычайно широкое развитие получают здесь колломорфные руды, которые, как правило, выпадают после кристаллически-зернистых.

Характер связи низкотемпературных рудных залежей с комплексом поздних малых интрузий парагенетической. Однако на одних месторождениях преобладают ультракислые альбитофировые штоки и дайки, на других — развиты только порфириновые средние и основные дайки. Иными словами в данном случае имеет место большая дифференцированность по составу самих малых интрузий. Учитывая отчасти этот признак, главным же образом — составы рудных зон, мы выделяем в генетической группе низкотемпературных малоглубинных месторождений три рудных формации: колчеданную медно-цинковую, кварцевую полиметаллическую и баритовую полиметаллическую. Типичными представителями этих формаций, соответственно являются Николаевское, Заводинское и Зменногорское месторождения.

Геологоструктурные и генетические особенности этого месторождения детально описаны в работах П. Ф. Иванкина (1953—1957). Характеристике минеральных парагенезисов руд и процесса развития медной, свинцово-цинковой минерализации в серных колчеданах посвящены статьи П. Ф. Иванкина и Н. М. Митряевой (1956, 1957). Вопросы минералогии и генезиса месторождения с позиции эффузивной гипотезы рассмотрены в работах Г. Н. Шадлун (1951) и Б. И. Вейц (1945, 1953, 1959).

Рудоносная геологическая структура Николаевского месторождения, обусловившая локальное накопление массы сплошных сульфидов, весьма своеобразна. Благоприятные условия для отложения руд в этой структуре возникли в хорошо расслоенных полого залегающих эффузивно-пирокластических породах, нарушенных многочисленными дизъюнктивами разных направлений. Сопрягаясь и пересекаясь, дизъюнктивы образуют сложные тектонические каркасы, развитые в висячем боку мощного взбросо-сдвига. Последний служил каналом для проникновения с глубин малых интрузий альбитофиров и минерализующих растворов. Гидротермальный метасоматический процесс локализуется в пористых интенсивно нарушенных породах, заключенных в тектонических каркасах. В узлах сгущения дорудных крутопадающих разломов, сочетающихся с пологими экранирующими слоями плотных пород, образовался массив сплошных руд, форма которого отражает эту комбинированную структуру.

Внутреннее строение залежи сложное. Обусловлено оно стадийным развитием процесса минералообразования и неоднократным перераспределением путей движения растворов в тектоническом каркасе в течение этого длительного процесса.

В начале породы подверглись окварцеванию и вкрапленной пиритизации. Собирательная кристаллизация этого пирита в дальнейшем сопровождалась стложением из растворов пирита и марказита в виде сплошных масс.

Во вторую стадию одновременно отлагались в форме кристаллически-зернистых агрегатов: халькопирит, блеклые руды, сфалерит, кварц, марказит, пирит, а в форме метаколлоидных тонких смесей — марказит, пирит, мельниковит-пирит, мельниковит, сфалерит.

В третью стадию также одновременно отлагались кристаллически-зернистые и метаколлоидные смеси, состоящие из: сфалерита, вюртцита, блеклых руд, халькопирита, галенита, марказита, пирита, мельниковит-пирита, халцедоновидного кварца, барита и гипса. Еще позже образовались колломорфные скопления сульфидов железа и кварца, а также прожилки кварца и гипса.

Кварц и барит одинаково характерны и для колломорфных, и для кристаллически-зернистых руд. В первом случае они тесно вплетаются в общую метаколлоидную сульфидную массу, являясь по существу цементом колломорфных сульфидов. В кристаллически-зернистых рудах эти нерудные минералы обособляются в виде прожилков и гнезд, имеющих четкие границы. Иными словами, в участках рудной залежи, где сульфиды выпадали путем коагуляции раствора, кремнево-баритовая часть его не обособлялась от сульфидных зольей по причине быстрого осаждения минералов или в силу сорбционных эффектов. При «нормальном» ходе кристаллизации из растворов в первую очередь выпадают сульфиды, а кварц и барит, кристаллизуясь позже, пространственно обособляются. В этом случае происходит как бы дифференциация гидротермального раствора.

Основные закономерности формирования залежи таковы. Вначале в пределах тектонического каркаса сформировалась мощная залежь сплошных густовкрапленных серных колчеданов. Затем она подверглась интенсивному раздроблению так, что медные и медно-цинковые растворы второй стадии встречали на своем пути грубую брекчию и катаклизит преимущественно пирита. Халькопирит и значительная часть сфалерита в это время отложились путем метасоматического замещения серного колчедана. Последующие подвижки произошли в основном по границам этого массива, сложенного кристаллически-зернистыми брекчиевидными рудами, рассеченными многочисленными прожилками сфалерита и халькопирита. В повторно раздробленные серноколчеданные и медно-цинковые руды висячем и лежащем боках массива проникли растворы третьей стадии, обогащенные цинком, свинцом, сурьмой, золотом, серебром, теллуrom, селеном и другими металлами. Они коагулировали в виде сложной смеси различных сульфидов, кварца, барита и гипса, захватывая при этом массу обломков ранее сформированных кристаллических руд (П. Ф. Иванкин, Н. М. Митряева, 1957). Зональность рудной залежи по составу и строению минеральных агрегатов хорошо видна на рисунке 82.

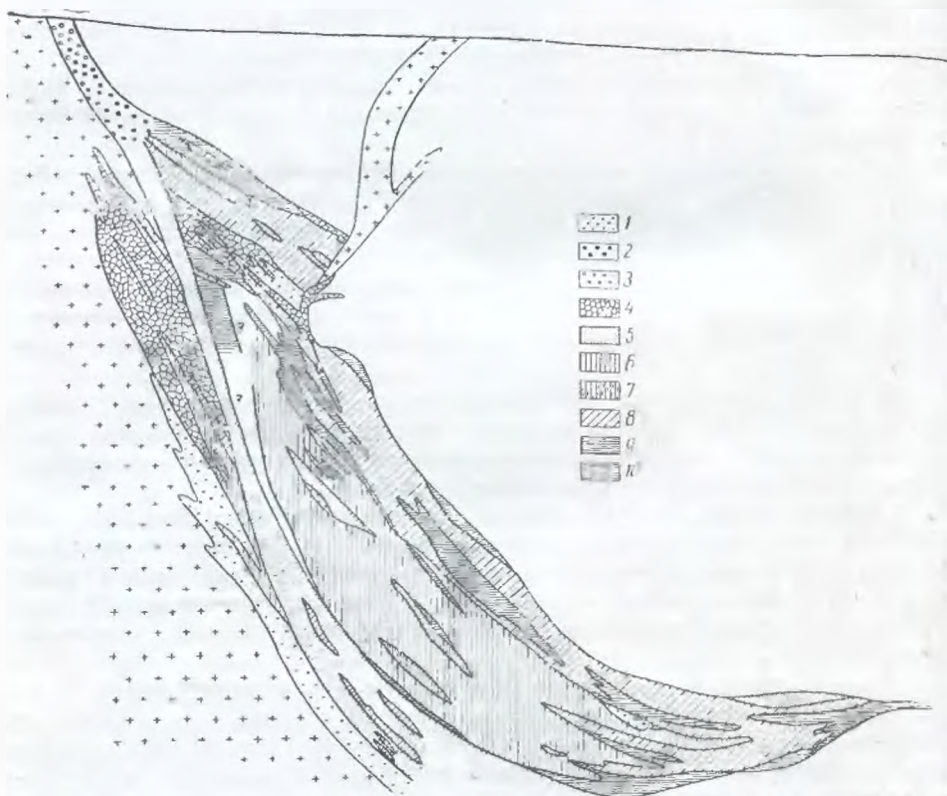


Рис. 82. Структурно-минералогический разрез через Николаевское месторождение, иллюстрирующий размещение текстурных типов руд. 1 — вкрапленные и вкрапленно-прожилковые текстуры; 2 — руды зоны вторичного обогащения; 3 — руды зоны окисления; 4—5 — текстуры дробления серного колчедана (4 — дробленые кристаллически-зернистые серные колчеданы с прожилками поздних сульфидов; 5 — пиритная «сыпучка»); 6—8 — текстуры замещения серного колчедана (6 — пересечения и брекчиевые; 7 — полосчатые; 8 — брекчиевидные и пятнистые); 9 — сплошные сульфидные руды сложного минералогического состава со значительным содержанием переотложенных нерудных компонентов; 10 — руды с количественным преобладанием переотложенных нерудных компонентов (кварца и барита) над сульфидами.

Несмотря на сложный комплексный состав всех разновидностей руд, можно отметить большую дифференцированность залежи. Последняя проявляется в обособлении серноколчеданных, медно-цинковых, существенно цинковых и полиметаллических руд. В верхней выработанной зоне месторождения обособлялись по разломам медные и богатые серебро-свинцовые руды, подобные рудам Заводинского рудника. Отношение металлов свинца, меди, цинка в медно-цинковых рудах в целом по месторождению равно 1 : 10 : 19, а в полиметаллических — 0,5 : 1 : 2—3. Количество пирита в рудах в несколько десятков раз преобладает над количеством галенита. По металлическому составу и комплексности руд Николаевское месторождение стоит в одном ряду с другими крупными месторождениями Алтая. По текстурно-структурным особенностям руд и обилию сульфидов железа ближайшими аналогами его являются уральские месторождения Учалы, Сибай, Блява.

Заводинское месторождение

Новые данные по геологии и генетическим особенностям Заводинского месторождения приведены в работах П. В. Иншина и В. М. Иншиной (1960), В. П. Бондарева, а также в минералогической сводке Б. И. Вейц, М. В. Тащининой и других (1957). Месторождение представлено системой кварцево-сульфидных жильных зон, приуроченных к крутопадающим взбросо-сдвигам, пересекающим вкrest простирания, вмещающие осадочно-вулканогенные породы нижнекаменноугольного возраста. К этим же разломам приурочены дайки андезит-дацитовых порфиров и микродиоритов, относящиеся к комплексу поздних малых интрузий.

Минерализующие растворы, проникшие по узким зонам брекчированных пород вслед за интрузиями порфиров, вначале приводили к изменениям боковых пород без отложения руд. В этот предрудный этап были сформированы серицито-кварцевые пиритизированные породы, совершенно аналогичные таковым других алтайских месторождений. Количество видимого в шлифах кварца при окварцевании боковых пород (туфов, порфиров) увеличивается в два раза, в то время как сопоставленные химических составов пород указывает на крайне незначительное увеличение кремнекислоты в серицито-кварцевых породах по сравнению с боковыми. Отсюда следует, что окварцевание, как и на других месторождениях, происходило без существенного привноса кремнезема, за счет выноса из пород магния, кальция, натрия, части калия и глинозема. Устойчивый и количественно преобладающий минеральный парагенезис предрудного этапа — пирит—кварц—серицит—рутил. Вместе с этими минералами в небольших количествах встречается хлорит и калишпат.

Отложение руд происходило из серно-щелочных свинцово-цинковых растворов, насыщенных кремнеземом, магнием, калием и относительно бедных медью, железом и кальцием. Рудные растворы проникли в минерализованные тектонические зоны после повторных подвижек, приведших к раздроблению серицито-кварцевых пород, и отлагали минералы в условиях продолжавшихся деформаций пород. Метасоматическое замещение брекчий сопровождалось отложением руд в пустотах, при этом, как и на Николаевском месторождении, одновременно формировались кристаллически-зернистые и колломорфные руды. В первую стадию рудного этапа в небольших количествах отложились серноколчеданные руды, для которых типичен парагенезис: кварц—пирит—хлорит—адуляр

—рутил—сфен. Эта серноколчеданная стадия рудного процесса на Заводинском месторождении не получила заметного развития.

Во вторую — медно-цинковую стадию отложились преимущественно сплошные руды путем выполнения полостей приоткрывавшихся в это время трещин в зоне разлома. Характерными парагенезисами минералов этой стадии являются такие: кварц—марматит—халькопирит—галенит; кварц—сфалерит—халькопирит—пирит. Главным нерудным минералом в этой стадии является кварц, который, обособляясь от сплошных сульфидных масс, накапливался отчасти в зальбандах рудных тел, главным образом — в верхней зоне месторождения. Кварц и большая часть сфалерита отложились из коллоидных растворов. Колломорфные текстуры особенно отчетливо выражены в рудной массе, в которой количественные отношения кварца и сфалерита примерно одинаковы. В мономинеральных сплошных агрегатах как сфалерита, так и кварца колломорфное строение четко не проявляется. Впрочем, для сплошных масс сфалерита весьма характерны каплевидные выделения (секреции) кварца, а для масс жильного кварца — «плавающие» обособления сфалерита.

В третью — полиметаллическую стадию сформировалась главная масса свинцовых руд месторождения, обогащенных сурьмой, серебром, золотом, теллуридом. В это время, следуя один за другим, выпадали следующие парагенезисы минералов:

хлорит—кварц—барит—гематит—золото;

хлорит—кварц—серцит—галенит—сфалерит—халькопирит — блеклая руда—гессит—серебро—алтаит.

Первый парагенезис количественно не играет существенной роли, обособляясь в форме прожилков. Второй парагенезис в виде сплошных богатых руд заполняет центральную часть сложной минерализованной зоны (рис. 83). Основным нерудным минералом этой стадии является хлорит, который вместе с кварцем вплетается в кристаллически-зернистые и коллоидные смеси сульфидов. Сфалерит и галенит образуют взаимопрорастания в биминеральных агрегатах, содержащих небольшие количества кварца и хлорита. Вместе с тем для них весьма характерно стремление обособиться в виде сливных мономинеральных масс сплошного сфалерита и свинчака, местами с четкими границами раздела. Нерудные минералы в этом случае образуют каплевидные скопления или извилистые полосы, напоминающие колломорфные рисунки. Рудный процесс завершается отложением из остаточных растворов кварца, который образует жилы и гнезда.

По металлическому составу Заводинское месторождение отличается от всех описанных выше незначительным содержанием меди и высоким — свинца. Отношение «свинец—медь—цинк» здесь равно 1 : 0,7 : 2.

Представляет большой интерес зональность рудоотложения на Заводинском месторождении. С поверхности месторождение представлено пустым молочно-белым кварцем, заполнившим приоткрывавшиеся трещины. Кварцевые жилы местами имеют протяженность до 1600 м при мощности от 0,2 до 3 м. Они имеют резкие четкие границы с боковыми породами. Сульфидные руды в этих жилах появляются на глубине (по падению) через 50—100 м или более. Под зоной пустого кварца располагается зона гнездо-вкрапленных, а затем и сплошных существенно свинцовых руд, обогащенных серебром и теллуридами. Количество кварца в этих рудах значительно. Ниже она постепенно сменяется зоной преимущественно сплошных полиметаллических руд, содержащих гнезда и неправильные прожилки кварца, а также жилковидные обособления его в боках рудной залежи. Самой нижней является зона сульфидных вкрапленников с преобладающим развитием сфалерита и халькопирита совместно с кварцем и хлоритом (рис. 84).

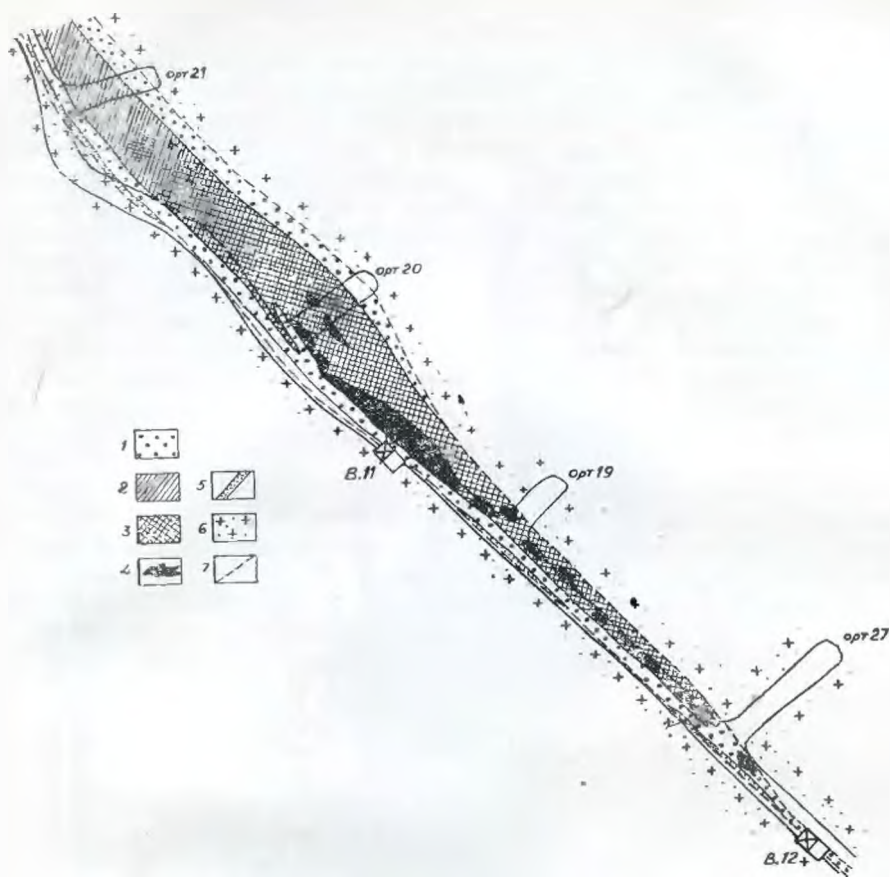


Рис. 83. Строение Заводняского рудного тела на горизонте основного подэтажного штрека. 1 — гнездово-вкрапленные кварц-галенит-сфалеритовые руды; 2 — сплошная существенно сфалеритовая руда; 3 — сплошная галенит-сфалеритовая руда; 4 — сплошная существенно галенитовая руда; 5 — кварцевые жилы, 6 — кварц-полевошпатовые порфиры с редкой вкрапленностью сульфидов; 7 — пострудные трещины.

Описанная зональность обусловлена, по-видимому, двумя причинами: пульсацией минерализующих растворов и расслоением (дифференциацией) их в пористых брекчиях зоны разлома. Ранние порции растворов отложили марматит и халькопирит в нижних горизонтах месторождения, более поздние растворы третьей стадии отложили полиметаллические и существенно свинцовые руды на более высоких горизонтах. Однако массовое накопление кварца выше рудных тел по восстанию не может быть объяснено подобным же образом, так как кварц здесь выпадал одновременно с отложением руд в нижних горизонтах месторождения. Это явление, вероятно, связано с дифференциацией минерализующих растворов, имевших весьма сложный щелочно-кремнево-сульфидный состав. Попадая в зону пористых брекчий, охлаждаясь и теряя растворитель, эти растворы отлагали сульфиды в нижней части зоны. Коагулировавшие золи кремнекислоты частью выпадали вместе с сульфидами, главным же образом уходили выше, где и заполнили трещины и пустоты. Они увлекали с собой до определенного уровня сульфидные золи,

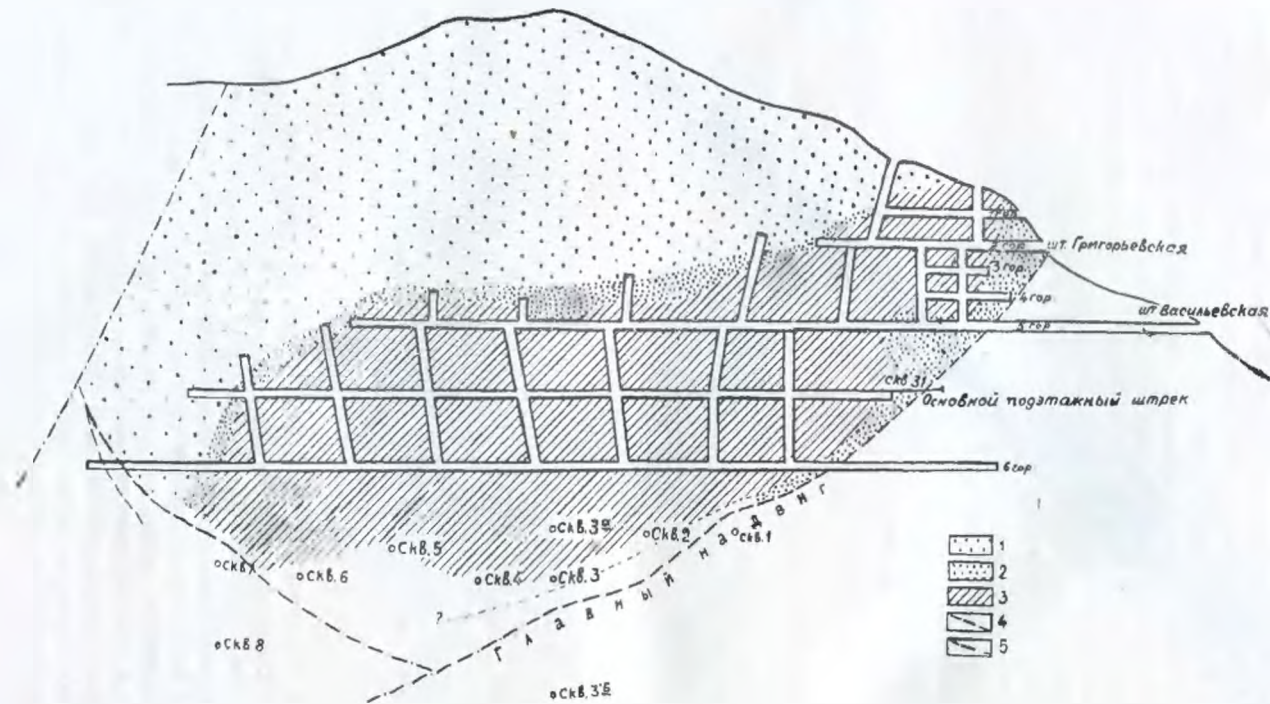


Рис. 84. Зональность по падению рудного тела Заводинского месторождения. 1 — зона безрудного кварца; 2 — зона гнездово-вкрапленных полиметаллических руд; 3 — зона сплошных полиметаллических руд; 4—5 разломы (4 — прослеженные, 5 — предполагаемые).

обусловившие образование гнездово-вкрапленных руд на промежуточном горизонте между пустым кварцем и сплошными рудами.

Зональность, подобная описанной выше, хорошо выражена и на некоторых других алтайских месторождениях малоглубинного типа. На Путинцевском месторождении, верхняя зона которого интенсивно разрабатывалась еще в XVIII—XIX вв, а глубокие части разведаны лишь в последние годы, зональность выражена в пространственном обособлении золотоносного кварца и барита от полиметаллических руд. Кварцево-баритовые жилы с золотом и редкими гнездами сульфидов развиты в верхней зоне месторождения до глубины 100—200 м, где вскрыты многими штольнями. Глубже они сменяются богатыми полиметаллическими рудами, аналогичными Зыряновским и Заводинским. Самая глубокая зона, располагающаяся по падению (и склонению) ниже полиметаллических руд представлена интенсивно пиритизированными кварц-хлорит-серпичитовыми породами. Жильный кварц и барит для этой зоны не характерен. Эти зональные изменения наблюдаются от поверхности до глубины 300—400 м.

Баритово-полиметаллическая формация полно представлена на месторождениях Змеиногорского рудного района, которые нами специально не изучались. Сведения о этих месторождениях приведены в работах П. П. Пилипенко (1915), И. Ф. Григорьева (1934), Б. И. Вейц (1959), А. А. Гармаш (1958) и М. А. Петровой (1957). Впрочем, надо отметить, что принадлежность месторождений Змеиногорского района к позднему рудному комплексу нуждается в дополнительном обосновании.

РАЗДЕЛ IV

ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК МЕСТОРОЖДЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ И ФОРМАЦИЙ

Измененные породы, связанные с проявлением магматизма, на Рудном Алтае имеют чрезвычайно широкое распространение. Они проявляются в пределах всего палеозойского разреза. Значение их как поискового признака на руды исключительно велико. Особо важную роль они приобретают в слабо обнаженных районах, при поисках скрытых и погребенных месторождений. Однако, как видно из описания рудных формаций, далеко не все измененные породы сопровождаются промышленными рудами.

Изучение измененных пород, связанных с различными магматическими комплексами, выявляет большое их многообразие. Разные группы этих пород имеют свои специфические особенности в отношении минерального состава, характера связи со структурами, вмещающими и интрузивными породами. Каждая группа их сопровождается набором определенных рудных формаций. В связи с этим появляется возможность геолого-генетической систематики измененных пород с целью более полного и обоснованного использования их в качестве поискового признака на месторождения определенных генетических типов и формаций. Первый опыт такой систематики был опубликован авторами ранее (П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузубный, 1960). В переработанном и дополненном виде систематика постмагматических процессов и типов измененных пород Рудного Алтая приводится в таблице 45.

При описании рудных формаций каждого комплекса были приведены примеры различных типов связи постмагматических растворов с магматическими породами. Отделение растворов начинается еще в магматическую стадию и завершается после полной консолидации интрузивных пород на уровне их наблюдения. Однако на процесс отделения растворов в сильной степени влияют глубина формирования (фациальность) и тектонические условия залегания магматических пород. Поэтому единую схему развития постмагматического процесса для разных магматических комплексов давать было бы, по-видимому, неправильно.

В субэкструзивных комплексах процессы магматической дистилляции начинаются очень рано и потому здесь не удастся обнаружить сколько-нибудь четкие границы между позднемагматическими, аутометасоматическими и собственно гидротермальными изменениями (этапами). В массивах магматических пород гипабиссального облика различия между этими изменениями существенны. В частности, поздний постмагма-

тический этап отчетливо отделен от ранних автометаморфических изменений. Магматические породы, формировавшиеся в условиях средних глубин, в особенности, вблизи подвижных тектонических зон, характеризуются более четкой прерывистостью постмагматического процесса. Именно для этих условий, как кажется, вполне применима предварительная классификация метасоматических процессов Д. С. Коржинского (1953). Последняя, как известно, включает следующие главные стадии:

I. Метасоматические процессы магматической стадии;

II. Послемагматические метасоматические процессы ранней щелочной стадии;

III. Послемагматические метасоматические процессы кислотной и последующей поздней щелочной стадии.

Закономерности развития постмагматических процессов для магматических пород, формировавшихся на разных глубинах и в условиях разных тектонических режимов, на Рудном Алтае изучены пока слабо. Поэтому авторы в настоящей работе пользуются упрощенной схемой подразделения этих процессов. Беря за основу приведенную схему Д. С. Коржинского, для магматических комплексов разной глубины формирования и разного состава пород выделяются следующие постмагматические этапы. Для вулканических комплексов принимается без подразделения один постмагматический этап, совмещающий в себе ранние и поздние процессы. В кварц-кератофировом комплексе он характеризуется кислотным выщелачиванием пород, а в андезито-дацитовом — преимущественно гидролизом и железо-магнезиальным замещением их.

Постмагматическая деятельность порфировых интрузий, в зависимости от фаций последних, разделяется на три этапа: ранний кислотный, ранний щелочной и поздний кислотный, переходящий в щелочной. Для габбро-диабазовых интрузий выделяются постмагматические процессы раннего щелочного и позднего щелочного этапов. Последний завершется кислотным выщелачиванием пород.

Змеиногорскому комплексу отвечают два постмагматических этапа: ранний щелочной и поздний кислотный, в конце которого растворы также становятся щелочными.

Постмагматические процессы, парагенетически связанные с комплексом малых интрузий, отнесены к одному этапу — позднему. Однако в зависимости от условий глубинности эти процессы имеют характер щелочной (на значительных глубинах), кислотный, переходящий в щелочной (на умеренных глубинах) и сложный кислотно-щелочной при неоднократно меняющемся режиме кислорода (в верхней зоне).

Процессы магматической стадии в данной работе не рассматриваются, хотя краткая характеристика роговиков с точки зрения их поискового значения приводится. Ниже дается краткое сводное описание метаморфических пород по комплексам.

Роговики наиболее характерны для контактовых зон гранитоидов змеиногорского комплекса. Они образуют сравнительно широкие ореолы (до 1—2 км) в приконтактных частях гранитоидных интрузий, формирующихся в условиях малых и средних глубин. Минеральные ассоциации роговиков различны и зависят от состава исходных пород и положения их по отношению к активным контактам гранитоидов. Так, по известковистым и магнезиально-железистым породам образуются известково-силикатные скарноидные роговики с гранатом, пироксеном, волластонитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом и кварцем. По кремнисто-глинистым и кислым эффузивно-пирокластическим образованиям формируются слюдястые, кварц-биотитовые, кварц-полевошпат-кордие-

Систематика постмагматических процессов и типов метасоматических пород Рудного Алтая

Магматические комплексы	Характер связи растворов с интрузиями	Этапы метаморфического процесса	Фашии	Типы метаморфических процессов	Главные типы пород	Сопутствующие рудные формации
Кварц-кератофировый	Генетический	Ранний, переходящий в поздний	Приповерхностная	Гидролиз, выщелачивание	Кварц-серпичитовые породы и кварциты	Редкая вкрапленность сульфидов
Андезито-дацитовый (порфиритовый)		Ранний, переходящий в поздний		Гидролиз, натровое и железо-магнезиальное замещение	Зеленокаменные породы	Редкая вкрапленность пирита, гематита, магнетита
Добатолитовый порфиритовый		Ранний кислотный	Субэкструзивная	Выщелачивание	Вторичные кварциты	Алюмокварцитовая
		Ранний щелочной	Гипабиссальная	Щелочное, замещение и базификация	Пропилиты, скарноиды	Пропилито-кварцитовая, скарновые
		Поздний кислотный и последующий щелочной	Субэкструзивная	Трещинное отложение	Кварцевые жилы	
Гипабиссальная			Трещинное выщелачивание и отложение	Кварц-серпичитовые, кварц-хлоритовые породы	Колчеданная медная и полуметаллическая	
Добатолитовый габбро-диабазовый		Ранний щелочной	Субэкструзивная и гипабиссальная	Натровое и магнезиальное замещение	Альбит - амфибол - хлорит - эпидотовые породы, скарны	Медно-пирротиновая, скарновая железорудная

Змеиногорский габбро-плаггио- гранитовый	Поздний щелочной, переходящий в кислотный		Трещинное отложение	Хлорит-эпидотовые, кварцевые и карбонатные жилы	Кварцево-жильные, медная и полиметаллическая
	Ранний щелочной	Гипабиссальная	Щелочное замещение и базификация	Альбититы, калишпатизированные породы, скарны	Скарновые железорудные, сульфидные и редкометалльные
		Средних глубин	То же, выражено слабо		
	Поздний кислотный и щелочной	Гипабиссальная	Околотрещинное выщелачивание и отложение	Эпидозиты, эпидот-актинолитовые породы, кварциты, кварц-серицитовые и хлоритовые породы, кварцевые жилы	Кварцево-жильные медная, полиметаллическая и редкометалльная
Средних глубин		То же, выражено слабо	Кварцевые и кварц-турмалиновые жилы	Кварцево-жильные медная и золоторудная	
Комплекс малых интрузий	Парагенетический	Щелочной и кислотный	Приповерхностная	Трещинное отложение кремнезема и магнезиально-карбонатное замещение	Низкотемпературные, сернокислотная медно-цинковая, кварцево-жильная полиметаллическая
		Кислотный, переходящий в щелочной	Малых и умеренных глубин	Околотрещинное выщелачивание и железо-магнезиальное замещение	Среднетемпературные колчеданная медно-цинковая и полиметаллическая
		Щелочной	Средних глубин	Магнезиальное замещение	Антофиллитовые кордиерит-антофиллитовые породы

ритовые, кварц-серицит-хлоритовые и другие разности. Фельзиты и кремнистые алевролиты превращаются в кварциты-роговики. В размещении роговиков проявляется зональность. Вблизи контактов интрузивов развиты высокотемпературные разности. По мере удаления от массивов они постепенно сменяются средне- и низкотемпературными роговиками.

Рудные минералы в роговиковых зонах распределяются более или менее равномерно и представлены редкими вкрапленниками магнетита, пирита, халькопирита и сфалерита. Промышленного значения рудная минерализация в роговиках не имеет.

Роговики, связанные с порфировыми интрузивами, имеют ограниченное развитие и проявляются только в типабиссальных фациях. Для них характерны относительно узкие ореолы (5—10 м) и преобладание в породах средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций (кварц—калишпат—эпидот—хлорит, кварц—хлорит, кварц—серицит и др.). Из рудных минералов наибольшее развитие получает пирит.

Отличительной особенностью роговиковых зон, сопровождающих интрузии габбро-диабазов, является: адиоловый состав и наличие в них редкой вкрапленности пирротина, халькопирита, магнетита и гематита.

Автометаморфические изменения наибольшее развитие получили в ранних вулканических и добатолитовых комплексах. В меньшей степени они проявляются в породах змеиногорского комплекса.

Кварц-кварц-серицитовый комплекс характеризуется общей альбитизацией и серицитизацией пород. Во многих участках проявляется окварцевание и пиритизация. Иногда процессы раннего кислотного выщелачивания приводят к образованию вторичных кварцитов. Последние слабают в туфо-порфировых толщах пластовидные тела и залежи неправильной формы. Они образуются при выщелачивании кислых пород в приповерхностных условиях. Эти ранние вторичные кварциты в своем пространственном размещении не зависят от интрузивных пород и тектонических нарушений в породах девона и карбона. Сопутствующая им рудная минерализация представлена преимущественно рассеянным пиритом.

Отличительной особенностью автометаморфизма андезито-дацитового комплекса является зеленокаменный тип изменений с преобладанием в составе пород хлорита, альбита, эпидота и карбоната. Из рудных им сопутствуют редкие вкрапленники пирита, гематита и магнетита. Таким образом, постмагматическая деятельность этого комплекса имеет щелочной характер и не сопровождается выщелачиванием пород.

Порфировые интрузии характеризуются интенсивными автометаморфическими изменениями, приводящими к образованию вторичных кварцитов, пропилитов, калишпат-эпидотовых и других пород. Вблизи гранит-порфировых штоков происходит умеренное калишпат-эпидотовое и калишпат-хлоритовое замещение. Ему сопутствуют вкрапленники пирита, магнетита и гематита. По восстановлению, в условиях переходных к субэкструзивным фациям, формируются пропилиты (ранний щелочной этап). При пропилитовом замещении порфировых пород последние сохраняют свой массивный облик, подвергаются равномерной эпидотизации, калишпатизации и хлоритизации с одновременным образованием рассеянной вкрапленности сульфидов цветных металлов. Пропилитовое замещение туфов, туффитов и туфогенно-осадочных алевролитов приводит к образованию пород альбит-эпидот-хлоритового, хлорит-эпидот-калишпатового, кварц-эпидот-калишпатового и хлорит-кварц-эпидотового составов. В этих породах, помимо пирита, постоянно присутствуют сфалерит, халькопирит и галенит. В субэкструзивных фациях порфиры подвергаются общему ин-

тенсивному выщелачиванию с образованием минерализованных вторичных кварцитов. Эти изменения отвечают раннему кислотному выщелачиванию. Массивы кварцитов тяготеют к апикальным частям порфировых интрузий, причем окварцевание распространяется как на интрузивные, так и на вмещающие породы. Если порфировые интрузии залегают в кислых породах, таких как кремнистые алевролиты, эффузивные порфиры и туфы, то формируются большие ореолы интенсивного окварцевания пород, достигающие до 10 км² по площади. В полимиктовых породах окварцевание носит более локальный характер, приурочиваясь к самим интрузивам и узким околоинтрузивным зонам. В этом случае одновременно с кварцитами образуются кварц-хлорит-серицитовые породы.

По минералогическому составу среди вторичных кварцитов выделяются кварцевые, серицитовые, андалузитовые, пиррофилитовые, алузитовые, зуниитовые, диаспоровые и каолинитовые. Наиболее распространенными являются серицито-кварцевые разности. В полях развития вторичных кварцитов и пропилитов нередко развиваются кварцевые жилы с сульфидами и гематитом, а также мелкие залежи медно-порфировых и полиметаллических руд.

Из характерных особенностей автометаморфических изменений порфирового комплекса могут быть отмечены: четкая зависимость изменений от состава исходных пород; большие размеры выходов измененных пород, сопоставимые с выходами самих интрузивов; отсутствие четкого структурного контроля в локализации измененных пород; постепенное перерастание автометаморфических процессов в гидротермальные; весьма рассеянный характер рудной минерализации в измененных породах; наличие в кварцитах высокоглиноземистых минералов.

Пропилито-кварцитовые породы представляют практический интерес на поиски в них глиноземного сырья, а также серноколчеданных медных и полиметаллических месторождений. Рассеянная рудная минерализация в кварцитах и пропилитах может представлять, по-видимому, практическое значение в благоприятных структурно-литологических условиях, обеспечивающих быструю нейтрализацию растворов и высадку из них металлов. К таким условиям предположительно можно отнести карбонатный характер вмещающих пород, крутое залегание рудоносных порфировых интрузий, подчиненных подвижным тектоническим зонам, наличие экранирующих структур.

Автометаморфические изменения в габбро-диабазе проявляются более локально и, как правило, не выходят за пределы интрузивных тел. Интенсивность изменений, отвечающих ранней щелочной стадии значительна. В зонах смятия габбро-диабазовые интрузии превращаются в амфиболиты, кварц-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-хлоритовые породы. За пределами зон смятия первичный облик пород в основном сохраняется. Автометаморфические изменения здесь выражаются в альбитизации и соссюритизации плагиоклазов, амфиболизации и хлоритизации темноцветных компонентов. В породах нередко появляются пятна и гнезда эпидота, актинолита, хлорита, кварца и карбоната. Рудная минерализация представлена редкими вкрапленниками пирита, пирротина, халькопирита, гематита и магнетита. Реже встречаются мелкие линзовидные стяжения сульфидов. Автометаморфические изменения в гранитоидах проявляются сравнительно слабо. Они выражаются обычно в альбитизации и соссюритизации полевых шпатов и хлоритизации темноцветных минералов. Интенсивный автометаморфизм, приводящий к почти полному изменению первичного состава пород, характерен лишь для апикальных частей сложных массивов, залегающих в подвижных тектонических зонах. В этих случаях диориты, гранодиориты, плагиограниты

и граниты подвергаются альбитизации, калишпатизации и эпидотизации с превращением их в альбититы, лейкократовые граниты, гранофиры и кварц-калишпат-эпидотовые породы. Темноцветные минералы (биотит, роговая обманка) и магнетит разлагаются, а входящие в их состав железо, кальций и магний переходят в раствор и накапливаются в верхних частях подвижных зон с образованием автоскарнов. Таким образом, в апикальных частях некоторых массивов, например, Межевского в районе Шемонаихи, происходит значительное перераспределение железа и оснований. Зоны интенсивного автометаморфизма обедняются этими элементами, в области отложения обогащаются ими с образованием в гранитах скарновых минералов — граната и пироксена, эпидота, актинолита, магнетита и гематита. Строение магнитного поля над такими интрузивами резко усложняется: зоны максимального выщелачивания и щелочного замещения приобретают отрицательные значения, а области базификации (автоскарнирования) становятся аномально положительными. Такие участки в апикальных частях гранитоидных интрузий представляют интерес для поисков месторождений железа. Следует подчеркнуть, что скарново-сульфидные месторождения змеиногорского рудного комплекса обычно локализуются в экзоконтактах измененных гранитоидов. Поэтому признаки интенсивного автометаморфического изменения в гранитоидах могут рассматриваться также в качестве косвенного поискового признака на скарновые месторождения медной, медно-цинковой и полиметаллической формаций.

Автометаморфизм поздних малых интрузий на современном эрозионном срезе проявился относительно слабо. В кислых породах появляются серицит, альбит, кварц, пирит; в средних и основных — эпидот, клиноцоизит, хлорит, карбонаты, пирит, редко халькопирит и сфалерит.

Скарны наиболее широко проявляются в связи с гранитоидами, в меньшей мере — в связи с порфирами и габбро-диабазам. Генетически они всегда являются продуктами раннего щелочного этапа.

Скарны в контактах гранитоидных интрузивов приурочены к трещинным структурам и почти всегда залегают в широких ореолах роговиков. Они имеют форму невыдержанных жил, небольших линз, неправильных тел, которые обычно замещают полимиктовые породы, богатые известью, железом и магнием. Типичны для Рудного Алтая высокотемпературные гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксен-волластонитовые и амфиболовые скарны. Важной особенностью этих скарнов является тесная связь их с массивами автометаморфически измененных гранитоидов (калишпатизация, альбитизация), а также с зонами гибридизации пород. С другой стороны, сами залежи скарнов обычно сопровождаются средне- и низкотемпературными гидротермальными изменениями при отложении в них сульфидных руд. В поисковой практике скарны могут использоваться в качестве прямого признака месторождений железа, цветных и, возможно, редких металлов.

Скарны, связанные с добатолиловыми гипабиссальными интрузиями среднего и кислого состава проявляются редко. Обычно это очень мелкие линзообразные тела, приуроченные к трещинам в экзоконтактных зонах. Для них характерны среднетемпературные минеральные ассоциации, переходные к типичным гидротермальным (амфибол, эпидот, хлорит и др.). Высокотемпературные минералы такие как гранат, пироксен и волластонит встречаются здесь очень редко. Скарноидные породы эти сопровождаются отложением магнетита, гематита и сульфидов цветных металлов. Редкометалльная минерализация не характерна.

Гидротермальные породы поздних этапов образуются в условиях высоких, средних и низких температур, а также на разных глубинах и поэтому отличаются большим разнообразием.

Высокотемпературные гидротермально-измененные породы типичны для контактовых зон гранитоидов и глубоко эродированных структур, вмещающих малые интрузии. В первом случае они представлены, главным образом, кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами, развивающимися в зонах роговиков. Обычно они приурочиваются к трещинам и потому дают жильные системы и штокверки. Реже встречаются единичные жилы. В практической работе высокотемпературные кварцевые жилы с турмалином и сульфидами на Рудном Алтае должны проверяться на золото и редкие металлы.

Высокотемпературные гидротермальные образования позднего магматического комплекса представлены, главным образом, кордиерит-антофиллитовыми породами с биотитом и хлоритом. Они слагают узкие полосы в кварц-актинолитовых, слюдистых кристаллических и филлитовидных графитизированных сланцах, слагающих глубоко эродированные герциинские структуры. Ведущим процессом при образовании этих пород является магнезиальное замещение в условиях средних и значительных глубин. Медно-пирротиновые руды заключены в зонах измененных пород и характеризуются сравнительно небольшой мощностью. При поисках надо иметь в виду, что зоны магнезиального замещения внешне (визуально) не отличаются резко от вмещающих регионально-метаморфизованных пород и к тому, как указывалось, имеют небольшую мощность. Поэтому петрографическое изучение пород в данном случае приобретает особенно важное значение.

Типичными представителями среднетемпературных гидротермально-измененных пород являются эпидозиты, эпидот-актинолитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые породы, кварциты, кварцевые и кварц-баритовые жилы. Все эти породы на Рудном Алтае широко распространены. Эпидозиты, эпидот-актинолитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые и другие близкие к ним по составу породы очень характерны для змеиногорского комплекса. Они формируются преимущественно в условиях гипабиссальных и малых глубин и пространственно тесно связаны с роговиками, скарнами. В генетическом отношении они представляют собой промежуточные образования между собственно скарнами и более низкотемпературными гидротермалитами. Они отвечают началу позднего постмагматического этапа, щелочной характер которого затем сменяется кислотным. В конце этого этапа образуются кварциты, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые породы и кварц-баритовые жилы, которые нередко накладываются на эпидот-актинолитовые породы.

Для описываемых измененных пород характерна пространственная связь с полями развития даек кислых и средних пород. Структурно эти метасоматические породы тяготеют к разломам, межслоевым срывам, зонам повышенной трещиноватости и рассланцевания. Форма тел у них линзообразная, жильная или штокверковая. В размещении минеральных ассоциаций намечается зональность. Вдоль главного канала движения минерализующей струи образуются кварц-эпидот-актинолитовые породы, которые в боковых частях переходят в зоны кварц-эпидот-хлоритового и далее хлорит-пренит-карбонатного замещений. Наблюдается также зависимость гидротермальных образований от состава исходных пород. Зоны среднетемпературного железо-магнезиального замещения сопровождаются накоплением сульфидов железа, меди, цинка и свинца. Они могут служить надежным поисковым критерием на мелкие и средние месторождения этих металлов при благоприятных структурно-тектонических условиях.

Эпидозиты и кварц-эпидот-актинолитовые породы, связанные с другими интрузивными комплексами, имеют ограниченное развитие. Они по существу представляют собой продукты скарнового этапа минералообразования, протекающего здесь в условиях средних температур с высокой активностью воды и углекислоты («водные» скарны, П. П. Пилипенко, 1939).

Кварциты, кварц-серицитовые породы, а также кварцевые и кварц-баритовые жилы на Рудном Алтае также представляют гетерогенные образования, имеющие различное отношение к магматизму и рудогенезису. Окварцевание пород происходит путем околотрещинного выщелачивания и отложения. Оно характерно для гипабиссальных и приповерхностных постмагматических процессов, сопровождающих становление порфировых, гранитоидных и поздних малых интрузий. Во всех этих случаях окварцевание пород протекает при средних и низких температурах и поэтому кварциты различных комплексов имеют много общих черт. Однако у них имеются и существенные различия. Кварциты и кварц-серицитовые породы разных комплексов отличаются по масштабу, морфологии и рудоносности.

Околотрещинные кварциты, кварц-серицитовые породы и кварцевые жилы, связанные с порфировыми интрузиями, нередко залегают в полях вторичных кварцитов. Они представляют собой продукты местного околотрещинного выщелачивания вмещающих пород различного состава. По времени образования эти кварциты относятся к завершающему этапу постмагматической деятельности порфировых интрузивов. Последнее к этому времени уже подверглись раннему постмагматическому изменению и дроблению. Выщелачивание сопровождается переотложением кремнезема в направлении инфильтрации растворов. В морфологическом отношении кварциты отложения представляют собой зоны окварцевания, штокверки и кварцевые жилы, связанные обычно с разломами, зонами скалывания и интенсивного растрескивания пород. В стадию выщелачивания из боковых пород происходит вынос оснований и местное переотложение кварца, которому часто сопутствует рутил. В незначительных количествах в околотрещинных кварцитах и кварцевых жилах присутствует серицит, карбонаты, пирит и хлорит, указывающие на нейтрализацию растворов в конце этапа. Обильному отложению минералов в трещинах предшествуют дробление пород и открытие трещин. В таких условиях вместе с нерудными отлагаются сульфиды железа, меди, цинка и свинца. В отличие от вторичных кварцитов «общего выщелачивания» околотрещинные кварциты сопровождаются более концентрированным отложением сульфидов, образующих сравнительно узкие зоны вкрапленников, рудные штокверки, мелкие штоки и жилы. Поэтому они представляют интерес для поисков месторождений медно-порфировой и серноколчеданной полиметаллической формаций.

Околотрещинные кварциты в экзоконтактах гранитных интрузий образуют линзы, жилы и штоки, приуроченные к разломам и трещинным зонам в ороговикованных или скарнированных породах. Это преимущественно среднетемпературные образования. В начале при выщелачивании трещиноватых пород образуются зоны роговиковидного кварца, то плотного и массивного, то пористого брекчиевидного. Известны случаи, когда окварцеванию подвергаются скарны разного состава. При обновлении разломов кварциты дробятся, превращаясь иногда в настоящие брекчии. После этого выщелачивание обычно сменяется отложением жильного кварца, которому сопутствуют эпидот, карбонат, хлорит, серицит, барит, а иногда — флогопит, флюорит и мусковит. В это же время

отлагаются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, Олеклые руды, которые образуют небольшие залежи вкрапленных, вкрапленно-прожилковых, реже сплошных медных, медно-цинковых и полиметаллических руд.

Кварциты, кварцевые и кварц-баритовые жилы позднего этапа относятся к обширной группе гидротермальных пород, не имеющих, в отличие от описанных выше, прямой генетической связи с порфиристыми и гранитными интрузиями. Как и многие залежи полиметаллических руд, они обнаруживают тесную пространственно-структурную связь с поздними малыми интрузиями кислого и среднего состава, формировавшимися в условиях небольших глубин. Эта связь, получившая в литературе название парагенетической, характеризуется общностью глубинного источника малых интрузий и постмагматических растворов, приводящих к изменению вмещающих пород как до, так и после внедрения малых интрузий. Формируясь после завершения главных тектонических процессов, гидротермальные породы этого этапа четко контролируются крупными структурами сквозного типа — разломами, зонами смятия, которые нередко комбинируются с пологими и закрытыми структурами. Существенно кварцевые породы занимают определенное место в сложном и длительном формировании полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Главная масса их формируется до отложения руд; значительно меньшее количество кварцевых пород образуется в процессе накопления полиметаллических руд преимущественно в конце этого процесса (Ю. Ю. Воробьев и др. 1960; П. Ф. Иванкин, 1957). Первые по своему генезису являются кварцитами выщелачивания, вторые — кварцитами отложения.

При изучении Березовско-Белоусовского рудного поля установлено, что предрудное выщелачивание пород в зонах циркуляции растворов начинается с обычного гидролиза, когда сложные по составу туффитовые и туфовые породы подвергаются изменениям зеленокаменного типа без существенного выноса компонентов. Затем эпидот, хлорит, полевые шпаты и карбонаты разлагаются, основания переходят в раствор и выносятся. При этом формируются существенно биминеральные серицито-кварцевые породы с рассеянным пиритом. В зонах более интенсивной циркуляции растворов становится неустойчивым и серицит, и потому здесь наблюдаются скопления кварца с реликтами серицита. Несколько позже отлагается жильный кварц с карбонатами, хлоритом, альбитом, баритом и пиритом. Подобные зоны серицито-кварцевых пород с линзами и полосами кварцитов, местами обогащенных рутилом, характерны для многих полиметаллических месторождений, залегающих в зонах смятия. Количественно в этих условиях всегда преобладают серицитовые кварциты. На одном из участков (Бражихинский) мощные зоны предрудного выщелачивания сформировались в толще пород перфидритового состава. В центральных частях зон процессы выщелачивания привели к полному разложению серицита и образованию пористых алюмокварцитов. Последние, помимо кварца, содержат андалузит и дистен, а также пиррофиллит (в трещинах). Боковые части зоны представлены серицито-кварцевыми породами с хлоритоидом и гематитом.

В пологих закрытых структурах процессы предрудного выщелачивания в общем менее интенсивны. поэтому здесь особенно широкое развитие получают серицито-хлорито-кварцевые породы с рассеянным пиритом и реликтами карбонатов и других минералов. Если в зонах гидротермальных изменений оказываются пласты кремнистых алевролитовых пород, кислые эффузивы и их туфы, то образуются мощные пластовидные тела микрокварцитов. Характерные примеры имеются на Лениногорском и других месторождениях (П. П. Буров, Н. Н. Курек, 1939).

Сульфиды, входящие в состав полиметаллических месторождений, кристаллизуются из растворов насыщенных кремнекислотой. Последняя в виде кварца выпадает на протяжении всего рудного этапа (3—4 стадии), в особенности в конце процесса формирования рудных залежей. Совместно с кварцем кристаллизуются карбонаты, барит, пирит, хлорит, мусковит. Поздний кварц вместе с указанными минералами образует жилы и линзы преимущественно в верхних частях полиметаллических залежей, а также дает сравнительно небольшие по размерам зоны метасоматических замещений. Зоны накопления позднего кварца нередко обогащены золотом и серебром (как, например, на Лениногорском, Путинецовском и некоторых месторождениях Змеиногорской группы).

Как видно из приведенного описания различных типов кварцитов, образование их на Рудном Алтае происходит двумя путями, путем выщелачивания из силикатных пород всех оснований и перегруппировки кремнекислоты и путем отложения кремнекислоты непосредственно из растворов на путях их циркуляции.

При формировании *кварцитов выщелачивания* не происходит накопления сульфидов цветных металлов. Поэтому, вообще говоря, нет пропорциональной зависимости между масштабом окварцевания на том или ином участке и его рудоносностью. Скорее наоборот: огромные поля гидротермальных кварцитов, связанных, например, с порфировыми интрузиями, как правило, в условиях Рудного Алтая не содержат промышленных скоплений руд, поскольку такие поля формировались при общем выщелачивании пород. Поэтому далеко не всякие поля кварцитов должны детально разбуриваться с целью поисков рудных сульфидных залежей, точно также как многочисленные металлометрические аномалии в полях кварцитов не всегда должны расцениваться в качестве прямого указания на возможность присутствия промышленных руд.

Напротив, все кварциты отложения и кварц-баритовые породы сопровождаются накоплением сульфидов цветных металлов и потому нередко сами являются промышленными рудами. Зоны, в которых формируются такие породы, представляют значительный интерес в поисковом отношении. Особо перспективными на руды цветных металлов являются хорошо проработанные зоны серицито-кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-баритовых пород, которые контролируют размещение малых интрузий, т. е. относятся к позднему комплексу.

Кварц-карбонат-хлоритовые породы наиболее типичны для позднего рудного комплекса. Они тесно связаны с зонами кварцитов и кварц-серицитовых пород и нередко сменяют их по восстанию. Намечающаяся зональность гидротермальных изменений по восстанию сквозных структур также должна учитываться в поисковой практике. Важно это потому, что в верхах зон гидротермальных пород процессы выщелачивания сменяются магниезально-карбонатным замещением. В этом случае не развиваются столь наглядные и легко выявляемые «зоны выбеливания пород», а возникают полосы кварцево-карбонатно-хлоритового состава, которые трудно отличить от близких по составу динамометаморфических сланцев.

Продукты низкотемпературного гидротермального метаморфизма представлены кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-хлорит-пиритовыми, карбонатными, каолиновыми, опаловыми и барит-гипсовыми породами. Сюда же относятся пренит-цеолитовые, кальцит-цеолитовые, халцедоновые, карбонатные и хлорит-карбонатные прожилки. В заключительные стадии минерализации подобные образования формируются в зонах измененных пород разного возраста и состава. Однако для некоторых рудных формаций низкотемпературные гидротермальные изменения являются характерными. Так, на приповерхностных серноколчеданных месторождениях получают большое развитие каолинизация и опализация

пород, гипогенные прожилковые—барит, гипс и карбонаты. Кварц-полиметаллическая формация отмечается широким развитием жильного колломорфного кварца, которому нередко сопутствует барит.

В итоге отметим, что в практической работе необходимо четко различать типы гидротермальных изменений пород, поскольку различные по происхождению породы имеют неодинаковое значение и ценность как поисковые признаки.

При выделении генетических типов гидротермально-измененных пород должны учитываться не только петрографо-минералогические их особенности, но также ряд общегеологических признаков, таких как отношение к интрузиям и тектоническим структурам, связь с вмещающей средой, тип сопутствующей минерализации, характер последовательной смены минеральных парагенезисов во времени.

Наиболее перспективными при поисках крупных и средних промышленных месторождений цветных металлов на Рудном Алтае следует считать гидротермально-измененные породы зон средне- и низкотемпературного выщелачивания и магнезиально-карбонатного замещения.

Породы зон высокотемпературного магнезиального замещения характеризуют специфический тип медно-пирротиновых месторождений. В настоящее время имеются основания рассматривать такие зоны как нижние члены метасоматической колонны, свойственной сульфидным месторождениям позднего этапа. Поэтому при изучении глубоких горизонтов месторождений, в особенности в региональных зонах смятия, можно ожидать переходные образования между зонами среднетемпературного выщелачивания и высокотемпературного магнезиального замещения.

Интересны в поисковом отношении также скарны и среднетемпературные эпидот-актинолитовые зоны, с которыми ассоциируют железорудные, медные, медно-цинковые и полиметаллические месторождения.

Несмотря на слабую изученность вторичных кварцитов и пропилитов, можно считать, что они не сопровождаются значительными накоплениями богатых сульфидных руд. В этих породах преобладает рассеянная сульфидная минерализация. Концентрированное отложение руд можно ожидать только в особо благоприятных структурно-литологических условиях. Несравненно менее благоприятными для поисков руд являются зоны роговиков и автотаморфически-измененных пород.

РАЗДЕЛ V

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ РУДНОГО АЛТАЯ

1. РУДНЫЙ КОМПЛЕКС, СВЯЗАННЫЙ С ДОБАТОЛИТОВЫМИ ПОРФИРОВЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Рудный комплекс, связанный с добатолитовыми порфиоровыми интрузиями представлен набором рудных формаций, не свойственных другим магматическим комплексам Алтая. К числу таких типоморфных формаций относятся пропилито-кварцитовая, алюмо-кварцитовая, медно-порфировая, кварц-карбонат-свинцовая. Рудопроявления скарновых и серноколчеданной полиметаллической формаций имеют резко подчиненное значение.

Распределение рудопроявлений в пространстве прежде всего предопределяется планом размещения самих порфиоровых интрузий. Все поля развития порфиоровых пород четко фиксируются большими ореолами рассеяния цветных металлов, выявленными при металлотрических съемках. Ореолы, размер которых измеряется многими десятками квадратных километров, наблюдаются в Сарым-Сактинском, Орманско-Заводинском, Большереченско-Убинском и других районах, где порфиоровые интрузивы многочисленны. Характер и интенсивность рудной минерализации зависят от структурно-тектонических условий формирования порфиоров и от состава вмещающих пород. Образование рудопроявлений вторично-кварцовой, пропилитовой, кварц-карбонат-свинцовой формаций происходит в условиях, когда постмагматическая деятельность порфиоров в основном завершается на стадии автотематоморфизма.

Вторичные кварциты формируются в условиях сплошного, распространяющегося на большие объемы пород, кислотного выщелачивания самих порфиоров и окружающих их силикатных пород. Источником воздействующих растворов является порфиоровая интрузия. Поэтому формы массивов кварцитов зависят от формы и условий залегания материнских порфиоровых интрузивов. Большое влияние оказывает также строение толщ вмещающих пород. Кислотное выщелачивание порфиоров и вмещающих пород во времени сменяется отложением высокоглиноземистых нерудных и рудных минералов, которые образуют рассеянные вкрапленники или прожилки, состоящие из диаспора, алунита, пирсфиллита, пирита, халькопирита, гематита и других минералов. Характерно, что ореолы сульфидной минерализации реже наблюдаются в окварцованных порфирах, чем в измененных вмещающих породах, в особенности если последние представлены пролилитизированными туфами среднего и основного состава. Сульфидные вкрапленники и их гнезда сравнительно равномерно распределяются в мощных толщах туфов и туффитов, подвергшихся эпидот-хлорит-калишпатовому замещению. Структурный контроль при

отложении сульфидов и изменении пород играл подчиненное значение, а литологический — главное.

Потоки растворов, берущие начало в интрузиях порфиров, приводят к выщелачиванию апикальных частей порфировых тел и вмещающих кислых пород. Равномерно пропитывая толщи пирокластических пород среднего состава, растворы вначале сохраняют свои кислотные свойства. Нейтрализуются они в это время лишь при соприкосновении с обломками карбонатных пород, где и выпадают сульфиды. Позже происходит нейтрализация всей массы воздействующих растворов и тогда в толще пропилитизированных пород отлагаются хлорит, карбонат, эпидот, каолинит и равномерно рассеянные сульфиды цветных металлов и железа.

При внедрении порфиров в карбонатные толщи не происходит интенсивного кислотного выщелачивания пород, вероятно, по причине рано наступающей нейтрализации растворов. Изменения выражаются в умеренной альбитизации, окварцевании и серицитизации самих порфиров, а также доломитизации, анкеритизации и окварцевании вмещающих пород. В этом случае отмечается значительное обогащение рудными минералами (преимущественно галенитом) апикальных частей интрузий и их экзоконтактных зон. Несмотря на свежий облик порфиров, сохранивших свою стекловатую структуру, они постоянно содержат тонкорассеянный галенит, видимый даже невооруженным глазом. В общем формирование первых рудных вкрапленников происходит уже в ранний этап постмагматической деятельности порфировых интрузий. Поэтому сульфиды железа, меди, цинка и свинца являются по существу аксессуарными образованиями, представляя собой составную часть автометаморфически измененных порфировых пород. Отложения этих сульфидов происходит в условиях малых глубин. Об этом можно судить на основании вещественного состава гидротермально-измененных пород. При гидротермальных процессах очень широкое развитие приобретают окварцевание и серицитизация того типа, который свойствен фации вторичных кварцитов. Известно, что высокая активность кремнекислоты и щелочей проявляется в условиях малых глубин, когда кислые растворы производят интенсивное выщелачивание оснований и тем самым обогащают породы остаточным кварцем и глиноземом. Примером могут служить многочисленные массивы вторичных кварцитов Казахстана, Кавказа и других стран, где кварциты, как подчеркивается рядом исследователей, формируются в близповерхностных условиях. Мысль о повышенной активности кремнекислоты в связи с малыми глубинами для Рудного Алтая подчеркивалась И. В. Дербиковым (1952). О небольших глубинах формирования измененных пород свидетельствует и субэкструзивный облик материнских порфировых массивов. Для них характерны невыдержанность состава, преобладание фельзитовых и витрофировых структур основной массы и широкое проявление эруптивных брекчий.

При отделении постмагматических растворов от порфировых интрузивов в условиях весьма малых глубин узкие компактные струи растворов не возникают. Близость магматического источника к месту отложения минерализации и большая пористость пород кровли приводят к тому, что растворы проникают в кровлю широким фронтом и быстро рассеиваются в ней. Поэтому концентрированного отложения сульфидов в небольших объемах пород не происходит, хотя общее количество превнесенных в породы кровли металлов бывает весьма велико.

Проведенный подсчет по одному из хорошо изученных участков вблизи Заводинского месторождения показал, что на площади около 9 км² в толще минерализованных пород мощностью 500 м заключено более 10 млн. т. меди, свинца и цинка при суммарном среднем содержании этих металлов 0,1%.

В тектонически активных участках автотоморфизм порфиоров сменялся околотрещинным метасоматозом, приведшим к образованию скарновых рудопроявлений железа и полиметаллов, а также медно-порфировых и серноколчеданных полиметаллических месторождений. Порфировые интрузии, сопровождающиеся такими рудопроявлениями и месторождениями, залегают либо по периферии региональных зон смятия, либо непосредственно в зонах длительно развивавшихся мелких разломов. Поэтому они всегда подвергаются локальному смятию и брекчированию в процессе их становления. Этим, по-видимому, в основном и предопределяется не рассеянное, а в значительной мере сосредоточенное отделение растворов из глубоких частей интрузивов и накопление их в рудолокализирующих структурах.

В целом для всей этой группы рудопроявлений характерен четкий структурный контроль отложения минералов трещинами и разломами. Поэтому рудные тела имеют жильную, штокерковую и штокообразную формы. Они располагаются непосредственно в телах порфировых интрузий или в околотрещинных зонах. Залежи руд имеют небольшие размеры, невыдержанные элементы залегания, быстрое выклинивание по простиранию и падению. Преобладают прожилково-вкрапленные руды, реже развиты сплошные их разновидности. В отличие от рудопроявлений, например, пропилитовой формации, здесь четко проявлен стадияльно-прерывистый характер рудного процесса. При этом имеет место телескопирование. Оно проявляется в пространственном наложении зон низкотемпературных минералов на среднетемпературные и высокотемпературные ассоциации их, выпадающие в ранние стадии.

Рудопроявления скарновых формаций ассоциируют с порфирами гранит-порфирового облика и сопровождаются весьма узкими зонами изменений пород. Преобладающее развитие на участках железорудной минерализации приобретают водные скарноидные образования, состоящие из эпидота, актинолита, калишпата и хлорита. Эти же минералы постоянно присутствуют и в автотоморфически измененных порфировых породах. Для завершающего этапа рудного процесса характерна высокая активность кремнекислоты. Поэтому вдоль ослабленных зон формируются кварциты с полиметаллической минерализацией.

Медно-порфировые и колчеданные полиметаллические рудопроявления, напротив, сопровождаются интенсивными изменениями пород, приводящими к образованию околотрещинных кварцитов, кварц-серицит-пиритовых, кварц-серицит-хлоритовых и кварц-хлоритовых пород с пиритом. В морфологическом отношении это зоны шириной 20—100 м и длиной по простиранию до 400 м. Они накладываются на автотоморфически измененные и дробленные порфиры и породы кровли. Изменения пород, сопутствующие отложению руд, проявляются весьма слабо. Они выражаются в умеренной хлоритизации и окварцевании боковых пород.

Состав рудной минерализации комплекса многокомпонентный. Во вторично-кварцитовом типе из сульфидов присутствует пирит, из окислов — гематит. Количество этих минералов не превышает 1% от объема кварцита. В полях кварцитов с интенсивным выщелачиванием образуются высокоглиноземистые минералы такие как каолинит, пирофиллит, диаспор, алунит. Первые два минерала распространены широко, однако заметных скоплений не образуют. Они входят в состав пород, в которых ведущими минералами являются кварц и серицит. Диаспор и алунит в небольших участках достигают заметных концентраций (от 30 до 50% от всего объема породы). В пропилиново-кварцевом полиметаллическом типе, преобладают пирит и сфалерит, в меньших количествах присутствуют халькопирит и галенит. Цинка в 7 раз больше, чем

меди и в 3,5 раза больше, чем свинца. Из элементов-спутников характерны кадмий и индий, входящие в состав сфалерита.

В рудопроявлениях кварц- и карбонат-свинцовой формаций наибольшее распространение имеет галенит. Реже встречаются пирит, сфалерит (клеюфан) халькопирит, блеклая руда, антимонит, буланжерит, тетраэдрит. Таким образом, этот тип минерализации, проявляющийся в условиях внедрения порфировых интрузий в карбонатные толщи, отличается от всех остальных формационных типов резко повышенной ролью свинца по отношению к меди и цинку.

В медно-порфировом типе первичные рудные минералы представлены (в убывающей последовательности): пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой. Для этого типа характерно резкое преобладание меди над остальными металлами, а из элементов-спутников, как и во всех медно-порфировых месторождениях мира — молибдена. Количество меди в десятки раз больше, чем свинца и в 5—20 раз больше, чем цинка.

В серноколчеданном полиметаллическом типе также преобладают пирит и халькопирит, однако здесь нередко появляются отдельные участки, обогащенные сфалеритом и галенитом с пониженной ролью халькопирита.

Общая схема развития постмагматической деятельности порфировых интрузий, залегающих в силикатных породах на небольших глубинах, может быть представлена в таком виде.

В начальную стадию в порфировых породах происходят аутометаморфические изменения — гидrolитическое разложение и аддитивный метаморфизм пород с образованием хлорита, альбита, серицита, кварца и пирита. Аутометаморфизм без заметного перерыва переходит в интенсивное гидротермальное выщелачивание, приводящее к образованию кварц-серицитовых, кварц-серицит-пиритовых пород с алунином, диаспором, гематитом, пиритом и рутилом (алюмо-кварцитовая формация). В средних и основных по составу вмещающих породах в это время образуются кварц-альбит-эпидот-хлоритовые породы с пиритом и кварц-калишпат-эпидот-карбонат-хлоритовые с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом (пропилито-кварцитовая формация). В полях кварцитов и пропицитов образуются небольшие существенно кварцевые жилы и прожилки, нередко содержащие пирит, халькопирит, и сфалерит.

Более поздний этап минерализации начинается с образования кварцитов околотрещинного выщелачивания (предрудный этап) и отложения руд (рудный этап). В стадию выщелачивания происходит образование кварца, серицита, рутила. В незначительных количествах в таких околотрещинных кварцитах присутствуют пирит и хлорит. Отложению руд предшествуют тектонические подвижки, дробление кварцитов и приоткрытие трещин; кристаллизуется кварц, хлорит, карбонаты, а также сульфиды железа, меди, цинка и свинца. С этим завершающим этапом постмагматической деятельности связано образование медно-порфирового и колчеданно-полиметаллического типов оруденения.

2. ЗМЕИНОГОРСКИЙ РУДНЫЙ КОМПЛЕКС

Как было показано при описании примеров рудных формаций, среди месторождений, обнаруживающих тесную связь с гранитоидами змеиногорского комплекса, на Рудном Алтае широко развиты скарповые, высоко- и среднетемпературные гидротермальные минерализованные зоны. Сложность и длительность процесса становления гранитоидов, на-

меченная Н. А. Елисеевым (1938), в настоящее время подтверждена и уточнена многими геолого-съемочными работами и тематическими исследованиями. Каждая из четырех возрастных и петрографических групп этого комплекса (габбродные, диоритовые, адамеллит-плагиигранитовые и собственно гранитовые породы) характеризуются известной территориальной и структурной обособленностью, внутренними секущими контактами, разной степенью катаклаза, и, наконец, своеобразием состава жильных серий. Поэтому значительная прерывистость магматического процесса, его расчлененность на несколько отдельных фаз в настоящее время признается большинством алтайских геологов. Слабо изученным и спорным является вопрос о том, насколько значительными были перерывы между отдельными фазами этого комплекса, в частности, сопровождалась ли каждая из фаз своими постмагматическими проявлениями и рудообразованием.

Оценить специфику гидротермального метаморфизма и минерализации интрузивных фаз отдельно в настоящее время не всегда представляется возможным. Вместе с тем имеются неоспоримые факты, указывающие на принадлежность к тем или иным интрузивам определенной рудной минерализации. Так, известны мелкие линзы халькопирит-пирротиновой руды и кварцевые жилы с убогим медным и медно-серебряным оруденением в габброндах и их экзоконтактовых зонах. Минерализацию, связанную со второй и третьей фазами змеиногорского комплекса, разделить пока не удается. Если же, упрощая вопрос, рассматривать группы этих пород совместно, то можно выделить характерные рудопроявления, генетически связанные с этими интрузивами. Это прежде всего группа *контактово-метасоматических скарновых* месторождений и рудопроявлений, среди которых известны железорудная, меднорудная, медно-цинковая и полиметаллическая формации.

Скарново-сульфидные и железорудные месторождения обычно тесно связаны с экзоконтактовыми зонами плагиигранитовых, граптодиоритовых реже гранитовых и диоритовых интрузий силлово-лакколитовой и штоковой субфаций. В особенности характерны рудопроявления этого типа для блоков пород среднего девона, расположенных среди калишпатизированных и альбитизированных гранитоидов в ядре Алейского антиклинория. Обычны скарны и в экзоконтактовой зоне, окружающей полукольцом ядро этого антиклинория и представленной ороговикованными туфогенными и осадочными полимиктовыми (нередко, известковистыми) породами. Чаще всего процессы ороговикования и скарнирования проявляются здесь в отложениях лосишинской свиты (низы среднего девона), что объясняется, с одной стороны, благоприятным химико-литологическим составом свиты, а с другой — ее низким стратиграфическим положением и пространственной близостью к активным контактам гранитоидных интрузий, сопровождающихся широко развитыми процессами аутометаморфизма. Для акмолитовых интрузий Иртышской зоны смятия скарны не характерны. Они появляются лишь в юго-восточной ее части, где пространственно ассоциируют с эпидотизированными гранодиоритами.

В участках развития минерализованных роговиков и скарнов нередко встречаются гидротермальные кварцевые жилы, приуроченные к секущим трещинам и зонам скалывания. Подобные кварцевые жилы и зоны окварцевания с убогим медным оруденением известны в различных частях Алейского антиклинория. Известны они также в районах Лениногорска и Зырянновска. Постоянная приуроченность их к экзоконтактовым зонам интрузивов указывает на генетическую их связь с гранитоидами. Образованием этих жил путем инфильтрации остаточных растворов по трещинам в породы кровли, по-видимому, и заканчивается постмагматическая деятельность интрузий второй и третьей фаз.

С микроклиновыми биотитовыми и аплитовидными гранитами (четвертая фаза змеиногорского комплекса) тесно связаны медно-турмалиновые золотоносные жилы, кварцево-турмалиновые касситерит-содержащие роговики с пиритом и халькопиритом, шеелитоносные скарны, кварц-берилловые и кварц-флюорит-шеелитовые рудопроявления. В целом минерализация, генетически связанная с поздними гранитами змеиногорского комплекса, своеобразна. По своим геохимическим особенностям она в известной мере близка постмагматическим продуктам интрузий собственно гранитного ряда пород.

Размещение месторождений в плане неравномерное. При этом максимальное количество их проявляется в тесной связи со слабо эродированными гранитоидными массивами, залегающими в длительно живущих мобильных тектонических зонах и обладающими весьма сложным фазовым строением. Как правило, эти массивы характеризуются обильными дайками и сопровождаются интенсивными аутометаморфическими изменениями пород. Иногда они сопровождаются явлениями гибрида.

Генетическая связь месторождений с гранитоидами змеиногорского комплекса в первую очередь выражается в четкой зависимости пространственного их размещения от размещения гранитоидных массивов, а также в проявлении околоинтрузивной зональности минерализации. Особенно наглядно это видно на примере скарновых месторождений, которые располагаются в самих гранитоидах или в узких околоинтрузивных зонах. В последнем случае месторождения располагаются закономерно по отношению к выходам интрузивов и в пределах экзоконтактной зоны шириной в 1—2 км изменяют состав руд от медных и медно-цинковых до полиметаллических. Заметно меняется и состав метаморфических образований. Так, в месторождениях, располагающихся непосредственно вблизи контактов интрузий, скарны и сопровождающие их гидротермально-метасоматические образования накладываются на роговики. В более удаленных месторождениях гранатовые скарны совмещаются с эпидотовыми и актинолит-хлоритовыми породами. Крайние внешние зоны представлены преимущественно хлоритовыми породами с эпидотом, актинолитом, флогопитом, карбонатами.

Реже скарновая минерализация уходит сравнительно далеко от активных контактов интрузий (более 1,5—2 км) и локализуется в породах, не подвергшихся контактовому метаморфизму. В таких случаях минерализация обычно локализуется вдоль тектонических разломов, сопрягающихся с контактными зонами интрузивов.

Петрографо-минералогическое изучение гранитоидных интрузивов, контактовых роговиков и продуктов постмагматической деятельности дает дополнительные указания о генетической связи оруденения с интрузивами. Так, для всех изученных месторождений этого комплекса характерны магнетит, ильменит, рутил и сфен, которые являются обычными аксессуарами змеиногорских гранитоидов, их жильных дериватов и роговиков. В свою очередь, в гранитоидах нередко присутствуют (обычно в приконтактных частях) зерна пирита, халькопирита, сфалерита, граната и других минералов, характерных для рудных зон.

Для месторождения описываемого рудного комплекса характерны четко выраженные явления телескопирования. Особенно наглядно это видно на месторождениях скарнового типа. На ранних стадиях формирования таких месторождений образуются высокотемпературные роговиковые и скарновые ассоциации типа кварц — биотит, кварц — волластонит — гранат, пироксен — гранат. Позднее они сменяются среднетемпературными ассоциациями: эпидот — актинолит — кварц, актинолит — карбонат — кварц — хлорит, флогопит — кварц, хлорит — серицит —

кварц — пирит и т. д. Заканчивается процесс формированием низкотемпературных минеральных ассоциаций и отложением сульфидных руд. Резкое телескопирование на месторождениях этого типа связано с общим падением геотермического градиента поля в условиях экзоконтактовых зон интрузий и пульсирующего поступления минералообразующих растворов из остаточного магматического очага. Процесс этот сжат во времени и проявляется в узких локальных зонах в виде последовательной смены парагенезисов, формирующихся в условиях разных температур путем разложения ранних ассоциаций и метасоматического замещения их поздними.

Процесс формирования месторождений змеиногорского рудного комплекса протекал в условиях малых и средних глубин. На это указывает прежде всего резко выраженный гипабиссальный облик самих гранитоидов и широкое развитие в экзоконтактовых зонах высокотемпературных роговиков. Сделанный вывод подтверждается также явлениями телескопирования и тесной связью скарнов с метасоматическими кварцитами, которые, как известно, наиболее характерны для гипабиссальных и приповерхностных фаций (Ф. Н. Шахов, 1947). Приближенные подсчеты мощностей эффузивно-пирокластических и туфоогенно-осадочных толщ, перекрывающих рудоносные структуры в период скарно- и рудообразования, показывают, что глубины формирования последних обычно колеблются в пределах от 1—1,5 до 2—3 км и, по-видимому, не превышают 4 км.

Для золоторудных месторождений Иртышской зоны смятия глубины формирования будут, видимо, больше. На это указывает наличие среди кристаллических сланцев экзоконтактовых зон гранитоидных интрузий гнейсов и продуктов гранитизации (мигматиты, метасоматические граниты), образование которых, как известно, происходит на более значительных глубинах.

Все изученные месторождения и рудопроявления описываемого рудного комплекса приурочены к разломам и трещинным зонам, которые являются основными каналами движения постмагматических растворов. В одних случаях это тектонически осложненные контакты массивов изверженных пород или тектонически ослабленные зоны в роговиках, в других — разломы среди разнообразных по составу вмещающих пород за пределами роговиковых зон или тектонические трещины в самих гранитоидах. Только зоны самих минерализованных роговиков не имеют четкой связи с трещинными структурами. Морфологически они подчинены структуре интрузивных контактов.

Рудные залежи формируются в наиболее благоприятных для рудолокализации участках структур, где существовали условия для длительного воздействия раствора на породу при большой поверхности их соприкосновения. Выделяется три основных типа рудоносных структур: разломы и трещинные зоны, межпластовые зоны, комбинированные или каркасные структуры. В структурах первого типа образуются рудные жилы, гнезда и линзы, которые тяготеют к местам сопряжения трещин. Во втором случае в хорошо расслоенных вулканогенно-осадочных породах вблизи разломов образуются межпластовые залежи сливных и вкрапленных руд. Для третьего случая характерна комбинированная форма залежей, возникающая в результате совместного влияния на рудолокализацию напластования и тектонических нарушений. Секущие рудные тела жильной и штоковой форм в таких случаях сопрягаются с пологими рудными залежами и зонами вкрапленников.

Выяснение возрастных соотношений измененных пород и руд с многочисленными дайками порфириров и порфиридов, представляющих собой жильную серию змеиногорских гранитоидов, показало, что эти об-

разования на изученных месторождениях тесно взаимосвязаны. Дайки порфириров и порфиринов проявляются в тех же структурах, что и рудные залежи, но по времени своего становления предшествуют образованию руд. Об этом можно судить по тому, что дайковые породы подвергаются скарнированию и оруденению. Такие взаимоотношения были установлены на Таловском, Рулихинском, Шемонаихинском, Верхубинском и других месторождениях. Вместе с тем не исключено, что наиболее поздние дайковые породы змеиногорского комплекса формируются одновременно со скарново-рудными залежами. На возможность становления жильных диабазов в момент отложения скарнов указывала Л. К. Пожарицкая (1956) для Шемонаихинского рудного поля. Случай вероятного внедрения диабазов в момент рудоотложения был рассмотрен выше, при описании Сургутановского месторождения.

Вещественный состав рудных формаций змеиногорского комплекса разнообразен. Обычными компонентами в скарновых формациях являются железо, медь, цинк, сера, реже свинец, золото, кобальт. Важной особенностью этих формаций, в отличие от полиметаллических позднего этапа, является связь сульфидного оруденения с высокотемпературными минеральными ассоциациями, наличие в рудах магнетита, титаномагнетита, сфена, рутила, резкое преобладание меди над свинцом, а также наличие кобальтоносного пирита. В редких случаях появляется шеелит. Для среднетемпературных месторождений кварцево-жильного типа характерны медь, сера и золото. Кварцево-турмалиновые месторождения характеризуются наличием таких элементов как медь, сера, золото, олово, вольфрам, фтор.

Для большинства месторождений, связанных с гранитоидами змеиногорского комплекса, устанавливается известная зависимость продуктов раннего и околорудного метаморфизма от характера вмещающей среды. Особенно характерно это для продуктов ранних стадий. Зависимость состава гидротермалитов поздних стадий, в том числе и руд, от состава среды также имеет место, но выражена слабо. Примером тому может служить приуроченность медных руд к флогопитовым, а полиметаллических — к кварцевым и кварц-баритовым породам.

Рудная минерализация в скарновых месторождениях представлена магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Количественные соотношения основных рудных минералов изменяются в широких пределах, в зависимости от чего меняется «профиль» месторождений. В небольшом количестве в рудах установлены пирротин, блеклые руды, арсенопирит, борнит, алтаит, кубанит, пирсент, гессит, висмут, золото, серебро и другие минералы. В редких случаях характерен шеелит. Рудам обычно сопутствуют средне- и низкотемпературные околорудные изменения: эпидотизация, актинолитизация, пренитизация, хлоритизация, альбитизация, серицитизация, пиритизация, окварцевание, карбонатизация и баритизация. Особенно характерны для скарновых месторождений Рудного Алтая процессы окварцевания. Кварциты в том или ином количестве присутствуют здесь во всех без исключения скарново-рудных зонах и составляют их неотъемлемую часть. На отдельных месторождениях, кроме того, проявляются процессы флогопитизации и оталькования. Рудная минерализация в других типах месторождений более проста и представлена сульфидами железа, меди, цинка, свинца и самородным золотом. В незначительных количествах установлены касситерит, шеелит и другие минералы.

Гидротермальный метаморфизм и рудоотложение на всех месторождениях данного комплекса протекают стадийно. Проведенные исследования позволили на скарновых месторождениях выделить два крупных этапа минералообразования: роговиково-скарновый и гидротермальный.

Каждый из них делится в свою очередь на стадии, которые разделены периодами внутриминерализационных деформаций. В первую стадию роговико-скарнового этапа происходила перекристаллизация пород с образованием высокотемпературных и среднетемпературных минералов. Метасоматические процессы здесь начинают проявляться лишь в конце стадии, когда в значительных количествах образуются гранат, эпидот, актинолит, хлорит. Поздние скарноидные роговики во времени сменяются собственно скарнами иногда без улавливаемого перерыва в минералообразовании.

Гидротермальный процесс протекает после дробления скарнов. В нем обычно удается различить четыре стадии: предрудную, первую и вторую сульфидные и пострудную. Предрудная стадия характеризуется широким развитием среднетемпературных изменений вмещающих пород и четкой зависимостью состава новообразований от характера боковых пород. В начале происходит гидrolитическое разложение роговиковых и скарновых минералов, неустойчивых в условиях средних температур, и метасоматическое замещение их эпидотом, клиноцоизитом, актинолитом, магнетитом и другими минералами. Формируются ассоциации: эпидот—клиноцоизит, эпидот — актинолит — магнетит, актинолит — тремолит—хлорит, эпидот — актинолит — магнетит — кварц — карбонаты — хлорит — пирит, редко антигорит — тальк, магнетит — флогопит и другие. Местами в это время формируются залежи магнетитовых руд. В месторождениях, удаленных от интрузивов, интенсивным изменениям подвергаются также и другие породы: порфириды, мелкообломочные туфогенно-осадочные образования, кислые лавы и их туфы (Рулихинское, Шемонаихинское, Верхубинское и другие). В порфиридах и полимиктовых породах развиваются ассоциации: эпидот — магнетит — гематит — кварц, эпидот — кварц — актинолит — карбонаты — хлорит, эпидот — актинолит — хлорит — пренит — альбит, карбонаты — хлорит — сфен — пирит и другие. В кислых породах происходит вынос оснований и потому формируются ассоциации: альбит — кварц — серицит — пирит, кварц — серицит — пирит и кварц — серицит. В отдельных участках процессы выщелачивания протекают исключительно интенсивно и приводят к образованию кварцитов (Сургутановское, Шемонаихинское и другие месторождения). В конце стадии иногда заметно проявляется железо-магнезиальный метасоматоз с образованием ассоциации кварц — хлорит — пирит. (Верхубинское месторождение).

Первая сульфидная стадия характеризуется привнесом кальция, железа, цинка, меди, иногда бария и отложением минералов серноколчеданных, медных и медно-цинковых руд. В это же время формируются новые ассоциации нерудных минералов, нередко в виде жильного заполнения трещин: эпидот — актинолит — пренит — хлорит, альбит — кварц — хлорит, кварц — барит — карбонаты и другие.

Во вторую сульфидную стадию привносятся медь, цинк, свинец, их спутники и формируются полиметаллические и свинцово-цинковые руды. Отложение руд сопровождается средне-и низкотемпературным метаморфизмом вмещающих пород — хлоритизацией, карбонатизацией, баритизацией, серицитизацией и окварцеванием. Заканчивается процесс минералообразования формированием тонких кварц-карбонатных и серицито-карбонатных прожилков, рассекающих сульфидные руды. Вместе с кварцем и карбонатами иногда отмечается пострудный барит.

Стадиальность процесса в других типах месторождений описываемого комплекса выражается в подновлении трещин и в появлении нескольких генераций кварца в ассоциации с теми или иными сопутствующими ему минералами.

Из изложенного выше видно, что месторождения змеиногорского

рудного комплекса имеют на Рудном Алтае черты сходства с месторождениями других рудных комплексов. К числу их относятся: общность вещественного состава главных типов руд и пространственная совмещенность разновозрастной минерализации; метасоматический характер и стадийность процесса формирования рудных зон; близость минералогического состава средне- и низкотемпературных гидротермально-измененных пород. Именно эти, прежде всего бросающиеся в глаза, общие черты алтайских месторождений долгие годы не позволяли подойти к генетической систематике.

Вместе с тем, имеется целый ряд характерных отличительных признаков, по которым месторождения змеиногорского рудного комплекса в настоящее время могут уверенно выделяться среди месторождений других типов и комплексов. Основными из них являются следующие:

1. Тесная пространственно-структурная связь месторождений с гранитоидами и полями экзоконтактовых роговиков.

2. Неразрывная связь сульфидного и железорудного оруденения с высокотемпературными скарновыми минеральными ассоциациями.

3. Наличие околонатрузивной зональности, во многом отличающейся от зональности других типов.

4. Четкий структурный контроль гидротермально-измененных пород и руд разломами, тесно связанными со структурами контактов массивов.

5. Четко выраженные явления телескопирования.

6. Постоянное наличие в рудах магнетита (или титаномagnetита), ильменита, рутила, сфена, а во многих случаях — турмалина, шеелита, флюорита и золота.

7. Характерным элементом-спутником руд многих формаций является кобальт, накапливающийся в пиритах.

3. ПОЗДНИЙ РУДНЫЙ КОМПЛЕКС

В предыдущих главах работы были описаны типичные представители рудных формаций позднего комплекса, начиная от высокотемпературных наиболее глубинных их типов и кончая низкотемпературными приповерхностными месторождениями. Краткая сводка отличительных признаков этих формаций дана в таблице 4.

Какие же общие геолого-металлогенетические и геохимические черты характеризуют этот рудный комплекс?

Прежде всего, несомненно, общей чертой позднего рудного комплекса является отсутствие прямых связей месторождений с крупными интрузивами и, напротив, наличие таких связей со скоплениями хорошо дифференцированных малых интрузий — роями и поясами даек альбитофиров, плагиогранит-порфиров и различных порфиритов. Малые интрузии и рудные зоны этого комплекса в рудоносных толщах всегда контролируются крупными структурными элементами, несущими, как правило, признаки длительного и унаследованного геологического их развития. Они связаны либо непосредственно с наиболее мобильными зонами глубинных разломов, либо представляют собой сопряженные структуры разных типов. Рудные залежи приурочиваются к хорошо проработанным зонам, тектоническая подвижность которых сопровождалась процессами интенсивного метасоматического замещения пород. Состав метасоматических пород и рудных залежей существенно различен для формаций, различающихся, в частности по глубине и температуре образования. Поэтому явления зональности рудоотложения, наблюдаемые в каждой отдельной рудной залежи (зональность отложения и пульсационная) сложно сочетаются с зональностью более крупного порядка, которая ха-

рактирует геохимические особенности рудного комплекса или колчеданного ряда месторождений как целого (П. Ф. Иванкин, 1959). Стадиально-пульсационное развитие метасоматического процесса типично для всех рудоносных зон комплекса. Однако прерывистость минералоотложения далеко не одинаково проявляется у рудных формаций разной глубины и температуры образования.

Месторождения медно-пирротинового типа формировались, несомненно, в условиях значительных глубин, о чем свидетельствуют глубокий метаморфизм вмещающих пород и фациальные особенности магматических пород, развитых в районах нахождения месторождений. Вмещающие породы представлены, в одних случаях, кристаллическими слюдистыми сланцами и амфиболитами, в других — филлитовидными сланцами с биотитом, полевыми шпатами, гранатом и нацело графитизированным углистым веществом. Низкотемпературный региональный метаморфизм для вмещающих пород не характерен. Соответственно, среди интрузивных пород в этом поясе мы не встречаем представителей гипабиссальных и субэкструзивных фаций, столь характерных для Рудного Алтая, например, альбитофиров или фельзитов. Ранние гранитоиды змеиногорского и калбинского комплексов представлены полнокристаллическими зернистыми породами с хорошо развитыми явлениями ассимиляции; им нередко сопутствуют пегматиты. Среди габброидов распространены габбро-норитовые разновидности. Малые поздние интрузии, наиболее близкие по времени формирования к месторождениям, представлены микроплагиогранитами, гранит-порфирами и порфиритами.

Косвенно указывает на значительную глубину образования месторождений также характер складчатости пород и другие особенности рудоконтролирующих структур. Складчатость вмещающих толщ в районах Вавилонского и Қарчигинского месторождений интенсивная и относится к линейному типу. Она сопровождается продольными надвигами и пластическими срывами смятых пород без явлений грубого брекчирования и растрескивания их. Зоны надвигов и продольных пластических срывов в толщах складчатых метаморфических сланцах и являются обычно рудовмещающими.

Метасоматические процессы, непосредственно предшествовавшие и сопутствовавшие отложению медно-пирротиновых руд, протекали в условиях высоких температур. Об этом свидетельствуют прежде всего минеральные парагенезисы в рудных зонах, в состав которых входят амфиболы, слюды, кордиерит и другие высокотемпературные минералы. Наиболее характерным процессом околорудного изменения пород является высокотемпературный магнезиальный метасоматоз, приводящий к образованию относительно узких зон кордиерит-антофиллитового замещения вмещающих пород. Минералы средне- и низкотемпературных ступеней метаморфизма не характерны, а явления околотрешинного кислотного выщелачивания в связи с описываемыми месторождениями в типичном своем виде вообще не известны. Сам процесс отложения сульфидных руд в условиях значительных глубин и высоких температур не имеет ясно выраженных признаков стадийного развития. Медно-пирротиновые залежи сформировались в результате инъекции в нарушенные сланцевые породы сульфидных растворов с относительно высокой концентрацией в них железа и меди. Явления телескопирования для этих залежей не характерны.

Для группы гипабиссальных медно-цинковых и полиметаллических месторождений Рудного Алтая свойственны свои особенности. Среди них отметим следующие:

1. Количественное преобладание в рудных зонах гидротермальных минералов, свойственных среднетемпературным месторождениям.

2. Четкий структурный контроль рудоотложения и вообще метасоматоза, а также поздних малых интрузий. Рудные зоны и малые интрузии именно на месторождениях этой группы нередко образуют характерные, сходящиеся на глубину, группировки — пучки.

3. Большая интенсивность метасоматического процесса, который в разных участках протяженных структур выражается то преимущественно в виде выщелачивания или отложения веществ, то в сложном наложении этих явлений друг на друга. Многостадийность метасоматоза и рудоотложения.

4. Значительная дифференцированность рудных залежей по составу и многокомпонентность руд.

Нами было показано, что вероятные пределы глубин формирования месторождений этой группы равны 1,5—4 км. Фациальные особенности метаморфических пород рудных зон на этих глубинах характеризуются: неустойчивостью эпидота и актинолита, которые переходят в хлорит и карбонат; устойчивостью серицита, хлорита совместно с карбонатами, альбитом, сульфидами железа и цветных металлов. Количественно преобладающими гидротермальными минералами являются: серицит, хлорит, кварц, железо-магnezиальные карбонаты, пирит, кальцит, барит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды. Этот комплекс преобладающих минералов позволяет относить рудные зоны к среднетемпературным, если придерживаться трехчленного деления и критериев, рекомендуемых П. М. Татариновым (1955). По Д. С. Коржинскому околорудный метаморфизм описываемой группы месторождений должен быть отнесен к низкотемпературным ступеням: кальцит-альбитовой и кальцит-серицитовой.

В отличие от месторождений других типов, например, скарново-сульфидных среднетемпературных, в данной группе явления *телескопирования* либо отсутствуют, либо проявляются крайне слабо. Минералы ранних и поздних стадий процесса выпадают в условиях близких или одинаковых температур. Впрочем, самые поздние ассоциации в рудных залежах представлены минералами, более характерными для низкотемпературных залежей, например, прожилками с кальцитом, баритом, поздними генерациями блеклых руд и галенита. Однако, относительное количество таких минералов невелико. Все это свидетельствует о значительной однородности температурного поля в условиях тех глубин, на которых отлагались руды.

Все без исключения месторождения описываемой группы приурочены к четким локальным структурам, нередко комбинированным, в которых важнейшее значение имеют разломы, тектонически осложненные контакты толщ пород или зоны повышенного расщепления, которые являются основными каналами движения постмагматических растворов.

Условия для интенсивных околорудных изменений вмещающих пород и массового отложения руд, как показали наши исследования (П. Ф. Иванкин, 1957), возникают при сквозном движении растворов через горные породы, а не при простом «напитывании» пористых пород растворами и застое их. Притекающие массы растворов, пройдя цикл взаимодействий с породами в данной «рудопоглощающей структуре», находят необходимые отводящие каналы и покидают эту структуру, уступая место новым порциям «свежего» раствора. Таким образом устанавливается непрерывная движущаяся колонка или струя растворов, производящая на своем пути метасоматическое изменение пород и последующее отложение руд в измененных породах или на контакте их с боковыми породами.

Рассматриваемые рудные залежи образовались на определенных

интервалах гидротермальных струй, где существовали наиболее благоприятные условия для длительного химического воздействия раствора на породу при большой поверхности соприкосновения раствора и породы. Формы и внутреннее строение гидротермальных струй многообразны, поскольку они зависят от конкретных геологических условий, прежде всего от сочетания зон повышенной трещиноватости и пористости пород с экранирующими поверхностями. Поэтому имеется связь между типом рудоносной геологической структуры и морфологическими особенностями рудных зон. Общей особенностью рудоносных («рудопоглощающих») структур является их определенное воздействие на проходящие растворы, которое приводит в конечном счете к нарушению физико-химического равновесия системы, пересыщению раствора определенными компонентами и их выпадению в виде минералов в данном сечении потока.

На примерах Золотушинского, Белоусовского, Березовского, Николаевского и других месторождений были изучены и описаны три типа таких структур: клиновидный или шатровый, лентовидный и каркасный (П. Ф. Иванкин, 1957, стр. 218—222). Растворы, проникая снизу по крутопадающему разлому в рудовмещающую толщу с периклинальным падением пород или в нарушенную продольными разломами антиклиналь (шатровая структура), просачиваются в начале широким фронтом по межпластовым швам, пористым породам и зонам трещиноватости в компетентных пластах. По мере движения вверх фронт закономерно суживается, вследствие сближения и соединения структурных поверхностей. В верхних частях структуры, где соприкасаются внешние ограничивающие поверхности потока, последний превращается в узкую струю, приуроченную к каналу трещинного типа. На примере Золотушинского и Зырянковского месторождений мы убеждаемся, что сечение потока в верхней части шатровой структуры в десятки раз меньше сечения в нижней ее части.

В структуре каркасного типа также происходит резкое изменение сечения потока, в начале — увеличение его (при выходе растворов из зоны рудоподводящего разлома), затем уменьшение (при переходе растворов из рудопоглощающего тектонического каркаса в отводящую трещину). В пределах каркаса растворы растекаются по разветвленной сети зон брекчированных пород и крупных трещин, давая минеральные штокверки, штоки или системы обособленных жил. При общем пропитывании пористых пород растворами и интенсивном замещении их в пределах каркаса формируются сплошные или вкрапленно-прожилковые метасоматические тела, унаследующие в той или иной мере размеры и форму каркасной структуры. Было показано, что шатровая и каркасная структуры обладают общим свойством: резко меняя гидродинамические условия потока на разных сечениях, они изменяют также термодинамический режим растворов, что является одной из причин локализации больших масс руд внутри этих структур.

От описанных качественно отличается лентовидный тип рудоносных структур, особенно характерный для региональных зон смятия. Поток растворов в зонах повышенного расслаивания пород имеет в разных местах близко одинаковые поперечные сечения и потому понятия «рудоподводящий канал» и «рудопоглощающая структура» в этом случае совпадают. Нет также оснований предполагать существенные изменения гидродинамического режима в разных сечениях потока. Условия движения и взаимодействия растворов с горными породами сохраняются устойчивыми на весьма больших расстояниях в направлении движения потока. Этим объясняется необыкновенно большая длина метасоматических зон, в частности рудных залежей при небольшом поперечном их

сечении. Процессы выщелачивания пород наиболее интенсивно идут в структурах лентовидного типа.

К сказанному выше необходимо добавить несколько замечаний о поведении сульфидных месторождений гипабиссальной зоны на глубину. При всем наблюдающемся многообразии структурно-морфологических черт, месторождения эти обладают одной важной общей особенностью: пологим погружением. Средний угол погружения устанавливается аналитически при построении продольной вертикальной проекции месторождения, например, путем «прессования» всей суммы известных рудных тел на одну плоскость, проходящую вдоль главной рудоконтролирующей структуры. На таких проекциях мы видим максимальную установленную длину рудных залежей, которая всегда значительно превышает их длину по простиранию и падению, а также измеряем угол погружения их относительно горизонта. Оказывается, что независимо от угла падения рудных залежей (и вмещающих толщ), угол погружения месторождений бывает обычно невелик. Углы в $10\text{--}30^\circ$ являются наиболее характерными; углы погружения залежей $30\text{--}45^\circ$ встречаются редко. Залежи, погружающиеся круче $50\text{--}60^\circ$ (т. е. штоки плоской или иной формы) совершенно не характерны для месторождений позднего комплекса¹.

Пологое погружение крупных сульфидных залежей в значительной мере обусловлено существованием полого погружающихся складчатых форм. Примеры этих последних имеются в рудоносных структурах Лениногорского, Белоусовского и Зырянского типов. Не подлежит сомнению также большое значение своеобразных тектонических, точнее говоря — кинематических условий рудоотложения, создающихся в результате преобладания горизонтальных усилий и взбрососдвиговых деформаций в верхнепалеозойское время на Рудном Алтае (Г. Д. Ажгирей, П. Ф. Иванкин, 1952). Однако только локальными особенностями различных рудоносных структур нельзя удовлетворительно объяснить повсеместное пологое погружение крупных рудных залежей на Рудном Алтае. Подобное объяснение становится явно недостаточным, например, для случая каркасных и вообще сквозных структур, где система крутопадающих разломов казалось бы создает необходимые условия для массового отложения руд в вертикальном направлении. Тем не менее протяженные по падению рудные штоки не возникают и в этом случае.

Мы полагаем, что в гипабиссальных условиях зона наиболее оптимальных условий для массового отложения руд из растворов, приходящих с больших глубин, *располагается всегда полого*. Ниже и выше определенных границ существуют условия, не способствующие массовому отложению сульфидов из растворов данного потока. Многоэтажность оруденения, например, в Березовско-Белоусовском и Лениногорском рудных полях по существу является примером отложения руд из системы параллельных потоков растворов, всегда разделенных экранирующими породами и прокладывающих пути вдоль пологих структур.

Причины, ограничивающие значительное распространение руд в вертикальном направлении вдоль сквозных структур, не ясны. Можно полагать, что помимо структурных и литохимических факторов, не менее важное значение имеет быстрое падение давления раствора в пористых породах при переходе из нижней толщи в верхнюю, а также неустойчивость окислительно-восстановительного режима благодаря возрастающему влиянию кислорода в верхах гипабиссальной зоны. Поэтому наиболее крупные залежи сульфидов, как кажется, всегда являются продуктами

¹ Авторы предполагают в ближайшем будущем опубликовать по этому вопросу сводку фактических данных.

также свыше десяти характерных элементов-спутников — важнейшая особенность месторождений гипабиссальной зоны. Корреляция металлов (как главных, так и их спутников), по-видимому, является весьма важным и чутким показателем глубинности сульфидных месторождений. Характерная корреляция их для гипабиссальной зоны резко нарушается (до исчезновения целых комплексов металлов или появления новых) при переходе к группам среднеглубинных и приповерхностных месторождений.

Основные особенности группы малоглубинных и приповерхностных месторождений, сформированных в условиях преимущественно низких температур, были рассмотрены выше. От среднетемпературных месторождений их отличает главным образом более ярко выраженная прерывистость (пульсационность) рудного процесса и повышенная роль кислорода в минералообразовании. Следует отметить, что роль разломов, трещин и брекчий, как факторов рудокализации, на малоглубинных месторождениях значительно возрастает.

РАЗДЕЛ VI

ЗОНАЛЬНОСТЬ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. ВАЖНЕЙШИЕ ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ

При современной относительно высокой степени геологической изученности и опоскованности Рудного Алтая задача выявления зональности эндогенного оруденения является одной из наиболее актуальных проблем металлогении, непосредственно связанных с разработкой теории и методики поиска слепых рудных тел. Как и в других рудных районах, зональность здесь проявляется в различных формах и масштабах, причем разные ее типы имеют далеко не одинаковое происхождение. Поэтому представляется необходимым выделение основных ее типов с тем, чтобы обеспечить раздельное изучение и последующий учет главных закономерностей пространственного изменения эндогенного оруденения при крупномасштабном прогнозировании и поисково-разведочных работах.

Исследования, проводимые в этом направлении лабораторией геологии полиметаллических месторождений Алтайского института АН КазССР, позволяют предварительно наметить четыре основных типа зональности: региональную или тектоно-магматическую, околотрузивную, сквозную—эволюционную и локальную.

В Юго-Западном Алтае весьма четко проявлена региональная металлогеническая зональность, выраженная чередованием системы параллельных рудных поясов таких, например, как полиметаллический (Рудный Алтай, Южный Алтай), редкометальный (Калба, Нарым) и другие. Эта зональность причинно связана с индивидуальными особенностями развития в палеозое крупных геотектонических единиц — структурно-фациальных зон, к которым приурочены специфические магматические и рудные комплексы. Комплекс двуслюдяных субщелочных гранитов (калбинский), приуроченный к глубоким палеозойским прогибам, заполненным песчано-глинистыми отложениями, сопровождается редкометальными рудными формациями пегматитового (ниобий, тантал, цезий), грейзенового и кварцево-жильного типов (касситерит, вольфрамит, шеелит).

Полиметаллический пояс Рудного Алтая отвечает ореолам щелочно-земельного базальтоидного магматизма. Территориально он отвечает древней консолидированной структуре типа срединного массива или геоантиклинория, которая в среднем палеозое испытывала умеренные погружения и была превращена во вторичную геосинклиналь.

Редкометальный (молибден-оловянный) пояс и система гранитных интрузий Горного Алтая характеризуются иными геотектоническими условиями, отличными от условий Калбы и Рудного Алтая.

Таким образом, региональная зональность эндогенного оруденения по характеру определяющих ее факторов может быть названа *тектономагматической*. В настоящей работе она не рассматривается.

Изучение полиметаллического пояса, его отдельных узлов, рудных полей и месторождений дает примеры зональности эндогенного оруденения более мелких порядков и иных типов. Заметим в самом начале, что в зависимости от степени родства оруденения с магматическими породами необходимо различать два главных случая проявления зональности: околоинтрузивную и сквозную-эволюционную («сквозьярусную»).

В случае *прямой генетической связи оруденения с интрузивами* рудопроявления располагаются закономерно по отношению к выходам интрузивов и изменяют свой состав в зависимости от расстояния от материнской интрузии. Так ведут себя скарново-сульфидные медные, медно-цинковые и среднетемпературные полиметаллические месторождения, приуроченные к экзоконтактовым зонам гранитоидных интрузивов змеиногорского комплекса. Аналогичная картина наблюдается и на примере малоглубинных «добатолитовых» порфириновых интрузий, с которыми тесно связаны пространственно и генетически пропилюто-кварцитовые, медно-порфириновые и другие рудные формации. Относительная близость места отложения руды от источника металлоносных растворов и значительное влияние на отложение минералов температурных полей, создаваемых материнскими интрузивами, приводят к явлениям телескопирования оруденения. Колонка метасоматических пород является сравнительно короткой, а последовательность чередования зон меняется в направлении уменьшения градиента температурного поля. Околоинтрузивная зональность, таким образом, отражает изменения условий минералообразования в направлении движения струй постмагматических растворов, причем длина этих струй сравнительно мала (для скарново-сульфидных месторождений едва ли более 1—2 км), а изменения условий происходит быстро.

Совершенно отличные условия определяют зональность в том случае, когда оруденение имеет отдаленную связь с магматическими породами — парагенетическую. К этому случаю относятся все крупные сульфидные месторождения Рудного Алтая. Рудные залежи и ассоциированные с ними малые интрузии имеют в верхних ярусах тесную пространственно-структурную связь. По времени образования они близки. Источники остаточных магм и сульфидоносных растворов залегают, несомненно, глубоко, поскольку эти интрузии и минерализующие гидротермальные струи проходят через все известные ярусы нижнего и среднего палеозоя, а также проникают в верхнепалеозойскую толщу.

Роль таких факторов зонального рудоотложения как температурный градиент околоинтрузивных зон и центробежное развитие трещинных структур вокруг остывающих интрузивов в данном случае практически не существенна. Во-первых, это объясняется небольшими размерами самих интрузий, которые, по-видимому, не могут создать сколько-нибудь значительных температурных полей. К тому же во времени малые интрузии предшествуют отложению сульфидных руд и, судя по взаимоотношению их с рудами и околорудными изменениями пород, успевают к этому времени остыть. Во-вторых, разрывные и комбинированные структуры, контролирующие внедрение малых интрузий и оруденение имеют значительные размеры и глубокое заложение. Поэтому внедрение систем даек и штоков лишь осложняет эти структуры, придавая им те или иные новые свойства, но не меняя в основе. При повторных дорудных и внутриминерализационных тектонических движениях эти структуры обновляются и становятся доступными для металлоносных растворов, поступающих с глубин. Потоки растворов, по причине унаследования главных

путей движения остаточных магм, а также в силу общности структурно-тектонического плана, принимают иногда формы, близкие к формам самих малых интрузий, нередко даже превышая их по размерам, если судить по зонам околорудных изменений.

Зональность сульфидного оруденения, имеющего парагенетическую связь с малыми интрузиями, по своему вертикальному размаху — явление весьма значительное. Оно распространяется на всю систему известных структурно-фациальных ярусов и зон глубинности, по отношению к которым малые интрузии и потоки металлоносных растворов позднего этапа являлись сквозными. Зональность эта, таким образом, отражает эволюцию растворов и условий минералообразования в том особом случае, когда растворы в виде компактных струй проходят весьма большие расстояния в обстановке разряженных геозотерм, постепенного понижения давления и значительных изменений состава и строения вмещающих толщ. Поэтому она может быть выявлена лишь при сравнительном изучении естественного ряда рудных формаций, сформированных в один этап, но в условиях разных глубин и разных тектонических структур. Строение отдельно взятого даже крупного месторождения отражает лишь элементы зональности такого рода, отдельные звенья зональной колоны, в лучшем случае переходные между соседними зонами. Подобная сквозная эволюционная («сквозьярусная») зональность будет описана ниже на основе сравнения среднеглубинных, гипабиссальных и приповерхностных месторождений позднего этапа.

Изучение внутреннего строения отдельных месторождений и рудных залежей обычно выявляет ту или иную закономерность в размещении металлов и минералов, например, зональность по мощности, падению или простиранию месторождений. Такую зональность в отличие от указанных выше типов можно назвать *локальной*, поскольку она проявляется внутри местных рудоконтролирующих геологических структур. Среди определяющих ее факторов решающее значение на ряде месторождений (Березовское, Белоусовское, Николаевское, Заводинское и др.) имели: взаимодействие пульсирующих рудных растворов и деформаций; уменьшение во времени размера и формы потока минерализующих растворов, состав которых менялся; неоднородность состава и других свойств пород, влиявших на процессы замещения (П. Ф. Иванкин, 1957; П. В. Иншин, 1960). Локальная зональность во многих случаях является совокупным результатом пульсационной зональности (С. С. Смирнов) и зональности отложения (Ю. А. Билибин). Она может быть местным выражением зональности более крупного порядка (околоинтрузивной или сквозьярусной, в зависимости от генетического типа месторождения), но может быть обусловлена и иными причинами. На примере Новоберезовского, Иртышского и Заводинского месторождений мы видели, что зональность рудных залежей может возникать вследствие местного расслоения сложных многокомпонентных растворов на самостоятельные фазы, которые пространственно обособляются и дают отличные по составу и структурам минеральные скопления. Однако эти явления изучены пока слабо и потому действительная их роль в дифференциации рудных залежей по составу не ясна.

2. ОКОЛОИНТРУЗИВНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Рассмотрим вначале зональность эндогенной минерализации вокруг порфировых интрузивов. Характер метасоматических изменений и минерализация пород во многом зависят от глубины формирования этих интрузивов и от того насколько эродирован тот или иной массив порфиров. В Бухтарминском районе в верхней части разреза турнейской вулкано-

генной толщи, имеющей мощность 2—2,5 км, преимущественно развиты фельзитовые и фельзит-порфиоровые разности порфиров, а в нижних — гранит-порфиоровые. Основываясь на этом факте, а также на наличии явлений взаимного перехода одних петрографических разновидностей порфиров в другие, можно заключить, что фациальный облик и петрографический состав порфиров определяется различной глубиной их формирования. Последовательность изменения порфиров в вертикальном направлении, сверху вниз, может быть представлена в следующем виде: фельзиты и фельзит-порфиры → кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры → гранит-порфиры.

Фельзиты и фельзит-порфиры при автометаморфизме превращаются во вторичные кварциты, состоящие в основном из кварца, серицита, реже пиррофиллита. Таким образом, на уровне становления фельзитов происходит активизация воды (и углекислоты) и накопление кремниевой кислоты, глинозема, калия и воды. Во вмещающих породах, непосредственно прилегающих к порфировым массивам, развиваются те же минералы. Однако по мере удаления от интрузивного контакта начинает проявляться зависимость новообразованных пород от состава исходных пород, т. е. интенсивность выщелачивания снижается. В кислых породах развиваются кварц и серицит; в средних и основных, помимо кварца и серицита, — альбит и хлорит.

Автометаморфические изменения кварцевых и кварц-полевошпатовых порфиров выражаются в образовании кварца, эпидота, альбита, калишпата, хлорита и серицита. Во вмещающих породах кислого состава развиваются эти же минералы, однако количество хлорита в них заметно уменьшается. В средних и основных породах происходит пропилитизация с образованием кварца, эпидота, хлорита, полевых шпатов, альбита. В отличие от верхних зон здесь роль кремниевой кислоты уменьшается, а калия увеличивается. Последний в основном входит в состав не серицита, а калишпата.

Гранит-порфиры, в отличие от порфировых пород верхних частей массивов, имеют более свежий облик. В них ведущими вторичными минералами являются эпидот, альбит, калишпат и кварц. Роль кварца здесь еще больше уменьшается, а калишпата увеличивается. Вмещающие породы также подвергаются эпидот-полевошпатовому замещению. На контакте с интрузиями они испытывают ороговикование с образованием граната.

Сульфидные минералы, отвечающие автометаморфическому этапу минерализации, также имеют определенную закономерность в пространственном размещении. Так, халькопирит преимущественно отмечается в верхней части массивов, в полях развития вторичных кварцитов и прилегающих к ним породам; галенит и сфалерит — в пропилитах. Пирит отмечается повсеместно. Однако главная масса его выпадает во вмещающих породах, испытавших зеленокаменные пропилитовые изменения.

Таким образом, с верхними (фронтальными) частями порфировых интрузий связано проявление интенсивного окварцевания и серицитизации, которым сопутствуют вкрапленники сульфидов железа и цветных металлов. Термальный контактовый метаморфизм здесь практически отсутствует. Напротив, в порфирах нижних частей массивов окварцевание и серицитизация почти не проявляются; здесь широкое развитие получает эпидот-полевошпатовое изменение пород с проявлением термального контактового метаморфизма.

Аналогичные явления были описаны ранее для северо-западной части Рудного Алтая (Ю. А. Кузнецов, 1951) и района Николасовского месторождения (П. Ф. Иванкин, 1957). Обследование порфировых

штоков в пределах Алейского антиклинория показало, что в условиях сравнительно глубокого эрозионного среза они сопровождаются роговиками и гранат-эпидотовыми скарноидами с неинтенсивной гематит-магнетитовой и сульфидной минерализацией. Гранит-порфиры и роговики в зоне экзоконтакта здесь также подвергаются значительной калишпатизации. Последняя обычно усиливается в приконтактных участках, где появляются эруптивные брекчии. На расстоянии 10 — 50 м от контакта с порфирами калишпатизация исчезает. Во внешней зоне неизменных пород встречаются прожилки кварца, не содержащего рудных минералов.

Общая схема вертикальной зональности метаморфизма и минерализации, отвечающих раннему этапу постмагматической деятельности порфировых интрузивов, представляется в следующем виде (сверху вниз): 1) низкотемпературные зеленокаменные изменения; 2) кварциты и пропилиты, т. е. образования преимущественно среднетемпературные; 3) роговики и скарноиды (рис. 85).

Продукты позднего этапа постмагматической деятельности (руды цветных металлов) накладываются на указанные зоны. Более часто они встречаются в связи с кварцитами и пропилитами. В роговиках и скарнах они ассоциируют с магнетитовым оруденением и значительных скоплений здесь не дают.

Околоинтрузивная зональность эндогенного оруденения, связанного с гранитоидами змеиногорского комплекса, изучена пока совершенно недостаточно для того, чтобы делать окончательные выводы. То обстоятельство, что контактово-метасоматические месторождения железа и цветных металлов на Рудном Алтае тесно связано с экзоконтактами гранитных интрузий не вызывало сомнения, уже после составления первых карт прогноза (П. Ф. Иванкин, И. И. Халтурина, 1954). Подавляющее большинство рудных формаций этой группы находятся в зоне экзоконтакта шириною не более 1—2 км. Вдоль разломов жильные интрузии и скарны уходят от контактов крупных интрузий также не более 1—2 км. Приведенные в работе данные по Верхубинскому, Таловскому, Рулихинскому, Новошешонаихинскому, Орловскому и другим скарновым месторождениям позволяют наметить следующую общую схему чередования минеральных зон:

- 1) зона роговиков на контакте с материнским интрузивом;
- 2) зона гранат-пироксенового скарна;
- 3) зона гранат-эпидотовых и актинолитовых пород;
- 4) зона эпидот-актинолит-хлоритовых пород;
- 5) зона хлоритовых, кварц-хлорит-карбонатных, кварцево-серицитовых пород.

В общем эти породы размещаются в указанной последовательности по мере удаления от интрузивного контакта. Однако практически все описанные скарновые зоны по типу относятся к инфильтрационно-метасоматическим, возникающим при циркуляции постмагматических растворов по трещинам. Кроме того, для них характерно явление телескопирования. Поэтому в скарново-рудных зонах сравнительно небольшой протяженности и мощности пространственно совмещается несколько минеральных зон. На месторождениях, располагающихся в непосредственной близости от интрузива, скарны и руды накладываются на роговики (Таловское, Орловское). В более удаленных месторождениях пространственно совмещаются гранатовые, эпидотовые и актинолит-хлоритовые породы. Наиболее удаленные зоны (или части протяженных зон) представлены существенно хлоритовыми породами с эпидотом, актинолитом, флогопитом, карбонатами.

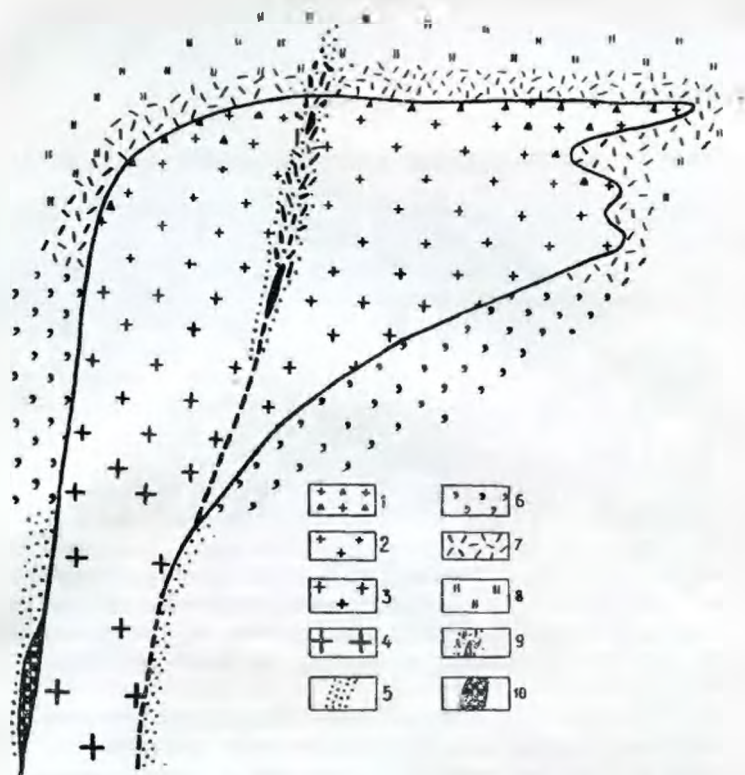


Рис. 85. Схема зональности минерализации, связанной с добатоливыми порфировыми интрузиями. 1 — эруптивные брекчии порфиров; 2 — фельзиты и фельзит-порфиры, нередко превращенные во вторичные кварциты; 3 — проилитизированные кварц-полевошпатовые порфиры; 4 — калишпатизированные гранит-порфиры; 5 — контактовые роговики; 6 — проилиты; 7 — вторичные кварциты; 8 — низкотемпературные зеленокаменные изменения; 9 — медно-порфировые и серноколчеданные полиметаллические руды; 10 — скарны и скарноиды с полиметаллической и железорудной минерализацией.

Сульфиды железа и цветных металлов практически присутствуют во всех указанных выше минеральных зонах. Однако в главной своей массе они накапливаются в зоне эпидот-актинолит-хлоритовых, хлорит-карбонатных и серицит-кварцевых пород (Верхубинское, Рулихинское, Новошемонаихинское месторождения).

Положение различных цветных металлов в указанных минеральных зонах таково. Медь в форме халькопирита накапливается преимущественно в эпидот-актинолит-хлоритовой зоне. Ей сопутствует здесь цинк, но в небольших количествах. Полиметаллические руды, в которых свинец и цинк являются основными компонентами, выпадают в более удаленной зоне, представленной серицитом, кварцем, карбонатами, хлоритом (Новошемонаихинское, Рулихинское).

Магнетитовое оруденение локализуется в минеральных зонах гранат-пироксенового и эпидот-актинолитового составов. Однако с рудами цветных металлов оно, вероятно, не имеет прямых зональных отношений. На таком крупном скарново-сульфидном поле, как Верхубинское, где представлены все указанные выше минеральные зоны, магнетитовых руд нет. С другой стороны, на скарново-магнетитовых по-

лях сульфиды цветных металлов также не образуют заметных скоплений. Отношения скарново-магнетитовой и скарново-сульфидных рудных формаций, по-видимому, не могут быть выяснены без дополнительных исследований.

3. СКВОЗНАЯ ЭВОЛЮЦИОННАЯ ИЛИ СКВОЗЬЯРУСНАЯ¹ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Последовательность минеральных зон, создаваемых потоками постмагматических растворов, далеко уходящими в толщи горных пород от своего источника, может быть выявлена путем сравнения рудных формаций, образованных в условиях различных глубин. Наиболее благоприятными в этом отношении являются протяженные линейные рудоносные структуры, имеющие в разных своих частях неодинаковые уровни эрозионного среза. Иртышская зона смятия, вмещающая сульфидные месторождения позднего комплекса, на всем своем огромном протяжении как раз и представляет собой такую благоприятную структуру для изучения сквозной эволюционной зональности. Глубина эрозионного среза геологических структур в северо-западных частях зоны относительно мала, на юго-востоке, напротив, весьма значительна. В поперечных разрезах, переходя из области Центральной Калбы в Рудный Алтай, глубина эрозии также меняется (в сторону ее уменьшения), причем на сравнительно коротких расстояниях (30—40 км) эти изменения столь значительны, что они резко влияют на фациальный облик метаморфических и магматических пород, характер складчатости пород и т. п.

Поэтому глубина формирования месторождений, приуроченных к Иртышской зоне смятия и выходящих теперь на дневную поверхность, варьировала в широких пределах, по-видимому, от 2—3 до 5—6 км или более. Объясняется это не только большой протяженностью Иртышской зоны смятия, но и положением ее на границе двух крупных структурно-фациальных зон с разной интенсивностью погружений и поднятий в среднем и верхнем палеозое (Д. И. Горжевский, П. Ф. Иванкин, 1960).

Месторождения, расположенные в юго-восточной части Иртышской зоны (например, Карчигинское), формировались на значительных глубинах, так же, как и месторождения, тяготеющие к юго-западной части зоны, пограничной с Калбой (Вавилонская группа). Соответственно вмещающие породы на участках этих месторождений подверглись глубокому региональному метаморфизму с развитием в них слюд граната, полевых шпатов, роговой обманки и других высокотемпературных минералов. Месторождения, расположенные в северо-западной части Иртышской зоны, вдоль ее северо-восточной границы, т. е. на стыке со структурами Рудного Алтая, формировались в условиях средних и малых глубин. Вмещающие породы здесь испытали средне- и низкотемпературный региональный метаморфизм зеленокаменного типа.

В Иртышской зоне смятия, благодаря сочетанию совершенных тектонических анизотропий (плоскопараллельной и линейной) и значительной подвижности зоны существовали особые структурные условия инфильтрационно-метасоматических процессов. Потоки минерализующих растворов, поднимаясь с глубин, в этих условиях способны проходить особенно большие расстояния. На примере Белоусовско-Глубочанского и

¹ Оба термина нельзя считать удачными. Однако они удобны в том отношении, что отражают важные особенности зональности этого типа: эволюцию минерализующей струи, удаленной от источника и проходящей через структурно-литологические ярусы.

других пучков мы видим, что эти расстояния измеряются 7—8 километрами только в области средней и гипабиссальной зоны. С этими явлениями связана также большая интенсивность метасоматических изменений горных пород в структурах лентовидного типа и свойственная этим структурам «растянутость» в направлении гидротермальной струи зон выщелачивания и отложения (рис. 86).

Приведенные выше результаты изучения парагенезисов минералов и стадий формирования месторождений разной глубины и температуры образования позволяют представить всю совокупность рудных зон позднего этапа в Иртышской зоне как естественный зональный геохимический ряд. Между крайними его членами медно-пирротиновыми и полиметаллическими типами месторождений имеются переходные образования, полностью представленные на Новоберезовском месторождении.

Как уже отмечалось ранее (П. Ф. Иванкин, 1960), зональное строение ряда обусловлено: инфильтрационно-метасоматическим переотложением веществ вдоль узких протяженных каналов движения растворов; пульсацией магматогенных растворов, менявших во времени свой состав; изменением физико-химических условий, в частности, окислительно-восстановительных, на разных уровнях колонки, а также, возможно, и другими причинами.

Все сульфидные месторождения Иртышской зоны, независимо от их глубинности, формировались в два главных этапа. В *предрудный* этап происходило мощное метасоматическое преобразование вмещающих пород в пределах лентовидных рудоносных структур. Во второй собственно *рудный* этап менявшиеся по составу растворы отлагали сульфиды и относительно небольшое количество жильных минералов. Морфология, состав и текстурно-структурные особенности околорудно-измененных пород и руд свидетельствуют о том, что растворы предрудного этапа в начале были разбавленными, возможно, частью газообразными средами, затем, уплотняясь со временем, они сменялись, в особенности в рудный этап, жидкообразными, иногда весьма концентрированными растворами, способными к местной инъекции, раздвиганию пород и вращению их обломков. Для обоих этапов имеются прямые основания предполагать явления «гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации растворов» (Д. С. Коржинский, 1958). Зональность выражается в закономерном размещении минеральных парагенезисов, свойственных как предрудному, так и рудному этапам. Можно говорить о зональном строении колонки гидротермально-метасоматических пород и закономерностях размещения в этой колонке сульфидных залежей разного состава.

Рассмотрим в начале размещение в колонке метасоматических пород дорудного этапа. В первом приближении можно выделить три зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю (рис. 86). В верхней зоне явления отложения резко преобладают над выщелачиванием оснований в условиях преимущественно низких температур. Поэтому в этой зоне преобладают метасоматические хлоритовые и хлорит-доломитовые породы, а также серии жил и прожилков кварца с карбонатами (анкерит, кальцит), хлоритом, альбитом и серицитом. Она полно представлена, например, на Березовском месторождении, где наблюдается постепенный переход ее по склонению структуры на протяжении около 1 км в зону выщелачивания на глубине. Ведущими гидротермальными минералами верхней зоны являются хлорит и карбонаты (доломит, магнезит, мезитит), которые, помимо ореолов, дают настоящие метасоматические жилы и гнезда и постоянно сопровождаются кристаллизацией обильного, хотя и рассеянного, пирита. В этой зоне располагаются залежи типичных богатых полиметаллических руд с отношением металлов медь—свинец —

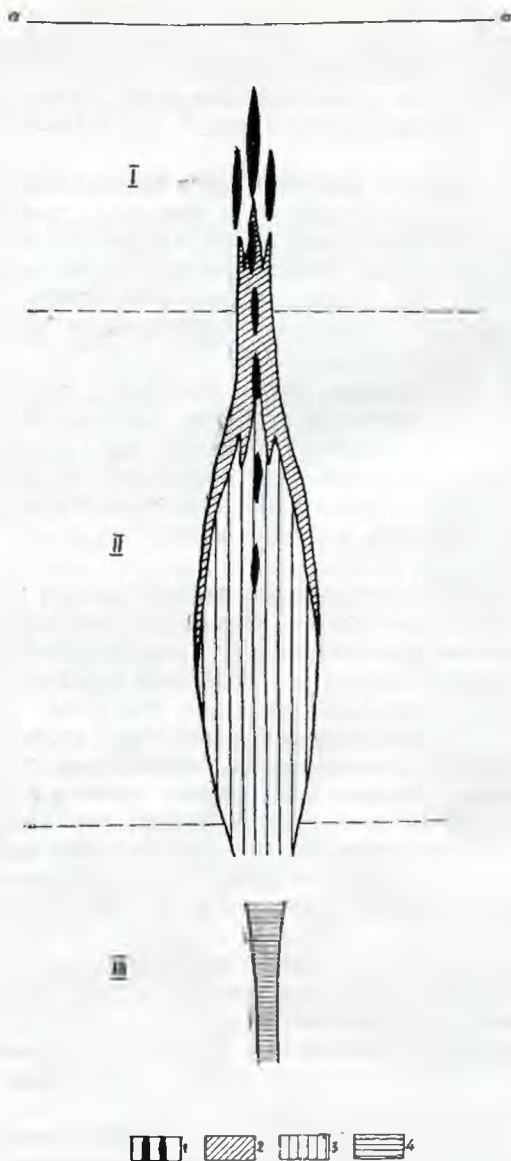


Рис. 86. Принципиальная схема сквозьярусной зональности метасоматоза предрудного этапа. I—зона при поверхностных и малых глубинах (менее 1—1,5 км); II—зона малых и средних глубин (от 1—1,5 до 3—4 км); III—зона средних и значительных глубин (свыше 4—5 км). 1—4— типы метасоматических процессов: (1— зона преимущественного отложения в трещинах и пустотах кварца, карбонатов, барита; 2— зона преимущественно магнезиального средне- и низкотемпературного замещения и пиритизации (хлорито-доломитовая зона); 3— зона выщелачивания и пиритизации пород (серицито-кварцевая); 4— зона высокотемпературного магнезиального метасоматоза (кордиерит-антофиллитовая); а—а— эрозионный срез периода становления метасоматических зон.

цинк, равным 1 : 2 : 5 и такими практически важными элементами-спутниками этих металлов как сурьма, золото, серебро, кадмий, селен, теллур и другие.

Средняя зона представлена мощными (до 200 — 300 м) протяженными телами серицито-кварцевых пород, образовавшимися при выщелачивании различных по составу вмещающих пород (туффиты, туфы, кремнисто-глинисто-хлоритовые и известковистые алевриты и др.). При гидролизе и слабом выщелачивании образуются в начале различные кварцево-хлорито-серицитовые породы; затем хлорит распадается, а железо и магний выносятся вместе с кальцием и натрием других реликтовых мине-

ралов. Серицит сравнительно устойчив, но и он, неоднократно перетлагаясь, в конечном счете, растворяется в местах наиболее активной циркуляции растворов. Поэтому в мощных зонах серицито-кварцевых пород всегда обнаруживаются кварциты с переменным количеством реликтов серицита, а также практически мономинеральные кварциты, иногда обогащенные реликтовым рутилом. При особенно интенсивном выщелачивании порфиритовых пород возникают своеобразные тонкопористые кварциты с андалузитом, дистеном и пиррофиллитом (Бразилийские зоны). Выщелачивание вследствие опережения «волны» кислотных компонентов сменяется в серицито-кварцевых зонах к концу предрудного этапа кристаллизацией в трещинах свободного кварца, карбонатов, хлорита и пирита. Последний в виде тонкой импрегнации в породах представлен в этой зоне повсеместно, однако значительные его

скопления, вплоть до крупных серноколчеданных тел, тяготеют к области перехода от средней зоны к верхней. В средней зоне размещаются типичные серноколчеданные медно-цинковые месторождения такие, как Белоусовское и Иртышское (рис. 87). Для них указанное выше отношение металлов равно $1 : 0,5 : 3$, т. е. оно меняется в сторону относительного преобладания меди над свинцом. Кроме того, в этих месторождениях повышается относительное количество мышьяка, блеклых руд, напротив, роль сурьмы, золота, серебра и теллуридов — уменьшается.

Околорудные изменения в нижней зоне (медно-пирротиновые месторождения) представлены характерными кордиерит-антофиллитовыми метасоматическими породами с биотитом, кварцем, хлоритом и пиритом, возникшими при высокотемпературном магнезиальном замещении кристаллических сланцев и слюнистых филлитов. Эти метасоматические породы образуют сравнительно маломощные зоны (5—50 м), вытянутые вдоль каналов движения сульфидных флюидов и обычно сами являющиеся медной рудой. Типичные продукты среднетемпературного кислотного выщелачивания (кварциты) здесь неизвестны. Местами по соседству с кордиерит-антофиллитовыми сульфидными зонами находятся эпидотовые и мусковитовые породы. Сами руды представлены компактными халькопирит-пирротиновыми залежами с пиритом, магнетитом, ильменитом, марматитом и арсенопиритом. Отношение меди, свинца и цинка в них равно: $1 : 0 : 0,1$, т. е. это практически монометалльные медные руды с небольшой примесью цинка. Типичными элементами-спутниками являются кобальт, титан, свинец. Золото, серебро, кадмий и другие обычные спутники полиметаллических и медно-цинковых руд для халькопирит-пирротиновых залежей не характерны.

Непосредственные переходы кордиерит-антофиллитовых зон в серицит-кварцевые неизвестны. На современном эрозионном срезе мы их находим удаленными друг от друга на значительные расстояния. Можно предполагать, что эти переходы в будущем, при глубинном бурении, будут выявлены, например, на Новоберезовском месторождении.

Сами рудные залежи переходного типа хорошо представлены на Новоберезовском и на глубоких горизонтах Березовского месторождения. Сопоставление этих двух месторождений, принадлежащих к одному пучку и имеющих общие корни на глубине 2,5—3 км, позволяет реставрировать переходную часть зонального ряда на стыке уровней пирротиновых и серноколчеданных полиметаллических руд. Это сопоставление представлено на рис. 88, который является совмещением двух фактических продольных проекций с учетом разного положения месторождений по отношению к корневым частям пучка. Из этих построений, между прочим, следует сделать прогнозный вывод о том, что на глубинах (свыше 1—2 км?) в Березовской рудной зоне, вероятно, получают широкое распространение руды пирротинового ряда.

Три выделенных зоны, по нашим представлениям, образуют единую сложную по строению колонку, развитую в направлении движения растворов в области глубин от значительных до гипабиссальных. В условиях Иртышской структуры колонка имеет, несомненно, большую протяженность в плоскости регионального глубинного разлома. Строение ее должно быть скорее прерывистое, чем непрерывное, поскольку факторы, вызывающие активный метасоматоз, действуют локально. Замкнутый, ограниченный в пространстве характер носят и рудо локализирующие тектонические структуры (П. Ф. Иванкин, 1957). Поэтому нет оснований ожидать, что зональная колонка в природе будет всегда наблюдаться в виде непрерывной и постепенной смены (на глубину) зон гидротермальных пород и рудных залежей разного состава. Однако общая тенденция изменений и очередность смены зон, возможно, отделенных друг от друга

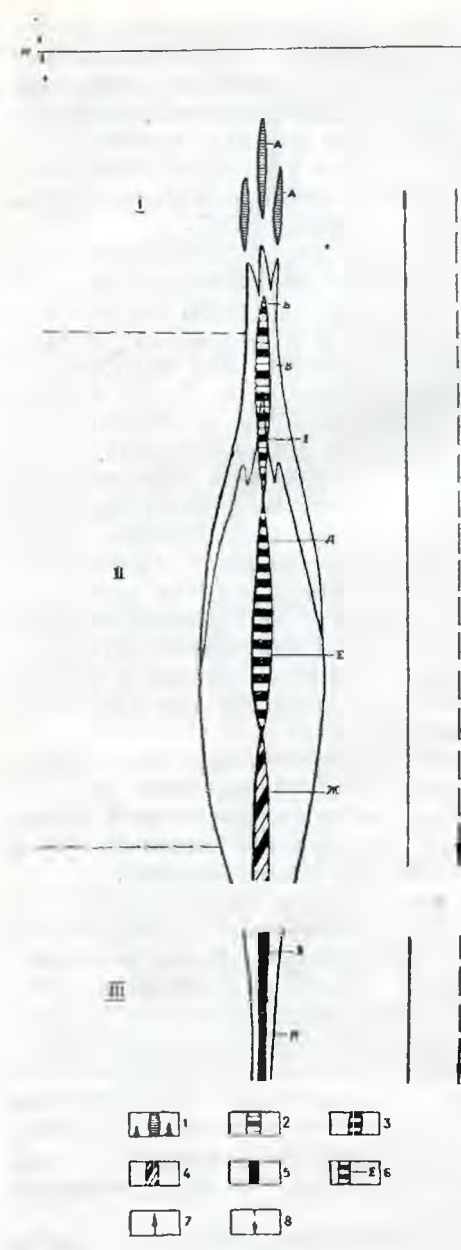


Рис. 87. Принципиальная схема сквозь-ярусной зональности сульфидного оруденения позднего этапа. I, II III—зоны глубинности процессов и контуры метасоматических зон (см. рис. 86). 1—5—зоны сульфидного оруденения (1—барито-полиметаллических, преимущественно жильных и штокверковых месторождений; 2—серноколчеданных полиметаллических месторождений; 3—серноколчеданных медно-цинковых месторождений; 4—пирит-пирротиновых медно-цинковых месторождений; 5—медно-пирротиновых месторождений); 6—примерное положение в зональной колонке некоторых месторождений (А—Змеиногорское; Б—Заводинское, Риддерское; В—Золотушинское, Березовское; Г—Зырянское; Д—Белоусовское; Е—Иртышское; Ж—Новоберезовское; З—Карчигинское; И—Вавилонское); 7—направление, в котором в рудах возрастает относительное количество свинца, золота, серебра, сурьмы, кадмия, селена, теллура; 8—направление, в котором в рудах возрастает относительное количество железа, меди, кобальта, никеля, титана; а—а—эрозионный срез периода становления метасоматических зон.

в пространстве «неминерализованными» участками той или иной протяженности, должна в общем случае сохраняться.

В верхней части колонки, в пределах средних и малых глубин, процессы выщелачивания определенных компонентов горных пород сопровождаются их последующим отложением. Вода, углекислота, сера и калий являются сквозными (проходящими) элементами колонки: их воздействие на породы устанавливается как в средней, так и в верхней зонах. Натрий, кальций, магний и железо, как нам кажется, имеют полностью

или в значительной мере петрогенное происхождение: они выщелачиваются кислыми растворами из горных пород в средней зоне и переотлагаются в верхнюю (а также в бока), где выпадают в виде соответствующих минералов в связи с насыщением раствора, нейтрализацией и понижением температуры его. Поэтому фоны хлоритизации и интенсивной пиритизации имеют всегда тесную пространственно-структурную связь с серицито-кварцевыми зонами, сменяя иногда последние непосредственно по восстанию.

Известные на Рудном Алтае крупные залежи серных колчеданов залегают либо в местах выклинивания мощных серицито-кварцевых зон,

либо на контакте последних с хлоритизированными породами висячего или лежащего боков. Все это дает основание высказать предположение, что главная масса пирита алтайских месторождений (в отношении железа) имеет не магматогенное происхождение. Накопление серных колчеданов, по-видимому, есть побочный результат кислотного выщелачивания пород в средней зоне и отложения железа частью в этой же, а частью в верхней зоне. Незаконченные пока полностью работы по химическому изучению гидротермальных зон подтверждают это предположение.

При переходе от средней зоны к нижней, т. е. в область высоких температур, следует отметить резкое уменьшение интенсивности выщелачивания пород. Это можно объяснить общим снижением активности воды и углекислоты на глубине, возможно, в связи с преимущественно газообразным состоянием флюида в этих условиях. На уровне формирования типичных медно-пирротиновых месторождений вместо предрудного выщелачивания происходит высокотемпературное магнезиальное замещение пород, т. е. их базификация.

Таким образом, эволюция растворов предрудного этапа на протяжении всех трех зон сквозной колонки может быть схематически представлена в следующем виде. Газообразные углекисло-сернистые водные флюиды нижней зоны при подъеме, на определенной глубине, конденсируются и превращаются в слабокислые растворы, которые начинают особенно интенсивно растворять минералы боковых пород, заимствуя из них щелочи, кальций, магний, железо, кремнекислоту и другие компоненты. Все более уплотняясь, теряя свободную углекислоту (идущую на образование карбонатов) и серу (которая связывается с железом), они превращаются в верхней зоне в кремнево-щелочные магнезиально-железистые концентрированные растворы, которые, пропитывая породы, вызывают хлорито-доломитовое замещение, пиритизацию, а также отлагают в них жильные кварц, карбонаты (анкерит, доломит, сидерит, кальцит), альбит и серицит.

Растворы рудного этапа содержат такие, несомненно, магматогенные компоненты как свинец, цинк, медь, сера, золота, серебро, элементы-спутники, а также железо, возможно, магний и щелочи. Железо и магний в больших количествах привносятся растворами в нижнюю зону (где связываются в форме пирротина, халькопирита, антофиллита, биотита, хлорита) и потому предположение о их петрогенном происхождении для *рудного этапа* представляется сомнительным. Эти растворы испытывали значительную дифференциацию, расслаиваясь и изменяясь в ленто-видных структурах по мере восходящего движения.

Мы полагаем, что в нижней зоне сквозной колонки отложились сульфидные руды из отстающих в движении (т. е. остаточных) частей «первичного» сульфидного раствора. Этот остаточный раствор, относительно обогащенный железом, магнием, медью, титаном и кобальтом и обедненный серой, водой и углекислотой, отложил медно-пирротиновые руды. Если дефицит серы в остаточном растворе в данном случае хорошо устанавливается по парагенезисам минералов (А. Г. Бетелгин, 1953), то обедненность раствора водой и другими растворителями следует из анализа морфологии, текстур и структур руд. Массивность руд, удивительно резкие контакты их с вмещающими породами, малое количество жильных минералов и вкрапленных сульфидов, наконец, развитие своеобразных брекчиевидных текстур с «плавающими» обломками пород в массе сплошных сульфидов свидетельствуют о высокой концентрации металлов (железа, меди) в растворе и бедности его растворителем. По этой же причине явления метасоматоза при отложении этих руд играли вто-

ростепенную роль, уступая место явлению заполнения полостей путем инъекции концентрированного раствора и его последующей раскристаллизации. Дефицит в растворе серы и щелочей, таким образом, причинно связан с определенной консистенцией раствора.

Напротив, в верхней зоне колонки растворы рудного этапа были, несомненно, обогащены водой, углекислотой, серой и щелочами, а из металлов — свинцом, цинком, сурьмой, золотом, серебром, кадмием, теллуридами. Они были относительно бедны медью и весьма бедны железом. Эти растворы отлагали полиметаллические руды, которым свойственны широкие ореолы вкрапленников, обилие жильных гидротермальных минералов, общее преобладание явлений метасоматоза над простым заполнением полостей, интенсивное воздействие водных серно-щелочных растворов на ранее выпавшие минералы и, как следствие, растворение и перераспределение их (П. Ф. Иванкин, 1957). Наряду с этим для рудных растворов верхней зоны устанавливается дефицит железа и явно повышенная роль кислорода. Об этом свидетельствует, в частности, кристаллизация вместе со сфалеритом и галенитом кварца, барита, кальцита и мусковита, а также отчетливая тенденция смены сфалерита к концу рудоотложения клейофаном.

Средняя зона во всех указанных выше отношениях занимает промежуточное положение.

Не касаясь здесь возможных причин дифференциации гидротермальных растворов рудного этапа, укажем, что по мере возрастания роли в них растворителей, серы, углекислоты, кислорода и щелочей, т. е. от нижней к верхней зонам колонки, растет дифференцированность самих рудных залежей. Залежи верхней зоны имеют несравненно более сложное внутреннее строение в смысле размещения минеральных парагенезисов (типов руд) и металлов в рудных телах, чем залежи нижней зоны. Весьма сложное внутреннее строение имеют, например, залежи руд Березовского и Николаевского месторождений, в которых обнаруживаются отчетливые явления пульсационной зональности и зональности отложения (П. Ф. Иванкин, 1957, рис. 41—43). Медно-пирротиновые залежи, напротив, характеризуются относительной простотой внутреннего строения и удивительным постоянством средних содержаний полезного металла — меди. Отсюда напрашивается вывод, что явления локальной зональности эндогенных месторождений в данном случае в большой мере зависят от положения месторождения в общей колонке сквозной зональности.

В частности, при движении вверх по колонке возрастает прерывистость процесса минералообразования. Минимальное количество стадий (пульсаций) отмечается в нижней зоне колонки, максимальное — в верхней. Сложные явления дифференциации комплексных растворов рудного этапа также наблюдаются в средней и преимущественно верхней зонах, где истинные растворы сменяются золями. Поэтому приходится предполагать, что видимая (по смене минеральных парагенезисов) стадийность минералообразования в средней и верхней зоне не отражает непосредственно пульсационное отделение растворов от рудогенерирующего источника. Можно говорить о двух главных пульсациях источников, отвечающих растворам предрудного и рудного этапов. Что же касается стадийности процесса внутри каждого этапа (в особенности, в рудном), то она, возможно, возникает вследствие дифференциации растворов в процессе их восстающего движения.

В приведенном описании сквозной эволюционной зональности сульфидного оруденения в Иртышской зоне смятия подчеркивались самые общие ее закономерности. Влияние различных факторов, среди которых,

несомненно, важную роль играют тектонические движения и химико-литологическая неоднородность вмещающих пород, приводит к отклонениям от описанной схемы. Так, руды медно-пирротинового типа, обычное место которых на уровне кордиерит-антофиллитовых зон, могут частично отложиться выше этого уровня, в зоне выщелачивания, что фактически имеет место на Новоберезовском месторождении. Точно также полиметаллические руды могут выпасть ниже зоны преобладающего отложения минералов предрудного этапа и потому будут заключены в чехлах серицито-кварцевых пород. Подобные относительные смещения колонок рудного и предрудного этапов в направлении движения растворов не выходят далеко за границы соответствующих зон.

Возникает вопрос: укладываются ли в рассмотренные закономерности сквозярусной зональности сульфидного оруденения в Иртышской зоне те явления, которые наблюдаются на других рудных полях полиметаллического пояса? Можно ли месторождения Зырянского, Лениногорского, Золотушинского и Змеиногорского рудных полей со свойственным им «свинцово-цинковым профилем» считать верхними членами зональной колонки? Нам представляется, что положительный ответ на эти вопросы не противоречит фактам. На Зырянском и Золотушинском рудных полях наблюдается то же соотношение предрудного выщелачивания и магнезиального замещения, которое свойственно Березовской рудоносной зоне. Близок у них и средний валовой состав руд, который можно считать типичным для нижних частей верхней зоны колонки (рис. 87). На Лениногорском, а также Заводинском и Змеиногорском месторождениях, которые формировались на меньших глубинах, чем другие, характер предрудного метасоматоза и рудоотложения существенно иной. Здесь цементирование брекчий и заполнение трещин жильными минералами и сульфидами становится исключительно характерным процессом. Уже в предрудный этап отложение преобладает над выщелачиванием.

Однако в условиях повышенного потенциала кислорода хлоритовое (и пиритовое) замещение не получает развития. Главными нерудными минералами в этих условиях являются кварц, карбонаты, барит, серицит. В самом комплексе сульфидов пирит и халькопирит играет резко подчиненную роль, зато получают относительно большее развитие в рудах галенит, сложные сульфосоли, золото, серебро, соединения теллура и селена. Можно добавить к этому, что для упомянутых малоглубинных месторождений отложения нерудных и рудных минералов в колломорфном виде типично. Наконец, в верхних зонах этих месторождений, например в Змеиногорске, проявляется гипогенная ассоциация рудных минералов: борнит, халькозин, штрмейерит, самородное серебро, сульванит, аргентит. Эти минералы кристаллизовались из гипогенных растворов, обогащенных кислородом (А. А. Гармаш, 1958). Эти месторождения, таким образом, можно рассматривать в качестве верхних звеньев зональной колонки.

Преимущественно свинцово-цинковый профиль месторождений, тяготеющих к Северо-Восточной зоне смятия, может быть объяснен, по видимому, меньшей глубиной эрозии всей этой зоны по сравнению с эродированностью Иртышской зоны. Однако степень эродированности герценовских структур в разных частях Северо-Восточной зоны тоже неодинакова. Она минимальна в Змеиногорском рудном районе и возрастает по простиранию зоны в сторону Лениногорска и Зырянска. Этим, возможно, объясняются некоторые различия геохимического облика главных рудных полей, тяготеющих к Северо-Восточной зоне смятия.

Николаевское месторождение, как мы видели, является одним из наиболее малоглубинных на Рудном Алтае и потому должно быть

отнесено к самым верхам сквозьярусной колонки. С этим согласуется большая дифференцированность рудной залежи по составу; чрезвычайно широкое развитие внутриминерализационных брекчий и колломорфных руд; обилие в рудах барита, кварца, гипса, наконец, колломорфный характер богатых руд, содержащих все металлы, свойственные верхам

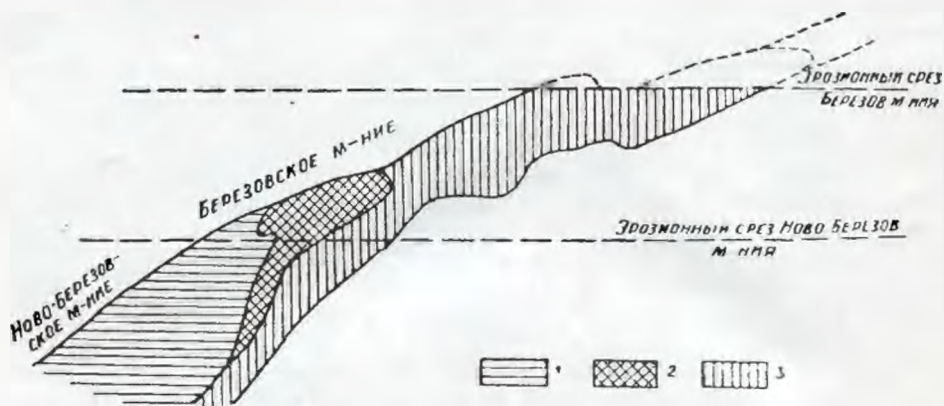


Рис. 88. Совмещение вертикальных проекций Березовского и Новоберезовского месторождений с учетом закономерностей смен минеральных парагенезисов. 1 — руды пирротинового ряда (пирротиновые, халькопирит-пирротиновые, пирротин-халькопирит-сфалеритовые); 2 — руды переходного характера (почти мономинеральные сфалеритовые с пирротинном и пирритом); 3 — руды пиритного ряда (пиритные, пирит-халькопиритовые, пирит-халькопирит-сфалеритовые и собственно полиметаллические).

колонки. Вместе с тем это серноколчеданное месторождение, заключающее в себе огромное количество сульфидов железа и меди. Таким образом, приходится признать, что сквозная эволюционная колонка может иметь разное строение, по крайней мере, в верхней зоне.

Первый тип колонки, представлен на месторождениях Иртышской зоны смятия, а также, по-видимому, на других медно-цинковых и полиметаллических полях Рудного Алтая, которым свойственны лентовидные, шатровые и родственные им рудолокализирующие структуры. В этом типе главная масса сульфидов железа и меди выпадает в нижней и средней зонах. Поэтому на верхних уровнях колонки (гипабиссальных и приповерхностных) минерализующие растворы отлагают преимущественно полиметаллические руды с умеренным или малым количеством сульфидов железа и меди. Во втором типе колонки железо и медь, наряду с другими халькофильными металлами, уносятся растворами в верхнюю зону, где и выпадают преимущественно в виде колломорфных смесей сульфидов, давая необычайно сложные по составу богатые руды. Этот тип колонки представлен на Николаевском месторождении, которое приурочено к каркасной тектонической структуре.

Авторы отдают себе отчет в том, что изложенные выше представления о сквозьярусной зональности сульфидного оруденения Рудного Алтая, возможно, во многом спорны и во всяком случае разработаны совершенно недостаточно. Эти представления заслуживают внимания, поскольку дают новую основу для изучения объективно существующей зависимости состава сульфидных месторождений от глубины их формирования и состава зон метасоматических пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат. М., 1954.
- Ажгирей Г. Д. и Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., вып. 3, 1952.
- Безсмертная М. С., Горжевский Д. И. Околорудные изменения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», серия геол., 1958, № 10.
- Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. II, М., 1953.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 1.
- Белькова Л. Н. К вопросу о генезисе гидротермально-измененных пород Юго-Западного Алтая. «Разведка и охрана недр», 1954, № 5.
- Белькова Л. Н. Гидротермально-измененные породы Бухтарминского района Рудного Алтая. Сб. научно-технической информации Министерства геологии и охраны недр СССР, № 1, 1956.
- Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 5.
- Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Записки ВМО, № 2, 1951.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудоотложения. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., 1953.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Записки ВМО, часть XXX, вып. 2, 1951.
- Болгов Г. П., Вейц Б. И., Покровская И. В. и др. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. I и II, Алма-Ата, 1957.
- Бондарев В. П. К вопросу о генезисе вторичных кварцитов Рудного Алтая. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол. № 2, 1957.
- Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. «Цветная металлургия», 1939, № 3, 4, 5, 6.
- Ван Лян-гуй. О скарноподобных образованиях в Зыряновском рудном поле на Алтае. «Геология рудных месторождений», 1960, № 4.
- Ведерников П. Г. О взаимоотношениях малых интрузий и сульфидных залежей в Березовско-Белуосовском рудном поле. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.
- Вейц Б. И. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», серия геол., 1945, № 6.
- Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1953, № 124, вып. 17.
- Вейц Б. И. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Алтая. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1953, вып. 16.
- Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. III, Алма-Ата, 1959.

Воробьев Ю. Ю. Внутреннее строение рудоносной зоны Иртышского месторождения. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф., Кузевный В. С., Лиходед Р. Я. Взаимоотношение гидротермального метаморфизма и сульфидного оруденения на Березовского-Белоусовском рудном поле. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Гармаш-А. А. Парагенезис поздних гипогенных сульфидов в рудах Змеиногорского полиметаллического месторождения на Алтае. ДАН СССР, т. 120, № 5, 1958.

Горжевская С. А. О развитии процесса гипогенного рудообразования в Николаевском месторождении на Алтае. Труды ВАГТ, вып. 2, 1956.

Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 4.

Гречишникова И. А. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая. Сб. материалов по геол. и метал. Рудного Алтая, Госгеолтехиздат, 1957.

Григорьев И. Ф., Глебов С. М. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Сб. «Большой Алтай», т. I, 1934.

Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Сб. «Большой Алтай», т. I, 1934.

Дербигов И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезиса полиметаллических месторождений Западного Алтая. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 5.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М., 1938.

Елисеев Н. А. Оруденелая тектоническая брекчия в Печенгских тундрах. Сб. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидно-медно-никелевые месторождения Печенги». М., 1952.

Ермолаев К. Ф. О морфологии и условиях образования рудных тел Лениногорского месторождения. Сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая», Госгеолтехиздат, 1957.

Иванкин П. Ф. По поводу статьи Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева и А. И. Семенова «Две гипотезы генезиса полиметаллического оруденения на Алтае». «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 5.

Иванкин П. Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1954, вып. 18.

Иванкин П. Ф., Пуркин А. В. Структурно-металлогеническое районирование Рудного Алтая как основа направления поисково-разведочных работ. «Изв. АН СССР», серия геол., 1957, № 4.

Иванкин П. Ф., Халтурина И. И. О закономерностях размещения эндогенного оруденения в Прииртышье. «Советская геология», 1955, № 43.

Иванкин П. Ф., Митряева Н. М. Процесс развития медной и свинцово-цинковой минерализации в серных колчеданах Николаевского месторождения на Алтае. «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 9.

Иванкин П. Ф., Митряева Н. М. Некоторые итоги структурно-парагенетического изучения сульфидной залежи Николаевского месторождения на Алтае. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. V, Алма-Ата, 1957.

Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. Госгеолтехиздат, 1957.

Иванкин П. Ф., Кузевный В. С. К методике петрографо-минералогического изучения рудных зон в Прииртышье. «Вестник АН КазССР», 1957, № 6.

Иванкин П. Ф., Каюпов А. К., Щерба Г. Н. Прогнозные металлогенические карты Рудного Алтая. Сб. «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам», Алма-Ата, 1958.

Иванкин П. Ф. Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны смятия на Алтае. ДАН СССР, т. 126, № 4, 1959.

Иванкин П. Ф., Митряева Н. М., Пуркина З. А. Типы руд и стадии рудообразования на Новоберезовском месторождении. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Иванкин П. Ф., Ведерников П. Г. К вопросу о систематике и петрохимии магматических комплексов Юго-Западного Алтая. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, 1960.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О металлогенических этапах и генетических типах эндогенного оруденения на Рудном Алтае. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, 1960.

Иванкин П. Ф., Кузевный В. С. О верхней возрастной границе и глубине формирования Николаевского месторождения на Алтае. «Вестник АН КазССР», 1960, № 1.

Иванкин П. Ф., Кузевный В. С., Иншин П. В. Околорудные изменения как поисковый признак на руды на примере месторождений прииртышского рудного

района Алтая. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Иванкин П. Ф., Нурбаев З. М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. «Советская геология», 1961, № 2.

Иншин П. В. Геология Заводинского рудного поля. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Иншин П. В., Иншина В. М. Гидротермальные изменения пород Заводинского рудного поля. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Иншина В. М. О зональных калишпат-эпидот-сульфидных оводах в пропилитах. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.

Иманкулов Ж. Петрографическая характеристика разреза через Иртышскую зону смятия в районе Березовского месторождения. Труды Алтайского горнометаллургического института АН КазССР, т. IV, Алма-Ата, 1957.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения. Сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая», Госгеолтехиздат, 1957.

Каюпов А. К., Шлыгин А. Е. Изменения вмещающих пород Зырянского месторождения на Алтае. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1957, вып. 3.

Кирова Т. В. К вопросу о генезисе вторичных кварцитов и окварцованных вулканогенных пород на некоторых участках Рудного Алтая. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана», ВСЕГЕИ, вып. 19, 1956.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Труды ИГН АН СССР, вып. 68, № 10, М., 1948.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., 1953.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. ДАН СССР, № 2, 1958.

Котульский В. К. Месторождения Сугатовского рудника и Сургутановского прииска на Алтае. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 40, Изд. геол. комитета, 1926.

Кузнецов Ю. А. Порфириновые интрузии Северо-Западного Алтая и их фациальность. «Изв. АН СССР», серия геол., 1951, № 2.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I, М., 1954.

Кузевный В. С. Основные типы кварцитов и окварцованных пород северо-западной части Прииртышья и их поисковое значение. Бюлл. техн. инфор. ВКГУ № 3, 4, 1958.

Курек Н. Н., Шилин Д. М. О вторичных кварцитах Рудного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, № 5, 1940.

Курек Н. Н. и др. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Ловеринг. Об изменении боковых пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик, Юта. Изд. иностр. лит., М., 1951.

Митропольский Б. С., Паренаго М. К. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира. Новосибирск, 1931.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. «Изв. АН СССР», серия геол., 1947, № 1.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая. «Изв. ВГРО», 1932, т. 51, вып. 1.

Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I, М., 1954.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. М., 1955.

Никольский А. П. Проявление редкометального оруденения в полиметаллической зоне Рудного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 3, 1946.

Никольский А. П., Великая Н. Н. О медно-пирротинном оруденении на Алтае. Материалы ВСЕГЕИ, № 3, 1946.

Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.

Петрова М. А. О локализации полиметаллического оруденения и гидротермальной деятельности на месторождениях Змеиногорского рудного поля. Бюлл. МОИП, отд., геол., т. 32, вып. 6, 1957.

Петрова М. А. Некоторые особенности локализации оруденения и генезис измененных пород Змеиногорского рудного поля. «Советская геология», 1958, № 5.

- Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. «Изв. Томского университета», кн. 62, Томск, 1915.
- Пилипенко П. П. Скарны и оруденение. Труды МГРИ, т. XIII, М., 1939.
- Покровская И. В. О некоторых структурах распада твердого раствора сульфидов. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1952, вып. 15.
- Румянцева Т. А. Геология и генезис Рулихинского месторождения на Рудном Алтае. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1958, вып. 3 (28).
- Русаков М. П., Fremd Г. М. Некоторые вопросы генезиса, состава, локализации и оруденения вторичных кварцитов Казахстана. Ученые записки Казахского госуниверситета, вып. 4, Алма-Ата, 1958.
- Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана. Сб. «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам», Алма-Ата, 1958.
- Сидоренко З. В. Отношение полиметаллического оруденения к дайкам основных пород в месторождениях Северо-Западной части Рудного Алтая. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1956.
- Сидоренко З. В. Изучение пластообразного и жильно-трещинного типов полиметаллических месторождений Алтая. Сб. научно-технической информации Министерства геологии и охраны недр СССР, № 2, 1956.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1937, № 6.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. «Изв. АН СССР», серия геол., 1957, № 3.
- Стучевский Н. И. К вопросу о взаимоотношении вулканогенных и осадочных фаций северо-западной части Иртышской зоны смятия. Труды Алтайского горно-металлургического института АН КазССР, т. VIII, Алма-Ата, 1960.
- Татарinov П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Тащинина М. В. Геолого-петрографическое описание эффузивной свиты Бухтарминского района Алтая. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1954, вып. 18.
- Хисамутдинов М. Г. Изменения боковых пород в Таловском месторождении на Алтае. Сб.: «Петрография и минералогия некоторых рудных районов СССР», М., 1952.
- Хисамутдинов М. Г. Этапы изменения вмещающих пород Зырянского месторождения. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 19, М., 1956.
- Хисамутдинов М. Г. Кварц-микроклиновые метасоматические породы из полиметаллических месторождений Алтая. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, М., 1956.
- Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Труды горно-геол. ин-та. Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 1, 1947.
- Шадлу Т. Н. Об особенностях строения колчеданных руд некоторых месторождений Алтая. «Изв. АН СССР», серия геол., 1951, № 5.
- Шипулин Ф. К. Соотношение интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае. ДАН СССР, т. 119, № 3, 1958.
- Шилин Д. М. Геологическая съемка Рудного Алтая. Некоторые полиметаллические месторождения Прииртышской группы, ЦНИГРИ, 1938.
- Шилин Д. М. Новый тип медного оруденения в Южном Алтае. «Советская геология», 1941, № 4.
- Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 5.
- Щерба Г. Н. Геология Ленингорского рудного поля. Сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая», Госгеолтехиздат, 1957.
- Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, изд. АН СССР, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Раздел I.</i> Положение полиметаллического пояса в системе рудных поясов Юго-Западного Алтая и его важнейшие особенности	5
<i>Раздел II.</i> Систематика рудных комплексов и формаций полиметаллического пояса	11
1. Обзор классификаций эндогенных месторождений Рудного Алтая. Отправные положения предлагаемой классификации	11
2. Этапы тектонического развития Рудного Алтая и магматические комплексы	16
3. Фациальность рудных комплексов и характер связи оруденения с магматизмом	18
4. Температуры образования месторождений	29
5. Терминология	30
<i>Раздел III.</i> Парагенезисы минералов и стадии образования эндогенных месторождений различных формаций	32
1. Минерализация, связанная с девоно-карбовым вулканизмом	32
2. Эндогенные месторождения, связанные с комплексом добатолитовых порфировых интрузий	34
Контактово-метасоматические рудопроявления малых глубин	35
Скарновые железорудные и полиметаллические формации	35
Среднетемпературные гидротермальные рудопроявления малых глубин	37
Район нижнего течения реки Бухтармы	37
Пропилито-кварцитовая полиметаллическая формация	41
Вторично-кварцитовая (алюмо-кварцитовая) формация	50
Колчеданная медная и полиметаллическая формации	53
Район нижнего течения реки Убы	66
Кварц-карбонат-свинцовая формация	72
3. Эндогенные рудопроявления, связанные с комплексом добатолитовых габброидных интрузий	75
4. Эндогенные месторождения, связанные со змеиногорским интрузивным комплексом	76
Контактово-метасоматические месторождения	77
Скарновая железорудная формация	78
Бухтарминское железорудное месторождение	78
Месторождение Глинка	79
Месторождение Родионов лог	85
Скарновые сульфидные формации	86
Орловское месторождение	89
Верхубинское месторождение	96
Таловско-Рулихинское рудное поле	107
Таловское месторождение	112
Рулихинское месторождение	114
Сургутановское месторождение	127
Шемонаихинское рудное поле	132
Скарновая шеелитоносная формация	138
Высокотемпературные гидротермальные месторождения	139
Среднетемпературные гидротермальные рудопроявления	140
5. Эндогенные месторождения позднего этапа, связанные с комплексом малых интрузий	141
Высокотемпературные медные гидротермальные месторождения средних и значительных глубин	141
Вавилонское месторождение	141
Карчигинское месторождение	148
	285

Некоторые особенности генезиса медно-пирротиновой кордиерит-антофиллитовой формации	156
Среднетемпературные медно-цинковые и полиметаллические гидротермальные месторождения средних и малых глубин	158
• Березовско-Белоусовское рудное поле	160
Новоберезовская рудоносная зона	165
• Березовская рудоносная зона	184
Иртышская рудоносная зона	192
Рудоносные зоны Белоусовско-Глубочанского пучка	199
Гидротермальные зоны Бражикинского участка	212
• Зырянское рудное поле	219
Золотушинское рудное поле	225
• Лениногорское рудное поле	227
Низкотемпературные медно-цинковые и полиметаллические гидротермальные месторождения малых глубин и приповерхностные	229
Николаевское месторождение	231
Заводинское месторождение	233
<i>Раздел IV.</i> Измененные породы как поисковый признак месторождений различных генетических типов и формаций	238
<i>Раздел V.</i> Общие особенности главных рудных комплексов Рудного Алтая	250
1. Рудный комплекс, связанный с добатолиновыми порфирированными интрузиями	250
2. Змеиногорский рудный комплекс	253
3. Поздний рудный комплекс	259
<i>Раздел VI.</i> Зональность сульфидного оруденения	266
1. Важнейшие типы зональности	266
2. Околоинтрузивная зональность	268
3. Сквозная эволюционная или сквозьярусная зональность	272
Литература	281

*Иванкин Петр Филиппович, Ишин Павел Викторович,
Кузбный Валентин Степанович*

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РУДНОГО АЛТАЯ

Редактор *А. С. Погожев*
Худ. редактор *И. Д. Сущих*
Тех. редактор *П. Ф. Алферова*
Корректор *Н. В. Донская*

* * *

Сдано в набор 20/IX 1961 г. Подписано к печати 21/XI 1961 г. Формат 70×108/16.
Физ. л. 17,88 + 2 вклейки. Усл. печ. л. 24,49. Уч.-изд. л. 25,75. Тираж 1500. УГ03856.
Цена 1 р. 95 к.

* * *

Типография Издательства АН КазССР. г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28. Зак. 106.