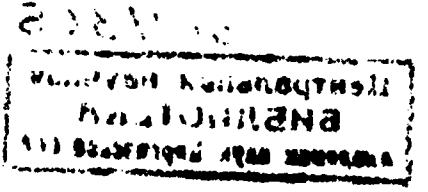
АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Н. А. НИКИФОРОВ

РТУТНО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
ФРУНЗЕ 1969

553.4.9
Н.627

УДК 553. 497/499 : 500.8

Работа посвящена геологии, закономерностям размещения и методике прогнозирования сурьмяно-ртутного оруденения в Южном Тянь-Шане. В ее основу положены данные геологических съемок и тематических исследований в указанном районе, осуществленных при участии или под руководством автора в 1947—1967 гг. Для сравнения использованы также некоторые материалы по ртутным и ртутно-сурьмяным месторождениям других рудных провинций Союза, в разное время осмотренным автором.

Работа является монографическим описанием геологии и рудоносности района. Наиболее подробно в ней освещаются геологоструктурные особенности и закономерности размещения рудных полей, месторождений и рудных тел. Описываются общие закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения и методика их приложения при прогнозирования. Показано значение в рудообразовании физико-механических свойств горных пород и подчеркнуты некоторые минералого-геохимические особенности рудоотложения. Рассмотрено распределение ртути и фтора в осадочных и изверженных породах района. Указано значение этого фактора для понимания некоторых вопросов генезиса ртутно-сурьмяного оруденения. В отдельных главах освещается методика прогнозирования ртутно-сурьмяного оруденения. Значительное место при этом уделено первичным и вторичным ореолам рассеяния ртути как индикаторам скрытого оруденения. Охарактеризованы принципы и методы их использования при крупномасштабном прогнозировании.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Киргизской ССР

364365
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

Ответственный редактор А. И. Денисов

ВВЕДЕНИЕ

Возрастающая потребность промышленности в ртути и сурьме вызывает необходимость расширения геологоразведочных работ на эти полезные ископаемые. Эффективность поисков и разведки их во многом зависит от знания условий формирования и размещения конкретных рудных объектов.

Предлагаемая работа посвящена вопросам геологии, закономерностей размещения и методики прогнозирования ртутно-сурьмяного оруденения применительно к особенностям геологии и структуры рудных полей Южного Тянь-Шаня. Анализируются также методические приемы и возможности использования выявленных закономерностей размещения оруденения при составлении геолого-прогнозных карт. В основу работы положены данные детальных геологических съемок и тематических исследований указанного района, осуществленных при участии или под руководством автора (1947—1967 гг.). Для сравнения учтены материалы по ряду ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, в разное время осмотренных автором в Донецкой, Кавказской и Алтае-Саянской рудных провинциях. Использована также литература по геологии, структурам рудных полей и закономерностям размещения ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня.

Исследования физико-механических свойств и деформаций горных пород выполнялись автором в лабораториях Института нефти и газа и треста «Средазцветметразведка» (1948—1959 гг.). В дальнейшем (1959 — 1964 гг.) они были продолжены совместно с Ю. А. Розановым в лабораториях ИГЕМа, причем значительное число проб для испытания было отобрано не только на месторождениях Южного Тянь-Шаня, но и на других рудных объектах в различных районах Советского Союза. В ходе исследований определена пористость пород более чем 800 проб; динамическим способом установлены упругие свойства 70 образцов рудовмещающих пород.

Выводы в отношении индикаторов скрытого оруденения основаны на результатах анализа большого числа (около 30 тыс.) геохимических проб, отобранных автором в течение ряда лет при геологических съемках отдельных рудных полей и прилегающих к ним районов. Химические и спектральные анализы минералов (кальцита, анкерита, кварца, флюорита, киновари, антимонита, пирита, галенита) производились в процессе изучения первичных ореолов рассеяния типоморфных элемеитов-индикаторов.

Химические анализы пород на ртуть осуществлены главным образом в лабораториях ИГЕМа под руководством Н. Х. Айдиньян (более 300 анализов). Часть химических анализов на ртуть и анализы проб

изверженных и осадочных пород на фтор проведены в лабораториях САИГИМС. Карбонатные и силикатные анализы рудовмещающих известняков, доломитов, эффузивов и сланцев выполнены в лабораториях бывшего треста «Средазцветметразведка» и Южно-Киргизской комплексной геологической экспедиции.

Работа выполнена в Ташкентском политехническом институте в содружестве с Южно-Киргизской комплексной геологической экспедицией Управления геологии Киргизской ССР и САИГИМС.

Автор пользовался консультациями А. В. Королева, В. Э. Пояркова, А. А. Саукова, В. П. Федорчука и П. А. Шехтмана.

Автор считает своим долгом отметить содействие в работе со стороны руководства Управления геологии Киргизской ССР: С. А. Егембердыева, А. С. Крючкова, К. Д. Помазкова, С. А. Синайского, В. С. Шибкова; сотрудников Южно-Киргизской комплексной геологической экспедиции: З. Х. Ахметшина, А. З. Байкова, А. И. Гончарова, В. И. Долматова, М. Г. Жарикова, Т. С. Замалитдинова, П. В. Зайда, А. М. Карева, Л. Н. Кугуракова, В. И. Кусевича, Ю. А. Ладягина, О. М. Манучарянца, А. Б. Натальина, Н. А. Пихоты, И. В. Прасоловой, В. П. Рогальского, В. Н. Рыбниковой, М. А. Симоняна, Н. М. Сосненко, Г. А. Ярушевского и др.; работников Южно-Киргизского горно-металлургического комбината им. Фрунзе: В. Г. Герасимова, Н. Г. Губарева, А. А. Кайзера, А. И. Котина, Н. М. Лунина, Л. Н. Нацвина, Е. А. Павлюкович, Ф. И. Пономарева, В. Д. Попокова, В. П. Мичкарева, Е. С. Школина; В. Н. Стрелкова, М. Хазбуллина, и др.; руководства и сотрудников Геологоразведочного факультета ТашПИ: Х. Н. Баймухамедова, Я. С. Внсьневского, Л. А. Осипова, З. М. Протодьяконовой, М. С. Садвакасова, С. М.Халикова; САИГИМСа: К. Л. Бабаева, А. Б. Габелко, С. И. Ибадуллаева, В. П. Федорчука, И. М. Мирходжаева, Л. А. Быкова, В. А. Королева, Г. А. Тереховой, Р. Р. Исанова; Института геологии АН Кирг. ССР: М. М. Адышева, А. И. Денисова, В. Г. Королева.

В оформлении работы большую помощь оказали З. В. Люткевич, Н. Д. Новичкова, Л. И. Чиркова.

Всем перечисленным выше лицам автор выражает глубокую признательность.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУР РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ И РТУТНО-СУРЬМЯНОЙ РУДОНОСНОСТИ РАЙОНА

Изучение в Южном Тянь-Шане большого числа старых выработок, пройденных по ртутным телам, свидетельствует о том, что древние рудокопы находили и разрабатывали здесь много ртутных месторождений. Некоторые сведения о Южно-Ферганских ртутных месторождениях встречаются в средневековой восточной литературе. Е. М. Массон (1930, 1944) сообщает, что в трактатах Абдул-Касым-Ибн-Хакуля и других ученых содержатся указания на добычу здесь ртути в X в. Е. М. Массон считает, что расцвет ртутной промышленности в Средней Азии относится к VIII—XI вв. н. э. Последующее прекращение ее добычи некоторые исследователи (В. Т. Сургай, 1951, Исламов, 1956, В. П. Федорчук, 1962) связывают с войнами Тамерлана.

Археологические раскопки в окрестностях Сымапского месторождения, расположенного в верховьях р. Сох, по мнению А.И. Пошка (1954), говорят о том, что первые разработки месторождения были начаты, по-видимому, еще до нашей эры. Значительное число и большие объемы древних горных выработок на рудных полях Южного Тянь-Шаня служат доказательством того, что эксплуатационные работы проводились здесь в течение многих столетий. Первые рудокопы были, несомненно, из народностей, населявших Среднюю Азию. Находки предметов древнеиндийского происхождения в горных выработках указывают на торговые связи, существовавшие тогда между Средней Азией и Индией.

Сведения о былой добыче ртути почти исчезли из памяти местных жителей; лишь некоторые географические названия (например, Сымоб — ртуть) да заброшенные горные выработки свидетельствуют о древних рудниках.

В наше время первые достоверные находки к юго-западу от Ферганы зафиксированы в 1911 г. в заявках Ф. Г. Лобанова-Ростовцева и В. Н. Краузе, открывших Биркуйское и Ашатское ртутные месторождения (материалы Ташкентского архивного управления), и в работах В. Н. Вебера (1917, 1920). К этому же времени относятся единичные находки мелких ртутных и ртутно-сурьмяных мышьяковых рудопроявлений, сделанные В. А. Зильберминцем, В. Н. Вебером (1917, 1920). В 1914 г. Московской экспедицией открыто сурьмяное месторождение Кадамджай (С. П. Александров и др.) и ртутное месторождение Чаувай (А. С. Уклонский и др.). Этим, по существу, и исчерпывается перечень ртутных и сурьмяных месторождений района, открытых в дореволюционный период.

Недра Средней Азии как база для развития социалистической гор-

ной промышленности на востоке Советского Союза привлекли к себе внимание исследователей уже в первые годы после Октябрьской революции. Именно в этот период начинается систематическое изучение геологии рудоносности рудных районов Тянь-Шаня.

Для рассмотрения советского периода исследований целесообразно выделить два крупных этапа: 1) до начала Великой Отечественной войны (1917—1941 гг.); 2) военный и послевоенный (с 1941 г.). Каждому из них соответствует определенное состояние сурьмяно-ртутной сырьевой базы и уровень ее геологической изученности.

Для довоенного этапа исследований характерны два главных направления в изучении геологии и рудоносности региона: а) региональные поиски и съемки и б) изучение и освоение известных и вновь найденных месторождений.

Рассматривая первое направление, следует подчеркнуть, что особенно много здесь было сделано сотрудниками Таджикско-Памирской экспедиции (А. В. Горюнов, Н. П. Ермаков, А. В. Москвин, В. И. Попов, В. Э. Поярков, А. А. Сауков, Д. И. Щербаков и др.). Время деятельности этой организации было наиболее плодотворным в изучении геологии и рудоносности Южного Тянь-Шаня. В процессе поисковых работ, осуществленных трестом «Редэлемент» и Таджикско-Памирской экспедицией в 1925 — 1936 гг., был открыт ряд ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений.

Большое значение для поисков месторождений приобрели геохимические идеи Д. И. Щербакова (1934—1936), впервые наметившего Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс.

Наряду с поисками велось освоение известных и вновь найденных месторождений (главным образом их приповерхностных частей). Геологическая разведка способствовала выяснению практической ценности выявленных месторождений, на некоторых из них были начаты небольшие эксплуатационные работы. К этому периоду относится выход из печати книги В. Э. Пояркова, характеризующей геологию и рудоносность ртутно-сурьмяного месторождения Хайдаркан (1936).

В военное и послевоенное время намечаются новые главные направления в исследовании ртутно-сурьмяного оруденения Южного Тянь-Шаня:

а) широкое развитие поисковых работ, выполняемых в процессе мелкомасштабных геологических съемок;

б) буровая разведка глубоких горизонтов наиболее крупных рудных полей и месторождений;

в) глубинные поиски в пределах известных рудных полей и сопутствующее им изучение геологических структур и закономерностей размещения оруденения;

г) комплексные детальные геологические съемки ведущих рудных районов и связанные с ними тематические работы.

Полученные материалы по геологии и рудоносности и данные эксплуатационно-разведочных работ обобщены в ряде научных трудов.

В. И. Смирнов составил сводку по ртутным месторождениям Средней Азии (1947), в которой наряду с общегеологическими проблемами отразил представления о «рудных ловушках». А. А. Сауков обобщил данные по геохимии ртути (1946). Н. М. Синицын опубликовал несколько работ по тектонике горного обрамления Ферганы и связи с ней низкотемпературного оруденения (1960).

Важные работы по геологии, закономерностям размещения оруденения и методике изучения ртутных месторождений были выполнены В. Э. Поярковым (1937—1955), В. А. Невским (1948), А. В. Королевым (1949), В. Т. Сургаем (1955), В. П. Федорчуком (1956—1961), Н. С. Мудрогиной (1957), К. Т. Мустафиным (1962), Е. А. Митрофановым

(1967) и др. Региональным закономерностям размещения, методике глубинных поисков и разведке ртутно-сурьмяных месторождений посвящена монография В. П. Федорчука (1964).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Размещение ртутно-сурьмяного оруденения Средней Азии изучалось многими исследователями этого района.

В. И. Смирнов (1947) дал схему размещения ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии, объединив их в крупный рудный пояс, протягивающийся в юго-западном направлении.

Е. Д. Карпова (1958) на схеме тектоно-металлогенического районирования восточной части Средней Азии выделила несколько зон и подзон телетермального ртутно-сурьмяного оруденения.

Н. М. Синицын (1959), рассматривая тектонические закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня, наметил ряд ртутных и ртутно-сурьмяных зои палеозойского возраста.

В. П. Федорчук (1964), описывая размещение ртутно-сурьмяного оруденения на территории Средней Азии, выделил Тянь-Шаньскую палеозойскую подпровинцию и рудные районы альпийского возраста.

Многочисленные данные о геологической позиции и закономерностях размещения ртутио-сурьмяного оруденения по отдельным складчатым областям Тянь-Шаня приведены в трудах Д. И. Щербакова (1936), В. Э. Пояркова (1936—1955), А. В. Королева (1947), В. И. Смирнова (1947—1962), В. Т. Сургая (1955), В. П. Федорчука (1955—1964), Н. С. Мудрогиной (1956), Н. А. Никифорова (1959, 1961, 1968), Ю. В. Финкельштейна (1961), К. Т. Мустафина (1962), Е. А. Митрофанова (1967) и др.

Эти работы дали возможность выделить в пределах Среднеазиатской ртутно-сурьмяной провинции две эпохи рудообразования: палеозойскую (возможно, и раннемезазойскую — триасовую?) и альпийскую.

Ртутно-сурьмяное оруденение в Тянь-Шане распространено довольно неравномерно. В той или иной мере оно характерно для всех крупных тектоно-металлогенических единиц: Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня. Интенсивность его проявления в пределах той или иной палеозойской складчатой области (табл. 1) резко различна. Эти данные показывают, что при изучении закономерностей размещения ртутно-сурьмяного оруденения в Тянь-Шане важно учитывать следующие основные признаки:

1) главные черты истории развития палеозойских складчатых областей (время и характер геологической истории на главных этапах геосинклинального и геоантиклинального их развития);

2) особенности геологического развития на заключительном этапе формирования этих складчатых областей, образование поздних верхнепалеозойских прогибов и поднятий;

3) характер проявлений магматизма, особенно на заключительном этапе развития складчатой области, в период перехода ее в платформу.

С указанных позиций нами составлена схема размещения ртутно-сурьмяных рудных поясов и зон Среднеазиатской ртутно-сурьмяной провинции (рис. 1). При этом учтены многочисленные труды по тектоническому районированию Средней Азии (Д. В. Наливкин, В. А. Николаев, В. Н. Огнев, В. И. Попов, Н. М. Синицын, П. К. Чихалев, А. В. Пейве, В. М. Синицын, А. С. Аделунг, Б. П. Бархатов, Е. И. Зубцов, Д. П. Резвой, В. Д. Виноградов, В. Г. Королев, В. И. Кнауф, Е. Д. Карпова, М. М. Кухтиков, К. Д. Помазков, Г. С. Поршняков и др.).

На схеме особое внимание уделено выявлению в складчатых об-

Рис. 1. Схема размещения ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня. Составлена с учетом данных А. С. Аделунга, Б. И. Бархатова, Н. Д. Виноградова, А. Е. Довжикова, Е. И. Зубцова, Е. Д. Карповой, В. Г. Королева, М. М. Кухтикова, В. И. Кнауфа, А. Е. Митрофанова, Н. С. Мудрогиной, К. Т. Мустафина, В. А. Николаева, В. Н. Огнева, В. И. Попова, Г. С. Поршнякова, В. Э. Пояркова, Х. Р. Рахматуллаева, Д. П. Резвого, Н. М. Синицына, В. И. Смирнова, В. Т. Сургая, В. П. Федорчука, Ю. В. Финкельштейна, И. Х. Хамрабаева, Г. А. Ярушевского

1 — Таримский стабильный массив; *2* — каледонские складчатые зоны Северного Тянь-Шаня; *3* — наложенные прогибы (главным образом нижнекарбоновые) на каледонском основании; *4* — аляскито-граносиенитовый комплекс интрузий завершающего этапа развития магматизма Северного Тянь-Шаня; *5* — Каратау-Нарынская складчатая область каледонид и герцинид Срединного Тянь-Шаня; *6* — позднепалеозойские прогибы (современный выход P_{Z3}) Каратау-Нарынской складчатой области; *7* — пермский шонкинитовый комплекс проявления магматизма поздней (геоантиклинальной) стадии развития Каратау-Нарынской складчатой области, *8* — Кассанский тектонический блок; остаток срединного массива, сильно переработанный герцинскими движениями; *9* — Кураминская зона позднепалеозойской складчатости; *10* — позднепалеозойские наложенные прогибы (современные выходы P_{Z3}) Кассанского блока; *11* — пермотриасовые (P—T ?) сиенито-диоритовые и аляскит-гранитовые комплексы заключительной стадии проявления магматизма Чаткало-Кураминской складчатой области; *12* — Фергано-Кокшаальская (Алай-Кокшаальская) герцинская складчатая область, *13* — позднепалеозойские прогибы Фергано-Кокшаальской складчатой области, *14*—пермский гранито-сиенитовый щелочной комплекс заключительной стадии проявления магматизма Фергано-Кокшаальской складчатой области; *15* — Южно-Гиссарская герцинская складчатая область, *16* — позднегерцинские прогибы (современные выходы P_{Z3}) Южно-Гиссарской складчатой области; *17* — пермо-триасовый гранит порфировый комплекс заключительной стадии магматизма Южно-Гиссарской складчатой области; *18* — складчатая зона Северного Памира (позднегерцинская); *19* — верхнепермо-триасовые прогибы заключительного этапа развития позднепалеозойских складчатых зон Северного Памира; *20* — верхнепермские гранитоиды заключительной стадии проявления магматизма Северного Памира, *21* — киммерийские складчатые зоны Центрального и Юго-Восточного Памира, *22* — мел палеогеновые прогибы (современные выходы M_{Z}) заключительного этапа развития геосинклинальных зон Центрального и Юго-Восточного Памира; *24*—докембрийский срединный массив Юго-Западного Памира; *25* — мезокайнозойский чехол на палеозойском основании (нередко — в виде структур типа передовых прогибов и внутренних наложенных впадин); *26* — главнейшие разломы, разделяющие основные структурные элементы Тянь-Шаня и Памира; *27* — крупные разрывные нарушения, главным образом рудоконтролирующие; *28* — палеозойские ртутные и ртутно-сурьмяные рудопроявления и их группы; *29* — ртутное оруденение альпийского возраста; *30* — нумерация рудных зон и районов: I — отдельное ртутное рудопроявление Северного Тянь-Шаня, II—V — Каратау-Нарынской и Чаткало-Кураминской складчатых областей, VI—XIII — Фергано-Кокшаальской складчатой области, XIV—XVII — проявления ртутного оруденения альпийского возраста.

ластях рассматриваемой провинции. 1) поздних прогибов, относящихся к заключительным стадиям развития подвижной области; 2) магматических комплексов, связанных с заключительной стадией развития магматизма ведущих тектонических подразделений (зон) Тянь-Шаньской ртутно-сурьмяной провинции; 3) главнейших разломов, разделяющих основные геологоструктурные элементы Тянь-Шаня, и некоторых других крупных разрывных нарушений, главным образом рудоконтролирующих; 4) ртутных и ртутно-сурьмяных рудных зон и районов. В пределах отдельных металлогенических единиц показаны также рудные поля и группы рудопроявлений.

Рассмотрим на основе данной схемы особенности размещения ртутно-сурьмяного оруденения в пределах главных палеозойских тектонометаллогенических единиц Тянь Шаня.

В Северо-Тяньшаньских каледонидах завершающей для геосинклинального этапа явилась позднекаледонская складчатость. Развитие внутренних наложенных депрессий закончилось главным образом в нижнем карбоне, периферических — в среднем. Магматизм орогенного заключительного этапа, проявившийся в Северном Тянь-Шане уже в условиях геоантиклинального тектонического режима (В. Г. Королев, К. Д. Помазков, 1962 и др.), дал аляскито-граносиенитовые интрузивные комплексы.

Ртутно-сурьмяных рудопроявлений, которые вызывали бы практический интерес, в описываемом регионе не установлено. Известно лишь небольшое комплексное рудопроявление, где, по данным В. Т. Сургая и Е. А. Митрофанова (1967), в кварц-кальцитовых жилках отмечены галенит и минералы меди, а киноварь обнаружена только в протолочных пробах из коренных пород. Расположено рудопроявление в зоне разлома по контакту толщ карбона и нижнего палеозоя. В рассматриваемой складчатой области выявлено также несколько шлиховых ореолов киновари, тяготеющих главным образом к зонам разломов, развивающимся по границам разновозрастных структур. Сурьма в каледонидах Северного Тянь-Шаня не образует сколько-нибудь значительных концентраций, однако в виде примеси в сульфидах она отмечена в ряде полиметаллических месторождений.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня в ранний период своего развития представляла собой допалеозойскую платформу, тектонически активизировавшуюся в герцинское время (В. Г. Королев, 1961, К. Д. Помазков, 1963). Формирование позднепалеозойских «наложенных» прогибов закончилось в основном в конце карбона, и лишь локально они сохранились до верхней перми. Магматизм заключительного этапа развития этой зоны в западной ее части представлен шонкинитовым комплексом, образовавшимся уже в условиях геоантиклинального режима в пермскую эпоху.

Ртутно-сурьмяное оруденение в Срединном Тянь-Шане не образует отчетливого рудного пояса. Выявленные месторождения сурьмы и ртути, часто с комплексными рудами, тяготеют преимущественно к внешним его тектоническим границам. Здесь намечаются ртутно-сурьмяная рудная зона, а также рудный район, объединяющий отдельные ртутные и ртутно-сурьмяные рудопроявления на северо-западе рассматриваемой складчатой области (рис. I, III).

Рудная зона вытягивается узкой прерывистой полосой вдоль крупного регионального разлома, разделяющего Северный и Срединный Тянь-Шань (рис. I, II). Большая часть рудопроявлений локализована в песчаниках и сланцах и характеризуется преобладающим развитием сурьмяной или комплексной минерализации. Размещение рудопроявлений контролируется разрывными нарушениями, установленными вдоль

границы Северного и Срединного Тянь-Шаня. На северо-
описываемой рудной зоны в отдельных рудопроявлениях ртуть
ассоциирует с блеклыми рудами в кварц карбонатных жилах.

Южно-тяньшаньские герциниды характеризуются наличием трех различающихся по геологическому развитию складчатых областей: Чаткало-Кураминской, Фергано Кокшаальской и Южно-Гиссарской (Н. М. Синицын, 1960, В. Г. Королев, 1961, А. С. Аделунг, 1963 и др.). Первые две представляют определенный интерес, так как известные палеозойские ртутно-сурьмяные месторождения Среднеазиатской провинции располагаются именно в этих зонах.

В Чаткало-Кураминской складчатой области в раннем и, на значительной части территории, в среднем палеозое имели место преимущественно восходящие движения. В конце среднего и начале верхнего палеозоя на отдельных площадях (главным образом на периферических участках) происходила морская седиментация Интрузивный магматизм области исключительно сложен и разнообразен. К завершающим этапам развития ее палеозойской структуры относятся пермотриасовые аляскит гранитовые малые интрузии и интенсивные процессы послемагматической минерализации.

В Кураминской тектонической зоне, входящей в юго-западную часть складчатой области, широко развито полиметаллическое и другое эндогенное оруденение цветных металлов; киноварь зафиксирована лишь в отдельных пунктах и шлиховых пробах. Сурьма установлена в ряде сульфидных минералов полиметаллических месторождений. Ее самостоятельное оруденение известно лишь (рис I. V) на одном жильном полиметаллическом месторожденин, где с галенитом и сфалеритом ассоциируют антимонит, блеклые руды, джемсонит и другие сурьмяные минералы.

В восточной части области выделяется Кассанский тектонический блок, представляющий собой остатки срединного массива, сильно переработанного позднегерцинскими движениями (В Г. Королев, В. И. Кнауф, 1964). Ртутно-сурьмяное оруденение, распространенное в пределах этого блока, относится к Северо-Ферганской рудной зоне (рис. I, IV). Большая часть рудопроявлений этой зоны локализована в северной части блока, вблизи позднегерцинских субширотных разрывных структур. Здесь находятся сурьмяное месторождение Терек и другие сурьмяные и комплексные месторождения. Ртутные рудопроявления имеют подчиненное значение и тяготеют обычно к разрывным нарушениям восточного и западного флангов рудной зоны. Ртутно-сурьмяные рудные поля размещаются в местах пересечения более древних брахиантиклиналей северо-западного простирания с позднегерцинскими северо-восточными и широтными структурами (К. Т. Мустафин, 1962). Основная масса сурьмяного оруденения размещается в джаспероидах, развитых в зоне контакта известняков со сланцами, тяготея к антиклиналям, осложненным разломами.

Фергано-Кокшаальская герцинская складчатая область заметно отличается от рассмотренных выше областей повышенной ртутно-сурьмяной рудоносностью. Геосинклинальный этап формирования этой области охватывает интервал от начала силура до конца среднего палеозоя, после которого наступила геоантиклинальная стадия ее развития. Для Фергано-Кокшаальской складчатой области особенно характерны поздние верхнепалеозойские прогибы, проявляющиеся после главной геосинклинальной складчатости, перед переходом мобильной территории в платформу. Прогибы формировались во второй половине среднего и в верхнем карбоне, причем на значительных площадях (Карачатыр) они наследовали области аккумуляции терригенных осадков низов разреза среднего карбона. Магматизм заключительного этапа развития

протекал интенсивно и на большой площади. К его проявлениям относятся комплексы щелочных и субщелочных пород позднепермского возраста.

Ртутно-сурьмяное оруденение Фергано-Кокшаальской складчатой области локализовано в двух рудных поясах: Южно-Ферганском (рис. I, VIII, IX, X) и Зарафшано-Гиссарском (рис. I, XI, XII, XIII). Несколько обособленно располагающиеся рудные зоны северо-восточной и восточной частей области (рис. I, VI, VII) являются, по-видимому, восточным продолжением Южно-Ферганского пояса (Е. Д. Карпова, 1958; В. Т. Сургай, 1960; Н. А. Никифоров, 1961).

Ртутная рудная зона восточного фланга Южно-Ферганского рудного пояса (рис. I, VI) прослеживается вдоль тектонической границы Фергано-Кокшаальской складчатой области со Срединным Тянь-Шанем. В самой восточной ее части известны рудопроявления с комплексным сурьмяным оруденением и шлиховые ореолы киновари. Площади распространения более низкотемпературных рудопроявлений, расположенные значительно западнее предыдущих, охватывают верховья р. Атбаши и предгорья Уланского хребта (Н. М. Синицын, 1959; Е. А. Митрофанов, 1967 г.). В большинстве своем это ртутные рудопроявления, локализованные в эффузивно-сланцевой толще, известняках и доломитах. Размещение рудопроявлений контролируется позднегерцинскими субширотными разрывными нарушениями, оперяющими зону крупного регионального разлома.

На северо-востоке Фергано-Кокшаальской складчатой области, смещенной по Ферганскому разлому, известны ртутные месторождения Майлису-Шайданской рудной зоны (рис. I, VII). Рудовмещающие породы — это в большинстве случаев лиственитизированные и карбонатизированные (анкеритизированные) серпентиниты, основные дайки, реже — песчаники и сланцы. Ртутные рудопроявления группируются в довольно компактные рудные узлы, тяготея к разрывным нарушениям, развитым около расположенного северо-западнее верхнепалеозойского прогиба.

В срединной и западной частях Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса, по геолого-тектоническим признакам и преобладающим рудным формациям, выделяются три рудные зоны: Северная, Центральная и Южная. Характерная особенность геологического строения Северной зоны, расположенной в южной краевой части Карачатырского позднепалеозойского прогиба (рис. I, VIII), заключается в широком распространении осадочно-вулканогенных пород среднего палеозоя. Перекрывающие их верхнепалеозойские толщи представлены главным образом песчаниками и конгломератами. С юга значительная часть Северной зоны ограничена крупным краевым разломом типа взброса, который и является ведущей структурой, определившей размещение рудных полей и рудопроявлений. Большинство месторождений — монометальные ртутные, киноварь-кварц-анкеритовой и лиственитовой рудных формаций. В ряде мест в непосредственной близости от ртутных, расположены полиметаллические месторождения, часто содержащие ртутную минерализацию. Главная масса ртутных руд размещается в среднепалеозойском структурном ярусе (Чонкой, Араван и др.) и лишь отдельные рудопроявления — в верхнепалеозойском.

Из особенностей геологического строения Центральной рудной зоны укажем на широкое развитие в отложениях среднего палеозоя карбонатных пород в центральной и восточной частях зоны и терригенных — в западной. Центральная рудная зона пространственно совпадает с тектонической зоной высоких предгорий Алая, которая представляет собой среднепалеозойский мегаантиклинорий, соответствующий области верхнепалеозойского поднятия (рис. I, IX). Наряду с ртутным оруденс-

[illegible] здесь сосредоточены сурьмяные и ртутно-сурьмяные месторождения. Рудные поля и рудопроявления размещаются в зонах позднегерцинских разломов, осложняющих складчатые (преимущественно антиклинальные) структуры второго и третьего порядка.

Южная рудная зона в структурном отношении приурочена к окраине позднепалеозойского Сурметашского прогиба (рис I, X). Главная особенность ее геологического строения — широкое развитие интрузивных комплексов кислого и щелочного состава. В этой зоне намечаются две обособленные группы месторождений: 1) комплексные, ртутно-сурьмяные (с блеклыми рудами) и сурьмяно-мышьяковые (арсенопиритовые), локализующиеся в экзоконтактовых частях Кичик Алайского батолита; 2) рудопроявления с преобладанием ртутной минерализации, расположенные в карбонатных и терригенных толщах на западном фланге Алайского и Туркестанского хребтов.

Зарафшано-Гиссарский сурьмяно-ртутный пояс охватывает Зарафшанский и часть Гиссарского хребта, протягиваясь вплоть до Зирабулак-Зиаэтдинских гор на западе. Восточная часть пояса после мезо-кайнозойского межгорного прогиба продолжается в Восточном Алае (рис. I, XI, XII, XIII).

По особенностям геологического строения и ртутно-сурьмяной рудоносности в Зарафшано-Гиссарском рудном поясе выделяются Восточно-Алайский рудный район и сурьмяно-ртутная рудная зона центральной части пояса (Н. М. Синицын, 1959). Пространственно обособленные ртутные и ртутно-сурьмяные рудоносные площади — Северная (Н. С. Мудрогина, 1956) и Западная (Ю. В. Финкельштейн, 1961) — на данной стадии изученности, по-видимому, следует рассматривать как рудные подзоны (рис. I, XIII, XIII-а).

В геологическом разрезе Восточно-Алайского рудного района широко представлены терригенно-карбонатные и терригенно-эффузивные толщи силур-девона. По характеру разреза и ориентировке геологических структур район имеет много общего с более западными частями Зарафшано-Гиссарского рудного пояса. Общее простирание полосы ртутных и ртутно-сурьмяных рудопроявлений — северо-восточное, субпараллельное развитым здесь верхнепалеозойским прогибам и связанным с ними разрывными нарушениями, к которым тяготеет большинство рудных полей и минерализованных зон.

Одна из главных особенностей описываемого рудного района —значительное преобладание ртутных рудопроявлений над сурьмяными.

Представляет интерес центральная часть рудного пояса. Общий план ее структуры рисуется (А. П. Виноградов, В. Д. Мартышев, Н. С. Мудрогина, 1957, 1961) как ряд среднепалеозойских антиклинорных и синклинорных структур, осложненных крупными разломами. В позднем палеозое некоторые из этих разрывных нарушений пространственно совпадали с внешними границами верхнепалеозойских прогибов и явились рудоконтролирующими структурами. Для локализации ртутно-сурьмяного оруденения особенно благоприятны те геологические позиции, в которых позднегерцинские разломы пересекают толщи со значительной пестротой фаций в трехчленном разрезе (сланцы-известняки-сланцы, сланцы-эффузивы-сланцы).

Для ртутно-сурьмяной рудной зоны, выделенной в пределах Срединной (Центральной) части описываемого пояса (Н. С. Мудрогина, 1957; Н. М. Синицын, 1959), характерно преобладание сурьмяных месторождений кварцево-антимонитовой и кварц-флюорит-антимонитовой формации. Рудные тела локализованы среди залежей роговиково-джаспероидных брекчий, тяготеющих к сланцевым экранам в сводовых частях брахиантиклиналей. Отмечаются тела секущего типа в разломах (в известняках и перекрывающих сланцах). Отдельные участки сурьмяных

месторождении нередко обогащены ртутью. Здесь известны также самостоятельные ртутные рудопроявления.

В северной части и на западном продолжении пояса развиты две пространственно обособленные рудные подзоны — Северная и Западная, которые при дальнейшем их изучении могут оказаться самостоятельными рудными зонами.

Для Северной подзоны (рис. I, XIII), расположенной значительно севернее описанной выше рудной зоны, характерно ртутно-сурьмяное оруденение, представленное рудопроявлениями трещинного типа в известняках, реже — в сланцах. В размещении оруденения отмечается отчетливая приуроченность рудовмещающих минерализованных брекчий к крупному разрывному нарушению, развитому в краевой части верхнепалеозойского прогиба.

Западная ртутная подзона (рис. I, XIII-а) находится в пределах Зирабулак-Зиаэтдинских гор и вытягивается далее на запад. Она приурочена к серии субширотных разломов, простирающихся обычно согласно с напластованием рудовмещающих карбонатных пород. Ртутная минерализация представлена преимущественно секущими мелкими рудными телами, локализованными в доломитах девона. Эти и некоторые более западные рудопроявления являются западным продолжением Зарафшано-Гиссарского пояса.

В Южно-Гиссарской складчатой области, как полагает большинство исследователей (В. Д. Карпова, 1958, Н. М. Синицын, 1959 и др.), в нижнем палеозое преобладали преимущественно восходящие движения. В среднем и, отчасти, позднем палеозое происходило осадконакопление геосинклинального типа. Магматизм заключительного этапа представлен мелкими трещинными интрузиями и дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров. Известные здесь более поздние гидротермальные минеральные ассоциации галенито-флюоритового комплекса имеют некоторое сходство с подобными образованиями в Кураминской зоне. Ртутно-сурьмяное оруденение в Южно-Гиссарской складчатой области не получило заметного распространения.

Ртутно-сурьмяное оруденение альпийского возраста по отношению к палеозойскому играет подчиненную роль. Ртутные и сопутствующие им полиметаллические низкотемпературные рудопроявления мезо-кайнозойского возраста известны в горах Копетдага и Кугитанга. В районе Кугитанга (рис. I, XIV) ртутно-полиметаллические рудопроявления локализуются в юрских известняках, приурачиваясь к местам развития флексур и осложняющих их разломов на крыле крупной антиклинали.

В Северном Памире шлиховые ореолы киновари распространены на его границе с Южным Тянь-Шанем. Эти концентрации киновари в делювии, распространенные на площадях развития мезо-кайнозойских отложений по северным склонам хребтов Петра Первого и Заалайского, следует, по-видимому, связывать с мезозойской металлогенией (рис. I, XV). Кроме того, на Памире известны киноварные шлиховые ореолы вдоль тектонических границ Северного и Центрального, а также Юго-Западного Памира (рис. I, XVI, XVII).

Развитие ртутного оруденения альпийского возраста на юге страны (Памир, Кугитанг, Копетдаг), по-видимому, относится к отдельным ветвям восточного фланга Средиземноморского трансконтинентального рудного пояса. В связи с этим вполне возможны проявления разновозрастной минерализации и в пределах палеозойских рудоносных структур Тянь-Шаня. Особый интерес в таком аспекте представляют те районы Тянь-Шаня, где фиксируется наиболее интенсивная альпийская тектоническая активизация.

Таблица 1

Распределение проявлений ртутно-сурьмяного оруденения в Тянь-Шане (в % от общего числа рудопроявлений)

Складчатая система, область			Всего	В том числе по типам пород				
				в известняках и доломитах		в терригенных толщах	в эффузивах и гипербазитах	в гранитоидах
				в зоне контакта со сланцами	внутри карбонатных толщ			
Северный Тянь-Шань			0,3	—	—	0,3	—	—
Срединный Тянь-Шань (Каратау-Нарынская складчатая обл.)			3,2	—	0,5	2,2	—	0,5
Южный Тянь-Шань	Чаткало-Кураминская складчатая область		4,5	1,8	0,6	0,6	1,2	0,3
	Фергано-Кокшаальская складчатая область	Южно-Ферганский рудный пояс	68,0	11,3	30,6	12,3	13,3	0,5
		Зарафшано-Гиссарский рудный пояс	24,0	7,4	9,8	6,6	—	0,2
Итого:			100,0	20,5	41,5	22,0	14,5	1,5
Из них:								
ртутные			70,0	7,0	39,0	9,0	14,0	0,2
сурьмяные			16,5	4,5	2,0	9,0	—	1,0
комплексные			13,5	9,0	0,5	4,0	0,5	0,3

Из краткой характеристики особенностей размещения ртутно-сурьмяного оруденения на территории Средней Азии видно, что ведущим здесь является оруденение палеозойского возраста, развитое главным образом в Южном и, в меньшей мере, — Срединном Тянь-Шане. Сказанное подтверждается данными табл. 1, отражающей распределение ртутно-сурьмяного оруденения по типам пород и складчатым областям Тянь-Шаня. Намечается закономерное убывание интенсивности оруденения с удалением от Фергано-Кокшаальской складчатой области, особенно в направлении Северного Тянь-Шаня.

Интересная закономерность выявляется в отношении распределения оруденения по типам пород. В карбонатных толщах заключено более 60% ртутно-сурьмяных рудопроявлений. Из них более трети локализовано в зоне контакта известняков с перекрывающими сланцами. В зоне этого же контакта размещается главное сурьмяное оруденение. Заметное количество рудопроявлений приурочено к терригенным толщам (22%), эффузивам основного состава и гипербазитам (14,5%). Среди терригенных образований преобладают комплексные сурьмяно-ртутные и сурьмяные месторождения, тогда как в гипербазитах и эффузивах распространены только ртутные рудопроявления.

Таким образом, геологическая позиция ртутно-сурьмяного оруденения в системе Тянь-Шаня определяется многими специфическими особенностями строения и развития этой территории. Интенсивность развития позднепалеозойского ртутно-сурьмяного оруденения на рудоносной территории определяется, прежде всего, особенностями и временем формирования геосинклинальных зон в палеозое. Главное оруденение ртути и сурьмы Тянь-Шаня находится в пределах Южного Тянь-Шаня — в Фергано-Кокшаальской складчатой области, намеченной Н. М. Синицыным. Здесь оруденение развивается в периферических тектонических зонах, характеризующихся длительным интенсивным осадконакоплением (ранняя стадия развития геосинклинали), крупными поднятиями, прогибами и связанными с ними разломами, внедрениями гранитои-

тов повышенной основности и щелочности, а также малых интрузий щелочного и гранитоидного состава (средняя и поздняя стадия ее развития).

В Чаткало-Кураминской складчатой области особое положение (в смысле ртутно-сурьмяной рудоносности) занимает Кассанский тектонический блок. В его пределах размещаются практически все ртутно-сурьмяные месторождения этой складчатой области, тогда как в Кураминской тектонической зоне отмечены лишь единичные рудопроявления.

В Срединном Тянь-Шане — складчатой области каледонид и герцинид — находится около 3% ртутно-сурьмяных рудопроявлений Тянь-Шаня. В Северо-Тяньшаньской складчатой области — каледонской геосинклинали — известны лишь единичные ртутные рудопроявления; сурьма встречается только как примесь в сульфидных рудах других металлов.

Важным фактором, предопределившим формирование ртутно-сурьмяного оруденения в подвижной области, является развитие в ней глубоких наложенных прогибов и образование в связи с этим крупных краевых разломов в период, предшествовавший превращению ее в эпигерцинскую платформу. Большинство рудных полей и месторождений Фергано-Кокшаальской складчатой области, как показал Н. М. Синицын (1960), приурочено к границе верхнепалеозойских прогибов и тяготеющим к ним позднегерцинским разломам. Такие прогибы и разломы обычно сопутствуют друг другу: разломы развиваются по периферии прогибов. Когда прогибы и краевые разломы проявляются на площади весьма широко и захватывают значительную часть протяженного складчатого пояса, формируется крупный рудный пояс (Южно-Ферганский), и наоборот, в случаях развития одиночных или же сравнительно малочисленных позднепалеозойских прогибов условия для образования единого крупного рудного пояса отсутствуют.

Важны также характер проявления магматизма и состав соответствующих интрузий, особенно на поздних стадиях развития зоны. Благоприятной предпосылкой для локализации ртутно-сурьмяного оруденения является, очевидно, и определенная направленность развития магматизма геосинклинальных зон. В Фергано-Кокшаальской складчатой области, наиболее перспективной на ртутно-сурьмяное оруденение, магматизм развивался от основных и ультраосновных интрузий в силур-девоне и карбоне до гранитоидных, субщелочных и щелочных интрузивных тел в конце заключительного этапа палеозойского магматизма. В связи с этим нужно отметить, что в тех герцинских подвижных зонах, которые обнаруживают меньшую потенциальную ртутно-сурьмяную рудоносность (Срединный Тянь-Шань) или же являются слабо рудоносными (Курама, Гиссар), наблюдаются главным образом интрузии гранитоидного ряда. В отличие от Фергано-Кокшаальской складчатой области, в них менее полно проявлены щелочные интрузии.

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для успешного проведения геологоразведочных работ и глубинных поисков важно знать геологические особенности формирования и строения рудных полей. Этим объясняется значительный интерес исследователей к вопросу о выделении геологоструктурных типов рудных полей и месторождений (А. В. Королев, 1935—1948; В. И. Смирнов, 1947; Ф. И. Вольфсон, 1955; В. М. Крейтер, 1956; А. В. Королев, П. А. Шехтман, 1958; А. С. Великий, 1961 и др.).

Рассматривая ртутные месторождения, А. В. Королев (1948) наме-

тил морфологическую классификацию рудных тел, т. е. предложил группировать месторождений по ведущим геологоструктурным признакам. Он охарактеризовал типы согласных, секущих и контактовых рудных тел.

В. И. Смирнов (1947) подразделил ртутные месторождения Средней Азии на две главные группы: 1) межформационные пластовые месторождения; 2) трещинные и гнездовые месторождения. В каждой группе ведущее значение имеют свои типы «рудных капканов», определяющих форму и условия локализации богатых руд.

Классификацию оруденения с учетом времени развития складчатых структур и проникновения в них рудоносных растворов предложил В. Ф. Поярков (1955). Позднее (1962) он наметил схему классификации эндогенных месторождений ртути и сурьмы на геологоформационной основе (по типам рудовмещающих формаций).

При рассмотрении вопросов геологической систематизации ртутно-сурьмяных месторождений В. П. Федорчук (1961) на основе геолого-структурных признаков предложил группировку месторождений пластового и контактового типов.

К этому же времени относится группировка ртутно-сурьмяных месторождений, предложенная Н. А. Никифоровым и Г. А. Ярушевским (1960). Учитывая литологические и геологоструктурные факторы рудоотложения, авторы различают следующие главные типы ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского пояса:

1) в зоне контакта карбонатных пород с перекрывающими их терригенными толщами;

2) в карбонатных толщах без отчетливо видимого экранирования;

3) в сложных разрезах терригенных или эффузивно-сланцевых толщ.

Из приведенного обзора видно, что исследователи в качестве исходных классификационных единиц рассматривали определенные группы месторождений и рудных тел. Месторождением в одних случаях считалось обособленное рудное тело, в других — их совокупность. Это вызвано тем, что термин «месторождение» по геологическому содержанию не является достаточно определенным. Это, скорее всего, горно-экономическое понятие.

Рудное поле — тоже довольно сложное понятие, определяющееся по-разному. Для выделения типов рудных полей в качестве ведущих чаще всего берутся геологоструктурные или литологические признаки.

Под рудным полем автор, в соответствии с представлениями А. В. Королева, понимает несколько сближенных рудопроявлений, месторождений или рудных участков, объединяемых общностью рудоконтролирующих факторов (геологоструктурных, литологических, физико-химических и др.) и рассматриваемых при разведке как крупный перспективный объект.

В данной работе при выделении геологоструктурных типов рудных полей за основу берется их геологическая позиция в районе, положение в рудоконтролирующих геологических структурах (в нашем случае палеозойских) и разрезах рудовмещающих комплексов.

Геологическая позиция — одно из наиболее широко употребляющихся понятий, относящихся к самым различным геологическим явлениям. В рассматриваемом регионе геологическая позиция рудного поля определяется его приуроченностью к тем или иным частям складчатых и разрывных палеозойских структур первого и второго порядка (Н. А. Никифоров, 1953). При этом можно установить приуроченность ртутно-сурьмяного оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам и литологическим комплексам пород. Позиция ртутно-сурьмяных тел

[illegible] определенная: они приурочены к разломам (в местах искривления сместителя, сопряжения его с другими трещинами и т. д.) или к мелким складкам, конкретнее — к осевым частям или крыльям складок третьего — четвертого порядка, где породы (особенно высокопористые) подвергаются максимальным деформациям.

Заканчивая краткое рассмотрение главных принципов классификации, следует подчеркнуть, что структурные и другие особенности ртутно-сурьмяных рудных полей Южного Тянь-Шаня находятся в тесной зависимости от особенностей геологической истории района. Поэтому при выделении геологических типов рудных полей необходимо учитывать и геологическую историю района, нашедшую свое отражение в характере его тектонических структур, структуре рудных полей, в особенности их разреза, а также в форме и составе рудных тел.

Описание геологоструктурных особенностей рудных полей и месторождений автор дает главным образом на примерах Южно-Ферганского рудного пояса. При этом учтены геологические данные и по другим ртутно-сурьмяным рудным зонам и районам Южного Тянь-Шаня.

В геологическом строении Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса участвуют преимущественно средне- и верхнепалеозойские осадочные, эффузивные и интрузивные породы, характерные для Фергано-Кокшаальской складчатой области (рис. 2). Кембрийские и ордовикские, преимущественно терригенные, образования обнажаются на незначительных площадях, главным образом в западной части пояса.

В образованиях палеозоя, слагающих месторождения Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса, выделяются два структурных яруса (И. М. Синицын, 1949—1960; Д. П. Резвой, 1959) — преимущественно верхнепалеозойский и среднепалеозойский. Они разделяются поверхностью регионального углового несогласия между верхним и средним палеозоем. Каждый структурный ярус и подъярус представлен определенными литологическими комплексами. Под литологическим комплексом понимается группа свит и толщ, сходных по литологическому составу и характеру строения. Выделяются, например, терригенные, известняково-доломитовые и вулканогенные комплексы, которые в значительной мере предопределяют условия формирования и геологический контроль оруденения.

В среднепалеозойском структурном ярусе выделяются три подъяруса: нижний, средний и верхний, соответствующие главным формационным подразделениям отложений среднего палеозоя (рис. 3).

Нижний подъярус сложен преимущественно терригенными, реже — карбонатно-терригенными комплексами нижнего и верхнего силура, иногда включающими часть нижнего девона. Он представлен глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами песчаников, кремнистых сланцев и известняков. По отношению к ртутно-сурьмяному оруденению терригенные комплексы нижнего подъяруса являются подстилающими. В них установлены отдельные рудопроявления, главным образом в зонах крупных разломов западной части пояса (рис. 2).

Средний подъярус представлен известняково-доломитовыми, терригенно-известняковыми, вулканогенно-известняковыми, вулканогенными и терригенно-вулканогенными литологическими комплексами. Возрастная граница их колеблется в довольно широких пределах: от верхнего силура, нижнего или среднего девона до нижнего-среднего карбона. В карбонатных отложениях среднего структурного подъяруса имеется два комплекса, различающихся по положению в структуре и истории геологического развития района (рис. 3). Породы известняково-доломитового комплекса, характерного для относительно полных разрезов позднедевонских прогибов Алайского типа разреза (Г. С. Поршняков, 1961), слагают антиклинорные структуры. В нижней части разреза большее

Центральная научная БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР
264365

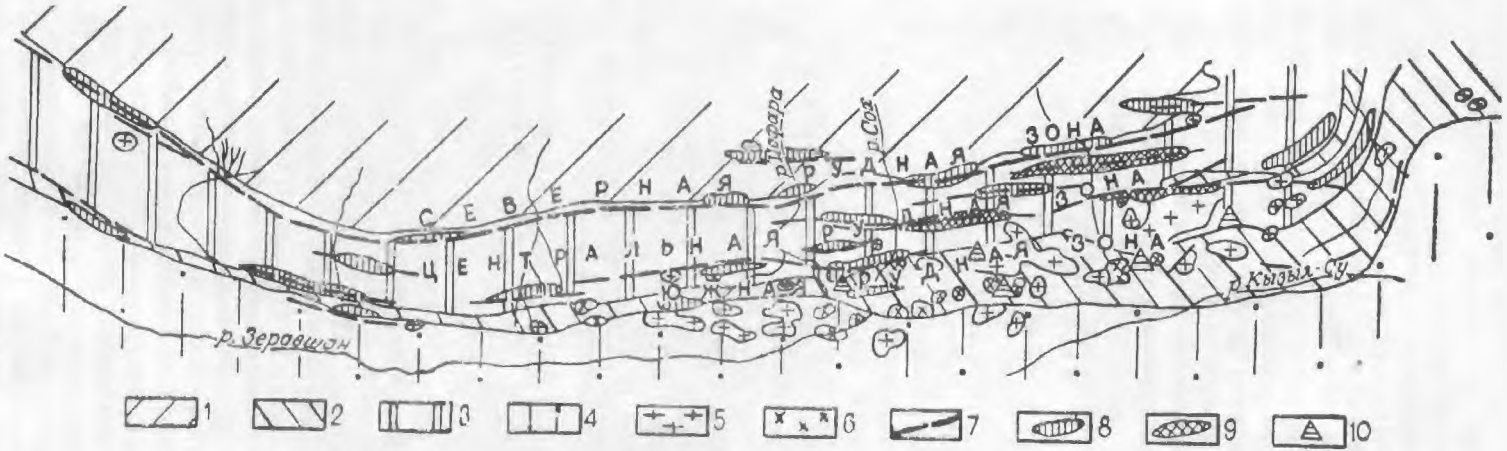


Рис. 2. Схема размещения ртутно-сурьмяного оруденения Южно-Ферганского пояса.

1—2— позднепалеозойские прогибы: *1* — Карачатырская зона, *2* — Сурметашская зона; *3—4* — позднепалеозойские поднятия: *3*— зона Высоких предгорий Алая; *4* — Заравшан — Восточноалайская средняя негерцинская зона; *5* — интрузивы позднегерцинских гранитоидов; *6* — щелочные интрузивы пермо-триасовые (?); *7* — крупные разрывные нарушения позднегерцинские; *8—9* — группы однотипных рудопроявлений, приуроченных к определенной рудоконтролирующей структуре: *8* — ртутные, *9* — ртутно-сурьмяные; *10* — рудопроявления комплексные (сурьмяные с блеклыми рудами и др.).

развитие получили доломиты, в верхней — известняки. Распространены они преимущественно в Высоких предгорьях Алая.

По отношению к ртутно-сурьмяному оруденению известняково-доломитовые комплексы среднего подъяруса являются рудовмещающими; в них находятся главные месторождения ртутно-сурьмяных руд.

Известняковый комплекс раннедевонских прогибов имеет менее широкое площадное распространение. В складчатой структуре района тектоническая позиция данного комплекса определяется преимущественно моноклинальным залеганием его на крыльях синклинориев. В пределах распространения этих пород отмечены мелкие ртутные месторождения и рудопроявления.

Терригенные и терригенно-известняковые комплексы среднего подъяруса представляют собой разновидности так называемых сокращенных разрезов среднего палеозоя (Н. М. Синицын, 1960; Г. С. Поршняков, 1961). По возрасту они относятся к интервалу от нижнего девона до среднего карбона.

В нижней части эти отложения представлены преимущественно конгломератами и песчаниками, в верхней — песчаниками, конгломератовидными известняками и сланцами. Мощности рассматриваемых терригенных комплексов не превышают обычно 800—1000 *м*. Ртутно-сурьмяное оруденение в них встречается довольно редко.

Вулканогенные и терригенно-вулканогенные комплексы среднего подъяруса довольно широко распространены в предгорьях Алая и вдоль северных склонов Нуратау. Мощность вулканогенно-терригенных комплексов — 1500 *м* и более. Среди них преобладают нижне- и среднедевонские эффузивы основного состава. Известны более древние эффузивы верхнего силура. В этих комплексах размещается значительное число ртутных месторождений (Чонкой, Сарыташ и др.). Верхний подъярус сложен терригенными комплексами среднего карбона. По отношению к ртутно-сурьмяному оруденению они, как правило, являются рудоперекрывающими — экранирующими.

Отчетливое трехчленное строение (сланцы-песчаники, известняки, доломиты, эффузивы, сланцы) разреза среднего палеозоя обнаруживается в средней (Сох-Исфайрамский район) части Южно-Ферганского пояса.

В вернехпалеозойском структурном ярусе, сложенном преимущественно песчаниками и конгломератами (А. Д. Миклухо-Маклай, 1961), выделяются две наиболее характерные для верхнего палеозоя фациальные разновидности терригенных комплексов:

1) терригенные образования устойчивых областей и краевых прогибов, которые слагают неполные и сокращенные разрезы, распространенные в пределах неглубоких прогибов;

2) мощные терригенные комплексы относительно полных разрезов верхнепалеозойских прогибов, слагающие крупные синклинальные структуры — Карачатырскую и Сурметашскую. Главная роль здесь принадлежит песчаникам и конгломератам, включающим редкие линзы известняков. В нижней части разреза эти породы иногда вмещают ртутное оруденение (Сарыташ, Сурх, Шунк и др.).

Н. М. Синицын (1960), Г. С Поршняков (1961), изучавшие стратиграфию и тектонику горного обрамления Ферганы, подразделили грециниды Туркестано-Алая на две возрастные группы: среднегерцинскую (Зарафшанская зона и Высокие предгорья Алая) и позднегерцинскую (Карачатырская и Сурметашская зоны, рис. 2,3).

Названные зоны, намеченные в Алае и восточной части Туркестанского хребта, прослеживаются и на крайнем западном фланге Южно-Ферганского пояса (Ю. В Финкельштейн, 1961). Так, по характеру разреза и особенностям тектонического строения среднегерцинская зона

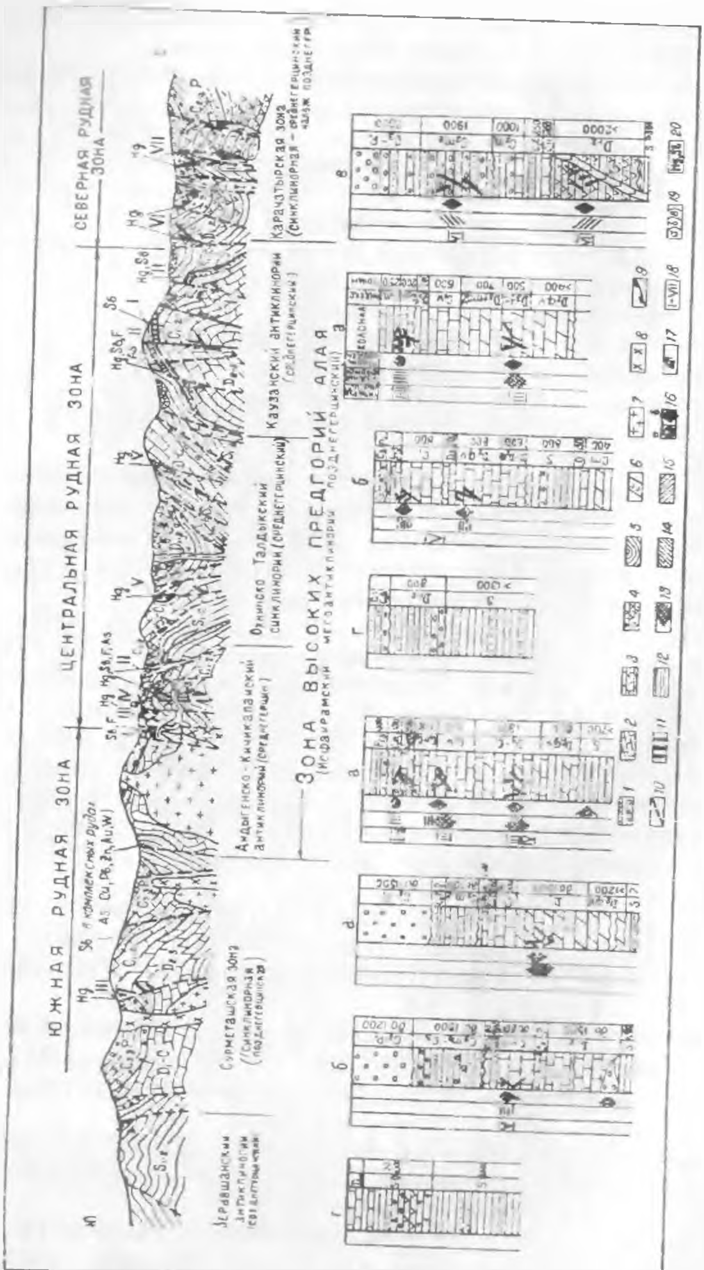


Рис. 3. Схематический профиль вкрест простирания палеозойских структур район
Южной Ферганы (центральная часть Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса).
1 — сланцы, песчаники и конгломераты; 2 — известняки; 3 — доломиты и извест-
няки; 4 — эффузивно-сланцевая толща девона; 5 — терригенная толща силура; 6 —
ультраосновные и основные породы (C_{1-9}); 7 — гранодиориты (C_2-P); 8 — щелочные
породы (P_1); 9 — надвиги (среднегерцинские дорудные), 10 — взбросы и сбросы;
11—15 — ведущие рудные формации (11 — кварц-флюорит-антимонит-киноварная,
12 — кальцит-киноварная, 13 — доломит кальцит-киноварная, 14 — анкеритово-кино-
варная, 15 — лиственитово-киноварная); 16 — ртутно сурьмяные месторождения и ру-
допроявления (а — сурьмяные, б — ртутные); 17 — комплексные мышьяково-сурьмяные
(полисульфидные) рудопроявления, 18 — геологическая позиция геологоструктурных
типов ртутно-сурьмяных рудных полей и их номера в соответствии с принятой класси-
фикацией (табл. 2); 19 — буквенные обозначения типов разрезов над стратиграфичес-
кими колонками: а — относительно полный доломитово-известняковый тип разреза
среднего палеозоя (алайская группа), б — сокращенный терригенный, в — преиму-
щественно известняковый, г — вулканогенный типы разреза (Южно-Ферганская груп-
па); 20 — преобладающие рудные комплексы ртутно-сурьмяных руд.

Высоких предгорий Алая находит свое продолжение в Нуратау. Западным продолжением позднегерцинской Карачатырской зоны, судя по характеру разреза верхнего палеозоя, можно считать Ухумскую подзону. К западному флангу Сурметашской позднегерцинской зоны И. Х. Хамрабаев (1958) относит Каратау-Санзарскую подзону.

Как тектонические структуры первого порядка в среднегерцинской зоне Высоких предгорий Алая с севера на юг выделяются: Араванский синклинорий, Каузанский антиклинорий, Охнинско-Талдыкский синклинорий, Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий, на западном фланге пояса — Северо- и Южно-Нуратинские антиклинории и Кошрабатский синклинорий. Значение каждой из этих структур по насыщенности рудопроявлениями сурьмы и ртути далеко не равнозначно. Наиболее благоприятны в этом отношении Каузанский и Андыгенско-Кичикалайский антиклинории.

Среди тектонических форм позднегерцинской фазы тектогенеза Н. М. Синицын (1960) выделил структуру высшего порядка — крупное Сох-Исфайрамское поднятие (мегаантиклинорий), ограниченное с севера Карачатырским, а с юга — Сурметашским синклинориями.

В указанных антиклинориях и синклинориях четко выделяются складки второго порядка, которые, в свою очередь, осложнены серией складок третьего порядка. Складки первого и второго порядка — субширотного, а третьего и более низких — косого простирания.

Большую роль тектонических разрывов в строении палеозоя подчеркивали многие исследователи. Продольные разрывные нарушения значительной протяженности и широких амплитуд играют очень существенную роль в геологическом строении рудного пояса, создавая крупночешуйчатые формы на крыльях складчатых структур первого порядка. Среди наиболее крупных палеозойских разрывных нарушений Южной Ферганы выделены (Г. С. Поршняков, 1961):

1) раннегерцинские зоны разломов, развитые в пределах внутригеосинклинальных прогибов и контролирующие проявления ранне- и среднедевонского вулканизма и более поздние (нижний и средний карбон) основные и ультраосновные интрузии;

2) среднегерцинские надвиги и взбросы, ограничивающие ядерные части антиклинальных структур и некоторые моноклинали;

3) позднегерцинские крутопадающие разломы; секущие и смещающие не только отложения среднего и верхнего палеозоя, но и разрывы предыдущих двух групп. Простирание этих разломов относительно складчатых структур чаще всего косое. По возрасту они близки ко времени проявления гидротермальных процессов ртутного и сурьмяного рудообразований;

4) альпийские разломы, пересекающие и смещающие все отложения палеозоя и мезо-кайнозоя. Признаков гидротермального минералообразования в них не наблюдается; они послерудные.

Магматические проявления, тяготеющие к среднепалеозойским антиклинорным структурам, представлены верхнепалеозойскими интрузиями гранитоидных и щелочных пород. В пределах ртутно-сурьмяных рудных полей встречаются дайки диабазовых порфиритов и единичные штокообразные тела монцонитов и сиенито-диоритов. В среднепалеозойских синклинорных структурах крупные гранитоидные интрузии не проявились. Для них характерны излияния основных лав в верхнем силуре и первой половине девона, а также внедрение основных и ультраосновных интрузий в карбоне.

Метаморфизм в антиклинорных структурах охватывает преимущественно приконтактовые области интрузивных тел, достигая иногда значительной интенсивности и распространения по площади. Метаморфизм наиболее проявлен в осевых частях синклинориев, где он представлен

хлоритизацией, серицитизацией, пренитизацией, иногда эпидотизацией эффузивных и серпентинизацией ультраосновных интрузивных пород.

Эндогенное постмагматическое оруденение Южно-Ферганского пояса и сопредельных с ним площадей Туркестано-Алая относится к верхнему палеозою. В районе известны пегматитовые месторождения: скарновые и близкие к ним гидротермальные образования (магнетит-гематитовая, вольфрам-молибден-шеелит-молибденовая, иногда с золотом и мышьяком, а также шеелит-пирротин-арсенопиритовая формация). Достаточно широко развиты гидротермальные месторождения и рудопроявления мышьяка, висмута, полиметаллов, сурьмы и ртути.

Ртутно-сурьмяное оруденение Южно-Ферганского пояса проявилось на заключительном этапе палеозойской металлогении. Оно представлено ртутными, сурьмяными и ртутно-сурьмяными рудами. Рудный пояс имеет сложное зональное строение, определяющееся особенностями и временем геологического развития ведущих структурно-формационных зон. Выделенные в нем рудные зоны (Северная, Центральная и Южная) отражают главные структурно-фациальные тектоно-магматические черты истории геологического развития и особенности формирования ртутно-сурьмяной рудоносности (рис. 2 и 3).

В Северной рудной зоне с ее двухъярусным строением ртутное оруденение локализовано в терригенно-вулканогенных толщах — как в верхнепалеозойском, так и в среднепалеозойском структурных ярусах, без четко выраженного экранирования. Намеченные здесь рудные поля занимают определенную геологическую позицию в структуре района. Они приурочены к системам сложных разломов и оперяющих их трещин, развитых в терригенно-вулканогенных и ультраосновных интрузивных комплексах, тяготеющих к краевому разлому. Вещественный состав руд Северной зоны зависит от состава вмещающих пород и представлен киноварно-кальцит-анкеритовой и киноварно-лиственитовой рудными формациями.

Центральная рудная зона развита в пределах одноярусной среднепалеозойской тектонической зоны Высоких предгорий, которая в морфологическом отношении представляет собой крупный мегаантиклинорий. Ртутно-сурьмяное оруденение размещается здесь в среднепалеозойском структурном ярусе, в среднем его подъярусе — в области контакта сланцев с известняками и в отдельных благоприятных горизонтах карбонатных пород — внутри доломитово-известнякового и известнякового разреза. Большинство рудных полей Центральной рудной зоны развито в антиклинорных структурах, осложненных надвигами и крупными позднегерцинскими взбросами. Другая группа месторождений, развитых в Центральной зоне, приурочена к крупным моноклиналям известняковых толщ на крыле синклинория, осложненным позднегерцинскими разломами. Минеральный состав ртутно-сурьмяного оруденения зависит от характера разреза и геологоструктурной позиции месторождений. Так, в рудных полях, развитых в антиклинорных структурах доломитово-известняковых толщ, преобладает антимонит-киноварно-кальцит-доломитовая (внутри карбонатного разреза) формация, в моноклинальных же структурах, сложенных известняковыми толщами, — киноварно-кальцитовая рудная формация.

Южная рудная зона относится к северному крылу Сурметашской позднепалеозойской тектонической зоны, точнее к полосе перехода ее в среднегерцинскую зону Высоких предгорий Алая (рис. 2). Главная особенность этой рудной зоны заключается в преобладающем развитии рудопроявлений и месторождений с комплексными рудами, отражающем результаты совмещения (наложения) ртутно-сурьмяного оруденения и мышьяково-вольфрамовой минерализации с проявлениями редкометаль-

пояс оруденения Туркестано-Алайской металлогенической зоны (Е. Д. Карпова, 1958).

Рудопроявления и месторождения Южной зоны отличаются разнородностью геологических позиций. Так, главная особенность самых западных из них, преимущественно ртутных, — наличие крупного краевого разлома и проявлений диабазовых даек, развитых среди терригенных комплексов. В средней части и на восточном фланге рудной зоны преобладают ртутно-сурьмяные (комплексные) рудопроявления, локализованные среди известняковых, доломитово-известняковых и терригенных комплексов. Складчатая структура их нередко осложнена гранитоидными интрузиями и крупными позднегерцинскими разломами.

В верхнепалеозойских толщах Южно-Ферганского пояса развиты сравнительно немногочисленные ртутные рудопроявления. Геологическая позиция их в структуре этих толщ определяется положением рудоконтролирующих позднегерцинских разрывных нарушений, проходящих преимущественно по окраинам верхнепалеозойских депрессий. Рудные поля и месторождения расположены в оперяющих разрывах и системах трещин, развитых вблизи и на некотором удалении (500—1500 *м*) от краевого разлома. Таковы, например, Шунк-Птоуские кальцит-анкеритовые или кварцево-кальцит-анкеритовые жилы с вкрапленностью киновари (иногда и галенита), которые приурочены к конгломератам низких горизонтов верхнепалеозойских прогибов. Повышенная проницаемость и трещиноватость этих пород обусловлены их малой пластичностью и повышенной хрупкостью. Более высокие горизонты верхнего палеозоя, главным образом песчаники и сланцы, по-видимому, оказывали на гидротермы незначительное экранирующее влияние.

Связь ртутно-сурьмяных месторождений с главными структурами среднепалеозойских отложений Южного Тянь-Шаня подчеркивалась рядом исследователей района. Н. М. Синицын (1949) писал о возможной связи оруденения с краевыми разломами региона, проходящими вблизи границы древней среднепалеозойской структуры с зоной верхнепалеозойского складкообразования. По Г. С. Поршнякову (1961), кулисообразное расположение зон ртутно-сурьмяного оруденения обусловлено прежде всего тем, что главные структуры среднепалеозойских и верхнепалеозойских толщ не совпадают друг с другом.

Литолого-фациальные группы разрезов среднего палеозоя отражают тектонический режим данного периода и занимают определенные геологоструктурные позиции. При этом в размещении низкотемпературного сурьмяно-ртутного оруденения важнейшую роль играет соотношение (по разрезу) осадочных пород, характеризующихся определенными мощностями, а также определенными физическими свойствами и особенностями химического состава.

В верхних частях доломитово-известняковых разрезов алайского типа (карбонатные отложения, перекрытые терригенной толщей), особенно в зоне контакта среднекарбоновых известняков с перекрывающими их сланцами, ртутно-сурьмяные рудные поля и месторождения тяготеют к периклинальным окончаниям антиклиналий второго порядка или к изгибам (в плане) сводов антиклиналий, осложненных продольными и диагональными разломами. Это — главным образом месторождения кварц-флюорит-антимонит-киноварной рудной формации с преобладанием согласных рудных тел, подчиненных слоистости сланцев или поверхности границ контакта между сланцами и известняками.

Более низкие карбонатные части разрезов алайского типа (девон) характеризуются уже иным размещением оруденения. Рудные поля и месторождения локализуются в секущих продольных и косых (диагональных) разломах, развитых преимущественно в осевых частях антиклинальных складок, реже в согласных (межпластовых) разломах и

трещинах, осложняющих крылья складок второго и третьего порядка. Для них характерны представители доломит-киноварной и кальцит-доломит-киноварной рудных формаций (рис. 3).

В зонах разломов, осложняющих известняковые моноклинали на крыльях среднепалеозойских синклинориев (Южно-Ферганская группа разрезов), ртутное оруденение не получило широкого распространения. Встречаются небольшие секущие кальцит-киноварные рудные тела, хотя и тяготеющие к верхней части разреза, но не отражающие заметного экранирования со стороны вышележащих песчаников и сланцев. Эта особенность, по-видимому, обусловлена тем, что известняки, слагающие моноклинали, как правило, имеют крутое падение, при котором экранирующая роль перекрывающих сланцев ослабевает.

Почти все ртутные рудопроявления, развитые в вулканогенных и терригенных отложениях района (Южно-Ферганская группа разрезов), тяготеют к ядерным частям синклинориев, осложненных крупными разрывными нарушениями. В данном случае оруденение размещается на участках совместного изгиба продольных разломов и осей антиклинальных складок. Известны также месторождения, приуроченные к системам трещин и оперяющих разрывов в зоне краевого разлома (Сарыташ и др.). Для них характерны трещинные рудные тела киноварно-лиственитовой рудной формации.

Из характеристики геологической позиции ртутно-сурьмяного оруденения в Южно-Ферганском поясе видно, что в размещении ртутно-сурьмяных рудных полей важнейшую роль играют геологоструктурные факторы, под которыми подразумеваются крупные складки и разломы, являющиеся важнейшими составными частями палеозойских антиклинорных и синклинорных зон складчатого пояса (Н. А. Никифоров, 1959; В. П. Федорчук, 1961). В соответствии с этим выделены три ведущие

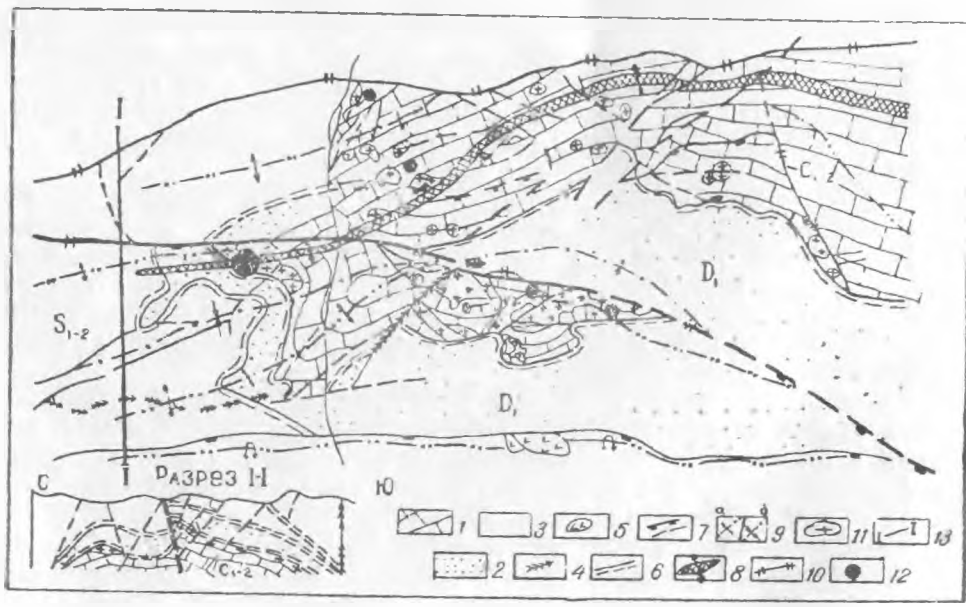


Рис. 4. Схема рудного поля в периклиналях антиклинали второго порядка, осложненной диагональными (косыми) и продольными разломами (тип I).

1 — известняки карбона; *2* — песчано-сланцевая толща нижнего девона; *3* — сланцы силура; *4* — дайки диабазового порфирита; *5* — габбро-диабаз (шток); *6* — надвиги среднегерцинские (дорудные); *7* — взбросы и сбросы; *8* — осевая часть антиклинали второго порядка; *9* — антиклинальные (а) и синклинальные (б) складки третьего порядка, *10* — рудоконтролирующие разломы; *11* — джаспероиды рудовмещающие; *12* — сурьмяные месторождения и рудопроявления.

группы рудных полей (табл. 2). Главные геологические черты этих подразделений и закономерности их размещения отражены на схемах (рис. 1—8) и в табл. 2.

Первая группа — довольно многочисленные рудные поля в антиклинориях, приуроченные к антиклинальным складкам второго порядка, осложненным рудоконтролирующими разломами. В этой группе намечаются две подгруппы.

Первую подгруппу составляют рудные поля, главное оруденение которых локализовано в зоне контакта известняков среднего карбона с перекрывающими их сланцами, имеющими значение экрана оруденения (рис. 4). По геологоструктурным особенностям здесь намечаются два типа рудных полей: 1) в периклинальных частях антиклиналей второго порядка, осложненных диагональными (косыми) и продольными разломами (Абшир и др.); 2) в местах изгиба (в плане) антиклиналей второго порядка, осложненных поперечными поднятиями, продольными и диагональными разрывами (Чаувай и др.). Первый тип тяготеет к осевым частям среднепалеозойских антиклинориев и обычно характеризуется сурьмяными рудами; второй, характеризующийся ртутно-сурьмяными рудами, располагается в краевых частях антиклинорных структур.

Вторая подгруппа рудных полей с монометальным ртутным оруденением локализуется на значительном удалении от контакта со сланцами (внутри карбонатных толщ C_1—$Д_{2-3}$). Она подразделяется на два геологоструктурных типа: 1) в продольных и диагональных разломах, развитых в осевых частях антиклинальных складок второго порядка (Сымап, Булак-Баши и др., рис. 5); 2) в согласных (межпластовых) раз-

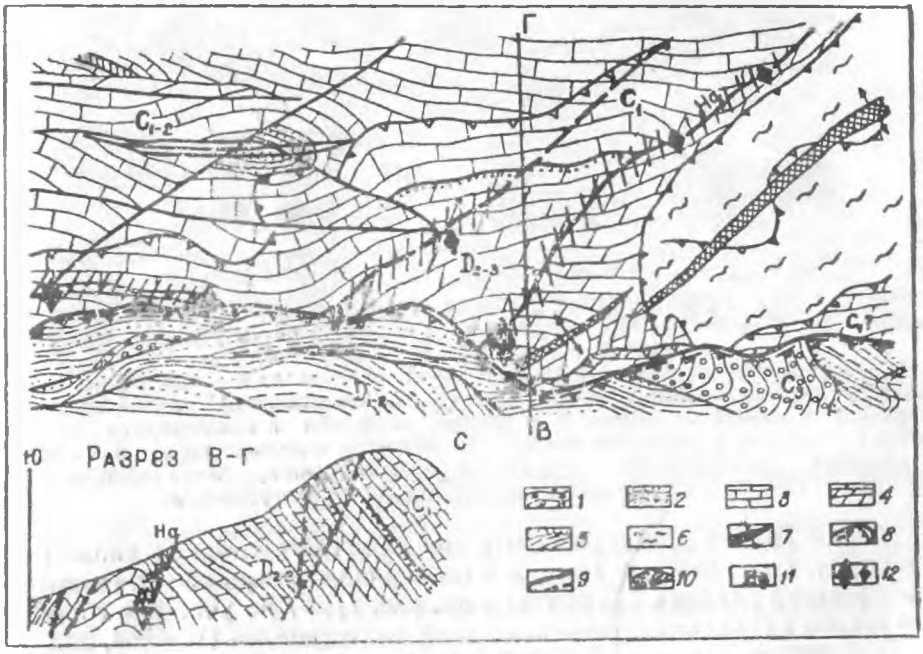


Рис. 5. Схема рудного поля в секущих (диагональных) и продольных разломах, осложняющих осевую часть антиклинали второго порядка (тип III).

1 — конгломераты верхнего палеозоя (C_3); *2* — песчано-сланцевая толща среднего карбона; *3*—известняки карбона (C_{1-2}); *4*—известняки и доломиты среднего и верхнего девона ($Д_{2-3}$); *5* — песчаники, конгломераты и сланцы девона ($Д_{1-2}$); *6*—сланцы силура (S_{1-2}); *7* — осевая часть антиклинальной складки второго порядка; *8* — региональный взброс (P_{2-3}); *9*—взбросы и надвиги локальные (P_{2-3}); *10*—сбросы и сбросо-сдвиги; *11*—ведущий рудный компонент; *12*—ртутные месторождения и рудопроявления.

ломах и трещинах расслоения, осложняющих крылья складчатых структур второго порядка (Адыракоу и др.).

Вторая группа — поля с монометальным ртутным оруденением, приуроченные к крупным известняковым моноклиналям, развитым на крыле синклинория (рис. 6). Оруденение обнаруживает тесную связь с разломами (продольными и косыми), пересекающими эти моноклинали (Охна и др.).

Третья группа — рудные поля, тяготеющие к крупным краевым разломам, развитым на крыле среднепалеозойского синклинория в переходной зоне между Карачатырским прогибом и верхнепалеозойским поднятием зоны Высоких предгорий Алая. Вмещающими породами являются вулканогенно-терригенные комплексы среднего и верхнего палеозоя. В таких условиях формировались главным образом монометальные рудные поля (Сарыташ, Шунк-Птоу, Чонкой и др.).

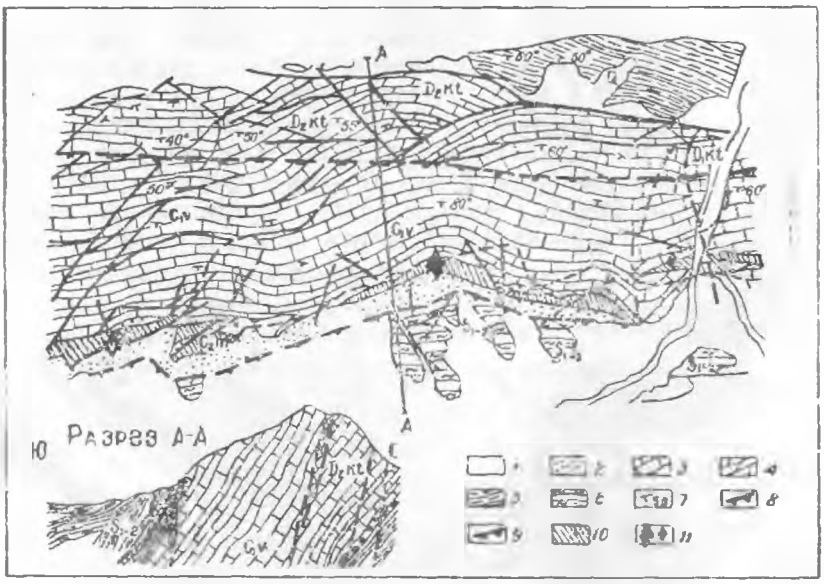


Рис. 6. Схема рудного поля в разломах (продольных и косых), осложняющих крупные известковые моноклинали (тип V). Составлена по материалам геологических карт В. Б. Горяпова, В. И. Долматова и др.

1 — современные делювиально-пролювиальные отложения; *2* — сланцы, песчаники, конгломераты и известняки среднего карбона; *3* — известняки нижнего карбона; *4* — известняки и доломиты девона; *5* — сланцы, песчаники и конгломераты нижнего девона; *6* — сланцы и песчаники силура; *7* — элементы залегания пород; *8* — взбросы региональные среднегерцинские; *9* — сбросы и сбросо-сдвиги; *10* — рудовмещающий горизонт; *11* — ртутные месторождения и рудопроявления.

В этой группе можно выделить два геологоструктурных типа рудных полей: 1) в системах трещин и оперяющих разломов, развитых в зоне краевого разлома (Сарыташ и др. рис. 7); 2) на участках совместного изгиба продольных разломов и осей антиклиналей (Чонкой, рис. 8).

Рассмотрим некоторые особенности минерального состава различных геологоструктурных групп и типов рудных полей района.

Киноварь — главный рудный минерал во всех выделенных типах и группах полей. Исключением является первый тип, где преобладает сурьмяное оруденение, а киноварь встречается очень редко и представляет обычно лишь минералогический интерес.

Антимонит в различных, обычно небольших, количествах отмечен почти во всех изучавшихся автором рудных полях. Скопления чисто

сурьмяных руд характерны для полей первого типа (табл. 2), т. е. для случаев, когда оруденение формируется в осевых частях антиклинорных структур, непосредственно под терригенными толщами силура, надвинутыми на карбонатные отложения. В средней части известняковых и доломитово- известняковых разрезов (III—IV типы) главным рудным минералом является киноварь; антимонит не известен.

Низкотемпературные минералы мышьяк-реальгар и аурипигмент — встречаются преимущественно в рудных полях первой группы, где они чаще всего тяготеют к сланцам кровли.

В рудных полях некоторых геологоструктурных типов изменения вмещающих пород весьма специфичны. Так, на площади рудных полей, размещенных в антиклинориях — под сланцевым экраном (типы I и II), широко распространено окварцевание, точнее — мощные джасперидные залежи в зоне контакта известняков со сланцами. В значительных количествах встречаются также кальцит и флюорит. Отличительная черта этих рудных полей — высокая интенсивность и экстенсивность гидро-

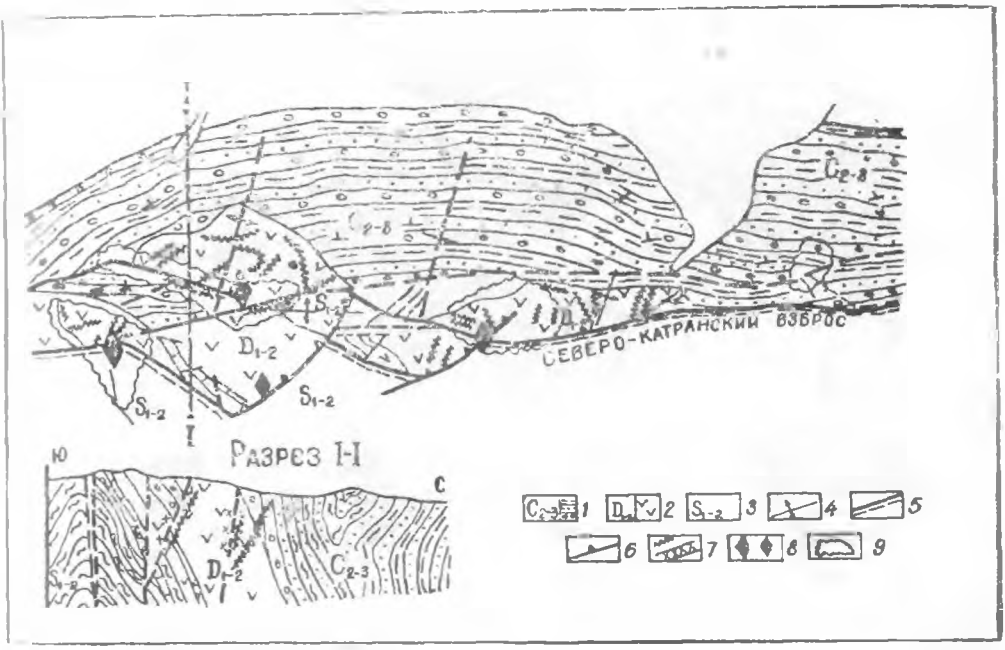


Рис. 7. Схема рудного поля в системах трещин и оперяющих разломов, развитых в зоне краевого разлома (тип VI).

1 — переслаивающиеся песчаники и сланцы (C_{2-3}); *2* —девонские эффузивы основного состава ($Д_{1-2}$); *3* — песчано-сланцевая толща силура (S_{1-2}); *4* — оси поперечных складок; *5* — Северо-Катранский взброс; *6* — сбросы и сбросо-сдвиги; *7* — кварц-анкеритовые жилы; *8* — ртутные месторождения и рудопроявления; *9* — киноварные ореолы, по данным шлихового опробования.

термального метаморфизма. Но в доломитах (внутри карбонатного разреза) рудные поля той же (первой) группы отличаются довольно слабыми околорудными изменениями пород (главным образом карбонатизация).

Для рудных полей в среднепалеозойских известняковых и терригенно-известняковых моноклиналях характерны низкая интенсивность и не-

большие масштабы изменений вмещающих пород (кальцитизация известняков, слабое окварцевание и диккитизация сланцев).

Наконец, для рудных полей третьей группы — в сложных разломах и системах трещин среди среднепалеозойских вулканогенных формаций —весьма типичны проявления лиственитизации основных и ультраосновных пород и анкеритизация эффузивов, а также залегающих выше верхнепалеозойских терригенных толщ.

Обзор геологоструктурных типов ртутно-сурьмяного оруденения Южной Ферганы отчетливо показывает зависимость структур рудных полей, морфологии и состава рудных тел от их тектонической позиции и характера общего разреза вмещающих пород. Разнообразие условий отложения ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения в рудных полях различных геологических типов определяется главным образом геолого-структурными стратиграфо-литологическими особенностями вмещающих пород. Эти особенности в основном и создали благоприятные предпосылки для отложения ртути, сурьмы и сопровождающих их элементов.*

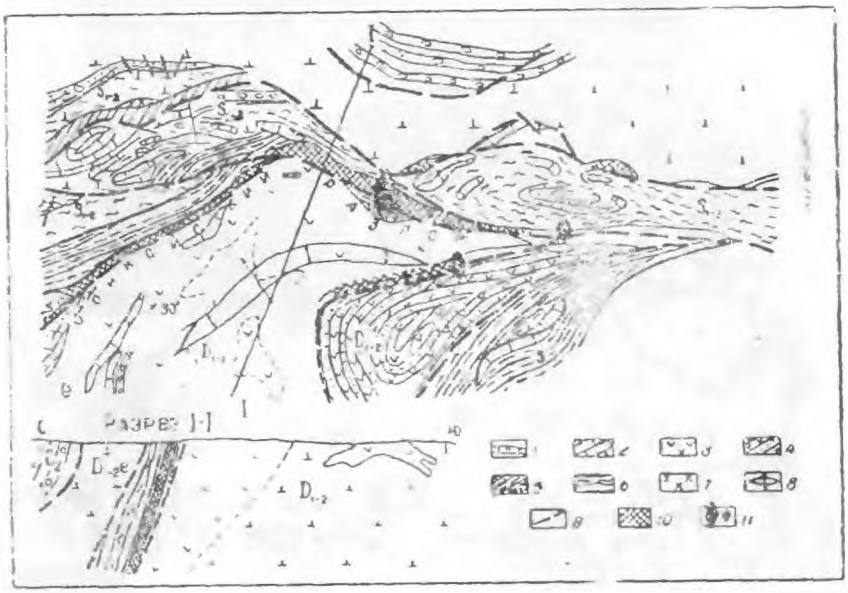


Рис. 8. Схема рудного поля, развитого на участке совместного изгиба продольных разломов и осей антиклиналей (тип VII). Составлена по материалам геологических карт М. Г. Жарикова, А. М. Мирзаахмедова, И. Л. Тесленко.

1 —среднекарбоновые песчаники и сланцы с прослоями конгломератов; *2* — нижнедевонские-нижнекаменноугольные известняки; *3* — нижне-среднедевонский вулканогенный комплекс (диабазовые порфириты, спилиты, туфы); *4* — нижне-среднедевонские кремнистые сланцы с прослоями алевролитов и известняков; *5* — песчаники и сланцы с прослоями известняков (силур — ближе не определен), *6* — песчаники и сланцы силура (S_{1-2}). *7* — гипербазиты, *8* — разрывные нарушения: *а* — крупные, *б* — мелкие; *9* — осевая часть антиклинали; *10* — лиственты и близкие им породы; *11* — ртутные месторождения и рудопроявления.

Представления о геологоструктурных типах рудных полей помогают правильно понять и оценить известные месторождения, а также указать в соответствующих геолого-тектонических позициях возможные рудоносные площади района, охарактеризовать геологоструктурные особенности рудоотложения, масштабы оруденения и т. д. Следовательно, эти представления позволяют наметить основное направление глубинных по-

* Вопрос об источниках металлоносных растворов в данной работе не рассматривается.

исков, методику составления прогнозных карт и связанные с этим задачи геофизических, геохимических и других исследований.

Особенности геологоструктурных позиций отдельных рудных участков и месторождений в рудных полях определяются специфическими геологическими факторами размещения оруденения, которые находят отражение при выделении их геологоструктурных типов. По геологоструктурным особенностям месторождений и морфологии рудовмещающих и рудных тел, оказывающих решающее влияние на методику разведки, ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения Южного Тянь-Шаня можно разделить на три главные группы (Н. А. Никифоров, Г. А. Ярушевский, 1960):

1) ртутно-сурьмяные и сурьмяные месторождения в зоне контакта известняков со сланцами, в размещении которых устаиавливается экранирующее влияние перекрывающих сланцев;

2) ртутные месторождения, рудные тела которых размещаются в зоне разлома в однородных толщах — известняковых или доломитовых;

3) преимущественно ртутные месторождения сложной морфологии, залегающие в сложных разломах и системах трещин среди эффузивно-сланцевых и терригенных толщ весьма неоднородного литологического состава.

При дальнейшей характеристике рудных тел, закономерностей их размещения и рассмотрении вопросов методики прогнозирования скрытого оруденения мы исходим из намеченных выше ведущих геологоструктурных особенностей строения рудных полей и месторождений.

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

Группа рудных полей	Геологоструктурный тип рудных полей	Главные геологоструктурные особенности размещения оруденения	Позиция рудных полей в средне палеозойских тектонических структурах			Позиция рудных полей в верхнепалеозойских структурах	
			Складки		разломы	складки	разл
			I порядка	II порядка			
А. В зоне контакта карбонатных и терригенных толщ с выраженным экранированием	1. В периклиналях антиклиналей II порядка, осложненных диагональными (косыми) и продольными разрывами	1 Оруденение в зоне контакта известняков (C_2) с перекрывающими их сланцами (в джаспероидах и роговиках). Промышленные руды тяготеют к осевым частям антиклинальных складок III порядка, осложненных рудоконтролирующими разломами	Осевые части антиклинория	Осевые части антиклиналей, места их периклинального погружения, осложненные поперечной складчатостью	В лежачем боку средненегерцинских надвигов	Верхнепалеозойские поднятия	Тяготею герцинским разломам, местам их не
	II. В изгибах (в плане) свода антиклиналей II порядка, осложненных поперечными поднятиями шарниров, продольными и диагональными разрывами	2. Главные массы руд в верхнем (C_2) структурном подъярусе среднего палеозоя, в зоне контакта известняков с перекрывающими сланцами. Промышленные руды тяготеют к осевым частям антиклиналей II—III порядка, осложненных рудоконтролирующими разломами	Краевые части антиклинория	Осевые части антиклиналей, места их изгиба, обычно осложненные разломами			В зонах цинских ра редко с среднегерц евые разл
		3. Оруденение в верхнем (C_2) и втором среднем (C_1) структурных подъярусах среднего палеозоя, преимущественно в зоне контакта известняков и сланцев среднего карбона (иногда внутри известняков среднего карбона, редко — намюра и визе) Промышленные руды тяготеют к висячему крылу опрокинутой антиклинали II порядка, осложненной более мелкими складками (III порядка) и рудоконтролирующими разломами		Висячие крылья опрокинутых или асимметричных антиклиналей (II порядка осложненные дополнительными более мелкими складками и разломами			В зонах озойских на границе в прогиб
Б. Внутри карбонатных толщ, без четко выраженного экранирования	III. В секущих (диагональных) и продольных разломах, развитых в осевых частях антиклинальных складок II порядка	4. Оруденение в первом среднем ($Д_{2-3}$) структурном подъярусе среднего палеозоя. Оно тяготеет к более благоприятным горизонтам известняков и доломитов внутри карбонатной толщи. Промышленные руды концентрируются в зоне разлома, в пределах осевой части антиклинали		Осевые части антиклиналей	Тяготеют к крупным разломам, развитым в осевой части антиклинали		
	IV. В согласных (межпластовых) разломах и трещинах расслоения, осложняющих крылья складчатых структур II порядка	5. Оруденение размещается в первом ($Д_{2-3}$) структурном подъярусе среднего палеозоя, в доломитах или известняках, без отчетливого экранирования. Главная масса руд залегает в зоне рудоконтролирующих продольных и косых (относительно складок) разломов. Существенное значение имеют изгибы, а также сопряженные или сближенные параллельные разломы и трещины	Краевые части антиклинория	Крылья антиклинальных складок II порядка, чаще места изгиба их простирания	Тяготеют к крупным среднегерцинским взбросам, обновленным в позднегерцинское время	Верхнепалеозойские поднятия, иногда их переходов в пр	
Рудные поля, приуроченные к зонам разломов в крупных моноклиналях на крыле синклинория в известняковых толщах	V. В разломах (продольных и косых), осложняющих крупные моноклинали	6. Оруденение тяготеет к зоне контакта известняков или конгломератов с перекрывающими песчаниками и сланцами, но отчетливого экранирования не наблюдается. Промышленные руды сосредоточены в зоне рудоконтролирующих разломов, осложняющих моноклиналь, в местах благоприятных структурных позиций (изгибы разломов или трещиноватые участки)	Краевая часть синклинория	Моноклинали без четко выраженных складок	Вблизи краевых разломов	Верхнепалеозойские поднятия и зоны их переходов в прогиб	
Рудные поля в сложных разломах и системах трещин среди терригенных и вулканогенных комплексов синклинальных структур, без экранирования	VI. В системах трещин и оперяющих разломов, развитых в зоне краевого разлома	7 Оруденение приурочено к более крупным песчано-конгломератовым и эффузивным пачкам внутри песчано-сланцевых толщ. Промышленные руды локализуются по системам трещин (кальцито-анкеритовых жил). Особенно важны оперения и сопряжения разрывов, развитых в местах изгиба краевого разлома	Синклинорий	Моноклинали и крылья антиклинальных складок, нередко осложненные складками более мелких порядков	Вблизи краевых разломов; системы трещин и оперяющих разломов	Верхнепалеозойские прогибы (краевые части)	В зоне зойского ломa, об позднем
	VII. На участках совместного изгиба продольных разломов и осей антиклиналей	8. Оруденение размещается в лиственитах, эффузивах и сланцах. Промышленные руды концентрируются в плоскости рудоконтролирующего разлома или в оперяющих его трещинах	Синклинории	Крылья антиклинальных складок II	Тяготеют к крупным разрывным нарушениям, которые связаны с краевым разломом, и иногда сопровождаются	Верхнепалеозойские прогибы (краевые части)	В зо средн разлом в

Таблица 3

ЯНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

ектонических	Позиция рудных полей в верхнепалеозойских структурах		Положение месторождений в более мелких структурах	Ведущая рудная формация
разломы	складки	разломы		
В лежачем боку среднегерцинских надвигов	Верхнепалеозойские поднятия	Тяготеют к позднегерцинским широтным разломам, особенно к местам их изгиба в плане	В антиклинальных складках III порядка чаще в их осевых частях, особенно в куполовидных поднятиях, осложненных продольными и косыми разломами	Кварц флюорит-антимонитовая
		В зонах позднегерцинских разломов, нередко обновляющих среднегерцинские краевые разломы	Там же	Кварц флюорит-антимонит киноварная
		В зонах верхнепалеозойских поднятий или на границе их перехода в прогиб	В осевых частях антиклинальных складок III порядка, развитых преимущественно на крыльях антиклиналей высшего порядка и осложненных диагональными разломами	
Тяготеют к крупным зломам, развитым в евой части антикли-ли			В зоне рудоконтролирующих разломов, в местах их изгиба и сопряжения с более мелкими разрывами; часты блоки между двумя разломами	
Тяготеют к крупным дцегерцинским бросам, обновленным оздцегерцинское вре-	Верхнепалеозойские поднятия, иногда зоны их переходов в прогиб	В зонах широтных позднегерцинских взбросов, нередко повторяющих среднепалеозойские разрывы	Изгибы косых (диагональных) разломов; участки сопряжения или оперения широтного рудоконтролирующего разлома мелкими разрывами и др.	Доломит кальцит киноварная
Вблизи краевых разломов	Верхнепалеозойские поднятия и зоны их переходов в прогиб	Тяготеют к позднегерцинским широтным разломам	Вблизи рудоконтролирующих разломов, в местах сопряжения и пересечения мелкими разрывами, на трещиноватых участках	Кальцит-киноварная
Вблизи краевых разломов; системы трещин оперяющих разло-в	Верхнепалеозойские прогибы (краевые части)	В зоне среднепалеозойского краевого разлома, обновленного в позднем палеозое	Минерализованные трещины и разломы, развитые в благоприятной позиции. Реже — блоки пород между двумя и более разломами	Анкерит-кварц-кальцит-киноварная
Тяготеют к крупным рывным нарушени-которые связаны с евым разломом, и гда сопровождают-базитами	Верхнепалеозойские прогибы (краевые части)	В зоне крупного среднепалеозойского разлома, обновленного в позднем палеозое	Места изгиба, сопряжения или оперения рудоконтролирующего разлома более мелкими разрывами	Лиственито - киноварная

ГЛАВА II

РУДНЫЕ ТЕЛА

При изучении условий размещения эндогенного постмагматического оруденения и детальном прогнозировании возникает необходимость уточнения или дополнения таких понятий, как рудное поле и рудное тело.

Понятие «рудное тело», казалось бы очевидное для геолога, изучающего рудные месторождения, требует, однако, своего определения, ибо в противном случае рассуждения о размещении руд становятся довольно неопределенными.

Строгое определение постмагматического рудного тела дал А. В. Королев (1956): «Рудное тело есть обособленное среди горных пород практически непрерывное скопление руд с определенной формой, залеганием, составом и отношением к вмещающим породам, возникшее в определенных геологических и геохимических условиях».

Отдельные постмагматические рудные тела распределены в пределах рудного поля неравномерно. Вся совокупность их разбивается на несколько пространственно обособленных групп, каждая из которых представляет собою несколько сближенных тел, приуроченных к гидротермально измененным породам того или иного состава.

Материалы геологоразведочных работ на сурьмяно-ртутных месторождениях Южного Тянь-Шаня показывают, что главная масса рудных тел размещена в гидротермально измененных породах. Но объединять промышленные рудные тела и измененные породы как единые тела, очевидно, неправильно. Во-первых, общий гидротермальный метаморфизм в значительной степени предшествует оруденению, а отнюдь не является синхронным собственно рудному процессу. Во-вторых, не все массы гидротермально измененных пород непременно сопровождаются оруденением. В-третьих, большой фактический материал геосъемок и документации месторождений свидетельствует, что формирование предрудных метасоматитов контролировалось одними факторами, а промышленных рудных тел — иными или более сложными комбинациями тех же факторов.

Вместе с тем нельзя игнорировать формы, размеры, условия залегания и геологоструктурные факторы формирования рудовмещающих (геологических) тел гидротермально измененных пород. Только после выяснения этого вопроса можно уверенно подойти к выяснению и пониманию форм, размеров, условий залегания и факторов формирования самих рудных тел. Таким образом, они представляются нам как «тела в

пах», как тела подчиненные, как специфичные в качественном отношении геологические тела более низкого порядка.

Распределение ртутно-сурьмяного оруденения в пределах рудоносных тел минерализованных пород носит крайне неравномерный характер. Наряду с участками с относительно большим числом промышленных рудных тел, в пределах одного и того же рудовмещающего тела наблюдаются участки, лишенные промышленного оруденения. Локализация рудных тел в определенных местах данного участка минерализованных пород обусловлена определенными геологоструктурными факторами. Следует также подчеркнуть масштабное различие этих и иных факторов. Другими словами, рудное тело занимает в данном объеме минерализованных пород определенную геологическую позицию. Выделение таких благоприятных геологических позиций и факторов их образования имеет особенно большое практическое значение при поисках и разведке скрытых рудных тел. Но до рассмотрения тел минерализованных пород и промышленных рудных тел, охарактеризуем кратко основные типы гидротермальных изменений и минеральный состав руд.

ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Дорудная стадия гидротермального метаморфизма раннего этапа в пределах ртутно-сурьмяных рудных полей развита незначительно. Наблюдается осветление сланцев в экзоконтактовых зонах мелких интрузий. Под микроскопом в этих сланцах видны проявления интенсивной серпентинизации; в ряде шлифов отмечены биотит, турмалин. В дайках диабазового порфирита устанавливаются амфибол (по пироксену), биотит, хлорит и серицит.

Гидротермальная стадия формирования ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы представлена значительно полнее. Выявлены следующие виды околорудных изменений: окварцевание, серицитизация и аргиллизация, флюоритизация, лиственитизация, карбонатизация (доломитизация, анкеритизация, кальцитизация) и баритизация (табл. 3).

Окварцевание устанавливается в пределах ртутно-сурьмяных рудных полей с экранированием, т. е. в случаях, когда главное оруденение размещается в зоне согласного контакта карбонатных и терригенных пород. Процесс окварцевания — одна из наиболее ранних предрудных стадий гидротермального метаморфизма. Он выражен в метасоматическом замещении исходной породы агрегатом тонкозернистого кварца. В результате этого процесса известняки локально почти нацело переработаны в кремнистые породы — джаспероиды. Окварцевание сланцев привело к образованию темно-серых, почти черных роговиков, местами сохранивших полосчатую текстуру. Джаспероиды и роговики залегают в виде крупных пластообразных и линзообразных залежей, мощность которых резко увеличивается в осевых частях антиклиналей, вблизи разломов Окварцевание способствовало изменению физико-механических свойств первичных пород. Продукты массового окварцевания — джаспероиды и роговики — это хрупкие породы, при последующих подвижках превратившиеся в легко проницаемые рудовмещающие брекчии. Несколько позднее шло образование жильного кварца.

Серицитизация — процесс протекавший на многих ртутно-сурьмяных месторождениях. Проявления серицитизации наблюдаются лишь в небольших локальных зон среди алюмосиликатных пород, обычно около минерализованных разломов.

Аргиллизация — накопление глинистых минералов в горных породах тесно связана с серицитизацией, являясь результатом более

Таблица 3

Главные типы гидротермально измененных пород палеозоя ртутно-сурьмяных месторождений Южного Тянь Шаня

Группа месторождений (по положению оруденения в сводном разрезе палеозоя)	Вмещающая порода	Процесс гидротермального метаморфизма	Гидротермально измененная рудовмещающая порода
В зоне контакта известняков и сланцев	Сланцы	Серицитизация и аргиллитизация, окварцевание, анкеритизация	Преимущественно секущие зоны осветления и окварцевания, часто с анкеритовыми прожилками
	Известняки	Окварцевание, флюоритизация, кальцитизация, реже — баритизация	Преимущественно согласные роговиково-джаспероидные брекчии, иногда кальцитизированные, слабо окварцованные известняки
Среди карбонатных пород	Известняки	Окварцевание, кальцитизация, доломитизация, редко — баритизация	Секущие тела кальцитизированных и доломитизированных, иногда слабо окварцованных известняков и доломитов
	Доломиты	Кальцитизация, доломитизация, редко — окварцевание	
Среди терригенно-эффузивных пород	Конгломераты, песчаники	Окварцевание, кальцитизация, иногда анкеритизация и баритизация	Секущие кварц-кальцит-анкеритовые (с баритом) жилы
	Эффузивы Гипербазиты	Анкеритизация Лиственитизация	Кварц-кальцит-анкеритовые породы Лиственит

Таблица 5

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕИЗМЕНЕННЫХ, СЛАБО И ИНТЕНСИВНО ИЗМЕНЕННЫХ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

№ пробы	Место взятия	Наименование породы	Место проведения анализа	Аналитик	Удельный вес	Объемный вес	Пористость	SiO_2	Fe_2O	FeO	TiO_2	MnO	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Потери при прокаливании	H_2O при 105°	CO_2	SO_3	P_2O_5	BaO	CaF_2	S общ	Растворимый остаток в HCl	Fe_2O_3
623	Сай Динамитный	Неизмененные сланцы среднего карбона	Химлаборатория треста «Средазцветметразведка»	Б. Л. Маргулис	2,69	2,64	1,96	55,22	3,79	0,86	0,41	0 11	9,15	12,23	1.54	1 92	0,84	13,20	0,90	9,80	- -	0.14	—	сл	0.02	—	1.74
1079	С контакта рудного горизонта, главное поле	Слабо измененные сланцы среднего карбона	—»—	—»—	2,88	2,73	5,21	65,8	3,39	0.72	0.50	0 02	10,19	4,58	1,07	2 24	0,67	7,52	—	2,80	0,20	0,11	0,7	0,10	3,36	—	—
702	Сай Динамитный	Интенсивно измененные сланцы (C_2)	—»—	—»—	2,61	2,56	3,03	71,26	6,73	0.07	0, 10	0 007	12.02	0,11	0,90	2 17	0,08	4,44	1,12	0,09	—	0 09	0,10	—	0,038	—	6,80
1504	Сай Шаркраме, главное поле	Массивный известняк карейского горизонта (C_2)	—»—	—»—	2.71	2,66	1,84	1,88	0,60	0,43	—	0,03	0,88	54,04	0,85	—	—	42,64	0,66	42. 16	0,07	0,01	0,00	0,08	0,05	2,00	—	—
691	Штольня № 7, главное поле	Слабо измененный массивный известняк (C_2)	—»—	—»—	2,71	2,66	1,84	3,48	0,48	—	—	0.05	1,76	51,90	0,75	—	—	—	0,60	42,04	—	—	0.23	—	0,77	3,84	0,08
696	Гряда Шаркраме, южный склон	Слабо измененный тонкослоистый известняк (C_2)	—»—	—»—	2,67	2,56	4,12	83,54	0,09	1,44	—	0,08	1,18	7,63	0.05	—	—	6,40	0,00	6,38	0,13	0,01	—	0,15	0,08	83,54	—
512	Гряда Шаркраме, южный склон	Измененный тонкослоистый известняк	—»—	- »—	2,66	2,56	3,76	33,96	—	—	сл	0,1	2,53	33,59	—	—	—	—	0,30	26, 12	—	0,02	—	—	0.036	36,36	0,68
697	Шаркраме, южный склон	Интенсивно измененный тонкослоистый известняк (C_2)	—»—	—»	2,66	2,57	4,14	31,28	—	—	0,00	0,05	2,84	8,32	0,64	—	—	—	0,00	6,29	—	0,11	—	—	0,023	82,12	0,84
260	Кара-Арча	Джаспероиды	—»—	—»—	2,69	2, 10	10,8	91,16	0,49	0,44		0,08	3,74	1,82	0,35	—	—	1,80	0,00	1,65	0,11	0,05	0,13	0,51	0,07	93,75	
А—5	Сарыбель	Доломит серый ($Д_{2-3}$)	Лаборатория Южно-Киргизской геологической эспедиции	Ю. М. Новоселов	—	—	—	0,97	—	—	—	—	0,20	30 38	21,00		—	—	—					—	—	—	0,00
А—6	—»—	Доломит белый ($Д_{2-3}$)	—»—	—»—	—	—	—	2,60	—	—	—	—	0.44	30,10	20,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00
А—8	—»—	Доломит в зоне разлома ($Д_{2-3}$)	—»—	—»—	—	—		15,27	—	—		—	1,57	25,34	16,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,75
156	Чонкой	Перидотиты	—»—	—»—	—	—	—	33,53	-	5,8	0,39	0,11	5.19	33,0	3.30	0,26	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	4,08
157	—»—	Слабо карбонатизированный серпентинит	—»—	—»—	—	—	—	34,76	—	2,66	0,11	0,11	0,54	3,67	34,93	0,00	0,00	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	5,33
158	—»—	Кварц-карбонатный лиственит	—»—	»—	—	—	—	28,46	- -	3,24	0,15	0,10	0,59	2,62	28,47	0,00	0,00	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	4,95
104	Сарыташ	Диабаз неизмененный ($Д_{1-2}$)	—»—	—»—	—	—	—	44,50	-	8,13	1 76	0,14	14,40	5,58	11,56	2,70	0,54	—	0,63	—	—	—	—	—	—	—	2,73
1008	—»—	Слабо измененный диабаз ($Д_{1-2}$)	—»—	—»—	—	—	—	49,64		0,23	15,03	3,10	1,75	8,50	4,33	0,41	0,89	—	1,41		—	—	—	—	—	—	8,09
1015	—»—	Сильно измененный диабаз ($Д_{1-2}$)	—»—	—»—	—	—	-	48,30		0,82	21,26	5,97	8,97	8,36	1,23	0,00	0,00	—	2,36	—	—	—	—	—	—	—	0,00

(сланцы), карбонатных (известняки, доломиты), основных

низкотемпературного гидротермального метаморфизма. Это — процесс образования тонкочешуйчатых агрегатов гидрослюд, диккита и т. п. Внешние зоны серицитизации и аргиллизации выражаются в осветлении вмещающих пород.

Флюоритизация проявлена преимущественно на сурьмяно-ртутных месторождениях в зоне согласного контакта между сланцевыми и известняковыми горизонтами вмещающих пород. Здесь флюорит образует самостоятельные прожилки и скопления или выделяется совместно с кварцем и кальцитом.

Значение флюоритизации определяется формированием сложных по составу роговиково-кварцево-флюоритовых брекчий, благоприятных для рудолокализации. На некоторых рудных полях (Ишметау) флюорит образует крупные скопления, представляющие самостоятельный промышленный интерес.

Лиственитизация характерна для ряда ртутных рудных полей и месторождений среди терригенно-вулканогенных комплексов, прорванных ультраосновными интрузиями. Это — метасоматическое изменение ультраосновных и основных пород в результате воздействия насыщенных углекислотой гидротерм. Лиственниты образуют жилообразные и линзообразные тела вдоль контактовых зон серпентинитов, вблизи разрывных нарушений.

Карбонатизация — один из распространенных процессов на рудных полях Южной Ферганы. Им в той или иной мере затронуты все комплексы карбонатных и отчасти терригенных вмещающих пород. Кальцит обычно слагает секущие жилы и скопления неправильной формы. Метасоматический и жильный кальцит участвует в составе сложных рудовмещающих джаспероидно-карбонатных брекчий, придавая им свойства несущих пород. Вместе с тем значительная часть кальцита отлагается непосредственно в рудную стадию совместно с киноварью.

Доломитизация обычно характерна для магнезиально-карбонатных толщ. Она выражена в перекристаллизации и метасоматическом замещении первичного материала породы гидротермальным доломитом. Последний, как правило, заимствуется из окружающих доломитистых известняков. Этот процесс приводит к повышению хрупкости известняка и как следствие—к увеличению его пористости и проницаемости, что создает благоприятные условия для размещения руд в породах.

Анкеритизация фиксируется на месторождениях и рудных полях в терригенных и, особенно, эффузивных толщах. Анкерит образует самостоятельные жилы, чаще скопления в зальбандах трещин и минерализованных разломов. В ряде случаев анкерит в дальнейшем замещается кальцитом с выделением гидроокислов железа.

Баритизация на ртутно-сурьмяных и сурьмяных месторождениях проявляется в виде жил и небольших скоплений мелкокристаллического барита. Отдельные кристаллики отмечаются в пустотах, сопровождающихся друзами минералов гидротермального комплекса. С генетической точки зрения, баритизация представляет интерес как связующее звено между низкотемпературными ртутно-сурьмяными и среднетемпературными полиметаллическими месторождениями.

Для выяснения характера изменений состава вмещающих пород в процессе гидротермального метаморфизма выполнено значительное число полных химических анализов и изучены прозрачные шлифы неизмененных и гидротермально измененных рудовмещающих пород.

Исходные аналитические данные, последовательно характеризующие главные литологические типы рудовмещающих пород, — силикатных (сланцы), карбонатных (известняки, доломиты), основных и ультраосновных — приведены в табл. 4. Эти данные служат материалом для количественной оценки явлений привноса—выноса при метасоматозе.

Таблица

Пересчеты состава неизмененных, слабо и интенсивно измененных пород, выполненные по методу Т. Барта для главных литологических рудовмещающих комплексов (химический состав в весовых процентах дан в табл. 4)

№ проб	ПОРОДА	Количество ионов											
		Si	*Ti*	*Al*	Fe^{+3}	Fe^{+2}	*Mn*	*Mg*	*Ca*	*Na*	*K*	*OH*	*P*
823	Неизмененные сланцы среднего карбона	551	3	111	35	7	1	22	131	16	24	60	1
1079	Слабо измененные сланцы среднего карбона	658	4	120	—	6	1	15	49	13	28	—	1
702	Интенсивно измененные сланцы среднего карбона	618	2	118	41	1	1	11	1	2	23	61	1
1504	Массивный известняк верейского горизонта (C_3)	36	—	22	—	7	1	24	1057	—	—	94	2
691	Слабо измененный массивный известняк (C_2)	78	—	47	1	—	1	22	1206	—	—	86	—
696	Слабо измененный тонкослоистый известняк (C_2)	694	—	12	—	9	1	2	68	—	—	—	1
512	Измененный тонкослоистый известняк (C_2)	458	—	40	6	—	1	—	180	—	—	27	2
260	Джаспероиды	758	—	36	—	3	1	3	16	—	—	—	1
А-5	Доломит серый ($Д_{3-5}$)	24	—	8	—	—	—	729	759	—	—	—	—
А-6	Доломит белый ($Д_{3-5}$)	55	—	10	—	—	—	654	702	—	—	—	—
А-8	Доломит в зоне разлома ($Д_{3-5}$)	280	—	33	9	—	—	459	491	—	—	—	—
156	Перидотиты	385	3	61	31	49	1	49	412	—	4	7	—
157	Слабо карбонатизированный серпентинит	350	1	7	40	22	1	520	40	—	—	60	—
158	Кварц-карбонатный лиственитизированный серпентинит	332	1	8	17	31	1	495	32	—	—	24	—
104	Диабаз неизмененный ($Д_{1-2}$)	445	14	169	20	68	1	173	60	10	35	42	—
1008	Слабо измененный диабаз ($Д_{1-2}$)	413	94	17	51	2	22	54	76	15	4	78	—
1015	Сильно измененный диабаз ($Д_{1-2}$)	402	132	82	—	6	42	—	10	—	—	133	—

Для такой оценки было предложено несколько методов. Из них достаточно удобным оказывается метод Барта, несколько улучшенный С. Д. Четвериковым (1956). Соответствующие пересчеты указанных анализов приводятся в табл. 5, а их графическая интерпретация — на рис. 9 (каждому литологическому комплексу соответствует отдельный график). Задача этих графиков — наглядно показать явления привноса и выноса компонентов в сопоставимой форме. Методика их составления такова. Горизонтальная разделительная линия графика означает «фиксированные» определенные содержания компонентов в исходных породах, химизм которых уже охарактеризован достаточно полно в табл. 4 и 5. Величина удаления фиксированных точек компонентов от этой средней линии вниз означает степень выноса компонентов, вверх — степень привноса их. При этом слабоизмененные разности сравниваются с неизмененными, а сильно измененные — со слабоизмененными.

Приведенные материалы (табл. 4, 5 и рис. 9) позволяют сделать некоторые выводы.

Во-первых, по количественному значению явлений привноса—выноса рудовмещающие породы далеко не равноценны. Наибольшей интенсивности гидротермальный метаморфизм достигает в известняках и гиперба-

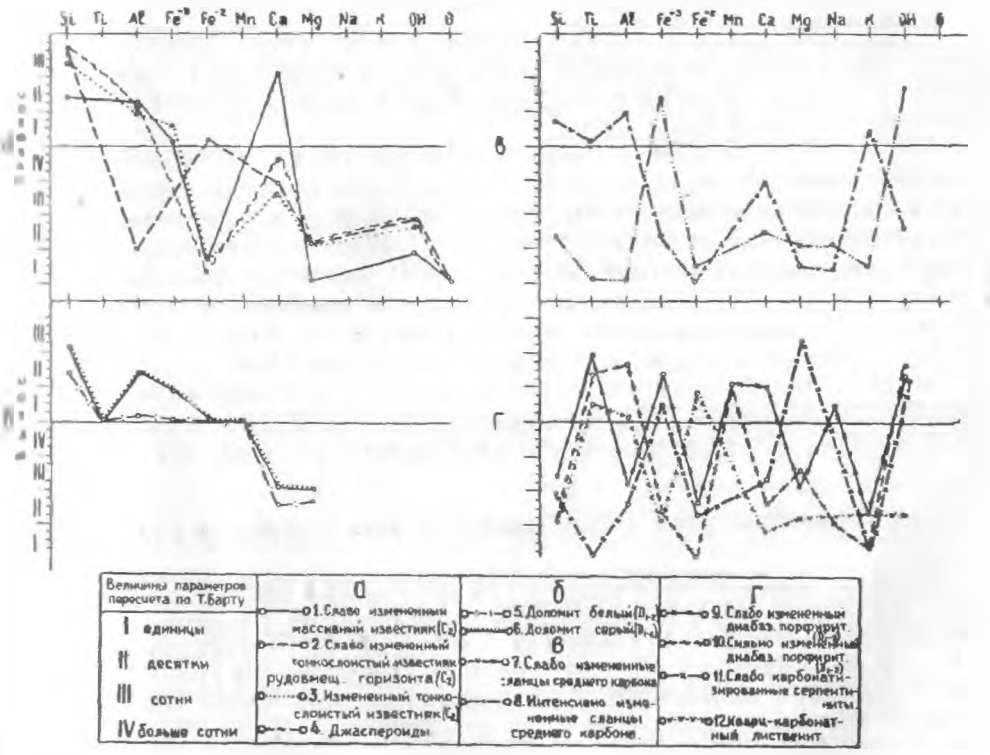


Рис. 9. График привноса и выноса компонентов ведущих типов гидротермально измененных пород.

зитах, а сланцы стоят на последнем месте, что объясняется различной химической активностью исходных пород, неодинаковой их устойчивостью в среде гидротермальных растворов (А. В. Королев, 1949, 1951).

Во-вторых, намечается ясная соподчиненность явлений привноса—выноса. В известняках максимальный привнос приходится на долю кремнезема, максимальный вынос — на известь и магнезию. Интересно, что при слабых (очевидно, начальных) изменениях некоторое количество извести все же привносится (рис. 9, а), что объясняется выносом магния и некоторой кальцитизацией магнезиального известняка. Но с усилением интенсивности процесса резко увеличивается вынос извести и магнезии при соответствующем привносе кремнезема.

Аналогичная картина намечается и для доломитов, в которых ясно выражены привнос кремнезема и вынос извести и магния (рис. 9, б). Интересно иллюстрируется характер изменения сланцев. В процессе гидротермальных изменений сланцы все более осветляются выносом активных оснований — железа, марганца, магнезии, извести. Привносятся SiO_2, K_2O, что типично для проявления в зонах осветления окварцевания, серицитизации, диккитизации и т. д.

Наконец, сложную картину представляет гидротермальный метасоматоз гипербазитов (рис. 9, г). График позволяет вывести несколько общих закономерностей изменения основных рудовмещающих пород: постоянный вынос кремнезема, постоянная гидратация, вынос глинозема в начале процесса, но привнос его по мере усиления метасоматоза и другие соотношения. Приведенные материалы в некоторой мере характеризуют специфику ведущих процессов гидротермального метаморфизма рудовмещающих пород ртутно-сурьмяных полей и месторождений региона.

Заканчивая краткую характеристику ведущих типов рудовмещающих гидротермально измененных пород, следует подчеркнуть определенную зависимость их состава от характера исходных литологических комплексов разреза (табл. 4,б).

Так, на месторождениях с экранированием, где рудовмещающие известняки перекрыты терригенной песчано-сланцевой толщей, широко развиты существенно кварцевые породы — роговики и джаспероиды. На месторождениях среди карбонатных доломитово-известняковых толщ продуктами гидротермального метаморфизма являются доломитизированные и кальцитизированные, иногда слабо окремненные известняки и доломиты. На месторождениях, приуроченных к песчаникам и конгломератам, развиты кварц-кальцит-анкеритовые жилы. Наконец, на месторождениях, где существенное развитие получили основные эффузивы и гипербазиты, продукты гидротермального метаморфизма представлены кварц-кальцит-анкеритовыми и лиственитовыми образованиями.

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд

Данные о минеральном составе руд приведены в работах А. А. Саукова (1927, 1931), Н. А. Смольянинова (1935), А. И. Сулоева и А. Л. Пономарева (1935), В. Э. Пояркова (1937), В. И. Смирнова (1947), Л. Б. Шлайн (1950), В. Т. Сургая (1956), В. П. Федорчука (1956—1964), И. В. Бурыхина (1953), О. В. Вершковской (1955), Чжун Цзя-жуна (1962), Г. А. Тереховой (1966), В. Ю Волгина, Н. Н. Королевой, З. М. Протодьяконовой и др.

Многолетними исследованиями выявлен обширный комплекс минералов (рис. 10 А; табл. 6) и установлены стадии минералообразования. В наших работах (1959—1966) уделено внимание парагенетическим взаимоотношениям ведущих рудных и сопутствующих минералов и текстурным особенностям руд.

Гипогенные минералы

Как показывают обобщения по минералогии сурьмяно-ртутных месторождений (табл. 6), в рассматриваемом районе намечается большой минеральный комплекс — более 50 рудных (представляющих 10 металлов) и около 20 сопутствующих минералов. Однако многие из перечисленных минералов (особенно рудных) —редкие и весьма редкие. Главную специфику руд определяют антимонит, киноварь, реальгар, аурипигмент, а также сопутствующие им серицит, кварц, флюорит и карбонаты.

Кварц —ведущий сопутствующий минерал рудного комплекса. На месторождениях рассматриваемого генетического типа свободный кремнезем выделяется не только в форме кварца. Здесь известны и такие низкотемпературные минеральные виды кремнезема, как халцедон и кварцин.

Флюорит. Главные массы его — так называемый ранний флюорит — откладывались почти одновременно (с некоторым запозданием) с охарактеризованным выше кварцем. Следует отметить также поздний флюорит, выделявшийся с кальцитом. Представляет интерес сравнение геохимических особенностей раннего и позднего флюорита Ишметау. Некоторые элементы-примеси отмечаются в том и другом (Zn, Ga и др.), но такие элементы-примеси, как Ag и Bi, преобладают в раннем флюорите.

Кальцит широко распространен почти на всех месторождениях региона. Представлен несколькими генерациями — дорудной, сопутствующей рудным минералам и, наконец, послерудной — которые описывались многими геологами. Интересен кальцит относительно ранней генерации, иногда сопровождаемый баритом и содержащий мелкие включения метациннабарита. Для этого кальцита, изученного на Ишметау, характерны примеси Ag, Zn, Rb, (0.00n%), Te, Zn, Ga (0,000n%). Для следующей, второй, генерации кальцита (II) характерны примеси селена.

Для главных рудных минералов намечается такая возрастная последовательность: антимонит, киноварь, реальгар и аурипигмент. Краткая характеристика их дается с учетом работ Н. А. Смольянинова (1935), В. П. Федорчука (1956—1964), Н. Н. Королевой, З. М. Протодьяконовой. В. Ю. Волгина и др.

Антимонит представлен крупнокристаллическими и тонкокристаллическими игольчатыми разновидностями. Встречаются они совместно или раздельно.

Крупнокристаллический антимонит имеет вид крупных призматических кристаллов, нередко изогнутых и разломанных на отдельные части. Эта разновидность обычно участвует в строении полосчатых или брекчиевых руд. В полосчатых рудах выделения антимонита приурочены к скоплениям кварца или кварцево-флюоритовым прожилкам. На ртутно-сурьмяных месторождениях, наряду с антимонитом, встречаются крупные скопления киновари. В брекчиевых рудах антимонит выделялся в массе кварцево-флюоритового цемента, на участках соприкосновения его с обломкамн.

Тонкокристаллическая разновидность антимонита нередко представлена игольчатыми индивидумами. Они рассеяны в цементирующей массе рудных брекчий или же образуют войлокообразные скопления, иногда—радиальнолучистые срастания.

Крупно- и мелкокристаллическая разновидности антимонита различаются и в геохимическом отношении. Общими элементами-примесями являются Jn, Se, Te, Zn, Ga, Ag, Bi. Однако наибольшие концентрации селена (до 0,05%) фиксируются лишь в первой разновидности, тог-

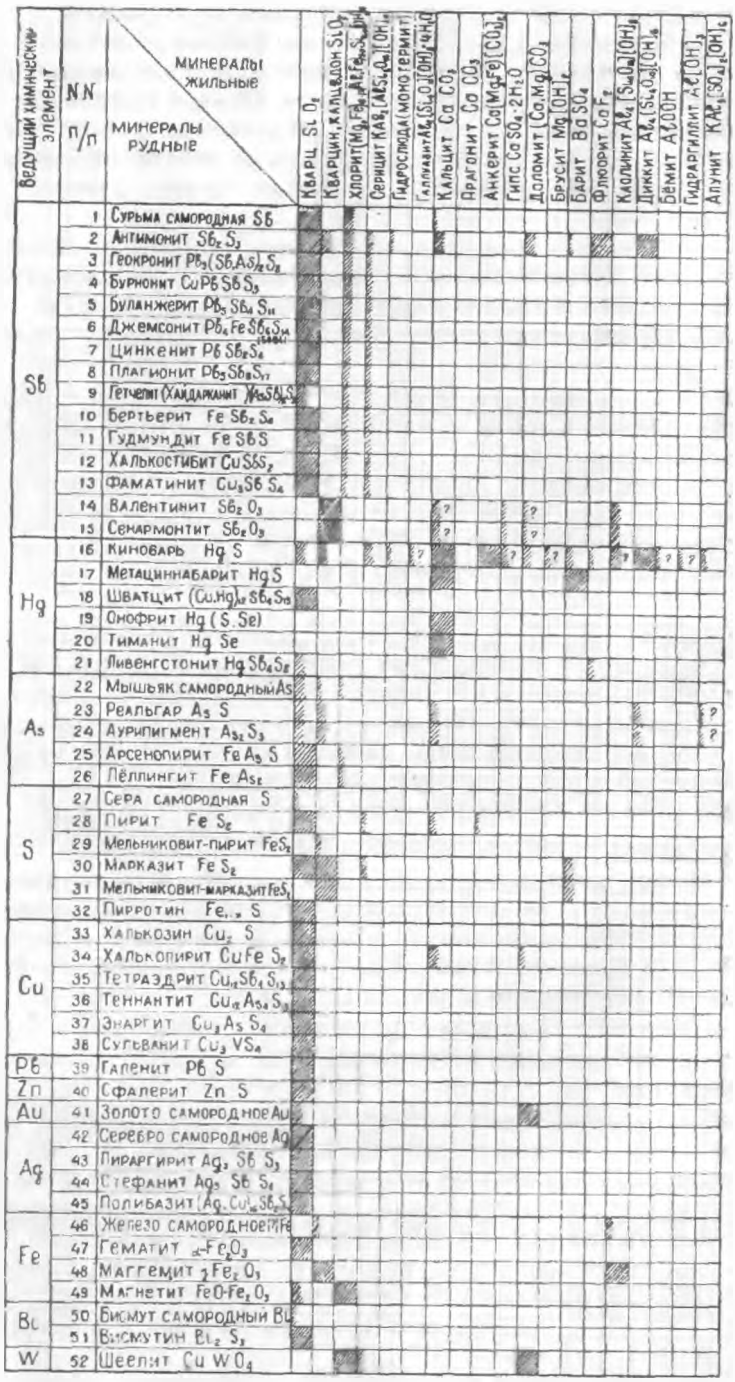


Рис 10 А. Важнейшие минеральные ассоциации ртутно-сурьмяных рудных полей Южно-Ферганского пояса (табл. 6. составленная по материалам Н. А. Смольянинова, Л. Б. Шлайн, В. Ю. Волгина, З. М. Протодьяконовой, В. П. Федорчука и др.).

да как для второй характерны примеси таллия (0,000n) и кадмия (0,00n — 0,01%).

Киноварь — самый распространенный минерал ртути на всех известных ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях Тянь-Шаня.

Цвет киновари изменяется от ярко-красного до темно-вишневого. Светло-красные тона свойственны киновари, выделившейся в массивных известняках или же в окремнелых породах. В сланцах, перекрывающих известняки рудоносного горизонта, киноварь обычно темнее. Вероятно, эта окраска зависит от состава вмещающих пород или примесей редких элементов, характер влияния которых не выяснен.

Обычно киноварь встречается в рудах в виде тонкой вкрапленности, прожилков, крупных неправильных скоплений, цемента обломков брекчий и свободных кристаллов, выросших в пустотах. Геохимическая особенность рудопроявлений рудного пояса заключается в том, что наряду с собственно киноварью отмечаются выделения селенистой киновари, или онофрита.

На большинстве месторождений пояса выделяются две генерации киновари. В той или другой наблюдается значительное число элементов-примесей, причем максимум селена и цинка относится к ранней киновари. В ней отмечаются таллий, индий, германий (0,000n%), кадмий, висмут (0,00n%), серебро (0,1—0,0n%) [Чжун Цзя-жун, 1962; Г. А. Терехова, 1966].

Реальгар и аурипигмент отмечались давно в незначительных количествах. Эти минералы образуют тонкие корочки по трещинам в сланцах и иногда дают вкрапления в зальбандах кальцитовых или кварцевых прожилков, рассекающих сланцы, реже — известняки. Известны случаи, когда аурипигментовые прожилки пересекают кальцитовые и кварцевые.

Подобно киновари, реальгар и аурипигмент отличаются значительной сложностью в отношении элементов-примесей. В них зачастую присутствуют Zn, Ag, (0,0n), Bi, Cd, Se (0,00n), Te, Ga (0,000n%), Te (следы). [Г. А. Терехова, 1964].

Супергенные минералы

Минералы сурьмы широко распространены в окисленных рудах Абшира, Акташа, Ишметау и др. Среди них установлены (Н. А. Смольянинов, 1932; В. Э. Поярков, 1936; Л. Б. Шлайн, 1950) кермезит, гидроромеит, сервантит, валентинит, стибиконит и сенармонтит. Минералы ртути встречаются значительно реже и представлены самородной ртутью и метациннабаритом.

Кермезит возникает в начальной стадии окисления антимонита и встречается в виде отдельных корочек и порошковатых красных налетов в трещинах или на поверхности антимонитовых руд; иногда он в виде узких каемок оконтуривает кристаллы антимонита.

Гидроромеит впервые в районе установлен Л. Б. Шлайн (1950). Представлен белым плотным, реже — рыхлым землистым агрегатом, образующим псевдоморфозы по антимониту.

Сервантит встречается в виде белых или желтоватых игольчатых кристаллов, образующих радиальнолучистые скопления на поверхности антимонита.

Стибиконит и сенармонтит тесно связаны с предыдущими, но распространение их более ограничено.

Самородная сера ассоциирует с окислами сурьмы и самородной ртутью. Наблюдается в виде порошковатых налетов на поверхно-

сти породы или на стенках полостей. Редко в пустотах породы можно встретить серу в виде шариков диаметром 1—1,5 *мм*.

Самородная ртуть изредка попадается в виде капелек в пустотах рудовмещающих пород. Почти во всех случаях стенки пустот выстланы кристаллами серы, среди которых видны остатки киновари.

Метациннабарит образует черные тонкозернистые корочки и прожилки на кристаллической киновари. Распространение его очень незначительное.

Порошковатая киноварь широко распространена в виде землистых масс яркого кирпично-красного цвета. Она преимущественно отлагается вдоль крупных трещин. Под бинокуляром порошковатая киноварь похожа на обычную кристаллическую, только очень пористую. А. А. Сауков (1946) доказал, что при наличии озона и перекиси водорода киноварь теряет устойчивость в зоне окисления. Она способна растворяться и в форме сульфата ртути мигрировать на значительные расстояния. В этом случае могут возникать вторичные минералы ртути — самородная ртуть и метациннабарит. Порошковатая киноварь является минералом, переотложенным, по-видимому, тем же способом. Присутствие ее в трещинах с притертыми поверхностями свидетельствует о том, что в ряде случаев она представляет продукт механического дробления и истирания гипогенной киновари при послерудных движениях.

Из других гипергенных минералов известны каломель, эгнестонит и мезезит. Кроме того, на ртутно-сурьмяных месторождениях встречены следующие гипергенные минералы: куприт, ковеллин, малахит, хризоколла, азурит, скородит, конихальцит, сливонит, гетит, гидрогетит.

Текстуры руд

При рассмотрении текстурно-структурных особенностей ртутных, ртутно-сурьмяных и сурьмяных руд в различных типах рудных полей и месторождений выявляются сложность и разнообразие процесса гипогенного минералообразования и различные способы отложения минерального вещества (метасоматическое замещение, заполнение пустот, перекристаллизация и т. д.). Выделяются следующие генетические типы текстур руд (А. Г. Бетехтин и др., 1958—1964): а) замещение, б) заполнение пустот из истинных, или коллоидных, растворов, в) смешанные и г) вторичные текстуры выветривания (выщелачивания). По сочетанию минеральных агрегатов в каждой из этих групп выделяется несколько разновидностей текстур.

Текстуры с преобладанием процессов замещения: вкрапленная, пятнистая, петельчатая, слоистая, гнездовая, брекчиевидная, массивная и реакционно-каемочная. Образование их в условиях рудных полей Южной Ферганы характерно для ранних стадий гипогенного минералообразования (предрудной и первой рудной), когда процессы метасоматоза играли решающую роль. В эти стадии произошло выделение значительных масс кварца, карбоната (доломит, анкерит), флюорита, антимонита. Мало распространенные минералы (пирит, халькопирит, серицит, блеклые руды, метациннабарит и др.) не оказали сколько-нибудь заметного влияния на формирование рассматриваемых текстур.

Вкрапленная текстура характерна для монометальных ртутных руд в измененных (кальцитизированных, доломитизированных или слабо окремненных) известняках, а также в джаспероидах и известняково-кальцитовых брекчиях. Неправильные вкрапленники киновари размером от сотых и десятых долей до 1 *см* выделяются в промежутках кальцитовых кристаллов или среди кварцевых кристаллов и интенсивно разъедают их.

Пятнистая текстура отличается постепенным переходом рудных пятен киновари через вкрапленность на безрудные участки породы. Встречается сравнительно редко в кварц-известняковых, кальцит-известняковых и флюорит-кальцитовых брекчиях, чаще всего в сочетании с брекчиевыми и вкрапленными текстурами.

Петельчатая текстура—результат неполного замещения киноварью известняка или кальцита—1. В таком случае замещение распространяется вдоль сетки пересекающихся между собой криволинейных трещин. Эта текстура широко распространена в микроскопическом выражении и обнаружена почти во всех рудоносных породах.

Массивная текстура характеризуется сплошным распространением минеральных агрегатов киновари или антимонита без пустот и прожилков. Среди ртутных и сурьмяно-ртутных руд она мало распространена.

Слоистая текстура встречается редко. Ей свойственно чередование прослойков антимонита или киновари в слабо окварцованных тонкослоистых известняках. Образуется она обычно в местах расслоения этих пород.

Гнездовая текстура представляет собой отдельные включения киновари или антимонита в виде гнезд различной величины (от 1 до 5—6 *мм*) в кварце, кальците, флюорите или же кальцитизированном и доломитизированном известняке. Она характерна также для флюоритовых скоплений в окварцованном известняке или кальците.

Брекчиевидная текстура отличается тем, что обломки в цементирующем материале имеют округлую форму, возникшую в результате замещения их краев. Эта текстура характерна как для киноварных, так и для антимонитовых руд, которые чаще всего замещают кварц.

Реакционно-каемочная текстура пользуется сравнительно небольшим распространением, главным образом среди монометальных ртутных руд. Чаще всего она представлена тонкими «каемками» киновари с неровными коррозионными краями разъедания по зальбандам прожилков или же вдоль контактов обломков джаспероида с цементирующим его кальцитом.

Текстуры заполнения пустот из истинных растворов. Образование этой группы текстур связано преимущественно с рудными стадиями гипогенного минералообразования. Преобладающими формами выделения минеральных агрегатов были мелко- и крупнозернистые массы (цемент брекчий), прожилки, вкрапленность, пленки, налеты.

Главными минеральными компонентами, принимающими участие в строении текстур рассматриваемой группы, являются кварц, флюорит, кальцит, киноварь, антимонит, иногда реальгар и аурипигмент.

Здесь наблюдаются следующие текстуры: прожилковая (пересечения), брекчиевая, полосчатая.

Прожилковая текстура отличается присутствием раннего минерала в виде вмещающей среды и более позднего — в виде прожилков, пересекающих ранний минерал. Кварц I и II, флюорит, кальцит или же окварцованные, доломитизированные или кальцитизированные известняки часто секутся тончайшими прожилками киновари, которая выделялась позднее перечисленных минералов. Прожилковые текстуры создаются и другими соотношениями рудных и нерудных минералов.

Полосчатая текстура — результат выполнения киноварью или антимонитом серии параллельных трещин в измененных известняках, сланцах, а также в джаспероидных или роговиковых брекчиях. Иногда аурипигмент совместно с реальгаром образует во вмещающих породах (сланцах) серии параллельных прожилков, создавая тем самым полосчатую текстуру.

Брекчиевая текстура встречается очень часто и характерна для всех

разновидностей ртутных и сурьмяных руд. Обломки, как правило, выведены из первоначальной ориентировки и имеют неправильные угловатые формы. Киноварь и антимонит в этих текстурах могут выступать в роли как обломков, сцементированных поздними кальцитом, флюоритом или кварцем, так и цементирующего материала между обломками вмещающих пород.

Метаколлоидные текстуры могут возникать как при замещении, так и при заполнении пустот. На ртутно-сурьмяных месторождениях Южной Ферганы встречаются метаколлоидные текстуры, образовавшиеся главным образом в результате заполнения пустот: гребенчатая, кокардовая, друзовая, крустификационная, конкреционная.

Гребенчатая текстура характеризуется тем, что прожилки, пересекающие породу, сложены агрегатами измененных кристаллов кварца («гребенчатый» кварц II). Рост кристаллов кварца происходил почти перпендикулярно стенкам прожилка. Чаще всего эта текстура развита в комбинации с вкрапленной, прожилковой, брекчиевой и др.

Кокардовая текстура образуется в результате обрастания обломков боковых пород шестоватыми кристаллами кварца или флюорита.

Крустификационная текстура, в отличие от кокардовой, где имеет место послойное отложение минеральных веществ вокруг обломков, образуется при выполнении различной формы трещинных пустот. Нередко эта текстура имеет много общего с брекчиевыми.

Конкреционная текстура встречается очень редко. Представлена мелкими конкрециями гребенчатого кварца с отдельными вкраплениями киновари.

Сложные текстуры образуются главным образом в результате наложения текстур, формирующихся в более поздние стадии гипогенного минералообразования (заполнения), на ранние. Смешанные текстуры выделяются в основном по преобладанию в них каких-либо двух или же нескольких текстур безрудной (рудовмещающей) и рудной минеральной массы. На ртутно-сурьмяных рудных полях выделяются следующие смешанные текстуры: прожилково-вкрапленная, прожилково-гнездовая, прожилково-пятнистая, прожилково-петельчатая, кокардово-вкрапленная, полосчато-вкрапленная, брекчиевидно-прожилковая, брекчиевидно-вкрапленная, массивно-брекчиевидная, пятнисто-брекчиевидная.

Сложные текстуры очень широко распространены среди комплексных сурьмяно-ртутных и сурьмяно-ртутно-флюоритовых руд, особенно на месторождениях, где главное оруденение локализовано в зоне контакта известняков и сланцев.

Текстуры выщелачивания не отражают генетических особенностей гипогенного минералообразования. Они характеризуются наличием в рудах пустот, образовавшихся в результате гипергенного выщелачивания кристаллов кальцита, флюорита и других более или менее легкорастворимых минеральных агрегатов в среде рудоносных известняково-кремнистых брекчий. Среди них встречаются следующие разновидности: кавернозная, губчатая, щелевидная, кавернозно-губчатая, ячеистая и др.

Отмеченные текстуры выщелачивания известны в Акташе, Абшире, Ишметау и Чаувае.

После краткой характеристики минерального и вещественного состава и текстурных особенностей руд рассмотрим геологоструктурные особенности и систематику тел минерализованных пород и собственно рудных тел.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА РУДОНОСНЫХ ТЕЛ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОРОД

Между рудовмещающими телами минерализованных пород и рудными телами существуют определенные связи и соотношения. Выявление таких соотношений может дать надежный ориентир для поисков. В основу изучения рудоносных тел положена систематика, принцип которой базируется на положении о том, что определенным по масштабности рудным объектам соответствуют определенные факторы их формирования.

Соответственно этому были приняты общие понятия рудного тела и рудного поля, предложенные А. В. Королевым (1954) и дополненные нами определением рудоносного тела минерализованных пород.

В наших случаях рудные тела представлены крупными зонами разломов или крупными антиклиналями, осложненными разрывными нарушениями, в связи с которыми развивается гидротермальный метаморфизм, жило- и рудообразование. Здесь различаются рудоносные минерализованные тела — благоприятные горизонты измененных вмещающих пород, в частности контактовые зоны сланцев с известняками, участки вблизи рудоконтролирующих разломов и т. д. Промышленные рудные тела здесь обычно подчинены мелким тектоническим структурам в хрупкой измененной породе.

Из этих характеристик видно, что факторы формирования перечисленных единиц, хотя и различны, но связаны друг с другом в порядке соподчинения.

Вот почему в систематике рудоносных тел минерализованных пород должны быть отражены их связи с промышленными рудными телами. Под типом рудоносных тел минерализованных пород понимаются геологические тела, имеющие сходный минеральный состав и формы в определенной геологоструктурной позиции. Соответственно этому для выделения типов рудоносных тел минерализованных пород взяты следующие признаки:

1) геологоструктурная позиция — отношение тел к элементам складок и разрывным нарушениям;

2) состав и характер вмещающих пород — эффузивы, сланцы, известняки массивные или слоистые, контактные зоны пород, различных по составу или слоистости;

3) форма и состав тел.

По отношению к вмещающим породам выделяются три группы: согласные, секущие и сложные (сочетание согласных с секущими). По ведущей геологоструктурной позиции, во многом определяющей состав и морфологию, выделены шесть типов рудоносных тел минерализованных пород (Н. А. Никифоров, 1956). Более распространенными морфологическими типами являются пласто-линзообразные, грибообразные, штокообразные (изометрические) и жилоподобные тела. Менее распространены тела столбообразной формы (рис. 10).

Пласто- и линзообразные, нередко седловидные или грибообразные тела роговиково-джаспероидного состава, развитые в осевых частях складок, осложненных разломами

Данный тип рудоносных тел является ведущим для ртутно-сурьмяных месторождений с экранированием. Рудоносные тела залегают согласно на контакте сланцев с подстилающими известняками. Вещественный состав рудовмещающих тел этого типа определяется прежде всего составом исходных пород. В рудовмещающих телах, образовавшихся по слоистым известнякам, преобладают джаспероиды и окварцованные известняки; в сланцах образуются роговики. Эти минерализованные по-

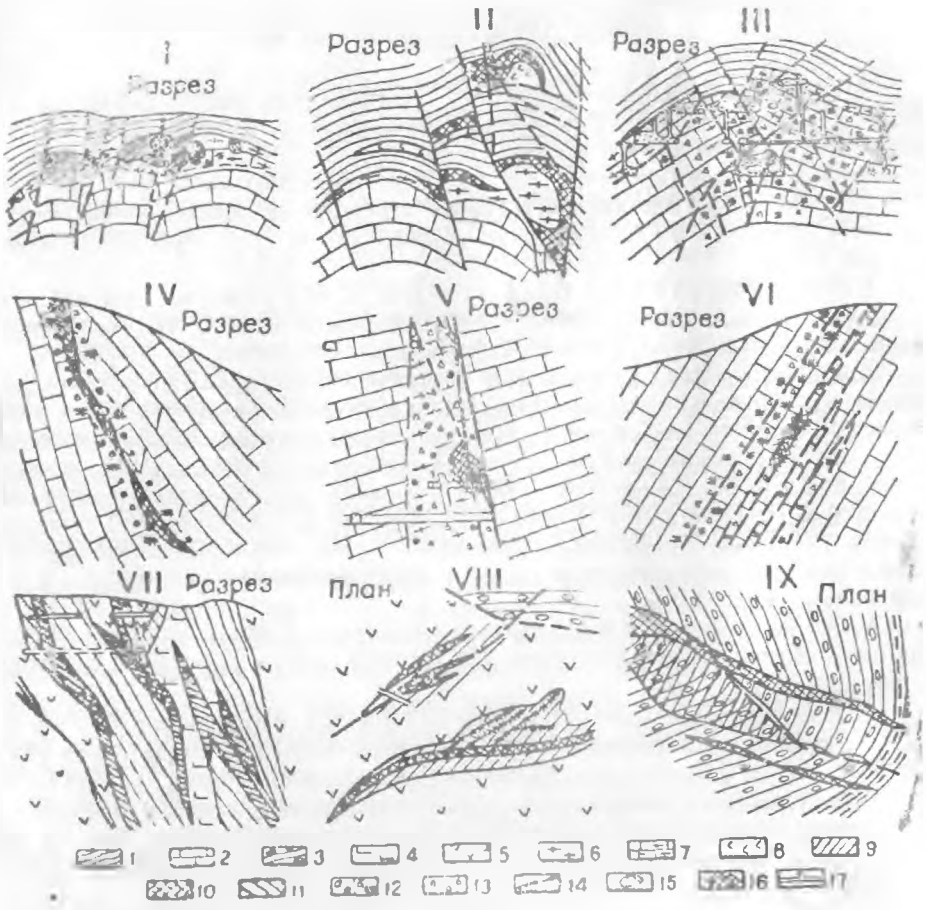


Рис. 10. Ведущие геологические типы минерализованных пород.

I, II, III — тела минерализованных пород месторождения в зоне контакта известняков со сланцами (I группа); IV, V, VI—минерализованные тела месторождений внутри карбонатных толщ (II группа); VII, VIII, IX — тела минерализованных пород месторождений, приуроченных к сложным разломам и системам трещин среди вулканогенных и терригенных толщ (III группа рудных полей).

1 — сланцы *2* — известняки и доломиты, *3* — конгломераты; *4* — серпентиниты; *5* — эффузивы основного состава; *6* — джаспероиды; *7* — окремнение в известняках; *8* — роговики; *9* — анкеритизация; *10* — кварц-кальцит—анкеритовые жилы; *11* — лиственитты; *12* *а* — кальцитизация, *б* — доломитизация, *13* — дробление пород; *14* — разрывные нарушения; *15* — контуры добытых руд, *16* — ртутное оруденение, промышленное; *17* — горные выработки.

роды нередко брекчированы и сцементированы жильными минералами —кварцем, флюоритом, кальцитом.

Благоприятным фактором локализации тел рассматриваемого типа является наличие контакта пород с различными физико-механическими свойствами (сланцы и известняки), способствующего образованию ослабленных зон. Особо следует подчеркнуть присутствие между сланцами и массивными известняками пачки тонкослоистых известняков, подвергающихся расслоению при тектонических деформациях. Первостепенное значение при образовании тел этого типа имеет фактор экранирования, обусловленный перекрывающими песчано-глинистыми сланцами.

Среди геологоструктурных факторов важнейшее значение имеет изгиб контакта, осложненный разломом. В таком случае возможны дроб-

ления и повторные расслоения известняков контактной зоны. Особенно важен антиклинальный изгиб, создающий благоприятную форму экранирующей поверхности.

В качестве примера на рис. 10 (I) показан разрез через пластообразную залежь (мощность до 40 *м*) ртутно-сурьмяного месторождения. Морфология рудовмещающего тела здесь определяется морфологией пласта слоистых известняков. Процессы гидротермального метаморфизма захватывают покрывающие сланцы и подстилающие массивные известняки лишь незначительно.

Несколько иной характер имеют залежи роговиково-джаспероидных пород месторождения «Сурьмяный гребень» (рис. 10, II). Здесь тела седловидной, реже — грибообразной формы с максимальной мощностью локализованы в сводовой части антиклинали. С удалением от осевой части мощность заметно уменьшается. Некоторое увеличение ее можно видеть вблизи разломов и в осевых частях мелких антиклинальных складок. В синклинальных складках рудовмещающая залежь нередко выклинивается. Гидротермальной переработке подверглись как известняки, так и покрывающие сланцы. Меньшие тела возникают на крыльях складок в местах их выполаживания. Особо следует отметить отдельные линзообразные роговиково-джаспероидные тела в сланцах, также приуроченные к осевым частям антиклинальных складок, осложненных разломами. Наиболее распространены они в пределах рудных участков со сложной тектонической структурой.

Линзовидные тела кальцитизированных и доломитизированных карбонатных пород, связанных с межпластовыми согласными трещинами и отслоениями

Данный тип наиболее развит на рудных полях с оруденением внутри доломитово-известняковых толщ без признаков экранирования. Необходимое условие для его образования — наличие среди однородных толщ известняков прослоев пород, отличающихся литологическими свойствами или характером слоистости от окружающего фона, что обусловливает их избирательное дробление или расслоение, возникновение согласных межпластовых разрывов и т. п. В такой геологической позиции находится большинство рудовмещающих тел, представляющих собой дробленые вдоль плоскости согласного разлома известняки или доломиты с кварц-карбонатными прожилками (рис. 10, VI). Среди слоистых известняков, известны тела дробленых доломитизированных и кальцитизированных массивных известняков. Слабое экранирующее воздействие на процесс минерализации иногда оказывают нераздробленные покрывающие слоистые известняки. Эта разновидность рудовмещающих тел представлена пластообразными залежами сравнительно небольшой мощности и значительной протяженности по простиранию и падению.

Столбообразные жило-или линзообразные тела кальцитизированных и доломитизированных карбонатных (реже эффузивных) пород в зонах дробления вдоль секущих разрывных нарушений

Зоны дробления и минерализации вдоль секущих разломов являются ведущими для формирования рудоносных тел минерализованных пород в тех доломитово-известняковых толщах, которые не дают эффекта экранирования. Дробление боковых пород особенно интенсивно в местах изменения элементов залегания разломов. Морфология тел рудоносных минерализованных пород сравнительно проста. Это главным

образом столбообразные, жило- или линзообразные тела. Они изменяются по простиранию от весьма крупных, в несколько сотен, до первых десятков метров (рис. 10, IV).

Вещественный состав тел сравнительно прост: они представляют собой дробленые или брекчированные доломиты и известняки, жильные минералы — кальцит и доломит, редко — кварц. К этой группе следует отнести минерализованные тела и зоны дробления пород между сближенными разломами. Главная особенность этих тел заключается в том, что дробление пород и обусловливает несколькими плоскостями, входящими зачастую в систему одного сложного разлома (рис. 10, V). Это главным образом мелкие и средние тела. По вещественному составу они аналогичны указанным выше.

Жило- и линзообразные тела лиственитов, тяготеющие к разрывным нарушениям и зонам трещиноватости, пересекающим пласты разнородных пород

Лиственитовые рудоносные тела в Южном Тянь-Шане широко развиты на месторождении Чонкой и других, сходных с ним по типу. Морфология, размещение и вещественный состав их описаны М. Г. Жариковым (1963). Лиственитами представляют собой кварц-карбонатную породу, в которой, помимо кварца и карбоната, присутствуют хромшпинелиды, тальк, магнетит, пирит, миллерит, серпентинит. Размещаются они в вулканогенно-осадочной толще среднего палеозоя в зоне крупного субширотного разлома, характеризующегося сложным строением (рис. 10 VII). Измененные породы образуют линейно вытянутые зоны, развитие которых подчинено изгибам поверхностей разрывных нарушений и контактов серпентинитовых тел с вмещающими их эффузивно-сланцевыми толщами. Лиственитами образуются не повсеместно, а, как правило, на участках максимального дробления и деформаций пород. Наибольшая мощность лиственитовых тел отмечается в местах резких флексурообразных изгибов зон разломов в плане и по падению.

Жилообразные кварц-кальцит-анкеритовые и минерализованные зоны в эффузивах и конгломератах

Кварц-кальцит-анкеритовые жилы развиты обычно в девонских эффузивах и толщах верхнепалеозойских конгломератов. Конгломераты представлены хорошо окатанными обломками диабазовых порфиритов, сланцев, песчаников и известняков. Вследствие высокой плотности глинисто-карбонатного цемента конгломератов при разрывах они ведут себя как литологически однородная хрупкая среда. Жильные минералы заполняют в основном трещины скола, которые оперяют основную разрывную рудоконтролирующую структуру района (рис. 10, VIII, IX). По вещественному составу выделяются кальцит-анкеритовые и кварц-кальцит-анкеритовые жилы заполнения трещин, участки окремнения и анкеритизации дробленых эффузивов и конгломератов. Формирование жил обычно обусловливается монолитностью боковых пород и неровной поверхностью трещин. В случае наличия пород, легко подвергающихся дроблению, жилы могут не образовываться ввиду рассеяния гидротермальных растворов и образования зон изменения в больших массах вмещающих пород.

Изометрические тела кальцитизированных, доломитизированных, реже — окварцованных пород

По взаимоотношению с вмещающими породами тела этого типа входят в группу сложных. Они широко распространены в пределах руд-

ных полей с экранированием и характерны для участков с антиклинальной структурой, где локализуются главным образом в ядерных частях антиклиналей (рис. 10, III). Вмещающие породы, чаще известняки или доломиты, подвергаются интенсивному дроблению между разломами, особенно в местах их пересечения и сопряжения. Высокая химическая активность известняков способствует метасоматическому замещению и отложению жильных минералов (обычно кварца и кальцита). Наиболее крупные тела приурочены к сильно сжатым антиклиналям. На крыльях складок локализуются мелкие тела, причем образование их связано с пересечением значительного числа разломов и трещин.

Материалы детальных геологических зарисовок ряда ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы показывают (рис. 10), как на фоне тел минерализованных пород развиваются отдельные промышленные рудные тела. Значение этих зарисовок заключается, прежде всего, в следующем: они свидетельствуют о том, что, несмотря на связь рудных тел с минерализованными телами, у тех и других отмечаются свои геологоструктурные факторы локализации, масштабы проявления этих факторов и морфологические особенности.

Судя по материалам геологоразведочных работ, тела минерализованных пород охватывают сочетания нескольких сходных по геологоструктурной позиции рудных тел различной формы, связанных друг с другом сплошной массой гидротермально измененных пород. Содержание полезных компонентов (ртуть, сурьма) в рудоносных телах минерализованных пород обычно в десятки раз превышает «фоновое», свойственное неизмененным боковым породам, и иногда приближается к бортовому.

Основному понятию геологического тела соответствуют именно комплексы минерализованных пород (рудоносные), тогда как промышленные рудные тела являются выражением неравномерной концентрации рудного вещества внутри общего контура минерализованного участка. Иными словами, рудные тела указывают на определенную неоднородность внутреннего строения рудоносных тел и не всегда четко обособляются на фоне более крупного единого тела минерализованных пород. Контуры промышленных рудных тел внутри общего контура рудоносных тел нередко условны и отражают их кондиции. Как правило, чем выше кондиционные требования к рудам, тем меньше размеры рудных тел, и наоборот, в случае предельно низких кондиций понятия рудного тела и тела минерализованных пород сильно сближаются.

Выделение минерализованных пород, изучение их морфологии и закономерностей размещения отвечает интересам практики геологоразведочных работ. На этапе предварительной разведки обычно ведется прослеживание и оконтуривание не отдельных рудных тел, а масс рудовмещающих пород—джаспероидов, роговиков, лиственитов и т. п., т. е. рудоносных тел минерализованных пород. Намеченный подход может иметь и определенное теоретическое значение, особенно для понимания причин высоких концентраций металлов и условии их размещения.

Таким образом, выделение геологических типов тел минерализованных пород и связей с ними промышленных рудных тел способствует пониманию рудного процесса, создает предпосылки для детальных прогнозов в масштабе рудного поля, повышает достоверность разведки месторождений с весьма сложным размещением оруденения, что особенно важно на этапе их предварительной разведки.

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНАЯ СИСТЕМАТИКА РУДНЫХ ТЕЛ

Изучение и типизация постмагматических рудных тел — одно из наиболее важных звеньев в выявлении общих закономерностей размеще-

ния оруденения. Существует несколько классификаций постмагматических рудных тел: А. В. Королева (1936, 1948, 1954), В. И. Смирнова (1947 — 1954), Ф. И. Вольфсона (1953), В. М. Крейтера (1956), А. С. Великого (1961) и др., в зарубежной литературе — сводка Мак-Кинстри (1955) и др. В основу их положены генетические особенности рудоконтролирующих тектонических структур.

В предлагаемой группировке рудных тел наиболее полно учтены принципы, разработанные А. В. Королевым (1936, 1948—1956) и развитые им совместно с П. А. Шехтманом (1956—1965). Эти исследователи к единому морфогенетическому типу относят рудные тела, свойственные определенным условиям геологической среды, конкретнее — определенным особенностям литологии и деформации вмещающих пород в период рудообразования. Иными словами, представители определенного типа рудных тел обнаруживают общность геологоструктурных условий рудоотложения, характерные формы залегания и распространения руд в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Мы использовали также принципы классификации и материалы, изложенные в работах В. И. Смирнова по геологии ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии (1945—1947). В дальнейшем они были учтены в свете новых данных при изучении закономерностей размещения ртутно-сурьмяного оруденения рудных полей Южно-Ферганского пояса.

Ведущими факторами, контролирующими размещение рудных тел, являются различные типы деформаций горных пород, создающих благоприятные для рудоотложения условия. Большое значение при этом имеют литологические факторы, которые также учтены при группировке рудных тел (Н. Л. Никифоров, 1959—1962).

По вещественному составу среди рудных тел района выделяются: ртутные, ртутно-сурьмяные, комплексные ртутно-сурьмяные с флюоритом и ртутно-сурьмяные с мышьяком (реальгаром). Комплексные руды с промышленными концентрациями сурьмы, флюорита или мышьяка встречаются обычно на рудных полях с экранированием.

Форма рудных тел и факторы их локализации

Форма ртутных и ртутно-сурьмяных рудных тел очень сложная. Как правило, она определяется по данным опробования разведочных и эксплуатационных горных выработок.

Форма рудных тел зависит от сочетания структурных и стратиграфо-литологических факторов. Многообразие факторов и их сочетаний обусловливает разнообразие и сложность морфологических черт рудных тел. В пределах изученных рудных полей Южной Ферганы выделяются 6 основных морфологических групп: 1) линзовидные, 2) столбообразные, 3) жилообразные, 4) гнездообразные, 5) грибообразные, 6) штокверки.

К линзовидным относятся в основном согласные тела, приуроченные к контакту пород различного литологического состава, а также к благоприятным литологическим горизонтам. Форма рудных тел определяется главным образом формой рудоконтролирующей поверхности. В зависимости от изгиба рудоконтролирующей поверхности могут быть выделены куполовидные, седловидные залежи и т. д. Линзовидные рудные тела широко распространены преимущественно в пределах рудных полей с экранированием.

Столбообразные, обычно вытянутые в глубину рудные тела локализованы в плоскости крутопадающих разломов. Рудные тела этой группы не получили значительного распространения на ртутно-сурьмяных рудных полях Южной Ферганы. Встречаются они главным образом в зонах дробления вдоль секущих трещин среди однородных пород.

Жилообразные — это крутопадающие секущие тела, у которых длина по простиранию и падению в десятки или несколько раз превышает их мощность. Они приурочены как к серии трещин, так и к одиночным секущим трещинам. Локализация оруденения обусловливается простым приоткрыванием трещин разрыва или приоткрыванием вдоль отдельных граней трещин скалывания, связанным с перемещением и дроблением пород по ним. Жило-линзообразные тела наблюдаются во всех типах рудных полей, однако преобладают на рудных полях, где экранирование не проявлено или выражено слабо (оруденение локализовано внутри карбонатных, эффузивных толщ или в конгломератах). Удельный вес их в общем балансе незначительный.

Гнездообразные рудные тела — изометрической или приближающейся к ней формы — обычно обнаруживают равномерное распределение оруденения. Это довольно распространенный на всех рудных полях морфологический тип. Они встречаются как на контакте различных по литологическому составу пород, так и внутри однородных литологических разностей.

Грибообразные тела обусловлены сочетанием тел жилообразной или столбообразной формы с линзообразной. В нижней части они представляют собой секущее тело. В верхней части при встрече с рудоконтролирующей поверхностью мощность тела резко увеличивается, и оно приобретает характер пластообразного или линзообразного. Этот морфологический тип широко распространен в пределах рудных полей с экранированием. Положение тел в разрезе определяется наличием контакта различных по литологическому составу пород (главным образом сланцев с подстилающими известняками).

Форма штокверкообразных тел приближается к изометричной. Образование их связано с различными, чаще всего сложными сочетаниями трещин. Они характеризуются крайне неравномерным распределением оруденения. Наряду с гнёздами богатых и штуфных руд встречаются участки с убогим оруденением.

По отношению к сланцеватости или слоистости вмещающих пород намечаются три большие группы рудных тел: 1) согласные, 2) секущие, 3) сложные. В каждой из этих групп выделяются структурные факторы, определяющие размещение руд. Остановимся на характеристике этих факторов.

Геологоструктурные факторы размещения рудных тел

Вышеперечисленные типы рудных тел выделены с учетом только их формы. Выделение геологоструктурных типов производится на основе совокупности признаков: положения в разрезе, взаимоотношений с вмещающими породами, формы и, в первую очередь, по ведущим геологоструктурным факторам их размещения, которые, как правило, определяют и форму рудных тел.

Благоприятны для рудоотложения зоны с повышенной проницаемостью пород, которая в большинстве случаев является результатом

тектонических деформаций и обусловливается их физико-механическими свойствами. При формировании рудных тел химическая активность вмещающих пород имеет меньшее значение, чем при формировании тел минерализованных пород.

В группу литологических факторов размещения рудных тел входят: 1) контактовые поверхности пород, различающиеся по физико-механическим свойствам; 2) переслаивание пород, различающихся по физико-механическим свойствам, например относительно хрупких массивных известняков или джаспероидов среди слоистых или наоборот; 3) наличие слабопроницаемых (различие эффективной пористости) покрывающих пород.

К контакту пород с различными физико-механическими свойствами приурочены ослабленные зоны, наиболее четко выраженные на участках несогласного стратиграфического залегания. Особенно благоприятно сочетание пород, когда в лежачем боку контакта находятся хрупкие породы, а в висячем — слабопроницаемые. Осложнение контактов складчатыми или разрывными нарушениями приводит к дроблению хрупких пород. В наибольшей степени хрупкими свойствами обладают породы, являющиеся продуктами гидротермальной переработки: джаспероиды, роговики, лиственниты. Достаточно хрупкими свойствами обладают также массивные известняки и доломиты.

Структурные факторы делятся на две группы, связанные а) со складчатыми деформациями и б) с разрывными нарушениями.

К первой группе относятся:

1) изгиб контакта различных по литологическому составу пород, создающий благоприятную форму экрана. Как показывают многочисленные наблюдения, наиболее благоприятен антиклинальный изгиб;

2) дробление и расслоение на контакте, в осевых частях и на крыльях складок среди разнослоистых или разнородных пород;

3) избирательное дробление, связанное с изгибом пластов. Дроблению подвергаются, как правило, прослои более хрупких пород (массивные известняки, джаспероиды и др.).

Первые два фактора особенно широко проявлены на рудных полях с экранированием.

Вторая группа факторов более разнообразна. Ведущее значение их устанавливается практически во всех изученных нами рудных телах. Намечаются следующие их разновидности:

1) разломы и трещины, пересекающие пласты однородных или разнородных пород. В этой геологической позиции устанавливается несколько важных сочетаний рудолокализующих структурных элементов, определяющих морфологию рудного тела: а) искривление трещин или тектонической контактовой поверхности; б) сопряжение и пересечение трещин; в) дробление между параллельно сближенными трещинами; г) сочленение секущих крутопадающих трещин с пологими экранирующими; д) дробление при пересечении разломом контакта пород с различными свойствами; е) примыкание благоприятного (обычно хрупкого) пласта к разлому или его блок между разломами; ж) повторное приоткрывание трещин и зальбанд рудовмещающих жил (главным образом кварц-кальцит-анкеритовых);

2) сложные сочетания пересекающихся и сближенных трещин в однородных породах или контактовых зонах, значение которых в сводах антиклиналей и на крыльях проявляется по-разному;

3) сложное сочетание складчатых и разрывных деформаций на изгибе контакта, осложненного секущими трещинами, часто имеющее важное значение при формировании рудных тел.

Отмеченные и другие геологоструктурные факторы характеризуются развитием дробления и проявляются по-разному среди однородных и на контактах разнородных пород, создавая благоприятные условия для концентраций ртутно-сурьмяных руд.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

В основу выделения типов рудных тел положены структурно-геологические признаки их образования. Учет других признаков (форма, положение в разрезе, взаимоотношение с вмещающими породами и др.) затруднен, так как одни и те же признаки, например одинаковая форма, могут соответствовать различным структурно-геологическим типам и наоборот, одному и тому же структурно-геологическому типу может соответствовать несколько морфологических форм рудных тел.

Многолетнее изучение закономерностей размещения ртутно-сурьмяного оруденения позволяет наметить ведущие структурно-геологические типы рудных тел ртутно-сурьмяных рудных полей Южно-Ферганского пояса (табл. 7).

Выделяется 8 ведущих структурных позиций, имеющих важное значение при формировании рудных тел.

По ведущим рудоконтролирующим факторам намечается 17 главных структурных типов и несколько подтипов, которые названы по ведущему структурному фактору (Н. А. Никифоров, 1965).

При дальнейшем описании в тексте и на рисунках римскими цифрами обозначены главные особенности морфологии рудных тел, арабскими — структурные черты типов рудных тел в соответствии с приведенными в табл. 7 индексами.

Учитывая разнообразие структурно-геологических типов рудных тел, рассмотрим их отдельно для каждой группы рудных полей на примерах изученных месторождений района.

Рудные поля в антиклинориях с оруденением на контакте карбонатных и терригенных толщ

Главная особенность рудных полей этой группы — размещение основной массы ртутно-сурьмяных руд в зоне контакта известняков со сланцами. Остановимся на основных особенностях образования и размещения здесь рудных тел на примере более изученных рудных полей и месторождений.

Акташское рудное поле. Основные черты геологического строения Акташского сурьмяного рудного поля видны на рис. 4. Его рудовмещающие тела минерализованных пород (роговиково-джаспероидные брекчии), залегающие на контакте известняков и сланцев, чаще всего имеют пластообразную или линзообразную форму (рис. 10, II). Рудные тела размещаются обычно внутри рудовмещающих роговиково-джаспероидных брекчий. Их локализация определяется сочетанием характерных геологоструктурных и других факторов. По морфологическим особенностям и характеру залегания среди рудных тел Акташа намечаются группы: согласные, секущие и сложные.

Согласные рудные тела наиболее полно представлены как по общему количеству тел (47%), так и, особенно, по объему заключенной в

Таблица 7

Структурно-геологические типы рудных тел

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Рудолокализующий фактор	Минеральные ассоциации
Согласные	I. Пластовидные	В осевых частях антиклинальных складок, осложненных разломами (седловидные)	1. Расслоение и дробление среди разнослоистых однородных пород (слоистые и массивные известняки, сланцы) 2. Контакт разнородных пород (известняки, сланцы, эффузивы).	Антимонитовая, антимонитово-киноварная —«—
		В осевых частях синклинальных линейных складок, осложненных разломами	3. Расслоение в зоне контакта разнослоистых пород (известняки слоистые и массивные, редко — со сланцами)	Киноварная, киноварно-антимонитовая
		В межпластовых согласных трещинах и трещинах отслоения, преимущественно на крыльях складок, осложненных разломами	4. Контакт разнородных пород 5. Расслоение среди разнослоистых однородных пород	Киноварная, реже — киноварно-антимонитовая —«—
Секущие	II. Столбообразные	В зонах дробления вдоль секущих трещин среди однородных пород	6. Искривление трещин 7. Сопряжение и пересечение трещин 8. Искривление вдоль контакта интрузивных тел (дайки, штоки)	Киноварная, редко — антимонитовая —«— —«—
	III. Жило-линзообразные	В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород (иногда однородных)	6а. Искривление трещин 7а. Сопряжение и определение трещин 9. Дробление между параллельными сближенными трещинами 10. Сочленение секущих, крутопадающих трещин с пологими экранирующими 11. Примыкание благоприятного (хрупкого) пласта к разлому или его блок между разломами 12. Дробление при пересечении разломом контакта пород с различными физико-ме-	Киноварная, киноварно-антимонитовая —»— Киноварная, редко — антимонитовая Киноварная, киноварно-антимонитовая Киноварная Киноварная, киноварно-антимонитовая

Прдолжение таблицы 7

1	2	3	4	5
	III. Жило-линзообразные		ханическими свойствами и связанные с этим контактовые подвижки	
			13. Повторное приоткрывание трещин и зальбанд среди рудовмещающих (главным образом анкеритовых жил)	Киноварная
Сложные	IV. Гнездообразные	Сложное сочетание пересекающихся трещин (в однородных породах или контактовых зонах)	14. Дробление среди однородных пород	Киноварная
			15. Контакты разнородных пород	Киноварная, киноварно-антимонитовая
	V. Грибообразные	Изгибы контакта пород, осложненные секущими трещинами	16. Дробление и отслоение в зоне контакта разнородных пород	Киноварная, киноварно-антимонитовая
	VI. Штокверки	Сочетания секущих, нередко параллельных и сопряженных трещин в сводах антиклиналей	17. Дробление внутри однородных, реже — разнородных пород	Киноварная

них рудной массы—65% от общего количества. Форма их — линзообразная. Подавляющее большинство их образовалось в сводовых частях антиклинальных складок, осложненных разломами. Решающее влияние на формирование конкретных рудных тел оказали участки расслоения и дробления на контактах пород с различными физико-механическими свойствами (разнородные породы, разнослоистые однородные породы). С учетом геологоструктурной позиции и по ведущему рудолокализующему фактору среди них выделяются следующие типы рудных тел (табл. 8, рис. 11).

Рудные тела, возникшие на участках расслоения и дробления среди терригенных пород перекрывающей толщи в осевых частях антиклинальной складки, составляют 5,5% и залегают в непосредственной близости (5—30 *м*) от основного рудоносного контакта. В качестве вспомогательного фактора здесь могут выступать искривление трещин и сланцевый

Таблица 8

Структурно геологические типы рудных тел Акташского рудного поля

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Рудолокализирующие факторы	% от изученных
Согласные	Линзообразные	В осевых частях антиклинальных складок, осложненных разломами	Расслоение и дробление среди разнослоистых пород (сланцы, песчаники)	5,5
			Дробление на контакте разнородных пород (сланцы, джаспероиды и роговики)	24,5
		В осевых частях синклинальных линейных складок, осложненных разломами	Расслоение в зоне контакта разнородных пород (сланцы, джаспероиды и роговики)	2,0
		В межпластовых согласных и секущих трещинах и отслоениях, преимущественно на крыльях складок, осложненных разломами	Контакт разнородных пород (сланцы, джаспероиды и роговики)	15,0
Секущие	Жило- и линзообразные	В разломах, пересекающих пласты разнородных пород	Искривление трещин	15,0
			Сопряжение и оперение трещин	21,0
			Дробление между параллельными сближенными трещинами	5,5
Сложные	Гнездообразные	Изгибы контакта пород, осложненные секущими разломами	Дробление и отслоение в зоне контакта разнородных пород (сланцы, джаспероиды, роговики)	7,5
	Грибообразные	Сложное сочетание пересекающихся разломов (в однородных или на контакте разнородных пород)	Контакт разнородных пород (сланцы, джаспероиды, роговики)	4,0

экран. Тела этого типа характеризуются богатыми рудами и значительными объемами.

Рудные тела, образовавшиеся в участках расслоения и дробления на контакте разнородных пород (сланцев и джаспероидов, джаспероидов и известняков, известняков и сланцев) в осевых частях антиклинальных складок, наиболее многочисленные (25% общего количества) и крупные. Они размещаются среди джаспероидов непосредственно под сланцевым экраном, в местах сопряжения и пересечения трещин.

К типу «расслоение и дробление на контакте разнородных пород (сланцы и джаспериоды)» в осевых частях синклинальных складок относится одно небольшое рудное тело.

Рудные тела в межпластовых согласных трещинах и отслоениях по контакту разнородных пород (сланцы, джаспероиды, известняки) на

крыльях складок довольно многочисленны в группе согласных. Они составляют 15% общего количества рудных тел.

Секущие рудные тела на месторождениях Акташского рудного поля имеют подчиненное значение, хотя они достаточно многочисленны (41% общего количества). Однако тела эти небольших размеров, и на их долю приходится всего около 30% объема рудной массы. По форме это жило- и линзообразные тела, локализующиеся вдоль зон разрывных нарушений, пересекающих пласты разнородных пород. Среди описываемой группы выделяются следующие типы рудных тел (табл. 8): на участках искривления, сопряжения и пересечения трещин, на участках дробления между параллельными сближенными трещинами. На первые два типа приходится абсолютное большинство секущих тел.

Рудные тела на участках изгиба трещин составляют 15% общего их количества. Почти все они сформировались на контакте джаспероидов и сланцев. Размеры их колеблются в широких пределах.

На рудные тела, связанные с дроблением в остром углу сопрягающихся и пересекающихся трещин, приходится 21% изученных тел, зале-

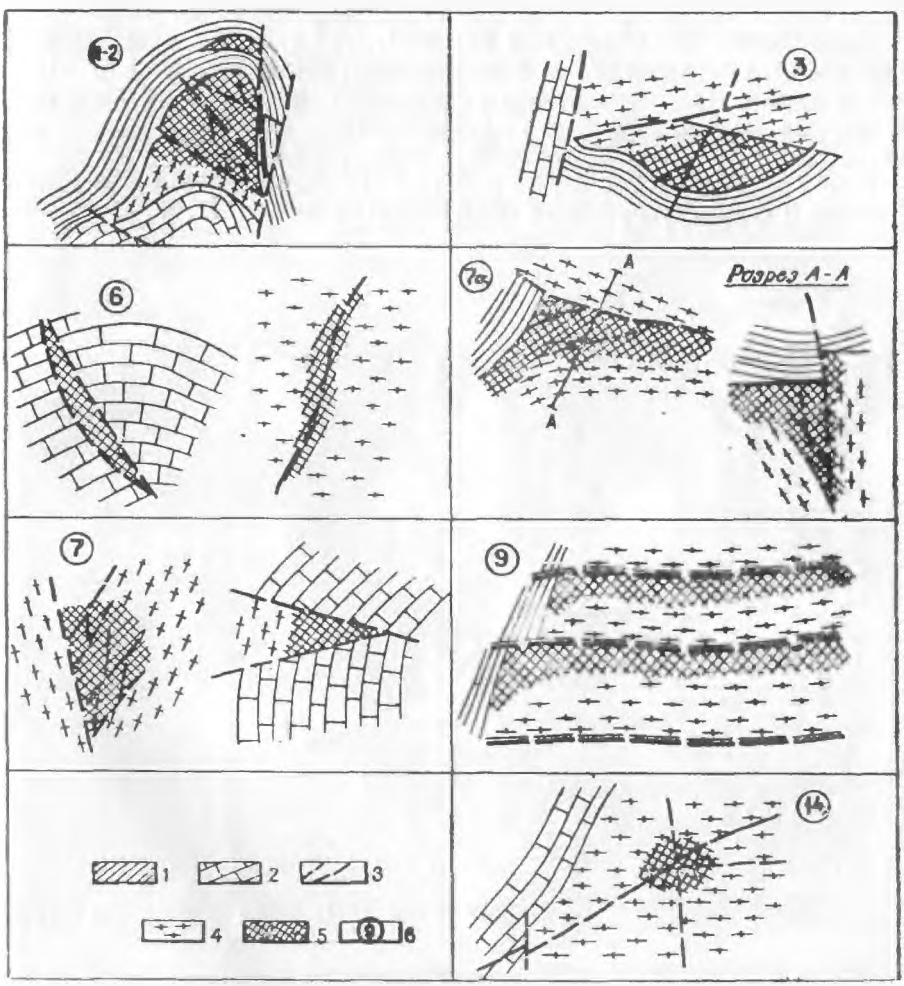


Рис. 11. Структурно-геологические типы рудных тел сурьмяного месторождения Акташского рудного поля (1 группа рудных полей).

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — разрывные нарушения; *4* — роговиково-джаспероидные рудовмещающие брекчии; *5* — контуры обогащенных участков рудного тела; *6* — номер структурно геологического типа рудного тела в табл. 7.

гающих на контакте сланцев и джаспероидов, джаспероидов и известняков; лишь одно тело расположено среди известняков. К рудным телам, образованным в местах дробления между параллельными трещинами, относятся лишь три.

Рудные тела сложной морфологии на Акташском рудном поле сравнительно малочисленны — 11% от общего числа. Здесь встречаются два их типа (табл. 8). Тела гнездообразной формы образовались в результате сложного сочетания пересекающихся трещин на контакте джаспероидов с перекрывающими сланцами. Грибообразные тела локализуются на контакте джаспероидов и сланцев, на участках антиклинального изгиба, осложненного секущими трещинами. Важными факторами при этом являются сланцевый экран и дробление на контакте разнородных пород.

Таким образом, в пределах рассматриваемого рудного поля преобладают согласные формы рудных тел, образование которых обусловлено складчатыми и разрывными деформациями. Важным фактором является наличие сланцевого экрана.

В заключение приведем данные, показывающие размещение рудных тел по типам пород. 81% рудных тел локализуется среди джаспероидов, непосредственно под сланцевым экраном; 7,5% тяготеет к контакту джаспероидов с подстилающими известняками; единичные тела (5%) известны в местах отслоения между разнослоистыми пластами известняков. Отдельные рудные тела (6,5%) размещаются в сланцах на некотором удалении (до 70 *м*) от контакта их с известняками.

Ишметауское рудное поле. Главные черты геологического строения и структуры рудного поля показаны на рис. 47, 61, 74. Наиболее

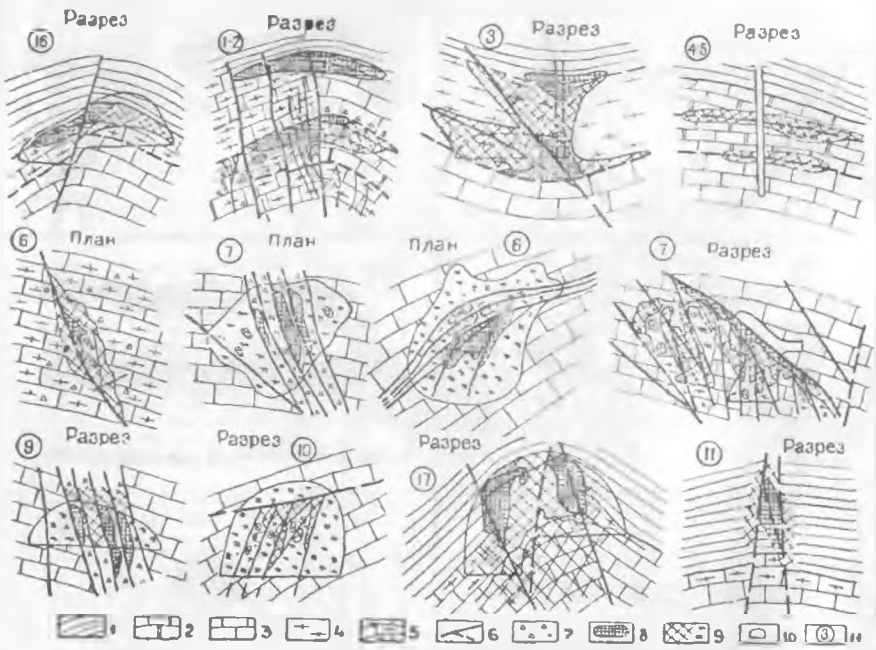


Рис. 12. Структурно-геологические типы рудных тел ртутно-сурьмяного месторождения в зоне контакта карбонатных и терригенных пород (Южная антиклиналь).

1 — сланцы; *2* — известняки слоистые; *3* известняки грубослоистые и массивные; *4* — джаспероиды; *5* — окремненные и окварцованные известняки; *6* — разрывные нарушения; *7* — дробление пород; *8* — богатые руды; *9* — рядовые и бедные руды; *10* — контуры горных выработок; *11* — номер структурно-геологического типа рудного тела в табл. 7.

Структурно-геологические типы рудных тел Ишметауского рудного поля

Таблица 9

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Рудолокализующие факторы	Южная структура		Северная структура		Всего по полю	
				значение объемов, %	частота встречаемости, %	значение объемов, %	частота встречаемости, %	значение объемов, %	частота встречаемости, %
Согласные	Линзообразные	В осевых частях антиклинальных складок, осложненных разломами	Расслоение и дробление среди разнослоистых пород (известняки слоистые и массивные)	1,5	1	1	1	0,5	1,5
			Контакт разнородных пород (известняки, сланцы)	14,2	13	5,5	5,5	12	10
		В осевых частях синклинальных складок, осложненных разломами	Расслоение в зоне контакта разнослоистых пород (известняки слоистые и массивные редко — со сланцами)	3	2,5	0,5	0,5	3	2,5
		В межпластовых согласных трещинах и отслоениях, преимущественно на крыльях складок, осложненных разломами.	Контакт разнородных пород	6	5	0,5	1	4,5	4
			Расслоение среди разнослоистых однородных пород.	0,3	0,5	4,5	5	4	3
				25	22	12	13	24	21
Секущие	Столбообразные	Зоны дробления вдоль секущих трещин среди однородных пород	Искривление трещин	2,5	4,5	4,5	1,5	2,5	3
	Жило- и линзообразные		Сопряжение и пересечение трещин	3	3,5	2	1,5	2,0	2,5
		В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород	Искривление трещин	7,5	8	7	6	6	7
			Сопряжение и опережение трещин	16	17	36	30	22	22
			Дробление между параллельными сближенными разломами	6	8	17	13	8	8,5

Продолжение таблицы 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Секущие	Жило- и линзообразные	В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород	Сочленение секущих, крутопадающих трещин пологими экранирующими	15	16	0,5	0,5	8	10
			Примыкание благоприятного пласта к разлому или блок этих пород между разломами	0,5	1	6,5	11,5	2,5	3
				50,5	58	73	64	56	56
Сложные	Гнездовые (гнезда)	Сложные сочетания пересекающихся между собой трещин или контакт пород	Дробление среди однородных пород	1,5	3,5	—	—	1,5	3,5
			Контакт разнородных пород	2,5	5	9	12,5	5	9,5
	Грибообразные	Изгибы контакта разнородных пород, осложненные секущими трещинами	Дробление и отслоение в зоне контакта разнородных пород	6	5,5	1,5	2,5	6,5	8
	Штокверки	Сочетание секущих, нередко параллельных трещин в сводах антиклиналей	Дробление внутри однородных реже — разнородных пород	14,5	6	7,5	8	12	4
				24,5	20	17	23	25	23
				100	100	100	100	100	100

распространенными рудовмещающими породами — носителями концентраций ртути и сурьмы—являются джаспероиды и роговики, локализованные в зоне контакта известняков и сланцев. В меньшей мере — это слабо минерализованные известняки, еще реже — конгломераты и сланцы.

Минерализованные тела рудовмещающих пород — джаспероиды — представлены крупными линзообразными залежами, связанными с зонами отслоения и дробления в осях складок, осложненных разломами, а также с межпластовыми подвижками. Значительно распространены секущие столбо- и жилообразные тела джаспероидов, развивающиеся вдоль зон разрывных нарушений; известны отдельные тела сложной или изометрической (штокверки) формы (рис. 10, I, III). По вещественному составу руды подразделяются на монометальные (ртутные) и комплексные (ртутно-сурьмяные с флюоритом и ртутно-сурьмяные с мышьяком). Комплексные руды с промышленными концентрациями сурьмы, флюс-

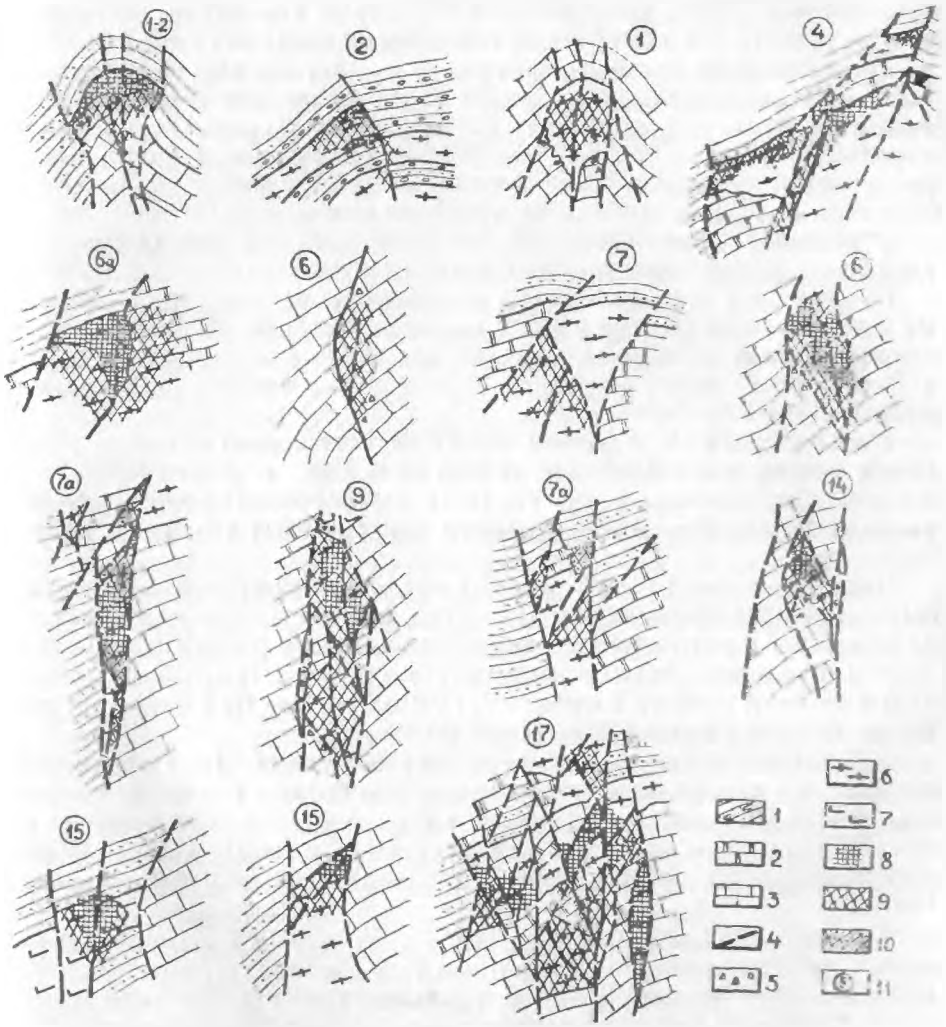


Рис. 13. Структурно-геологические типы рудных тел ртутно-сурьмяного месторождения в зоне контакта карбонатных и терригенных пород (Северная структура).

1 — гравелиты, песчаники и сланцы; *2* — известняки слоистые; *3* — известняки грубослоистые и массивные; *4* — разрывные нарушения; *5* — дробленые и кальцитизированные породы; *6* — джаспероиды; *7* — роговики; *8* — богатые руды; *9* — участки с преимущественно ртутными рудами; *10* — участки с повышенными концентрациями сурьмяных руд; *11* — номер структурно-геологического типа рудного тела в табл. 7.

рита и мышьяка развиты в подчиненном количестве и встречаются обычно на отдельных участках.

Структурно-геологические типы рудных тел выделяются на основе анализа большого фактического материала эксплуатационных работ. По отношению к слоистости вмещающих пород намечается три большие группы рудных тел: 1) согласные, 2) секущие, 3) сложные. Среди них выделяются структурно-геологические типы, различающиеся по форме и геологоструктурным условиям размещения.

Строение большей части рудных тел достаточно сложное. Уверенное суждение об их форме и размерах возможно лишь при достаточном количестве данных опробования горных выработок.

В группе согласных развиты преимущественно линзообразные тела, приуроченные к местам расслоения и дробления вблизи контакта по слоистости и внутри слоистых пород в связи с разломами. Большинство рудных тел рассматриваемой группы распространено в пределах Южной антиклинали (22%). Для Северной структуры они менее характерны: здесь их лишь около 13% от числа известных рудных тел (табл. 9).

В локализации описываемой группы рудных тел ведущими являются факторы расслоения и дробления среди разнослоистых однородных пород и на контакте разнородных. Более полно они проявились в Южной антиклинали и на тех рудных участках, где рудовмещающие породы представлены слоистыми известняками и где достаточно хорошо выражена экранирующая часть надрудных сланцев.

С учетом геологоструктурной позиции среди них намечаются типы рудных тел, приведенные в табл. 9 и на рис. 13 и 12.

Рудные тела в осевых частях антиклинальных складок, осложненных разломами, по объему рудной массы составляют 12,5%. В этой геологоструктурной позиции выделяется два типа: в местах расслоения и дробления на контакте разнородных пород и в местах расслоения и дробления разнослоистых пород.

Среди рудных тел в осевых частях синклинальных складок, осложненных разломами, намечается только один тип, обусловленный расслоением и дроблением в зоне контакта разнослоистых пород. На него приходится лишь 2,5—3% как общего числа рудных тел, так и общего объема руд.

Здесь выделено два типа рудных тел, локализованных в межпластовых согласных трещинах и отслоениях, обычно на крыльях складок: образованные в результате дробления на контакте разнородных пород и в результате расслоения разнослоистых однородных пород. В целом к данной позиции относится около 7% рудных тел как по частоте встречаемости, так и по заключенному в них объему руды.

Заканчивая краткую характеристику согласных (линзовидных по морфологии) рудных тел, подчеркиваем, что больше половины их относится к первой геологической позиции. Это — рудные тела в осевых частях антиклинальных складок на контакте разнородных пород, причем главная масса руд залегает в джаспероидах на контакте известняков со сланцами.

Секущие рудные тела чаще всего встречаются в массивных известняках и джаспероидах, но нередки и в зоне контакта со сланцами или слоистыми известняками. На них приходится около 50% объема рудной массы. По форме это жило-линзообразные (чаще столбообразные) тела, локализованные в плоскости одной-двух сближенных или пересекающихся трещин (рис. 12, 13).

По ведущей геологоструктурной позиции рассматриваемая группа рудных тел относится к зонам дробления вдоль секущих трещин, пересекающих пласты разнородных и однородных пород. Большая часть рудных тел размещается в грещинах, пересекающих пласты разнород-

ных пород. В этой позиции находится 50% известных рудных тел и 47% объема руды. К трещинам, пересекающим пласты однородных пород, приурочено соответственно 5,5 и 4,5% рудных тел. Обычно они размещаются в известняках и реже — в джаспероидах.

Форма и условия локализации группы секущих рудных тел определяются различными деформациями в результате искривления, сопряжения, пересечения и других сочетаний рудолокализующих трещин. Эти факторы, обусловливающие локализацию секущих рудных тел, положены в основу группировки рассматриваемых ниже структурно-геологических типов. По ведущему фактору локализации намечаются следующие типы рудных тел: в сопряжениях трещин, в искривлениях трещин, на участках дробления между параллельно сближенными разломами (трещинами), в сочленениях секущих, крутопадающих трещин с пологими экранирующими, в местах примыкания благоприятного пласта к разлому или в блоках его между разломами. Наиболее распространены в группе секущих тел рудные тела в сопряжениях и пересечениях трещин (22%). Относительную распространенность секущих рудных тел на участках рудного поля хорошо иллюстрирует табл. 9. Наиболее высокий процент их встречаемости отмечается в Северной структуре, меньший— в Южной антиклинали. Секущие рудные тела несколько меньше согласных и сложных рудных тел.

Сложные рудные тела в главной своей массе встречаются среди джаспероидов и массивных известняков, реже — в слоистых известняках. Среди рудных тел этой группы выявляются три своеобразные формы: гнездовые, грибообразные и штокверковые с соответствующими им геологоструктурными позициями.

Гнездовые рудные тела образованы сложным сочетанием трещин, пересекающихся между собой или секущих контакты пород. Среди таких тел намечаются два структурно-геологических типа.

Относительная значимость рудных тел в местах дробления однородных пород в связи со сложным сочетанием трещин невелика (4,5%). Они отмечены на всех рудных участках и, как правило, имеют гнездообразную форму.

Рудные тела, обусловленные сложным сочетанием трещин на контакте разнородных пород, в пределах рудного поля распространены достаточно широко (9,5%). Наиболее высокая относительная значимость их устанавливается в Северной структуре. Общее значение гнездообразных рудных тел на Ишметауском рудном поле характеризуется следующими показателями: частота встречаемости —13,9%, объем заключенной в них руды — 7%.

Грибообразные рудные тела образуются обычно на изгибе контакта разнородных пород, осложненном секущими трещинами. В сущности, они представляют собой структурно-морфологический тип, обусловленный дроблением и отслоением в зоне контакта однородных пород в комбинации с пересечением контакта разломом. К нему отнесено 4,5% известных рудных тел, которые составляют 6% общего объема руд. Наиболее распространены эти тела в Южной антиклинали.

Рудные тела изометрической формы типа штокверков обусловлены сочетанием секущих трещин, нередко сближенных, в сводах антиклиналей. Эти тела представляют собой совокупность мелких рудоконтролирующих структур и соответственно мелких сближенных рудных тел, которые относятся к разным структурно-морфологическим типам, образующимся в местах дробления секущих, нередко параллельных трещин внутри однородных, реже — разнородных пород. Штокверкообразные тела составляют около 4% общего количества рудных тел, в них заключено около 12% разведанных руд.

Характеристика структурно-геологических типов рудных тел и часто-

та встречаемости факторов их локализации показывают, что около 50% рудных тел контролируется ведущими геологоструктурными факторами: искривлениями трещин, различными сочетаниями пересекающихся и сопрягающихся трещин (внутри однородных пород и в зоне контакта пород, различающихся по составу, степени слоистости и т. п., табл. 9). Остальные рудные тела контролируются расслоением и дроблением в зоне контакта, чаще сочетанием их с отмеченными выше факторами.

Анализ закономерности размещения рудных тел относительно отдельных контактовых поверхностей в сводном разрезе среднего карбона рудного поля показывает, что около 57% рудных тел залегают на контакте сланцев с подстилающими их известняками или джаспероидами, причем значительное число тел (21%) относится к контакту сланцев с джаспероидами. Почти по равному (18%) количеству рудных тел приходится на контакте сланцев со слоистыми и массивными известняками. Следующий по значимости — контакт слоистых известняков с массивными (13% рудных тел); несколько меньше (от 11 до 7%) тел приурочено к контакту джаспероидов со слоистыми и массивными известянками.

Характеризуя частоту встречаемости рудных тел в разных рудовмещающих литологических комплексах, отметим, что основные массы руды (63% тел) залегают в джаспероидах. Далее по степени встречаемости рудных тел идут массивные известняки (21%), слоистые известняки (14%), песчаники и сланцы (3%).

Особенности литологического состава и мощностей свит в разрезе среднего карбона на отдельных участках рудного поля по-разному влияли на локализацию ртутно-сурьмяных рудных тел. Так, в Северной структуре, где нет отчетливых литологических контактов, основная масса рудных тел залегает в терригенных породах, джаспероидах и роговиках, тогда как на рудных участках Южной антиклинали, где в разрезе среднего карбона выделяются четкие контакты сланцев с известняками или джаспероидов с известняками, рудные тела распределяются в пределах этих ведущих контактовых поверхностей.

Рудные поля в антиклинориях с оруденением внутри доломитовых комплексов

Особенности геологического строения рудных полей данной группы заключаются прежде всего в отсутствии отчетливой экранирующей поверхности контакта сланцев с известняками. Вследствие этого иной характер имеют и тела минерализованных пород. Если в первой группе ведущая роль принадлежит согласным контактовым залежам роговиково-джаспероидных брекчий, то здесь ведущее положение занимают секущие минерализованные (кальцитизированные) зоны в известняках и доломитах (рис. 10). В связи с относительной однородностью литологического состава вмещающих пород меньшее значение в локализации рудных тел имеют и литологические факторы, так как вся толща представлена породами с близкими физико-химическими свойствами.

Главную роль в формировании рудных тел играют факторы, связанные с разрывными нарушениями, обусловливающими дробление пород. Ниже приводится их краткая характеристика на примере месторождения Сымапского рудного поля, основные черты геологического строения показаны на рис. 5.

Ртутное оруденение рудного поля носит ярко выраженный трещинный характер. Отмечено лишь небольшое количество согласных рудных тел, выявленных на месторождении.

В табл. 10 дается перечень основных структурно-геологических типов рудных тел I и II участков месторождения и их удельный вес в ба-

Таблица 10

Структурно-геологические типы рудных тел Сымапского рудного поля

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Главные рудолокализующие факторы	I участок	II участок
				в процентах	
Согласные	Линзовидные	В межпластовых согласных трещинах и отслоениях, преимущественно на крыльях складок, осложненных разломами	Контакт разнородных пород Расслоение среди разнослоистых однородных пород	— 2	7 5
			Согласные	2	12
Секущие	Жило- и линзообразные	В зонах дробления вдоль секущих трещин среди однородных пород	Искривление трещин Сопряжение и пересечение трещин	25,5 20	25 19
		В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород	Сопряжение и оперение трещин	13	8
			Дробление между параллельными сближенными трещинами	10	7
			Сочленение секущих крутопадающих трещин с пологими экранирующими	1,5	10
			Секущие	78	69
Сложные	Гнездообразные	Сложное сочетание пересекающихся трещин (в однородных породах или контактовых зонах)	Дробление среди однородных пород Контакты разнородных пород	18 2	16 7
	Грибообразные	Изгибы контакта пород, осложненные секущими трещинами	Дробление и отслоение в зоне контакта разнородных пород	—	6
			Сложные	20	19
				100	100

лансе руд. Характерные документации ведущих типов рудных тел приведены на рис. 14.

Группа согласных рудных тел очень немногочисленна. Она представлена линзообразными телами ограниченных размеров с убогой ртутной минерализацией в расслоенных доломитах. И хотя по суммарному количеству эти рудные тела составляют около 10% всех тел месторождения, их доля в общем балансе металла незначительна. Формирование согласных рудных тел связано с зонами межпластовых подвижек, возникающих на контакте пород с различными физико-механическими свойствами. С учетом геологоструктурной позиции среди них намечаются два типа рудных тел: в зоне контакта разнородных пород и в зоне расслоения разнослоистых однородных пород. Рудные тела этих двух типов встречаются примерно в равных количествах.

Группа секущих рудных тел наиболее многочисленна: на их долю приходится более 70% общего количества (табл. 10). При этом, если

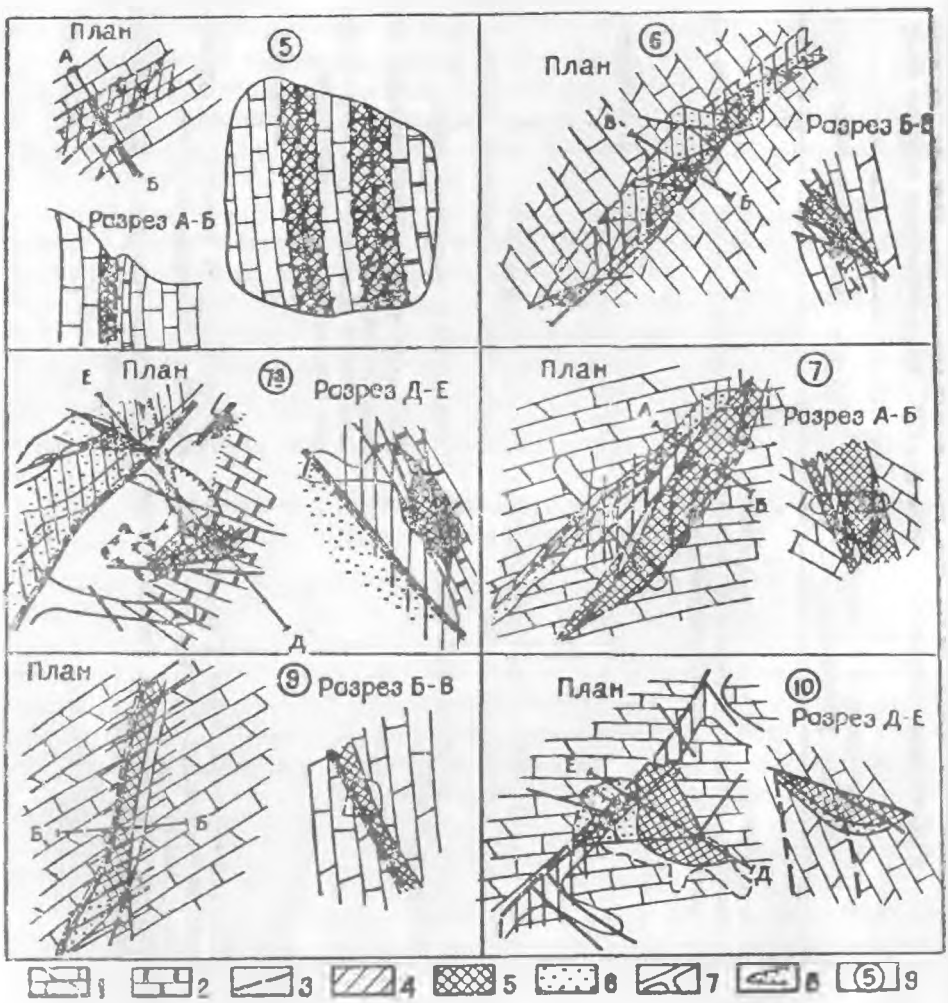


Рис. 14. Структурно-геологические типы рудных тел месторождений в разломах внутри карбонатных пород.

1 — известняки и доломиты грубослоистые; *2* — слоистые известняки и доломиты; *3* — разрывные нарушения и крупные трещины; *4* — кальцитизированные и доломитизированные породы; *5* — богатые руды; *6* — рядовые ртутные руды; *7* — контуры горных выработок, *8* — контуры древних выработок; *9* — номер структурно-геологического типа рудного тела в табл. 7.

на первом участке они составляют несколько более 60%, то на втором – около 80%. По форме — это гнездовые, жило- и линзообразные тела, развивающиеся в местах пересечения, сопряжения и искривления мелких разрывных нарушений среди литологически однородных или на контакте разнородных пород.

Наиболее многочисленны секущие рудные тела, сформировавшиеся среди однородных пород (известняки или доломиты). В общей сложности на их долю приходится около половины всех известных тел рудного поля. По ведущему фактору локализации среди них намечаются следующие структурно-геологические типы: рудные тела на участках искривления трещин, сопряжения и пересечения нескольких трещин. По количеству руды эти два типа примерно равноценны.

Секущие тела, локализовавшиеся на контакте разнородных пород, составляют около 25%. Среди них выделяются рудные тела на участках сопряжения и пересечения нескольких трещин, в зонах дробления между сближенными параллельными трещинами, на участках сочленения крутопадающих секущих трещин с пологопадающими, экранирующими. Наиболее распространены рудные тела, образованные в сопряжении и оперении трещин.

Группа сложных рудных тел невелика: на их долю приходится до 20% всех тел рудного поля. Однако они, как правило, крупнее и потому играют значительную роль в общем балансе руд. По морфологии среди них выделяют гнездообразные и грибообразные.

Гнездообразные тела образованы сложным сочетанием пересекающихся трещин. Среди них намечаются два структурно-геологических типа: в зонах дробления среди однородных пород и в местах сложного сочетания трещин на контакте разнородных пород. Тела первого типа распространены достаточно широко; на их долю приходится почти пятая часть всех известных рудных тел месторождения.

Грибообразные тела образуются обычно на изгибе контакта разнородных пород, осложненного секущими трещинами. Они представляют собой один морфогенетический тип, обусловленный дроблением и отслоением в зоне контакта разнородных пород. Отмечены лишь единичные тела этого типа.

Приведенные выше данные показывают, что ведущую роль на месторождениях Сымапского рудного поля играют секущие рудные тела, развивающиеся вдоль зон разрывных нарушений. Если же учесть, что рудные тела сложной группы по своей природе также в большинстве являются трещинными, то общий удельный вес группы секущих тел возрастет до 90% и более.

Рудные поля в разломах, осложняющих крупные известняковые моноклинали

Структурно-геологические типы рудных тел данной группы рудных полей еще слабо изучены, но в большинстве случаев они аналогичны описанным выше (месторождение Сымап).

Документированные в горных выработках рудные тела здесь известны только на ртутных месторождениях Мурдаши и Комсомол. Рудовмещающими породами являются кальцитизированные и доломитизированные известняки нижнего карбона и среднего девона. Структурная позиция рудных тел определяется приуроченностью к крупным трещинам, пересекающим пласты однородных и разнородных пород. По ведущим рудолокализующим геологоструктурным факторам намечается четыре ведущих структурно-геологических типа рудных тел, искривление трещин на контакте при пересечении пластов разнородных пород; пересечение трещинами контакта пород с различными фи-

зико-механическими свойствами; сопряжение и пересечение трещин между собой; дробление пород между двумя и более сближенными параллельными трещинами.

Рудные тела рудных полей в сложных разломах и системах трещин терригенно-эффузивных комплексов

В роли рудовмещающих пород на рудных полях этой группы выступают в большинстве случаев кварц-карбонатные гидротермальные образования, в частности лиственитты, нередко анкеритизированные и окварцованные эффузивы и конгломераты.

В качестве характерного для рудных полей этой группы примера приведем месторождение Чонкой, основные черты геологического строения которого показаны на рис. 8.

Среди пород, слагающих месторождение, наибольшей эффективной пористостью обладают промежуточные продукты гидротермального метаморфизма — частично окремненные и карбонатизированные эффузивы и серпентиниты. Лиственитам присуща более низкая пористость, однако благодаря хрупким свойствам для них характерна высокая трещиноватость (пустотность), обусловленная различными деформациями пород.

В роли экранирующих пород обычно выступают сланцы. По данным изучения закономерностей размещения оруденения в пределах месторождений Чонкой и Сарыташ, в соответствии с ведущими структурными факторами намечаются следующие структурные типы рудных тел (табл. 11 и рис. 15): в искривлениях рудоносных трещин; в пересечениях и сопряжениях рудоносных трещин; в зонах контактового дробления, обусловленных искривлениями и контактовыми подвижками; между параллельными сближенными разломами; в местах примыкания благоприятного (хрупкого) пласта к разлому или в блоке между разломами; в пересечении рудоносными трещинами контакта различных пород; в по-

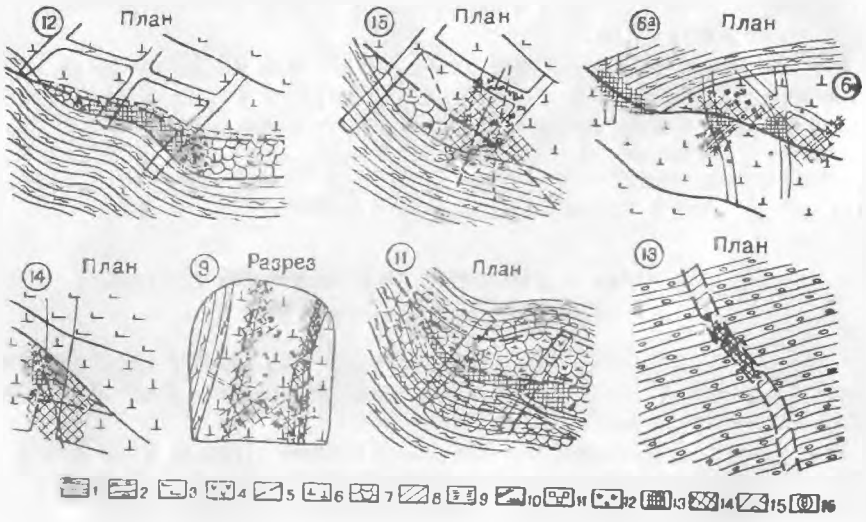


Рис. 15. Структурно-геологические типы рудных тел месторождений в разломах среди вулканогенно-терригенных комплексов.

1 — сланцы, *2* — конгломераты; *3* — серпентиниты; *4* — эффузивы основного состава; *5* — разрывные нарушения; *6* — лиственитты; *7* — дробление пород; *8* — кварц-кальцит анкеритовые жилы; *9* — кальцит; *10* — анкерит; *11* — пирит; *12* — киноварь *13* — рядовые руды; *14* — бедные руды; *15* — контуры горных выработок; *16* — номер структурно-геологического типа рудного тела в табл. 7.

Таблица 11

Структурно-геологические типы рудных тел месторождений Чонкой и Сарыташ

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Ведущие рудолокализующие факторы	Значение, %
Секущие	Жило- и линзообразные (жилы и линзы)	В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород	Дробление хрупких пород вдоль рудоносных трещин, особенно в местах их искривлений	20
			Дробление хрупких пород в местах сопряжения или оперения	15
			Дробление хрупких пород между параллельно сближенными рудоносными трещинами	10
			Дробление блока более хрупких пород в относительно пластичных	15
			Дробление относительно хрупких лиственитов или эффузивов при контактовых подвижках	15
			Повторное приоткрывание по зальбандам анкеритовых жил	90
Сложные	Гнездообразные	Сложное сочетание пересекающих трещин в контактовых зонах	Дробление при пересечении разломов контакта разнородных пород	10

вторных приоткрываниях минерализованных трещин и др. Последний структурно-геологический тип характерен для ртутного оруденения, приуроченного к кварц-кальцит-анкеритовым жилам в конгломератах.

Особенность рудных тел рудных полей данной группы заключается в специфичности их минерального состава. Из жильных минералов здесь присутствуют кварц, кальцит, анкерит, доломит, тальк, серпентин, нередок барит. Главный рудный минерал — киноварь, в отдельных месторождениях отмечается галенит.

Примеры рудных тел изображены на рис. 15, а относительная их значимость приведена в табл. 11.

Рудные тела, локализованные в искривлении трещин в лиственитах и эффузивах. Вмещающие породы разбиты серией трещин, группирующихся в две взаимно пересекающиеся системы. Тела приурочены к местам оперения разлома на участке его изгиба по простиранию. Они имеют неправильную линзообразную форму с фестонами вдоль трещин оперения. Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками киновари мощностью до 0,2 *мм*.

Рудные тела, развитые в зоне контактового разлома, обычно размещаются в висячем боку нарушения. Зона дробления и ртутное оруденение приурочены к частому изгибу тектонического контакта сланцев с лиственитами.

Рудные тела, приуроченные к блоку лиственитов между двумя разломами, характеризующиеся дроблением и кальцитизацией пород. Киноварь размещается мелкими гнездами и прожилками в кальците, халцедоне и листвените.

Рудные тела гнездообразной формы встречаются в пересечении серией трещин контакта разнородных пород. Рудное дело приурочено к месту пересечения разломом контакта сланцев с лиственитами, к сопряжению более мелких трещин с основным разломом.

Рудные тела в повторных приоткрываниях трещин характерны для рудопроявлений Шунк-Птоу и Сарыташ. Приоткрывание в процессе

Таблица № 12

Распространенность ведущих геологоструктурных групп рудных тел на рудных полях разных типов

Группа рудных полей	Значение экранирования	Группа рудных тел по составу	Значимость групп рудных тел, %		
			согласные	секущие	сложные
Рудные поля, приуроченные к зонам разломов в антиклиналях среди доломитово-известняковых комплексов	В зоне контакта карбонатных и терригенных толщ с экранированием	Сурьмяные	42—47	40—44	9—18
		Ртутные и ртутно-сурьмяные	20—25	50—54	21—30
	Внутри карбонатных толщ без четко выраженного экранирования	Ртутные	2—8	65—70	23—32
Рудные поля, приуроченные к зонам разломов в моноклиналях известняковых толщ	Без четкого экранирования	Ртутные	3—5	64—68	26—34
Рудные поля в сложных разломах и системах трещин среди терригенных и вулканогенных комплексов	Без четкого экранирования	Ртутные	2—	60—66	28—36

рудоотложения чаще всего происходит по зальбандам уже сформированных кварц-карбонатных жил. Киноварь локализуется в виде мелкой вкрапленности в зальбандах и по мелким трещинам внутри жилы.

***

Из приведенного материала и описания тел минерализованных пород и рудных тел ведущих групп рудных полей видно, что в формировании наиболее крупных тел измененных пород главную роль играют факторы, связанные с литологическим составом пород (наличие контактов пород с различными физико-механическими и химическими свойствами). Вместе с тем большое значение имеет форма поверхности раздела литологических горизонтов (антиклинальный изгиб контакта). В локализации же рудных тел главными являются факторы, связанные с элементами разрывной тектоники. Это обусловлено тем, что для гидротермальных изменений важны химическая активность и литологический состав исходных вмещающих пород. А в формировании рудных тел особенная роль принадлежит физико-механическим свойствам пород (пустотности и проницаемости), т. е. свойствам, обусловленным эффективной пористостью и дроблением пород.

Для тел минерализованных пород характерны более простые линзообразные формы, выдержанные по падению и простиранию, в отличие от сложных и многообразных форм рудных тел.

При анализе структурно-геологических факторов локализации рудных тел намечается вполне отчетливая зависимость распространенности форм и геологоструктурных типов рудных тел на рудных полях разных типов. Значимость отдельных групп рудных тел по типам рудных полей приведена в табл. 12.

Для рудных полей с выраженным экранированием сланцами характерен значительный удельный вес согласных рудных тел при сравнительно низкой встречаемости сложных. Согласные тела представлены, как правило, наиболее крупными и богатыми рудными телами, развитыми на контакте сланцев с подстилающими джаспероидами или из-

вестняками. Отношение мощности к размерам по падению и простиранию достигает 1 : 20 : 20.

Значительные линзовидные рудные тела размещаются, как правило, в осевых частях антиклиналей, осложненных разломами. Тела такой формы известны на крыльях складок по контакту сланцев с подстилающими породами на участках его выполаживания. Штокверкообразные тела размещаются среди известняков в ядерных частях крутых антиклинальных складок. Секущие рудные тела, связанные только с разрывными нарушениями и их сочетанием, имеют меньшее значение. Они уступают согласным телам как по размерам, так и по качеству руд.

Для месторождений с отчетливо выраженным экранированием устанавливается подавляющее количество рудных тел в зоне шириной 30—40 *м*, прилегающей к контакту известняков со сланцами. С удалением от контакта встречаемость их резко убывает. В осевых частях сжатых антиклиналей нижняя граница распространения оруденения намечается на глубине 80—100 *м*, в крыльях — на глубине 40—60 *м*. Свыше 75% рудных тел здесь заключено в гидротермальных измененных породах — роговиках и джаспероидах и около 25% — в измененных массивных и грубослоистых известняках. Распределение рудных тел в пределах рудных участков носит неравномерный характер и контролируется главным образом элементами разрывных структур (изгибы разлома по падению или простиранию, пересечения разломов, их сопряжения или оперения).

Для рудных полей без четко выраженного экранирования ведущими являются секущие рудные тела, на долю которых приходится 70—75%. Удельный вес сложных тел колеблется в пределах от 20 до 25%. Согласные рудные тела имеют незначительное распространение.

Рудные поля в известняковых и известняково-доломитовых комплексах характеризуются меньшим числом геологоструктурных типов рудных тел. Преобладают рудные тела гнездообразной формы, реже — линзовидной. Распределение рудных тел в пределах рудовмещающих минерализованных пород крайне неравномерно. Чаще они встречаются в изгибах рудовмещающих зон по падению или простиранию, в местах пересечения разломами разнослоистых пород.

В группе рудных полей в сложных разломах и системах трещин среди терригенно-вулканогенных комплексов ведущими являются гнездовые и иные сложные формы рудных тел. Наибольшими объемами и лучшим качеством руд обладают рудные тела в блоках хрупких пород между разломами. Наиболее благоприятными геологоструктурными позициями являются изгибы рудовмещающих тел минерализованных пород по падению или простиранию и их выклинивание.

В заключение подчеркнем, что ртутные и ртутно-сурьмяные рудные тела редко образуют простые формы. Чаще это тела очень сложной морфологии, зависящей от определенного сочетания рудоконтролирующих факторов.

В формировании рудных тел, как правило, участвуют три и более контролирующих геологоструктурных фактора. Чем больше рудоконтролирующих факторов и чем полнее они проявлены, тем крупнее рудные тела и выше качество руд. Это положение подтверждается при сопоставлении рудных тел по отдельным группам рудных полей. Там, где четко проявлены экранирование и факторы складчатых и разрывных деформаций, возникают наиболее крупные и богатые рудные тела. На рудных полях без экранирования, но с четко выраженным влиянием разрывных деформаций рудные тела характеризуются мелкими и средними размерами. Необходимо отметить, что на крупных рудных полях проявления рудоконтролирующих факторов наиболее разнообразны, чему соответствует большее число структурно-геологических типов рудных тел.

ГЛАВА III

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В геологической литературе неоднократно указывалось на существенное значение литологических и геологоструктурных факторов в размещении ртутных, сурьмяных и ртутно-сурьмяных месторождений. Эти вопросы затрагивались А. А. Сауковым (1932—1946), Д. И. Щербаковым (1934—1935), В. Э. Поярковым (1936—1955), А. В. Королевым (1941, 1947—1948), Н. М. Синицыным (1942, 1948—1959), Д. П. Резвым (1944—1953), В. И. Смирновым (1944, 1947—1963), В. А. Невским (1946—1949), П. А. Шехтманом (1948—1950), В. П. Федорчуком (1949, 1952, 1964), Н. А. Никифоровым (1950, 1952, 1959, 1961), В. Т. Сургаем (1950—1955), Г. С. Поршняковым (1960—1961) и др. В данной главе делается попытка более конкретно рассмотреть эти факторы на основе обильного фактического материала, полученного нами при детальных геологических исследованиях на месторождениях центральной части Южного Тянь-Шаня.

Закономерности пространственного размещения гидротермального ртутно-сурьмяного оруденения района определяются стратиграфо-литологическими и геологоструктурными факторами. Магматогенные и другие факторы, несомненно, оказывали влияние, однако проявлены они менее четко и изучены еще недостаточно.

Основные закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения описываемого района довольно отчетливо видны на рис. 3, отображающем схематический тектоно-металлогенический профиль вкрест простирания палеозойских структур Алая. На этом профиле и в сводных колонках ведуших тектонических зон показаны положение ртутно-сурьмяного оруденения в разрезе и структуре, его интенсивность, а также тектоническая позиция геологоструктурных типов рудных полей Южно-Ферганского пояса.

Прилагаемый график, а также приведенный в предыдущих главах обзор рудных полей, отдельных месторождений и рудных тел позволяют отметить общие закономерности локализации ртутно-сурьмяного оруденения и рассмотреть роль стратиграфо-литологических, геологоструктурных и других факторов.

РОЛЬ СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Под стратиграфо-литологическим контролем понимаются особенности размещения ртутно-сурьмяного оруденения, обусловленные литологическим составом пород, их стратиграфической последовательностью и соотношением мощностей.

Наиболее значительные месторождения района тяготеют к одному и тому же литолого-стратиграфическому горизонту — к верхам доломитово-известнякового (алайского типа) разреза карбона. Этот горизонт перекрыт среднекарбоновыми сланцами, которые, в свою очередь, по надвигам почти повсеместно (в пределах месторождений) перекрыты терригенной толщей верхнего силура — нижнего девона. Мощность разреза известняков девона и карбона обычно не превышает 2000 *м*. Повышенная концентрация оруденения в зоне контакта карбонатных пород со сланцами обусловливается прежде всего свойствами сланцев как весьма совершенного экрана. Он способствовал образованию здесь достаточно хрупких и пористых окремненных пород (джаспероидов и роговиков) и последующей локализации в них оруденения.

Довольно много ртутных рудопроявлений и месторождений размещается внутри доломитово-известнякового разреза без четко выраженного экранирования. Это, как правило, мелкие по размерам трещинные месторождения.

В значительно меньших количествах ртутно-сурьмяное оруденение встречается в эффузивах девона и силура и еще реже — в конгломератах среднего и верхнего карбона (табл. 13). В известняковых комплексах отмечаются мелкие месторождения и рудопроявления, не обнаруживающие связи со сланцевым экраном. Это, как правило, небольшие внутриформационные месторождения и рудопроявления, тяготеющие к тому или иному литологически благоприятному горизонту среди известняковых отложений девона-карбона.

В табл. 13 количественно освещается положение ртутно-сурьмяных рудных полей и месторождений Южно-Ферганского пояса в зависимости от основных литологических комплексов, вмещающих оруденение, и их тектонической позиции.

Анализ размещения сурьмяно-ртутных месторождений относительно литологических комплексов (табл. 13—по горизонтали) показывает, что наибольшее количество их локализуется среди пород доломитово-известнякового состава. На их долю приходится почти две трети (62%) месторождений. Почти все значительные концентрации размещаются в верхах известняково-доломитового разреза, непосредственно под сланцевым экраном. Внутри доломитов и известняков находится около половины месторождений и рудопроявлений, однако это преимущественно мелкие объекты.

Почти четверть месторождений локализуется в терригенно-вулканогенных комплексах среднего палеозоя. Несколько больше их приходится на долю вулканогенного комплекса. В терригенных комплексах среднего палеозоя зафиксировано 20 ртутно-сурьмяных месторождений. Однако все они мелкие.

Небольшое количество мелких ртутных месторождений и рудопроявлений установлено в известняковых комплексах среднего палеозоя (около 7 %) и терригенных комплексах верхнего (5%). Наконец, единичные рудопроявления ртути отмечены в интрузивных породах (табл. 13).

Итак, наиболее благоприятен для размещения ртутно-сурьмяных месторождений такой стратиграфический разрез, в основании и верхней части которого развиты сланцы, а в средней части—достаточно мощные

Таблица 13.

Геологическая позиция ртутно-сурьмяного оруденения (количество рудопроявлений, %)

Литологические комплексы	Среднепалеозойская структура				Верхнепалеозойская структура				Всего, %
	антиклин.		синклин.		антиклин.		синклин.		
	осев. часть	крылья	осев. часть	крылья	осев. часть	крылья	осев. часть	крылья	
Интрузивные	1	—	—	—	—	1	—	—	1
Терригенные P_{Z_3}	—	—	—	—	—	—	2	3	5
Терригенные P_{Z_2}	2	4	—	5	1	5	1	4	11
Известняковые	—	1	—	6	—	5	1	1	7
Доломитово - известняковые									
под экраном	28	2	—	—	26	3	—	1	30
внутри доломитов	29	4	—	—	16	16	—	1	33
Вулканогенные	—	—	—	13	—	2	—	11	13

известняки или эффузивы. Необходимо подчеркнуть, что очень большая или, наоборот, заниженная мощность одного и, особенно, двух членов разреза отрицательно сказываются на размещении руд. Самым благоприятным представляется тот случай, когда каждый из трех указанных горизонтов — нижний, средний и верхний — обладает мощностями более 400—500 *м*.

Таким образом, весьма существенное влияние на размещение месторождений в масштабе всего района оказали особенности геологической истории отдельных его площадей, выразившиеся в соотношении мощностей ведущих литологических комплексов.

В масштабах рудных полей рудоразмещение во многом обусловлено физическими свойствами вмещающих пород по отношению к деформациям и гидротермальному метаморфизму. Вмещающие породы представлены известняками, сланцами, песчаниками, конгломератами, эффузивами, джаспероидами и лиственитами. Физико-механические свойства и их значение в размещении ртутно-сурьмяного оруденения охарактеризованы выше.

Наиболее благоприятными для локализации оруденения породами являются джаспероиды, затем следуют лиственты, массивные и грубослоистые известняки, эффузивы, последними идут конгломераты. Например, на месторождениях Акташского рудного поля главная масса сурьмяных руд (около 80%) размещается в джаспероидах, залегающих на контакте известняков со сланцами. На руды в сланцах приходится 11—12%. Располагаются они в непосредственной близости (5—10 *м*) от контакта сланцев с джаспероидами; лишь 3—4% запасов размещается в известняках, подстилающих джаспероиды. Наиболее богатые руды залегают в джаспероидах в непосредственной близости к сланцам или на контакте этих пород.

Месторождения Ишметауского рудного поля представляют собой картину несколько иную. Количество ртути в рудах, залегающих в джаспероидах, достигает 55—63%, в известняках — 35—40%. В сланцах и песчаниках выше джаспероидов ее всего 2—3%. Сурьма на этих месторождениях распределяется примерно так же, как и на Акташском сурьмяном месторождении.

Из графиков (рис. 16), отражающих зависимость размещения ртутного оруденения от расстояния до контакта известняков и сланцев Южной антиклинали Ишметауского рудного поля, видно, что основная масса ртутных руд концентрируется в зоне контакта. В сланцы кровли оруденение распространяется на 10—20 *м*, а в подстилающие известняки — на 70—90. При этом главная масса руд концентрируется в зоне контакта, в 10—15 *м* от него.

Несколько иная картина наблюдается в месторождениях, где рудовмещающий горизонт не имеет одного четкого контакта с перекрывающей толщей и представлен сложным переслаиванием известняков и сланцев. Ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение локализуется здесь на значительном отрезке в виде небольших рудных тел, контролируемых контактовыми поверхностями между отдельными пачками песчаников, конгломератов, сланцев и известняков, а также структурными факторами.

РОЛЬ ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ В РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Основной складчатой структурой района, с развитием которой тесно увязывается ртутно-сурьмяное оруденение, является Сох-Исфайрамское позднепалеозойское поднятие (отвечающее среднегерцинской складчатой зоне Высоких предгорий Алая), ограниченное позднепалеозойскими Карачатырским и Сурметашским прогибами. В пределах поднятия наб-

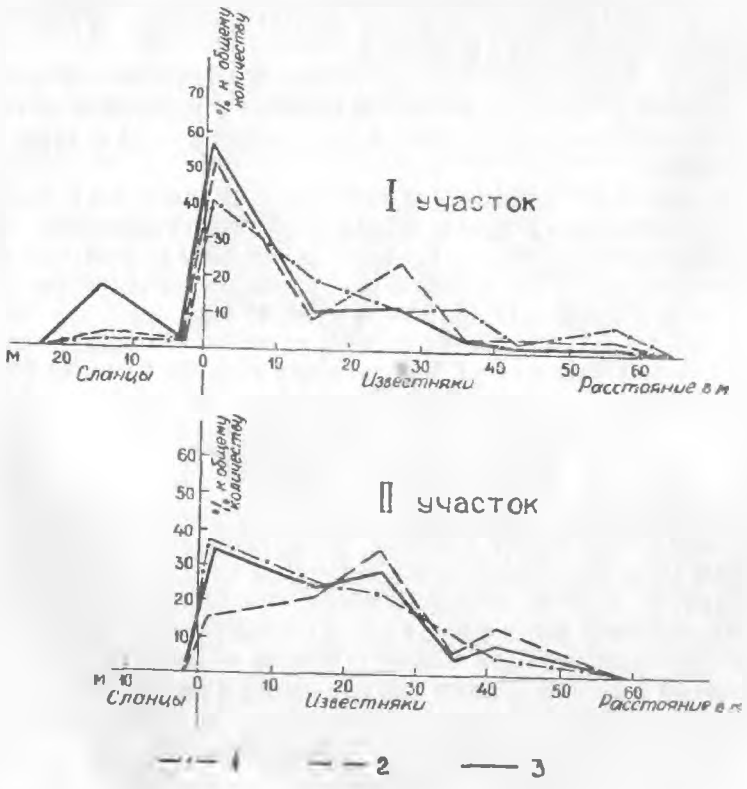


Рис 16. Зависимость размещения оруденения от расстояния до контакта сланцев с известняками.
1 — количество рудных тел; *2* — количество руды; *3* — количество металла.

людаются достаточно крупные широтно вытянутые антиклинали и синклинали подчиненного порядка. На фоне складчатых структур второго порядка развиты еще более мелкие складки, обычно косого, северо-восточного или северо-западного простирания.

По границам областей поднятия и опускания складчатых структур в конце среднего и в позднем палеозое получили развитие крупные широтные разломы типа надвигов и взбросо-надвигов, реже — сбросов. По-верхности надвигов нередко смещались серией позднепалеозойских крутопадающих широтных и косых разрывных нарушений, которые являются рудоподводящими и рудораспределяющими каналами.

О тектонической позиции рудных полей и месторождений Южно-Ферганского пояса в среднепалеозойской и верхнепалеозойской складчатых структурах района можно судить по данным табл. 13. Большая часть (70—75%) всех известных месторождений размещается в антиклинорных структурах. Наиболее благоприятны их осевые части. На крыльях среднепалеозойских антиклинорных структур размещается 11% месторождений, позднепалеозойских — 30—32%. В среднепалеозойских синклинорных структурах размещается около 1/4 месторождений, причем почти все — на крыльях синклинория.

По отношению к складчатым сооружениям верхнепалоозойского структурного яруса рудные поля и месторождения располагаются следующим образом: более трех четвертей их локализуется в пределах верхнепалеозойских поднятий, при этом 43% тяготеют к их осевой части. На крыльях находится 32% месторождений. Удельный вес месторождений данной группы в общем балансе руд достаточно высок.

Следовательно, в верхнепалеозойской структуре наиболее благоприятными для локализации крупных ртутно-сурьмяных рудных объектов являются краевые части поднятий.

В пределах верхнепалеозойских прогибов сурьмяно-ртутное оруденение представлено мелкими месторождениями и рудопроявлениями, основная масса которых размещается в их краевых частях и лишь единичные — в осевых.

Рудные поля и месторождения тяготеют к складчатым и разрывным структурам второго или третьего порядка. Ртутно-сурьмяное оруденение, как правило, приурочено к осевым частям антиклинальных складок и к породам лежачего бока надвига, осложненного рудоконтролирующими взбросами и сбросами (Н. А. Никифоров, 1969).

Складчатые и разрывные структуры генетически взаимосвязаны. Здесь они рассматриваются раздельно лишь в целях более краткого изложения материала.

Роль складчатых структур

В масштабах района рудоносность значительных складчатых структур определяется развитием крупных рудоконтролирующих разломов, возникавших на границах среднепалеозойских антиклинорных и синклинорных структур, а также верхнепалеозойского поднятия и опускания.

Сходная картина наблюдается и при рассмотрении структур второго порядка. В качестве примера можно привести антиклинальные структуры Акташского и Ишметауского рудных полей (рис. 4), которые достигают в длину десятков километров и окаймляются по краям рудоконтролирующими разломами. Названные крупные складки и осложняющие их крупные разломы определяют положение рудных полей. Складчатые структуры подчиненных размеров оказывали влияние на формирование отдельных рудных участков. При этом расположение согласных рудных залежей во многом предопределялось формами складок.

Рудные участки размещены в антиклинальных складках среднего

размера (третьего порядка). Радиус кривизны таких складок колеблется в пределах от 80—100 до 700—750 *м*. Эти размеры, очевидно, более благоприятны для разгрузки от давления в антиклинальных частях складки и для возникновения здесь проницаемых участков. В них успешно формировались секущие разрывные нарушения и внутрипластовые трещины — участки с повышенной проницаемостью пород. Синклинальные складки были менее благоприятны для развития разрывных деформаций. В них оруденение или отсутствует, или встречается в виде небольших скоплений. Во всех случаях необходимым условием является наличие рудоподводящих разломов. На рис. 17 приведен разрез вкрест простирания рудного участка. На разрез спроектированы буровые скважины, которые показывают вертикальные сечения рудных тел.

Отчетливо устанавливается тяготение наибольших мощностей и количеств рудных пересечений к антиклинальной части складки. Самые крупные площади рудных тел и максимальные количества рудных пересечений в скважинах приурочены к первым двадцати метрам мощности известняков от контакта их со сланцами. В осевой части антиклинали оруденение распространяется наиболее глубоко — в известняках до 120 *м* и более.

На других рудных участках Ишметауского рудного поля наибольшие значения мощности и содержаний ртути также приурочены к осевой части антиклинали. На крыльях этих складок интенсивность оруденения постепенно уменьшается; в осевых частях синклинальных прогибов оруденение практически отсутствует (рис. 18).

Таким образом, распределение рудной минерализации определяется положением ее в складчатой структуре: в сводовой части антиклиналей интенсивность оруденения в несколько раз выше, чем на крыльях.

Данные анализа размещения рудных тел на Акташском, Ишметауском и других рудных полях свидетельствуют о том, что мелкие складки (четвертого и пятого порядка) оказывали определенное влияние на

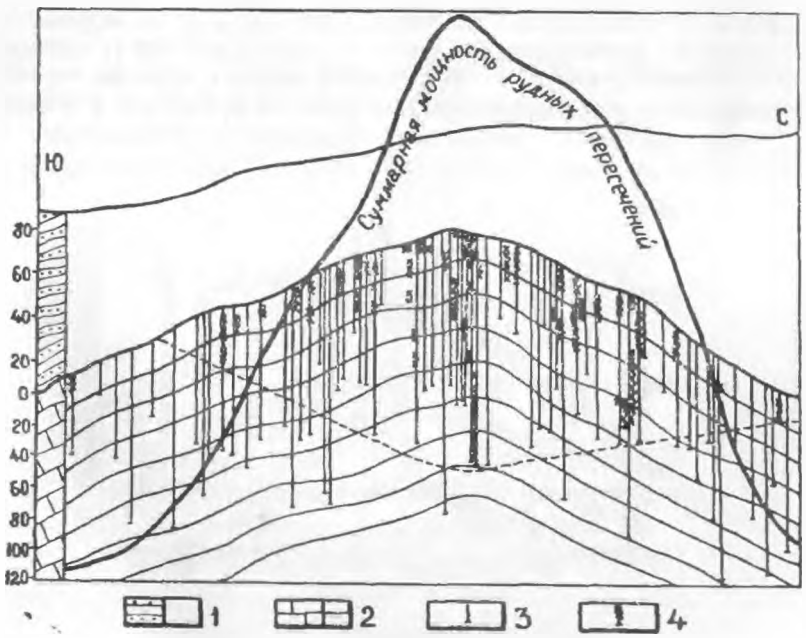


Рис. 17. Сводный разрез совмещенных скважин рудного участка Ишметауского рудного поля.
1 — сланцы среднего карбона; *2* — известняки среднего карбона; *3* — безрудные скважины; *4* — интервалы рудных скважин.

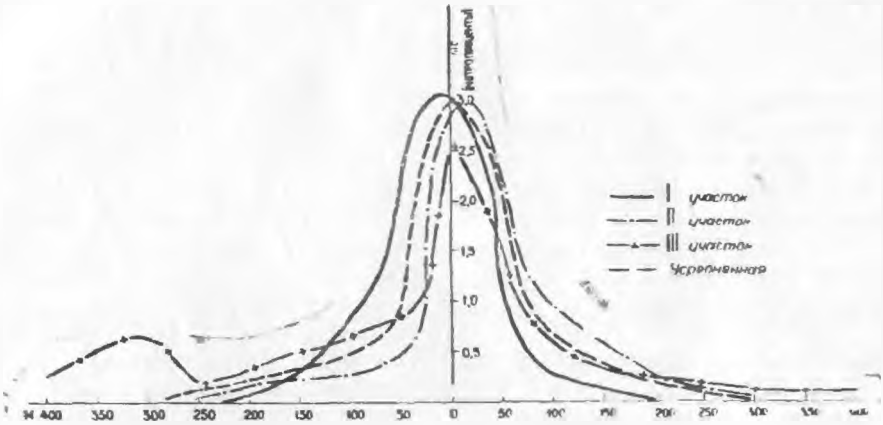


Рис. 18. Зависимость интенсивности оруденения в метропроцентах от расстояния до оси антиклинальных складок третьего порядка.

формирование рудных тел. Намечаются оптимальные радиусы кривизны—от 15—20 до 50 *м* (рис. 19), при которых успешнее происходили массовое дробление джаспероидов и локализация промышленных руд. В синклиналях оптимальный радиус изгиба (30—60 *м*) в 1,3 раза больше, чем в антиклиналях. Это становится понятно, если учесть поведение джаспероидов и подстилающих массивных известняков при складчатых деформациях: в синклиналях наблюдаются приоткрывание и разгрузка от давления под несущим пластом известняков, что приводит к дроблению покрывающих хрупких пород (В. А. Королев, П. А. Шехтман, 1956—1965) на более широкой площади.

Роль разрывных тектонических структур

Ведущая роль разрывных тектонических структур в формировании ртутно-сурьмяных месторождений района подчеркивалась неоднократно. Размещение ртутно-сурьмяного оруденения контролируется системами крупных широтных позднепалеозойских разломов, обычно являющихся

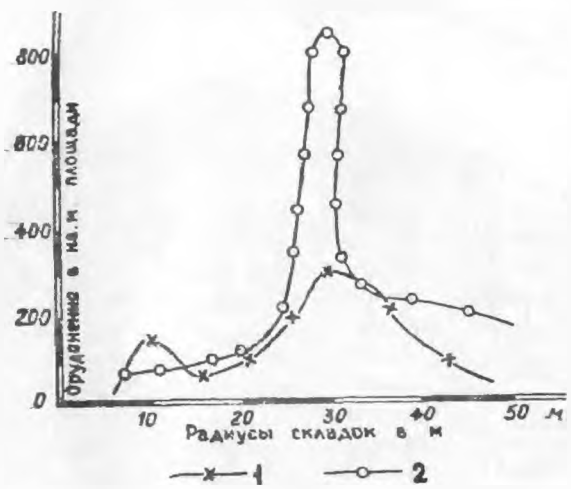


Рис. 19. Площадь оруденения в сопоставлении с радиусом складки.
Усредненные кривые: *1* — синклинали; *2* —антиклинали.

краевыми по отношению к складчатым структурам первого и второго порядка. Таковы, например, Северо-Катранский взбросо-надвиг, Северо-Акташский и Акташский сбросы и др. Более мелкие разрывные нарушения (третьего и четвертого порядка) оказывали решающее влияние на формирование отдельных месторождений и рудных тел.

Надвиги, иногда переходящие во взбросы, весьма распространены среди крупных разрывных нарушений района.

Оруденение может встречаться по обе стороны поверхности надвига, главным образом в зависимости от того, где располагается литологически более благоприятный горизонт. В лежачем боку надвига оно перспективнее, что объясняется влиянием сланцевого экрана, совпадающего с висячим его боком.

Оруденение связано с крутопадающими рудоподводящими широтными взбросами и сбросами, которые сопрягаются с поверхностью надвига обычно со стороны его лежачего бока. К их числу можно отнести такие крупные крутопадающие разрывные нарушения, как Чаувайский сброс, Кара-Арчинский взбросо-надвиг и др.

Косые, или, как их чаще называют, диагональные, разрывные нарушения северо-восточного или северо-западного простирания на большинстве изученных рудных полей являются главными рудораспределяющими каналами. Эти разрывы, подобно предыдущим, развиты преимущественно в лежачем боку надвига. Это крутопадающие сбросы, реже— взбросы с небольшой амплитудой перемещения. Месторождения формируются в тех местах, где эти разрывные нарушения пересекают широтные разломы, осложняющие складчатые структуры второго или третьего порядка; при этом ртутные и ртутно-сурьмяные руды залегают в некотором удалении (5—15 *м* и более) от плоскости соответствующего разлома.

На рис. 20 приведен график размещения ртутного оруденения и окварцевания около рудоконтролирующих косых (диагональных) разломов Ишметауского рудного поля. Степень гидротермального окремнения сланцев и известняков, а также размеры оруденения меняются в зависимости от расстояния его до ближайшего разлома. Максимальные площади оруденения размещаются в пределах 10—30 *м* от разломов; далее кривая интенсивности оруденения постепенно снижается. Наибольшая степень окремнения приурочена к разломам в интервале до 15—20 *м*; да-

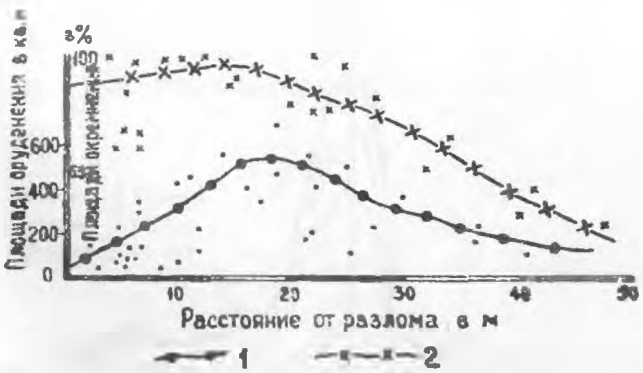


Рис. 20. Изменения площадей окварцевания и рудных тел в зависимости от расстояния до разлома.
1 — рудные тела; *2* — окварцевание.

лее она постепенно падает. Следовательно, в размещении окремнения и оруденения намечается некоторое различие.

Результаты анализа закономерностей размещения оруденения в зависимости от расстояния до рудоносного разлома на участках простого строения антиклинальной складчатой структуры представлены на графиках (рис. 21). Повышенные концентрации руд (зона активного влияния разлома) распространяются вдоль разлома в виде зоны шириной до 60—70 *м*. Далее от разлома интенсивность оруденения резко снижается и в 150—200 *м* затухает. В висячем боку разлома оруденение распространяется несколько дальше от плоскости нарушения, чем в лежачем.

Изменение элементов залегания разрывных нарушений оказывало существенное влияние на размещение ртутно-сурьмяного оруденения. В более широком плане влияние этого фактора устанавливается при изучении размещения рудных полей и месторождений. Так, на Ишметаусском рудном поле перспективные рудные участки со значительными ртутными рудами приурочены к тем местам, где простирание крупных рудоконтролирующих разломов меняется с широтного на северо-восточное (Н. А. Никифоров и др., 1962).

На рис. 22 отражена зависимость интенсивности оруденения от расстояния до ближайшего разлома и от простирания разлома. Намечающиеся здесь максимумы оруденения приурочены к различным нарушениям широтного и юго-западного простирания. Максимум оруденения располагается на расстоянии от первых метров (2—3) до 20—35 *м* от ближайшего рудоносного разлома.

Особенно отчетливы подобные закономерности в размещении ртутного оруденения вдоль плоскости Сымапского надвига. При наличии достаточно крупной рудолокализующей трещины, достигающей в длину по простиранию многих сотен метров (Сымапский взбросо-надвиг), распределение оруденения вдоль нее характеризуется довольно сложными закономерностями. Рудоносной является не вся зона разрывного нарушения в целом, а лишь отдельные ее участки, что обусловлено, в первую очередь, частыми изгибами поверхности разлома по падению и простиранию.

На месторождении Чонкой (рис. 8) главная масса лиственитов свя-

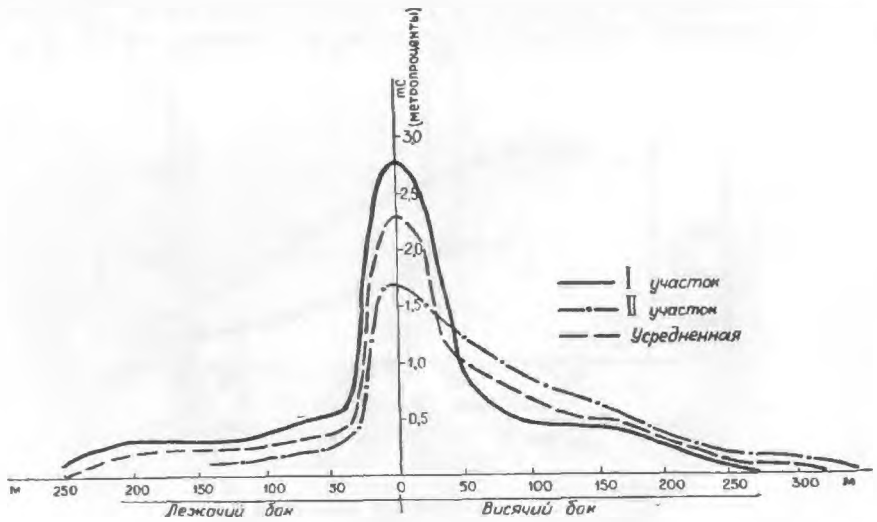


Рис. 21. Зависимость интенсивности оруденения в метропроцентах от расстояния до рудораспределяющих разломов.

вана с изгибом основного разлома по простиранию и падению и, кроме того, определяется конфигурацией контакта серпентинитов (М. Г. Жариков, 1961).

Развитие геологоструктурных позиций, благоприятных для локализации промышленных концентраций киновари, проходило в несколько иных условиях, так как формирование ртутных руд шло в самих лиственитах, более хрупких породах, по-иному реагировавших на внешние тектонические воздействия. В этих условиях решающее значение имели относительно резкие флексурные изгибы лиственитовых жил и места сопряжения их с плоскостью рудоконтролирующего разрывного нарушения (рис. 10, VIII, IX).

Таким образом, локализация гидротермально измененных пород (тел минерализованных пород) и рудных тел проходила в разных условиях. Это и наложило отпечаток на основные закономерности их размещения.

В формировании рудных тел роль разрывных нарушений различного типа является ведущей. Это обычно мелкие разрывы, но обязательно сообщающиеся с рудоподводящими разломами. Они отличаются малой амплитудой перемещения и быстро затухают. Вот почему в полостях рудолокализующих трещин создавались полузастойные участки с замедленным движением рудоносных растворов, что благоприятно сказалось на рудоотложении (рудные «капканы»; В. И. Смирнов, 1947).

Рудные тела, приуроченные к единичным трещинам, встречаются относительно редко. Чаще наиболее богатые тела и гнезда располагаются в местах пересечения двух и более трещин. Формирование того или иного рудного тела определяется совокупностью ряда благоприятных факторов. Они подробно рассмотрены в предыдущей главе, в которой показано, что значение тех или иных геологоструктурных факторов ру-

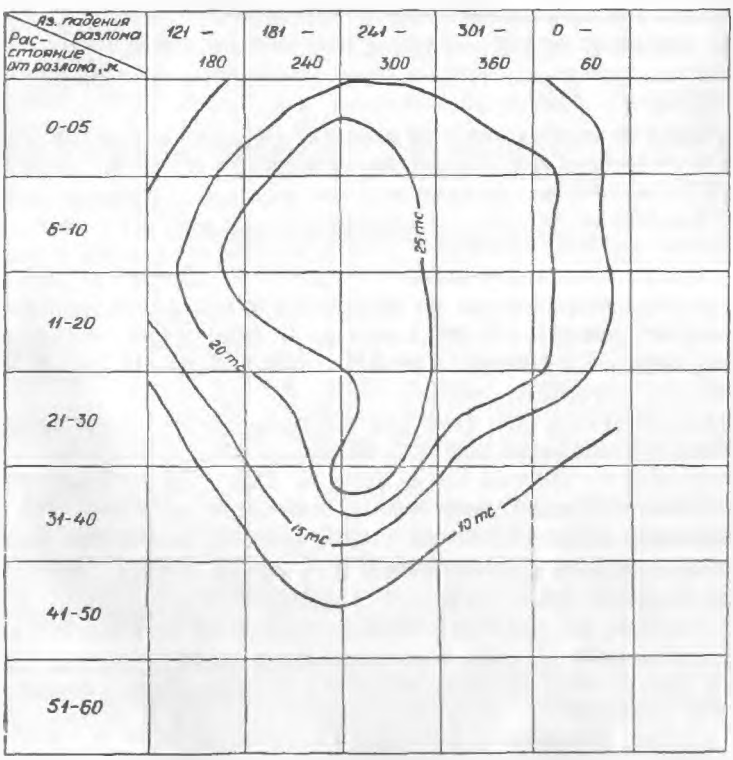


Рис. 22. Интенсивность оруденения в метропроцентах в зависимости от расстояния до ближайшего разлома и его простирания

доотложения далеко не одинаково. В каждом отдельном случае необходимо выделять главный фактор, определяющий форму рудного тела. В одной части месторождения, как это было показано выше, может быть комбинация антиклинального или синклинального изгиба пластов с крутопадающими трещинами, в другой — сколовые или оперяющие трещины, обычно сопрягающиеся с более крупными разрывными нарушениями, в третьей — интенсивное дробление пород и последующее отложение руд между двумя параллельными достаточно сближенными крупными трещинами и т. д. Оптимальные для рудоотложения расстояния между двумя параллельными трещинами при образовании рудных тел колеблются в пределах 8—14 *м*. В формировании каждого рудного тела всегда принимали участие два—три фактора рудоотложения и более.

Из приведенного описания геологоструктурных факторов рудоотложения видно, что разрывные и складчатые структуры разных порядков, существенно различаясь по размерам, определяют масштаб, интенсивность и характер процесса рудоотложения (Н. М. Синицын. 1949; Н. А. Никифоров, 1953).

К складкам первого порядка относятся антиклинорные и синклинорные структуры, измеряющиеся первыми десятками километров вкрест простирания. Выше уже отмечалось, что складками второго порядка являются достаточно крупные антиклинали и синклинали, охватывающие, как правило, все палеозойские формации района. Эти складки измеряются немногими километрами вкрест простирания и десятками километров по простиранию.

К третьему порядку Н. М. Синицын (1948) относит всю остальную, более мелкую складчатость, осложнявшую складки высших порядков. Особенностями складок третьего порядка являются небольшие размеры (сотни, десятки метров и немногие метры вкрест простирания) и приуроченность к определенным литологическим горизонтам.

Детальные геологические съемки позволили нам разделить указанную группу складок третьего порядка на четыре более низких порядка, т. е. выделить в ней складки третьего, четвертого и пятого порядка (Н. А. Никифоров, 1953).

К третьему порядку отнесены складки средних размеров, прослеживающиеся на крыльях и в осевой части складок второго порядка; это элементы, осложняющие складки второго порядка. Складки третьего порядка в большинстве случаев простираются под острым углом к направлению складок второго порядка и отчетливо наблюдаются в нескольких (3—4) стратиграфо-литологических горизонтах. Форма и размер складок третьего порядка зависят от мощности и состава соответствующих стратиграфо-литологических горизонтов. В общем же размеры этих складок колеблются в пределах от 150—200 до 800—1000 *м* в ширину и ст 1 до 3—5 *км* в длину.

К складкам четвертого порядка отнесены структуры, развитые на крыльях складок третьего порядка. Ширина этих складок от 15—20 до 70—100 *м*, длина — первые сотни метров. Они захватывают 1—2 стратиграфо-литологических горизонта; простирания же осей этих складок самые различные и зависят от их структурно-геологической позиции.

К пятому порядку причисляются еще более мелкие складки. Они чаще всего встречаются в слоистых и тонкослоистых известняках, еще чаще — в сланцах, на участках переслаивания их с известняками. Эти складки затрагивают группы или отдельные литологически обособленные слои. Простирание их зависит от структурно-литологической позиции. Они образуются как на фоне складок третьего и четвертого порядков, так и в зонах крупных разрывных нарушений.

Оси продольных складок нередко испытывают погружения и воздымания, т. е. наблюдается поперечная складчатость. В каждом порядке

продольных имеются свои поперечные складки. Расстояние между погружением и воздыманием оси продольной складки (т. е. размер поперечной складки) уменьшается с уменьшением порядка продольных складок.

Порядки разрывных тектонических форм обычно определяются по их взаимоотношению со складками того или иного порядка, но необходимо учитывать и некоторые другие признаки: отношение к разломам высшего порядка, к глубинным разломам, глубину заложения или пересекаемые горизонты, отношение к интрузивам, влияние на размещение оруденения.

Следовательно, региональные разломы, осложняющие антиклинорные и синклинорные структуры и соизмеряемые с ними, следует включать в структуры первого порядка и т. д.

Тектонические структуры разных порядков неодинаково влияли на размещение ртутно-сурьмяного оруденения.

Складчатые структуры первого порядка оказывали только общее влияние на формирование рудных полей. Разломы этого порядка могли служить глубокими выводными каналами для рудоносных растворов.

Влияние структур второго порядка на размещение оруденения в пределах ряда рудных полей несомненно. Это видно, например, из того, что основные рудоконтролирующие разломы приурочены главным образом к крыльям складок второго порядка; в то же время к осевым частям этих складок тяготеют все наиболее минерализованные участки. Разрывные нарушения третьего порядка являются, как правило, рудоподводящими каналами отдельных рудных участков.

Структуры четвертого порядка оказывали непосредственное влияние на размещение оруденения в пределах небольших рудных участков и являлись рудолокализующими. Нередко они определяли форму крупных рудных тел.

Складчатые и, особенно, разрывные нарушения пятого порядка влияли на форму мелких рудных тел. Эти нарушения во многих случаях детализируют размещение оруденения внутри крупных рудных тел.

Мелкая трещиноватость и складки гофрировки не оказали существенного влияния на размещение оруденения, для которого они представляют зоны массового дробления и повышенной проницаемости пород.

О МНОГОЯРУСНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Многоярусность ртутно-сурьмяного оруденения, доказанная для Ишметауского, Акташского и других рудных полей, обусловливается стратиграфо-литологическими и геологоструктурными факторами.

Наиболее обычен случай, когда рудные тела, помимо основного рудовмещающего горизонта (джаспероиды), встречаются в перекрывающих (обычно сланцы) или подстилающих (как правило, разнослоистые известняки) породах.

В перекрывающих сланцах рудные тела размещены вдоль крутопадающих разломов, секущих осевые части и крылья складок. При этом в осевых частях сжатых антиклиналей на расстоянии первых десятков метров от основного рудовмещающего горизонта встречены наиболее богатые линзы сурьмяных руд, тяготеющие к структурам отслоения, (рис. 10).

В подстилающих известняках, на расстоянии до 50 *м* от контакта со сланцами, прослежены крупные штокверкообразные ртутные тела, размещающиеся в осевых частях сжатых антиклиналей.

Секущие рудные зоны обычно приурочиваются к крутопадающим разломам, осложняющим крылья антиклиналей. Небольшие гнезда ртутных руд вдоль таких разломов располагаются в 150 *м* и более от рудо-

носного контакта со сланцами среди благоприятных проницаемых и достаточно трещиноватых пластов известняка. В отдельных случаях секущие тела этих руд располагаются в известняках на расстоянии свыше 400—500 *м* от контакта со сланцами, где они обычно контролируются крупными разрывными нарушениями.

Многоярусность оруденения, обусловленная надвиговыми структурами, доказана работами на ряде рудных полей Южной Ферганы. Здесь отмечаются сложные складки, в которых одни и те же статиграфические горизонты по чешуйчатым надвигам повторяются по вертикали два или три раза. При этом в благоприятных случаях оруденение размещается во всех трех ярусах. Однако промышленных концентраций оно достигает в одном, редко — в двух горизонтах (рис. 3).

В пределах Южно-Ферганского рудного пояса ртутная и сурьмяная минерализации известны в 17 различных литологических горизонтах, однако значительных концентраций они достигают лишь в 10 (рис. 3). Это — конгломератовидные известняки силура, доломитизированные и иногда битуминозные известняки среднего и верхнего девона, наиболее чистые массивные разности визе, грубослоистые и слоистые — намюра и тонкослоистые, отчасти глинистые известняки московского яруса среднего карбона. Среднекарбоновые сланцы и песчаники вдоль контакта с подстилающими известняками часто содержат промышленные концентрации руд. В среднекарбоновых конгломератах, залегающих в сланцах, также нередки рудные тела. В единичных случаях промышленные содержания ртути известны в конгломератах верхнего карбона (Сурх). Оруденение в эффузивах девона и силура приурочено обычно к породам диабазового состава. Наконец, джаспероиды (реже—роговики) и лиственниты, продукты гидротермального метаморфизма известняков, сланцев, основных и ультраосновных пород являются обычными рудовмещающими горизонтами. Оруденение в остальных горизонтах можно рассматривать в качестве индикатора промышленных ртутных залежей на глубине, в более благоприятном структурном ярусе, или же как факт, свидетельствующий о деятельности гидротермальных растворов, т. е. об общей перспективности участка.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОГАТЫХ РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ РУД

Богатыми принято считать руды, в которых содержание ртути превышает промышленный минимум в 5—10 раз и более. Сурьмяные руды относятся к богатым при содержании металла, превышающем промышленный минимум в 3—4 раза и более. Богатые рудные тела во многом определяют промышленную ценность месторождения, так как на их долю приходится около 1/3 добычи руд.

Рассмотрим основные закономерности размещения богатых руд на примерах отдельных рудных полей.

Наиболее благоприятны условия отложения богатых руд на рудных полях в зоне контакта сланцев с известняками. Структурная позиция размещения богатых рудных тел определяется прежде всего формой экранирующей поверхности.

Наиболее благоприятными факторами локализации богатых рудных тел являются структуры «капканов» (В. И. Смирнов, 1947), пересечения крутопадающими разломами пологих поверхностей контакта сланцев с известняками или джаспероидами, пологие трещины, особенно с глинкой трения, а также плоскости напластования.

На рис. 23 показаны наиболее характерные тела богатых ртутных руд в месторождениях Ишметауского рудного поля. Намечаются две ведущие геологоструктурные позиции их:

1) богатые рудные тела под сланцевым экраном, иногда уходящие вдоль разлома (до 10 *м*) в сланцы;

2) богатые рудные тела среди джаспероидов и известняков.

На формирование каждого рудного тела активное влияние оказывало несколько факторов. Особо богатые руды размещаются в осевой части антиклинальной складки, непосредственно под сланцевым экраном или вблизи него в расслоенных известняках (рис. 23, I). Здесь же наблюдается тяготение богатых руд к местам сопряжения разломов и пересечения ими контакта известняков со сланцами. Во второй группе рудных тел, размещенных в кремнистых массивных известяках, богатые и массивные (штуфные) руды залегают в оси антиклинальной складки, по контакту тонкослоистых, частично окремненных известняков (джаспероидов) с подстилающими и массивными известняками (рис. 23, II а). Здесь отчетливо видна роль сопряжений разломов, мест дробления вдоль одной трещины и экранирования плоскостью пологого нарушения.

В рудных телах среди окремненных известняков, связанных с тре-

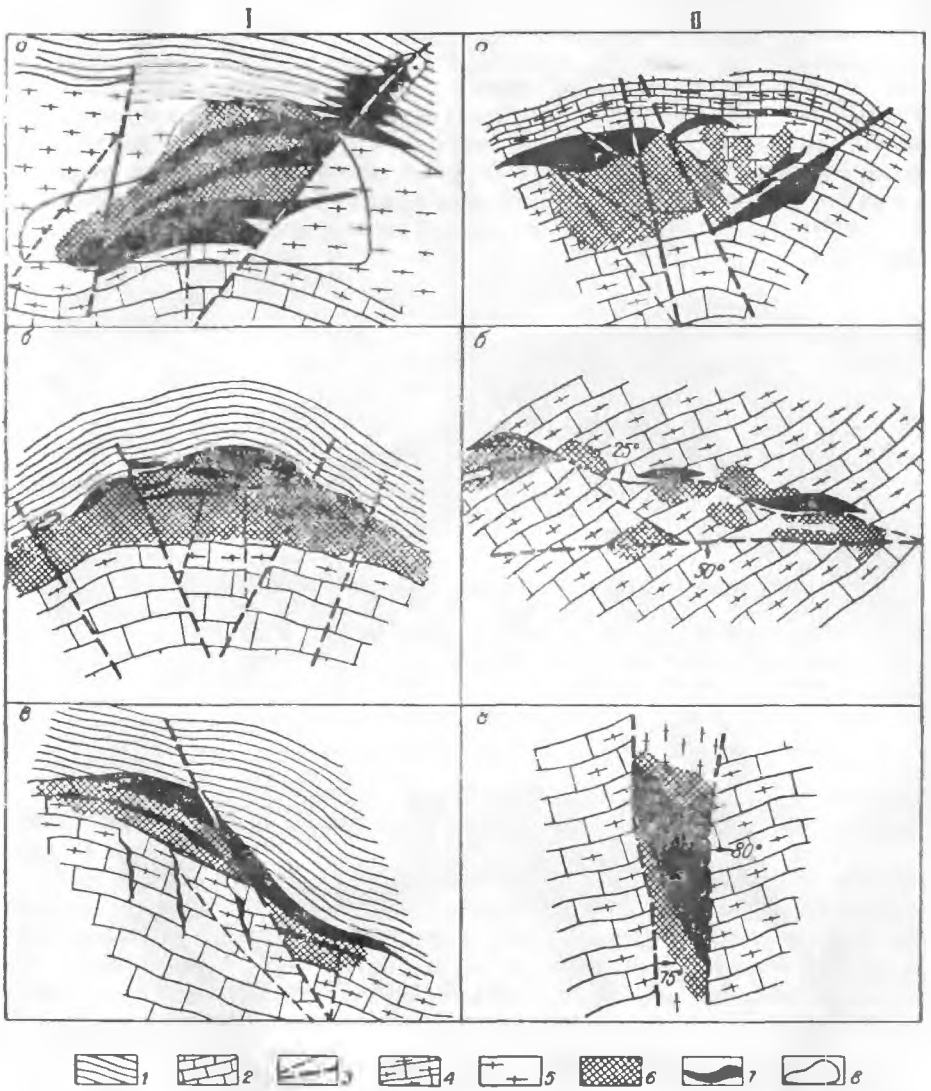


Рис 23. Размещение богатых ртутных руд участка «Промежуточный» месторождения в зоне контакта известняков со слаицами.

1 — сланцы среднего карбона; *2* — известняки среднего карбона; *3* — разрывные нарушения; *4* — окремненные известняки; *5* — джаспероиды; *6* — богатые прожилково-вкрапленные ртутные руды; *7* — богатые массивные (штуфные) руды; *8* — контур горной выработки.

щинами (рис. 23, II б, в), размещение богатых руд контролировалось изгибами и сопряжениями трещин. В случае пологого залегания трещин (сопровождаемых глинкой трения) происходило экранирование руд. Отдельные мелкие богатые рудные тела (гнезда) в известняках образуются между двумя параллельно сближенными разломами при активном влиянии фактора сопряжения с более мелкими трещинами.

На рис. 24 (I, II) показаны более типичные детали размещения богатых ртутных руд. Особенно благоприятным оказался участок на пересечении трещиной контакта джаспероидов со сланцами. Известно несколько богатых рудных тел, залегающих непосредственно в сланцах, вблизи контакта их с джаспероидами.

Размещение богатых рудных тел на участке «Промежуточный» Ишметауского рудного поля отражено на структурной карте и разрезе (рис. 25). На этой карте показаны (в изогипсах) кровля известняков и джаспероидов рудовмещающего горизонта и рудные тела, залегающие в массивных известняках, джаспероидах и сланцах. Особо выделяются богатые рудные тела, разобщенные значительными расстояниями. Промежутки между ними характеризуются нередко пустыми породами или же бедными рудными телами. Анализ распределения ртутного оруденения в определенных стратиграфо-литологических горизонтах свидетельствует о том, что богатые рудные тела (за исключением трех) залегают вблизи (10—15 *м*) сланцевого экрана или непосредственно под ним.

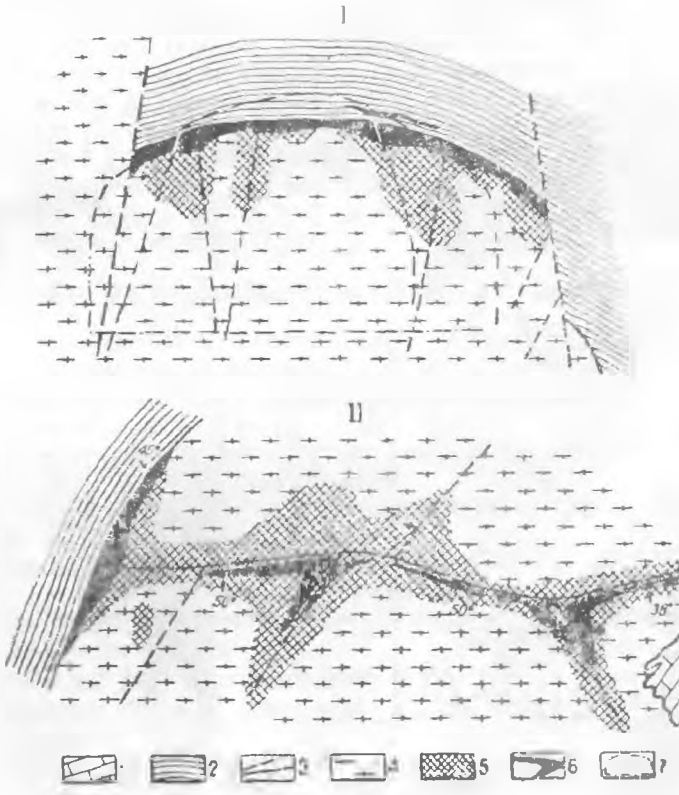


Рис. 24 Детали строения рудного тела участка «Промежуточный» ртутно-сурьмяного месторождения.

1 — известняки среднего карбона; *2* — сланцы; *3* — разрывные нарушения; *4* — бедные руды в джаспероидах; *5* — рядовые и богатые прожилково-вкрапленные ртутные руды; *6*—богатые массивные (штуфные) ртутные руды; *7* — контур горной выработки.

Наиболее благоприятной структурной позицией является осевая часть антиклинали, осложненная разломами, в особенности ее куполовидные поднятия. Ведущая роль разрывных нарушений легко устанавливается при внимательном просмотре структурной карты (рис. 25). Почти все рудные тела тяготеют к разрывным нарушениям северо-западного и широтного простирания, которые сопрягаются с главными рудоконтролирующими диагональными разломами северо-восточного направления. Последние ограничивают участок с юго-востока и северо-запада.

Рис. 25. Структурная схема участка «Промежуточный» ртутно-сурьмяного месторождения на контакте известняков со сланцами
1—песчаники и сланцы среднего карбона; *2* — окремненные известняки (джаспероиды); *3* — грубослоистые известняки карбона; *4* — дайки диабазового порфирита; *5* — изогипсы кровли рудовмещающих известняков; *6* — разрывные нарушения; *7* — рудные тела под сланцами и в сланцах; *8* — рудные тела в джаспероидах; *9* — рудные тела в массивных известняках; *10* — богатые рудные тела.

Главная масса сурьмяных руд Акташского рудного поля, особенно богатых, размещается также на контакте джаспероидов с перекрывающими их сланцами.

Джаспероиды и роговики во всей своей массе рудоносны, но промышленное оруденение занимает только часть рудовмещающей залежи. В большинстве случаев оно не имеет геологических границ и, как правило, оконтуривается по данным опробования в соответствии с действующими кондициями. Если существующие кондиции снизить примерно в 3 раза, то всю пластообразную джаспероидно-роговиковую залежь минерализованного тела можно считать рудным телом.

Главная особенность образования богатых рудных тел заключается в отчетливом проявлении влияния как структурных, так и литологических факторов. Такие рудные тела залегают, как правило, в антиклинальных изгибах, сочетающихся в одних случаях с сопряженными трещинами, в других — с искривленными (рис. 11).

Детали размещения богатых массивных (штуфных) руд внутри богатого рудного тела приведены на рис. 26. Здесь массивные руды зани-

мают наиболее благоприятные позиции: сопряжение нескольких сближенных трещин, сопряжение трещин с пологопадающим нарушением, по плоскости которого развита глинка трения. Весьма благоприятны для накопления массивных (штуфных) руд места сочленения двух или более сопряженных трещин с поверхностью контакта между сланцами и рудовмещающими джаспероидами.

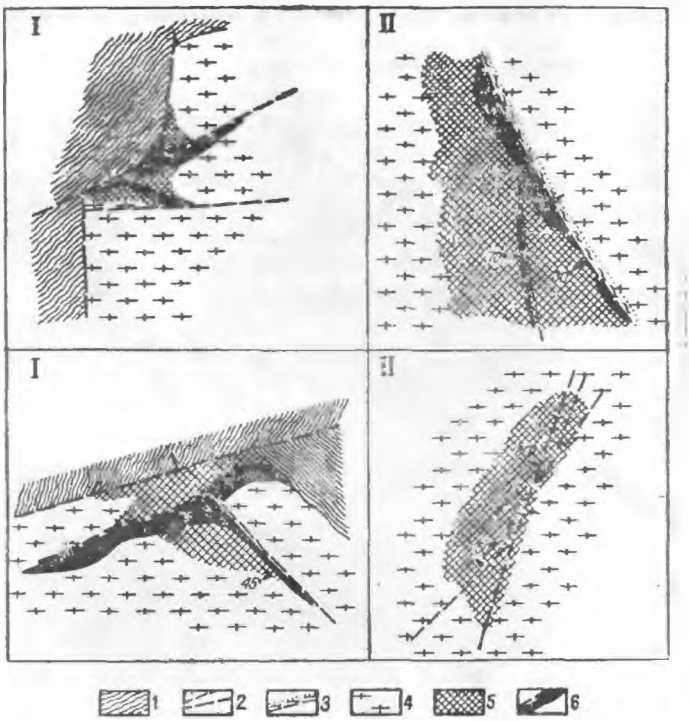


Рис. 26. Детали строения рудных тел месторождения Сурьмяный гребень

I — богатые гнезда сурьмяных руд в зоне контакта джаспероидов со сланцами; *II* — то же внутри джаспероидов.

1 — сланцы; *2* — разрывные нарушения; *3* — глинка трения в плоскости пологопадающего разрывного нарушения; *4* — бедные руды в джаспероидах; *5* — рядовые и богатые прожилково-вкрапленные руды; *6* — богатые массивные (штуфные) сурьмяные руды.

Наиболее изученный рудный участок с преимущественно богатыми сурьмяными рудами приурочен к антиклинальной складке третьего порядка в области западного периклинального замыкания Акташской антиклинали и осложнен рудоконтролирующим разломом (Северный сброс) субширотного простирания. Вдоль этого разрывного нарушения и сопряженных с ним разрывов юго-западного простирания устанавливаются интенсивное окварцевание и повышенная рудоносность (рис. 27).

Главные богатые руды размещаются в осевой части антиклинали, тяготея к местам сопряжения разрывов юго-западного простирания с Северным сбросом.

Богатые рудные тела, залегающие на крыльях складок, в большинстве случаев приурочены к участкам перехода крутых углов падения контакта к пологим. Рудные тела с богатыми рудами залегают обычно в пологой части, как бы на своеобразном плече, осложненном разломом.

Рудные тела месторождений трещинного типа в

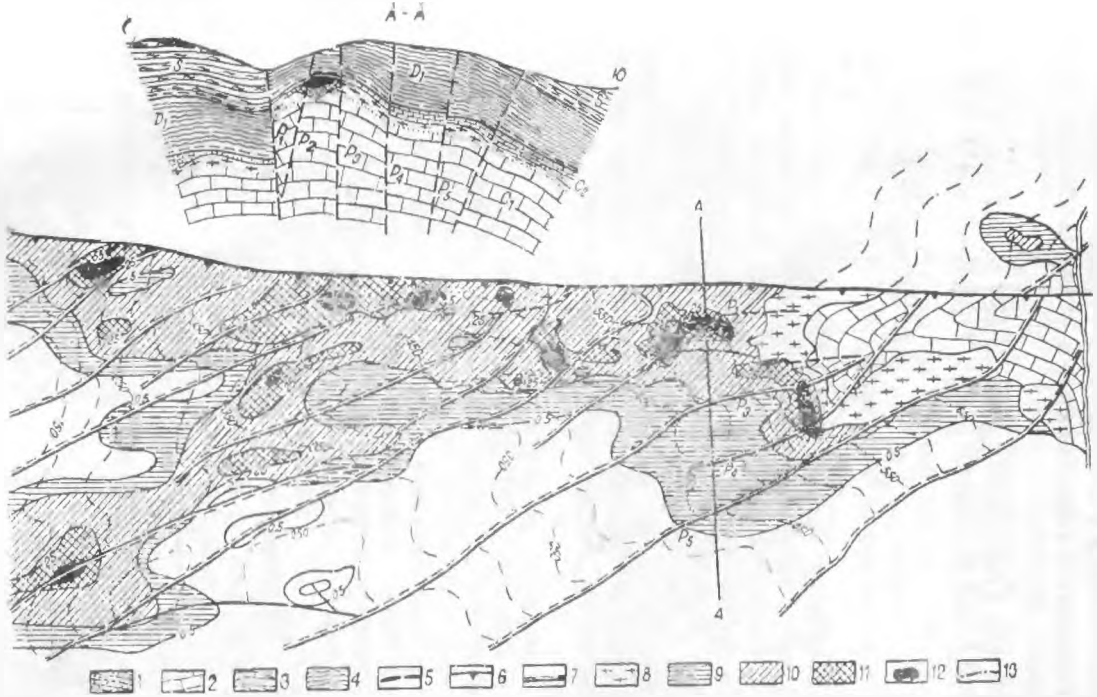


Рис. 27. Структурная схема месторождения Сурьмяный гребень.

1 — сланцы среднего карбона; *2* — известняки карбона; *3* — песчаники и сланцы нижнего девона; *4* — песчано-сланцевая толща силура, *5* — надвиги (на разрезе); *6* — северный взброс; *7* — разрывные нарушения третьего и более мелких порядков (на структурной карте); *8* — рудовмещающие роговиковые джаспероидные брекчии; *9* — рудовмещающая джаспероидно-роговиковая брекчия мощностью от 0,5 до 5 *м*; *10* — то же от 5 до 25 *м*; *11* — то же более 25 *м*; *12* — джаспероидно-роговиковая брекчия с богатыми телами сурьмяных руд; *13* — изогипсы кровли рудовмещающего горизонта.

доломитово-известняковых комплексах приурочены к разрывным нарушениям, чаще без видимого экранирования сланцами.

Богатые ртутные руды локализуются в наиболее благоприятных структурных позициях рудораспределяющего разрывного нарушения. Такими позициями являются изгибы разлома по простиранию или по падению; более благоприятны плоскости с пологими углами падения. Богатые руды встречаются чаще всего на участках сопряжения и оперения трещин и в блоках между двумя нарушениями. Локализация богатых руд приурочена главным образом к местам, где литологически благоприятный горизонт пересекается рудоносными трещинами.

Сказанное подтверждается геологическими материалами по Сымапскому месторождению.

В результате анализа размещения оруденения в зоне Сымапского надвига выявлено, что более половины руды залегает в плоскости над-

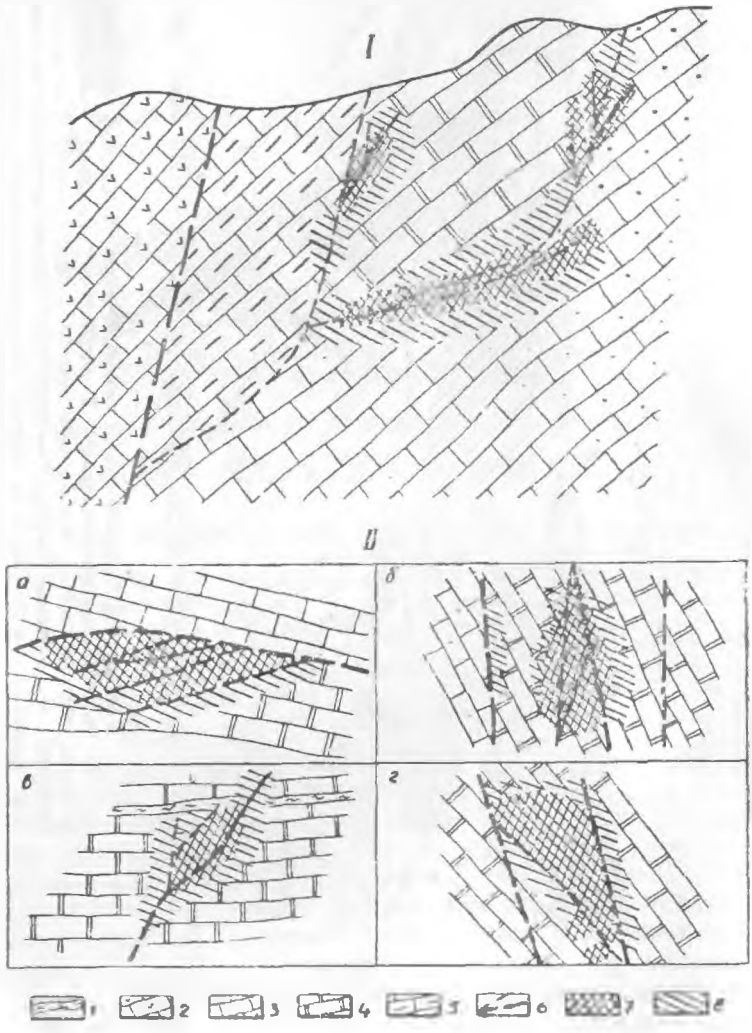


Рис. 28. Размещение рядовых и богатых ртутных руд в рудных телах ртутного месторождения трещинного типа в известняках.
1 — пропласток сланца в известняках; *2* — доломиты; *3* — амфипоровые известняки; *4* — доломитизированные известняки; *5* — темно-серые известняки; *6* — разрывные нарушения; *7* — богатые ртутные руды; *8* — рядовые и бедные ртутные руды.

вига или вблизи нее и около 35% — в некотором удалении, в трещинах сопряжения.

Богатые рудные тела известны почти во всех описанных выше геологоструктурных типах рудных тел, однако наиболее часто они встречаются в местах изгиба рудолокализующей трещины, сопряжения и пересечения трещин и в блоке между двумя и более сближенными параллельными трещинами.

На рис. 28 представлены наиболее характерные богатые рудные тела, в образовании которых устанавливается отчетливое влияние нескольких факторов. Например, для локализации богатого рудного тела, показанного на рис. 32, а, отчетливо прослеживается влияние трех факторов: изгиба разлома по простиранию, сопряжения разломов и дробления в блоке между двумя параллельными трещинами. На рис. 28, в совершенно отчетливо видна ведущая роль таких факторов, как изгиб трещин по падению и пересечению трещиной разнородных пород (пропластки сланцев). На других зарисовках рудных тел (рис. 28, б, г) также четко видно, что в образовании богатых рудных тел велика роль сопряжения трещин и дробления в блоке между двумя сближенными параллельными трещинами.

Наибольшее число богатых рудных тел размещено в местах сопряжения основной плоскости взбросо-надвига с отходящими от него трещинами оперения. При этом более перспективны на богатые руды трещины северо-восточного простирания, падающие на юго-восток.

Довольно значительное количество богатой руды размещается в пологой части надвига, в месте перехода ее от пологой к крутой. Богатые рудные тела тяготеют к поперечным перегибам основной плоскости надвига, где нередко создавались весьма благоприятные условия для рудоотложения (приоткрывание, искривление, дробление и дополнительный экран).

Рудные тела в сложных терригенно-вулканогенных толщах характеризуются более бедным содержанием металла. На месторождении Чонкой выявлены лишь единичные гнездообразные тела богатых ртутных руд. Однако почти в каждом рудном теле можно выделить обогащенные части, размещающиеся в непосредственной близости к рудоконтролирующим элементам. Наиболее богатыми концентрациями и крупными размерами характеризуются рудные тела на участках выклинивания лиственитов в сланцы, что может быть объяснено высокой концентрацией киновари в связи с экранирующими сланцами, создающими условия для меньшего рассеяния ртути.

Таким образом, в образовании богатых рудных тел устанавливается одновременное отчетливое влияние нескольких (трех и более) факторов, благоприятное сочетание которых и обусловливает значительную концентрацию металла. На участках простого геологического строения богатые рудные тела, как правило, не образуются.

ГЛАВА IV

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, МЕЛКАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ЛОКАЛИЗАЦИИ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Генезис ртутных и сурьмяных месторождений и особенности локализации оруденения рассматривались во многих работах (А. А. Сауков, 1946; В. И. Смирнов, 1947; В. А. Королев, 1947, 1956, 1965; В. А. Невский, 1948—1956; В. Э. Поярков, 1955; В. Т. Сургай, 1955; В. А. Кузнецов, 1958; П. А. Шехтман, 1958—1965; Н. А. Никифоров, 1959; Н. А. Озерова, 1961—1965; В. П. Федорчук, 1961, 1964 и др.). Однако оценка физических свойств пород давалась главным образом по визуальным наблюдениям трещиноватости и пустотности пород.

В работах Н. А. Никифорова (1959, 1961, 1965), Ю. А. Розанова (1961—1965) и М. Г. Жарикова (1963) приводятся данные о пористости и механических свойствах пород, полученные при лабораторных исследованиях большого числа образцов, отобранных на ряде среднеазиатских сурьмяных и ртутных месторождений и некоторых месторождений других районов СССР.

Роль физических и механических свойств рудовмещающих горных пород в формировании месторождений и локализации оруденения в настоящее время не вызывает сомнений. Результаты исследований подтверждают важное значение механических свойств пород в формировании рудолокализующих структур, а физических (особенности пористости и пустотности) — в локализации оруденения.

Свойства пород, вмещающих ртутно-сурьмяное оруденение, играли исключительную роль в процессе их деформаций (складчатых и разрывных) и влияли на размещение оруденения. В данном случае представляют интерес свойства пород по отношению к деформациям (пластичность и хрупкость) и явлениям гидротермального метаморфизма. Первые имеют скорее физическую природу; во второй категории существенную роль могут играть также химические свойства пород (В. А. Королев, 1947).

Все горные породы в общем случае в той или иной мере пластичны. Однако при нагрузках, не превышающих определенной величины, и при определенных условиях они обладают упругими и хрупкими свойствами. Ю. А. Розанов, Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1950) на основании экспериментального исследования деформаций карбонатных пород при всестороннем сжатии (2100—2300 *кг/см*^{2}) и ориентированном напряжении (от 100—400 до 6700 *кг/см*^{2}) дают объяснение закономерностям развития определенных систем трещин и намечают последовательность их образования. При более высоком всестороннем сжатии (21000 *кг/см*^{2}) деформация не сопровождается образованием каких-либо трещин (здесь пластическая деформация происходит в более чистом виде).

Большинство горных пород в определенных условиях проявляет хрупкие свойства, которые весьма относительны даже в одних и тех же породах. Задачей лабораторных и полевых исследований является определение степени пластичности, хрупкости (П. М. Цимбаревич, 1948), упругих и других свойств отдельных типов горных пород в различных условиях. Кроме того, важно определить условия, в которых проявляются несущие свойства пород (В. А. Королев, П. А. Шехтман, 1956), так как они оказывали влияние на развитие мелкой трещиноватости и размещение оруденения.

Прежде чем перейти к рассмотрению результатов лабораторного изучения упругих свойств и пористости, необходимо кратко охарактеризовать свойства наиболее распространенных типов рудовмещающих пород.

Вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение горные породы палеозоя Южно-Ферганского пояса представлены следующими главными типами: известняки, доломиты, сланцы, песчаники, конгломераты, гипербазиты, интрузивы основного состава.

Известняки в зависимости от структуры, сложения и состава делятся на массивные, толстослоистые (силур, нижний карбон — визе), среднеслоистые (девон—карбон) и тонкослоистые (намюр—средний карбон). Тонкослоистые их разности содержат значительное количество примесей и обладают высоким сопротивлением сжатию и относительно низким — разрыву. Способность к изгибу и анизотропные свойства, вызванные слоистостью, возрастают от массивных известняков к слоистым.

Доломиты и доломито-известняки представлены грубослоистыми и слоистыми разностями.

Способность известняков и доломитов к дроблению и последующему залечиванию образовавшихся в них трещин повышается от тонкослоистых к грубослоистым и массивным разностям. Указанные свойства придают известнякам и доломитам повышенную прочность по отношению к деформациям, которая увеличивается от тонкослоистых к массивам. Обратная зависимость наблюдается для пластичности: у массивных известняков она низкая, у тонкослоистых — более высокая. Мелкая трещиноватость и особенно более крупные трещины в грубослоистых и массивных известняках развиваются интенсивнее, чем в тонкослоистых.

Таким образом, изменение степени слоистости (удельная слоистость — В. А. Королев, П. А. Шехтман, 1956—1965) и состава (в особенности литологического) известняков вызывает изменение их свойств по отношению к деформациям.

Хрупкость массивных и толстослоистых известняков больше, чем тонкослоистых. Но гидротермальные процессы сильно изменяли первоначальные свойства тонкослоистых известняков. На ранних стадиях минерализации они подвергались более интенсивному окварцеванию, хрупкость резко возрастала и становилась большей, чем у массивных.

В районе преобладают кварцево-глинисто-серицитовые и известняково-глинисто-серицитовые, реже — углистые сланцы. Физические свойства их характеризуются относительно высокой пластичностью и более высоким, чем у известняков, сопротивлением разрыву вдоль по напластованию. В соответствии с этим сланцы обладают исключительно высокой способностью к изгибу и низкой — к образованию трещин. Трещины в них слабо залечиваются карбонатами. Несущие свойства (Ь. А. Королев, П. А. Шехтман, 1956—1965) у сланцев значительно ниже, чем у известняков, но в определенных условиях (мелкая складка, высокая степень метаморфизма и др.) они могут проявляться. Сланцы обладают большой удельной слоистостью, довольно низкой трещиноватостью и низкой водопроницаемостью, что нередко определяет их экранирующую роль.

Метаморфизм сланцевых толщ в пределах ртутно-сурьмяных месторождений выражается главным образом в окварцевании и серицитизации, распространенных, как правило, на интенсивно деформированных участках. Встречается также карбонатная минерализация (кальцит—анкерит).

Среди песчаников и конгломератов преобладают известняковые и сланцево-известняково-кремнистые разности, иногда с галькой эффузивных пород основного состава (Кунякульские). Эти породы отличаются высоким сопротивлением сжатию и слабым — разрыву, очень низкой пластичностью и значительной хрупкостью. Крупные разрывные нарушения и трещины в них образуются чаще, чем в сланцах. Для них менее характерно развитие складок гофрировки. Хотя удельная трещиноватость песчаников и конгломератов обычно ниже, чем сланцев, трещины в них значительно крупнее.

Эффузивные породы основного состава, вмещающие ртутно-сурьмяное оруденение, имеют в районе меньшее значение, чем известняки и доломиты, но большее, чем песчаники и конгломераты. При тектонических деформациях эффузивным породам района свойственны повышенная жесткость и хрупкость. В них развиты как мелкая трещиноватость, так и более крупные трещины и разломы. Залечивание трещин в эффузивах происходит медленнее, чем в известняках. Циркуляция гидротермальных растворов в эффузивах осуществляется главным образом по трещинам, в зальбандах которых развиваются значительные ореолы и зоны анкеритизированных и кварц-карбонатных пород и отмечается слабая хлоритизация.

Интрузивные породы в пределах некоторых ртутных рудных полей района представлены телами серпентинизированных гипербазитов и небольшими штоками габроидов. Серпентинизация перидотитовых и габброперидотитовых пород приводит к резкому изменению их свойств — повышению пластичности. Эти породы при тектонических деформациях могут вести себя как пластичные массы.

Отмеченные свойства пород не оставались постоянными. Они изменялись как во времени, так и в зависимости от условий. Так, в процессе средне- и низкотемпературного гидротермального метаморфизма и при кислом метасоматозе образовывались лиственит и иные кварц-карбонатные породы с повышенной хрупкостью, приближающиеся к джаспероидам.

Продукты гидротермального метаморфизма — джаспероиды, роговики, лиственит, кварц-карбонатные доломитизированные и кальцитизированные породы — обладают низкой пластичностью и высокой хрупкостью по сравнению с исходными породами.

Ю. А. Розанов и Н. П. Тимченко (1965) предложили графически изображать характеристику упругих свойств пород одной точкой в системе координат «модуль упругости — коэффициент Пуассона». Этот способ изображения дает возможность оценить пластичность — хруп-

кость пород и сравнить по этим параметрам породы, неизмененные и в разной степени измененные гидротермальными процессами. Приведенные названными авторами графики для перехода известняк—джаспероид и основная порода — лиственит отчетливо показывают значительно большую хрупкость гидротермально измененных пород. В процессе тектонических деформаций эти породы легко подвергаются массовому дроблению. Для них характерна повышенная пористость и относительно высокая трещиноватость по отношению к исходным породам.

Ниже приводятся результаты изучения упругих свойств, пористости и мелкой трещиноватости рудовмещающих пород и указывается значение этих свойств в локализации ртутно-сурьмяного оруденения.

Упругие свойства пород

Исследования упругих свойств пород осуществлены только по Ишметау и Чонкою на небольшом числе проб в лаборатории ИГЕМа АН СССР ст. лаборантом О. Н. Коротковой. Упругие константы (модуль упругости и коэффициент Пуассона) определялись динамическим методом (по скорости прохождения упругих волн). На ограниченном количестве образцов типичных пород проведены исследования их способности деформироваться при всестороннем сжатии. Методика экспериментов описана Ю. А. Розановым (1962) и Б. П. Беликовым и др. (1964).

В Ишметау пробы отобраны из горных выработок и буровых скважин Южной антиклинали (участки Главный и Промежуточный). Изучались наиболее типичные известняки нижнего карбона, известняки и песчано-глинистые сланцы среднего карбона, песчаники нижнего девона, а также окварцованные известняки (джаспероиды), развитые на контакте известняков и сланцев (табл. 14).

Таблица 14

Упругие свойства пород, определенные динамическим методом (Ишметауское рудное поле)

Лабораторный номер	Порода	Объемный вес	Коэффициент Пуассона, μ	Модуль упругости, $E \cdot 10^5$ кг/см²
3693	Известняки массивные C_1	2,69	0,28	6,59
3694	—«—	2,69	0,27	6,72
3706	Известняк грубослоистый C_2	2,70	0,31	6,93
3707	—«—	2,69	0,29	7,49
	Среднее	2,69	0,29	6,93
3677	Известковый песчаник $Д_1$	2,67	0,22	5,08
3699	Сланцы песчано-глинистые C_2	2,69	0,19	4,96
3701	—«—	2,66	0,25	5,98
	Среднее	2,68	0,22	5,47
3703	Джаспероид	2,56	0,06	6,62

При рассмотрении данных исследований устанавливается, что карбонатные породы характеризуются более высокими значениями модуля упругости E и коэффициента Пуассона μ, чем песчано-глинистые сланцы.

Низкое значение коэффициента Пуассона и относительно невысокое значение модуля упругости джаспероидов характеризуют эту породу как жесткую, наиболее склонную среди пород разреза к хрупким деформациям.

Относительная деформируемость была изучена только для двух типов пород: массивных известняков нижнего карбона и песчанистых сланцев среднего карбона.

Деформация образцов пород велась в обстановке всестороннего сжатия, равного примерно 2100 *кг/см*^{2}. Результаты исследования показывают, что для получения в сланцах той же величины деформации, что и в известняках, нужны ориентированные напряжения, меньшие на 1000—1200 *кг/см*^{2}. Данные, полученные в интервалах использования ориентированных напряжений, свидетельствуют об относительно большой пластичности песчано-глинистых сланцев и более быстром, чем у известняков, росте величины деформации при увеличении ориентированных напряжений. Такое же соотношение пластических и хрупких свойств указанных пород следует из анализа данных табл. 14.

Из средних значений модуля упругости и коэффициента Пуассона видно, что сланцы более пластичны, чем известняки, и для деформаций их нужны меньшие напряжения.

На месторождении Чонкой для изучения упругих свойств в пробы отобраны (из керна скважин) следующие главные разновидности пород: доломитизированные известняки и эффузивы девона, серпентиниты и две ведущие разности лиственитов (лаб. № 5884 и 5885, табл. 15).

Таблица 15

Упругие свойства пород месторождения Чонкой, определенные динамическим методом

Лабораторный номер	Порода	Объемный вес	Коэффициент Пуассона, μ	Модуль упругости, $E \cdot 10^5$ *кг/см*^{2}
5882	Известняк доломитизированный	2,79	0,29	10,41
5884	Лиственит окварцованный	2,87	0,16	10,10
5885	Лиственит карбонатизированный	2,81	0,22	9,55
5887	Серпентинит карбонатизированный	2,51	0,33	3,32
5888	Основной эффузив	2,88	0,35	8,67

Известняки и основные эффузивы характеризуются (табл. 15) высокими модулем упругости и коэффициентом Пуассона, что свидетельствует о значительной пластичности этих пород в обстановке высокого всестороннего давления, при избыточном давлении по одному из направлений. В то же время лиственниты, также характеризующиеся высоким модулем упругости, более хрупкие, ибо коэффициент Пуассона для них очень мал. Геологические наблюдения подтверждают

правильность такой интерпретации механических свойств пород: в зонах разломов эффузивы нередко разлинзованы, милонитизированы, тогда как лиственитн, как правило, только раздроблены.

Характер и величина изменения модуля упругости как для разных по составу пород, так и для одной литологической группы не могут быть объяснены разницей в их пористости, хотя она, несомненно, влияет на упругие свойства пород (Б. П. Беликов, 1964). По данным исследованных проб Ишметауского рудного поля, средняя пористость пород, как указывалось выше, меняется от 0,51 до 2,60%, в то время как модуль упругости — от $5{,}47 \cdot 10^5$ до $6{,}93 \cdot 10^5$ *кг/см*^{2} т. е. примерно на $1{,}5 \cdot 10^5$ *кг/см*^{2}. Такое изменение упругости является, очевидно, следствием изменений состава и структуры пород. То же следует сказать и о пробах с месторождения Чонкой. Известняки этого месторождения отличаются значительно более высоким модулем упругости, чем известняки Ишметау, что объясняется их значительной доломитизацией. В общем случае породы с высоким модулем упругости более хрупкие, особенно если они характеризуются одновременно низкими значениями коэффициента Пуассона. Более же высокие значения этого коэффициента при высоком модуле упругости свидетельствуют о возможности реализации напряжений в виде пластического течения в обстановке высокого всестороннего сжатия, т. е. на значительных глубинах.

На основании результатов исследований относительной деформируемости пород можно высказать следующие соображения. Разница в 1000—1200 *кг/см*^{2}, необходимая для получения одной и той же величины деформации в известняках и сланцах при применявшихся величинах нагрузок, не может быть объяснена закрытием части пор в более пористой породе (сланцах) и, следовательно, появлением в них пластических остаточных деформаций. Эту разницу можно объяснить лишь различиями в составе и структуре пород.

Различия в упругости пород для рассмотренных месторождений (Ишметау и Чонкой), охарактеризованные приведенными выше цифрами, подтверждают разное отношение этих пород к напряжениям, возникавшим при формировании структуры месторождения. В то время как в известняках, лиственитах и, особенно, в джаспероидах напряжения реализовывались еще в виде упругих и хрупких деформаций, в сланцах, алевролитах и серпентинитах уже имела место пластическая деформация. Напряжения в известняках, лиственитах и джаспероидах разрядились в результате образования системы трещин, затухающих при переходе в пластически деформирующиеся серпентиниты, алевролиты и сланцы.

Пористость

Рассмотрим результаты изучения эффективной пористости горных пород. Исследованы основные, ультраосновные интрузивные породы, известняки, доломиты и терригенные породы палеозоя, а также продукты гидротермального метаморфизма этих пород: лиственнты, кварц-карбонатные породы, джаспероиды, окварцованные и каолинизированные песчаники и конгломераты.

Пробы отобраны из керна скважин и горных выработок, а также с дневной поверхности по линиям геологических разрезов.

Большая часть лабораторных исследований эффективной пористости пород выполнена лаборантами Л. П. Солодовой, А. З. Машковой под руководством Ю. А. Розанова в ИГЕМ АН СССР. Часть проб изучалась в САИГИМС лаборантом Л. И. Панченко.

Эффективная пористость определялась главным образом для гор-

ных пород сурьмяно-ртутных месторождений Ишметау, Акташ, Чаувай, Чонкой. Для сравнения приводятся показатели эффективной пористости горных пород, отобранных автором на ртутных месторождениях других рудных районов СССР. В заключении главы приводятся результаты изучения мелкой трещиноватости горных пород и ее роли в локализации ртутного оруденения.

Все изученные месторождения относятся к типу низкотемпературных гидротермальных.

Исходные (неизмененные) рудовмещающие породы на месторождениях Ишметау, Акташ и Чаувай представлены мощной толщей карбоновых известняков, перекрытых песчано-сланцевой толщей; на месторождениях Сымап, Адыракоу, Акташ — доломитами и известняками девона; на месторождениях Чонкой и Чаган-Узун (Алтай) — сланцами, эффузивами и основными—ультраосновными интрузивными породами; на Никитовском (Украина) и Перевальном (Краснодарский край) — переслаивающимися терригенными толщами сланцев и песчаников (иногда с конгломератами).

Рудовмещающими структурами месторождений первой группы служат рудоконтролирующие разломы, осложняющие антиклинальные складки. Особенно благоприятны для оруденения купольные части складок.

Рудовмещающие структуры месторождений второй и третьей групп — разломы, осложненные изгибами или оперяющими разрывами.

Общим для всех месторождений является дорудное тектоническое дробление пород в зонах нарушений, вдоль которых происходила их гидротермальная дорудная переработка: окварцевание (Ишметау, Чаувай, Акташ), лиственитизация и карбонатизация (Чонкой, Чаган-Узун), доломитизация и кальцитизация (Сымап, Адыракоу, Акташ), аргиллизация (Перевальное и Никитовское). Роль экрана на рассматриваемых месторождениях зависит от конкретной геологической обстановки.

Таким образом, дорудный этап исследованных ртутно-сурьмяных месторождений характеризуется возникновением метаморфических пород, которые стали благоприятной средой для рудоотложения.

ЭФФЕКТИВНАЯ ПОРИСТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При оценке пористости пород и ее влияния на рудоотложение следует различать пористость общую и эффективную. Значение эффективной пористости определяется длительным свободным водонасыщением (Ю. А. Розанов, 1962), что позволяет оценивать доступность порового пространства для растворов.

Пробы для исследования пористости (более 800) были отобраны из горных выработок и керна 12 скважин, а также взяты с рудоносных выходов при изучении геологических разрезов. Рассмотрим результаты исследования пористости по ведущим типам ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы и некоторых других рудных районов Советского Союза.

Ишметауское рудное поле. Результаты определений объемных весов и пористости различных типов пород Ишметау даны в табл. 16. Каждый тип пород характеризуется определенными пределами значений объемных весов и эффективной пористости. Наиболее пористы сланцы силура (9%) и нижнего девона (3,2%), надвинутые на породы нижнего и среднего карбона, чем, по-видимому, в значительной мере и объясняется их это свойство. Наиболее плотные, мало пористые (0,5%) породы — подстилающие рудный горизонт массивные и грубослоистые известняки нижнего карбона. Следовательно, увеличение пористости

Таблица 16

Объемный вес и эффективная пористость пород

Порода	Кол-во проб	Объемный		Эффективная пористость, %		Примечание
		колебания	среднее	колебания	среднее	
Известняки массивные и грубослоистые C_1 и C_2	44	2,67—2,70	2,69	0,25—0,92	0,50	Подстилающая толща
Известняки C_2 слоистые и грубослоистые	2	2,62	2,62	2,72—2,86	2,79	
Сланцы C_2 карбонатизированные	6	2,66—2,71	2,69	0,83—1,43	1,01	Пачка, непосредственно залегающая над рудной толщей
Сланцы C_2	5	2,63—2,70	2,68	1,45—4,15	2,60	Залегающая выше над рудной пачкой
Сланцы $Д_{1-2}$	11	2,48—2,70	2,67	1,68—3,93	2,64	Надвинутая толща
Сланцы S_2	3	2,28—2,51	2,36	8,74—12,40	10,2	«
Джаспероид безрудный	8	2,54—2,69	2,61	1,56—3,66	2,42	Рудная толща
Джаспероид безрудный кавернозный	2	2,41—2,57	2,49	4,13—6,03	5,08	«
Джаспероид оруденелый (киноварь)	5	2,56—2,77	2,68	1,63—2,10	1,84	«
Сланцы гидротермально-измененные, с прожилками оруденения	1	2,80		2,98		В пределах рудной залежи
Сланцы гидротермально измененные, безрудные	2	2,68—2,69	2,68	2,01—4,15	3,08	«

Таблица 17

Изменение пористости известняков и сланцев карбона в результате гидротермального метаморфизма (средняя эффективная пористость, %)

Порода	Известняки	Сланцы
Неизмененная	0,51	2,60
Слабо измененная	0,72	—
Интенсивно измененная (в пределах рудной залежи)	2,42*	3,08

пород обусловлено дорудной гидротермальной переработкой их. Данные, характеризующие масштаб этого изменения, представлены в табл. 17.

Увеличение пористости относительно невелико для сланцев (20—25%) и весьма значительно для карбонатных пород (в 4—5 раз больше).

В пределах рудного поля по скважинам изучена эффективная по-

* Джаспероиды по известняку.

ристость пород разреза. Здесь отмечен уплотненный экран, сложенный карбонатизированными сланцами среднего карбона (рис. 29). Мощность экранирующей пачки — 10—30 *м*. Эффективная пористость карбонатизированных сланцев — 0,83—1,43%, джаспероидов рудовмещающего горизонта — 1,8 — 2,5%. Залегающие выше карбонатизированных сланцев песчано-глинистые породы среднего карбона характеризуются более высокой эффективной пористостью (1,45—3,15%).

Надвинутые на карбон сланцы девона и силура обладают еще большей эффективной пористостью.

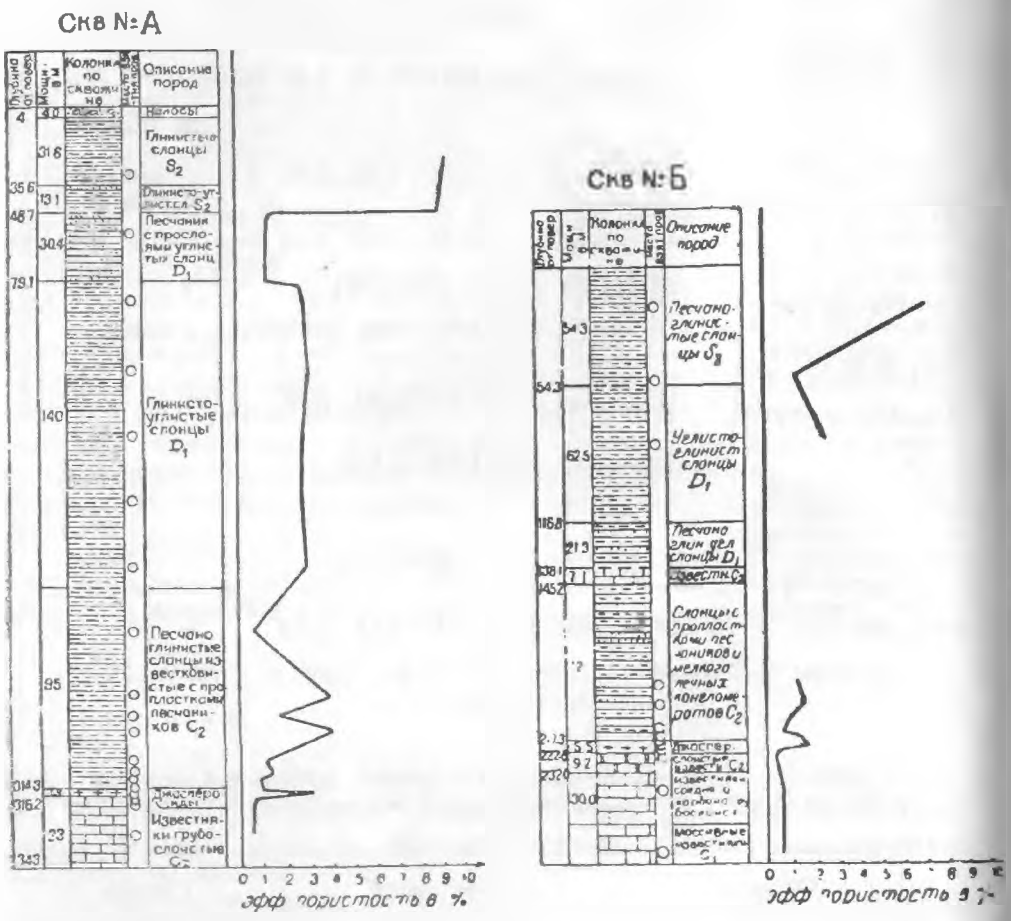


Рис. 29. Значение эффективной пористости пород по разрезу скважин А и Б ртутно-сурьмяного месторождения.

Экранирующая роль пород кровли на месторождениях рассматриваемого рудного поля была известна и ранее. Однако исследования, проведенные нами, дают количественные выражения этим представлениям и позволяют оценить масштабы дорудной гидротермальной переработки пород, резко повысившей пористость пород рудовмещающего горизонта.

Месторождение Толубай-Кыштау (Чаувайское рудное

поле) находится в геологической обстановке, сходной с описанной для Ишметауского рудного поля. Здесь оруденение также приурочено к горизонту гидротермально измененных пород, превращенных в джаспероиды, роговики и аргиллитизированные сланцы. Эти породы подстилаются массивными известняками $C_{1\,2}$ и перекрываются сланцами среднего карбона, а выше — песчано-глинистыми сланцами силура. Результаты исследования объемных весов и пористости пород месторождения приведены в табл. № 18.

Таблица 18

Объемный вес и эффективная пористость пород Чаувайского ртутного месторождения

Порода	Число проб	Объемный вес (среднее)	Эффективная пористость, % (среднее)	Примечание
Песчано-глинистые сланцы S_2	1	2,76	2,20	Надвинутая толща
Сланцы глинисто-углистые C_2	1	2,63	1,30	Надрудная толща
Сланцы аргиллитизированные и ороговикованные C_2	2	2,60	2,34	Рудовмещающая толща
Джаспероиды	5	2,58	2,44	Рудовмещающая толща
Известняки C_2m	4	2,76	0,80	Подстилающая толща

Как видно из табл. 18, наиболее высокая пористость характерна для пород рудовмещающей толщи. Надрудные сланцы среднего карбона, имеющие значительно более низкую пористость, играют роль экрана. Изменения пористости пород в разрезе принципиально не отличаются от описанных выше для разреза Ишметауского месторождения.

На месторождении Акташского рудного поля отобрано ограниченное число проб из рудовмещающей, подстилающей и перекрывающей толщ. Результаты определений объемного веса и эффективной пористости пород приведены в табл. 19.

Таблица 19

Объемный вес и эффектнвная пористость пород Акташского сурьмяного месторождения

Порода	Число проб	Объемный вес (среднее)	Эффективная пористость, % (среднее)	Примечаиие
Сланцы неизмененные C_2	2	2,87	1.13	Перекрывающая толща C_2
Сланцы измененные C_2	1	2,68	2,75	Рудовмещающая толща
Роговики с рудой	2	2,73	1,81	—«—
Джаспероиды с рудой	3	2,57	2,51	—«—
Джаспероиды безрудные кавернозные	1	2,41	6,03	—«—
Известняки C_1	2	2,67	0,60	Подстилающая толща

Гидротермально переработанные породы рудовмещающей толщи характеризуются здесь, как и на вышеописанных месторождениях, наиболее высокой пористостью. Экран выражен слабо, что, вероятно, объясняется недостаточной густотой отбора проб и малым их числом.

На месторождениях Турк-Парида и Зархок (по И. З. Корину и Ю. А. Розанову, 1961) также отчетливо выделяются по пористости три толщи: подстилающая, рудовмещающая и перекрывающая. Изменение пористости в разрезе этих месторождений охарактеризовано в табл. 20

Таблица 20

Эффективная пористость пород месторождений Турк-Парида и Зархок, %

Месторождение	Подстилающие известняки	Рудовмещающие джаспероиды	Породы кровли (песчаники и плотные брекчии)
Турк-Парида	0,45—0,91	4,36—4,84	0,87—1,94
Зархок	0,36—0,49	2,37—3,59	1,03—1,07

Месторождения Сыман, Адыракоу и Курсала — довольно характерные представители месторождений трещинного типа в известняках.

Рудные тела рассматриваемых месторождений залегают в доломитах и известняках назаринской свиты верхнего девона. Структурная позиция этих месторождений определяется приуроченностью их к моноклинально залегающим карбонатным толщам (на крыле складки), осложненным довольно крупными разломами, согласными с простиранием по-

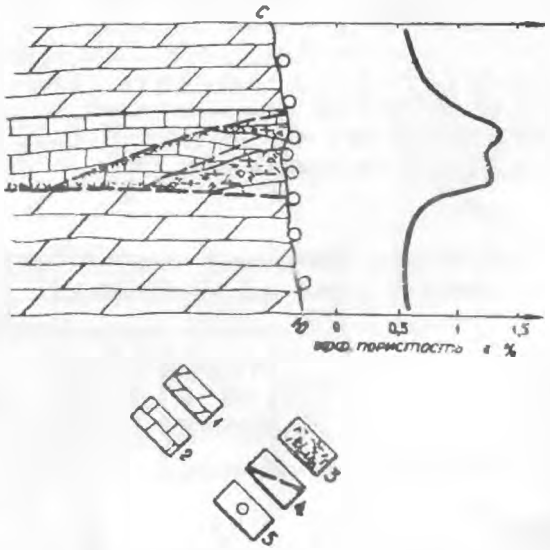


Рис. 30. Значение эффективной пористости по род по разрезу ртутного месторождения в доло митах (Курсала).

1 — доломиты; *2* — известняки и доломиты; *3* — рудовмещающие известняково доломитовые брекчии, кальцитизированные с кварцем и киноварью, *4* — разрывные нарушения; *5* — место отборя проб.

Таблица 21

Эффективная пористость пород в различных геологических позициях месторождений Курсала, Адыракоу 1 и Сымап

Месторождение	Подстилающие					Рудовмещающие					Перекрывающие				
	порода	кол-во проб	эффективная пористость, %			порода	кол-во проб	эффективная пористость, %			порода	кол-во	эффективная пористость, %		
			от	до	средпее			от	до	среднее			от	до	среднее
Курсала	Доломит	8	0,46	0,6	0,51	Доломиты, известняки слабо измененные	4	0,8	1,32	1,16	Доломиты,	3	0,5	0,65	0,58
Адыракоу	Доломиты и известняки	25	0,55	0,9	0,75	Доломиты, известняки, слабо окварцованные (зебровидные)	10	0,7	3,58	2,1	Доломиты, известняки, иногда мергелистые	6	0,4	1	0,82
						Те же породы с богатым ртутным оруденением	3	1,5	2,2	1,4					
Сымап	Доломиты и известняки	18	0,45	0,9	0,65	Доломиты, известняки, иногда слабо окварцованные	6	0,8	3,5	2,2	Доломиты и известняки	5	0,5	1,1	0,75
						Реже — породы с богатым ртутным оруденением	2	1,7	2,3	1,5					

род, и более мелкими разрывными нарушениями, чаще косого (диагонального) направления.

Дорудный метаморфизм характеризуется дроблением пород, слабым окварцеванием и кальцитизацией. Руды — монометальные, промышленные концентрации их тяготеют к крупным минерализованным трещинам и слабо окварцованным и кальцитизированным породам. Изучение эффективной пористости проводилось в рудовмещающих, подстилающих (лежачий бок) и перекрывающих (висячий бок) породах рассматриваемых месторождений. По профилю через рудное поле месторождения Курсала отобрано 8 проб (рис. 30, табл. 21).

На месторождении Адыракоу 1 по двум профилям отобрано 25 проб. Расстояние между пробами вблизи рудного тела не превышало 5—8 *м*, а в удалении от него составляло 15—25 *м*.

На месторождении Сымап по двум профилям вкрест простирания структур отобрано 18 проб.

Данные лабораторного изучения эффективной пористости пород сведены в табл. 21.

Эффективиая пористость доломитов и доломитовых известняков, залегающих в лежачем боку рудных тел (подстилающие), на месторождении Курсала (по данным 8 проб) изменяется от 0,46 до 0,6%, среднее значение — 0,51; на месторождении Адыракоу I (по данным 6 проб)—от 0,55 до 0,9%, среднее — 0,78; на Сымапе — от 0,45 до 0,9%, среднее — 0,65.

В рудовмещающих слабо окварцованных и кальцитизированных известняках и доломитах эффективная пористость на месторождении Курсала (по данным 4 проб) изменяется от 0,8 до 1,32%, среднее ее значение — 1,16; на месторождении Адыракоу (по данным 10 проб) — от 0,75 до 3,58%, среднее — 2,1; на Сымапе — от 0,8 до 3,5%, среднее—2,2.

В подстилающих породах, представленных в большей части доломитами, эффективная пористость на Курсале изменяется от 0,5 до 0,65%, среднее — 0,58; на Адыракоу I — от 0,4 до 1%, среднее — 0,82; на Сымапе — от 0,5 до 1,1%, среднее — 0,75.

Месторождение Акташ описывали В. А. Кузнецов (1934, 1958), Н. Х. Белоус (1947) и др. Оно приурочено к толще карбонатных пород нижнего силура, перекрытой надвинутыми метаморфическими сланцами кембрия. Рудовмещающая толща карбонатных пород подстилается серо-зелеными песчаниками.

Карбонатные породы — известняки и доломиты — вблизи тектонического контакта мраморизованы и нередко брекчированы, а около надвига обнаруживают повышенную трещиноватость.

Надвиг, проходящий между карбонатными породами и метаморфическими сланцами кембрия, представляет собой экранирующую поверхность; ее перегибы образуют структурные ловушки, в которых сосредоточено наиболее богатое оруденение. В 40—60 *м* от экрана оруденение полностью вкрапленное, пленочное и брекчиевидное, причем, как правило, мономинеральное (киноварь, немного антимонита и пирита).

Исследования эффективной пористости и объемного веса пород рудовмещающей и перекрывающей толщ месторождения проведены на 10 пробах (табл. 22).

Установлено, что известняки и их мраморизованные разности характеризуются низкой эффективной пористостью — соответственно 0,64 и 0,43%. Доломитизация пород обусловливает повышение пористости до 0,93—1,24%. В зоне повышенной трещиноватости, вблизи поверхности надвига, эффективная пористость пород возрастает до 3—4%. Наложение рудной минерализации приводит в общем к незначительному уменьшению эффективной пористости, о чем можно судить по разнице между эффективной пористостью доломитизированных известняков с бедным и богатым оруденением (соответственно 1,24 и 0,72%).Нижняя часть слан-

Таблица 22

Объемный вес и эффективная пористость пород Акташского месторождения

Порода	Число проб	Объемный вес (среднее)	Эффективная пористость, % (среднее)	Примечание
Известняки неизменные	2	2,68	0,64	Подстилающая толща
Известняки слабо метаморфизованные	1	2,70	0,56	«—»
Известняки мраморизованные	1	2,70	0,43	«—»
Доломиты	2	2,83	0,92	«—»
Руда бедная в доломите	3	2,82	1,24	Рудная зона
Руда богатая в доломитизированном известняке	2	2,82	0,72	«—»
Сланцы карбонатизированные	3	2,69	0,85	Породы кровли в висячем боку надвига

цев, перекрывающих рудную толщу, сильно изменена и карбонатизирована. Эффективная пористость этих пород равна в среднем 0,85%. Таким образом, нижняя часть разреза отличается большой плотностью пород; породы рудоносного горизонта в связи с дорудными тектоническими подвижками и метасоматозом значительно более пористые (эффективная пористость — до 4%). Экранирующие породы, как и подстилающие, характеризуются большой плотностью (эффективная пористость — 0,85%).

Таким образом, на месторождениях трещинного типа в известняках и доломитах отмечается повышенная эффективная пористость рудовмещающих гидротермально измененных пород по сравнению с подстилающими и перекрывающими однотипными, относительно свежими породами.

Чонкойское месторождение расположено в зоне крупного субширотного разлома. Разлом представлен серией сближенных крутопадающих к северу трещин, пересекающих эффузивно-сланцевые толщи силура—девона. Вдоль зоны разлома размещаются отдельные небольшие тела ультраосновных пород. Рудоносные тела минерализованных пород представлены кварц-карбонатными породами—лиственитами. Они образуют протяженные жилоподобные тела, приуроченные к контактам серпентинитов в местах наибольшей деформированности и раздробленности их.

Для пород Чонкойского месторождения выполнено более 60 определений эффективной пористости и объемного веса (табл. 23).

Фиксируется повышенная пористость рудовмещающих лиственитов и карбонатизированных серпентинитов и эффузивов (до 7,4%). Неизмененные породы, залегающие непосредственно на контакте с рудной толщей, — основные эффузивы, известняки, серпентиниты — характеризуются низкой пористостью — соответственно 1,24; 0,64 и 1,14%.

Рудная фаза минерализации приводит к закрытию части пор. Средняя пористость оруденелых лиственитов, содержащих киноварь, составляет 2,53%, а максимальная пористость тех же пород с убогим (0,04%) содержанием ртути — 5,36%.

Эффект экранирования на Чонкое, по-видимому, обусловливается относительно низкой пористостью известняков и сланцев.

Месторождение Чаган-Узун (Горный Алтай) приурочено к серии пород, представленных зеленокаменной эффузивно-осадочной

Таблица 23

Объемный вес и эффективная пористость горных пород месторождения Чонкой

Порода	Число проб	Объемный вес			Эффективная пористость, %		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Сланцы глинистые, углистые, глинисто-кремнистые	11	2,37	2,82	2,61	0,89	3,38	2,30
Известняки	2	2,69	2,71	2,70	0,58	0,71	0,64
Основные эффузивы	5	2,70	2,82	2,76	0,66	1,98	1,24
Эффузивы карбонатизированные	5	2,51	2,67	2,59	2,65	7,38	4,53
Серпентиниты	4	2,58	2,63	2,60	0,77	2,01	1,14
Серпентиниты карбонатизированные	5	2,43	2,52	2,46	4,52	7,15	5,85
Тальк-карбонатная порода	1			3,85			11,06
Лиственит	18	2,72	2,94	2,84	0,63	2,33	1,47
Лиственит с киноварью	9	2,71	2,90	2,78	1,13	4,95	2,53
Лиственит с карбонатными прожилками	2	2,62	2,75	2,68	3,96	6,76	5,36
Лиственит окварцованный	9	2,70	2,93	2,83	0,45	2,13	1,27

свитой нижнего кембрия, известняково-граувакковой свитой нижнего силура и глинисто-мергелистой толщей среднего девона, рассланцованными серпентинитами и сопровождающими их дайками диоритов. Эти породы слагают разделенные нарушениями тектонические блоки и чешуи Чаганузунского надвига, который является рудопроявляющей и рудовмещающей структурой. Серпентиниты расположены в висячем крыле надвига. В результате тектонической гидротермальной дорудной переработки пород в зоне надвига серпентиниты превратились в листвениты, а известняки — в доломитизированные и окремнелые кварц-карбонатные породы.

Оруденение локализуется преимущественно в лиственитах, отчасти — в известняках, которые в виде отдельных блоков зажаты в зоне надвига между серпентинитами и песчаниками. Промышленное оруденение концентрируется на тех участках рудной зоны, где имеются экранирующие структуры. Роль экранов обычно играют полосы и линзы серпентинитов. Для локализации оруденения наиболее благоприятны участки сложного строения — «структурные ловушки» (В. И. Смирнов, 1947).

Главный рудный минерал — киноварь; крайне редко встречаются антимонит, реальгар, аурипигмент.

Результаты исследования объемных весов и пористости пород рудной зоны в лиственитах показали резко повышенную пористость карбонатизированных и оталькованных серпентинитов (лиственитов) при сравнительно невысокой пористости всех остальных пород в этом разрезе месторождения (рис. 35).

Вместе с тем из табл. 24 следует, что серпентинизация пород привела к увеличению их пористости до 1,59%, а процесс лиственитизации обусловил дальнейшее усиление ее в среднем до 2,53%. В результате наложения рудной фазы минерализации часть пор закрылась, и пористость пород уменьшилась в среднем до 0,63%.

Таблица 24

Объемный вес и эффективная пористость пород месторождения Чаган-Узун

Порода	Число проб	Объемный вес (среднее)	Эффективная пористость, % (среднее)	Примечание
Порфириты	2	2,80	0,77	
Серпентинит рассланцованный	1	2,53	1,59	Покрывающая толща
Лиственит безрудный	2	2,82	2,58	Рудовмещающая толща
Лиственит с киноварью	1	2,88	0,63	—«—
Известняки	2	2,68	0,59	Подстилающая толща
Известняки окварцованные и доломитизированные	2	2,83	0,44	—«—
Песчаник	1	2,71	0,70	—«—

Никитовское месторождение (Донбасс) приурочено к мощной толще среднего карбона, образованной чередующимися песчаниками и сланцами, с редкими прослоями известняков и углей (Горловская антиклиналь).

Главная масса руд тяготеет к осевой части антиклинали и локализуется в отдельных куполовидных ее поднятиях, которые, как и вся антиклиналь, осложнены разрывами, обусловившими некоторую дробленность пород (И. Л. Никольский, 1960; С. И. Кирикилица, 1963).

На месторождении имела место дорудная гидротермальная переработка пород, выразившаяся главным образом в каолинизации (накрит-диккит) и некотором их окварцевании. Следует подчеркнуть, что наиболее интенсивным изменениям при гидротермальной переработке подверглись песчаники, в которых и локализуется основное ртутное оруденение. Сланцы (аргиллиты и алевролиты) являлись экранами. С. И. Кирикили-

Таблица 25

Объемный вес и эффективная пористость горных пород Никитовского месторождения

Порода	Число проб	Объемный вес			Эффективная пористость, %		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Песчаники неизмененные	4	2,57	2,64	2,59	1,42	3,47	2,39
Песчаники измененные безрудные	4	2,32	2,81	2,48	4,63	15,85	10,89
Песчаники измененные с рудой	6	2,40	2,86	2,56	3,16	9,38	6,64
Сланцы неизмененные	2	2,67	2,68	2,67	2,62	3,95	3,28
Сланцы измененные	3	2,44	2,65	2,55	4,75	9,39	6,79
Песчаники плотные, недробленые, минерализованные кальцитом с киноварью	2	2,53	2,60	2,56	0,98	1,88	1,43

ца (1963) указывает, что на месторождении широко распространено выполнение трещин и пустот киноварью.

Наши исследования на одном из участков месторождения (табл.25) показали резкое уменьшение объемного веса и увеличение пористости пород (особенно песчаников), подвергающихся дорудной гидротермальной переработке. Наложение рудной фазы минерализации (в основном киноварь) снижает пористость в среднем на 1/3. Наблюдающееся иногда наложение слабой минерализации рудной фазы на плотные неизмененные песчаники также приводит к некоторому уменьшению их относительно небольшой пористости.

Месторождение Перевальное описано кратко А. В. Нетребой и К. В. Платоновым (1961). Оно приурочено к отложениям нижнего и верхнего мела, которые образуют так называемый Тхабский синклинорий, состоящий из крупных синклиналей и антиклиналей, нарушенных продольными надвигами.

Оруденение размещено в породах барремского яруса нижнего мела (песчаниках, конгломератах и алевролитах) и контролируется крупным разломом, пересекающим сводовую часть антиклинали.

Руды мономинеральные — вкрапленные и прожилково-гнездовые. Породы месторождения, особенно песчаники и конгломераты, были в дорудное время подроблены.

Гидротермальная дорудная переработка пород выразилась в их аргиллизации. Рудная фаза минерализации характеризуется окремнением и отложением киновари. По мнению А. В. Нетребы и К. В. Платонова, первичная пористость пород играла существенную роль при формировании месторождения. Исследования объемного веса и пористости пород, проведенные нами, подтвердили правильность этого представления (табл. 26).

Таблица 26

Объемный вес и эффективная пористость пород месторождения Перевальное

Порода	Число проб	Объемный вес (среднее)	Эффективная пористость, % (среднее)	Примечание
Песчаники	2	2,64	0,90	Безрудные
Конгломерат	1	2,78	1,53	—«—
Конгломерат слабо измененный	3	2,66	4,77	—«—
Брекчия песчаника	3	2,61	2,60	Бедное оруденение
Руда рядовая в измененных конгломератах	1	2,58	4,16	
Руда богатая в измененных конгломератах	2	2,85	0,81	

Из изложенного следует, что на сурьмяно-ртутных низкотемпературных месторождениях под влиянием предрудного метаморфизма, выраженного окварцеванием известняков, карбонатизацией и лиственитизацией эффузивов и серпентинитов, серицитизацией, окварцеванием, аргиллизацией сланцев, эффективная пористость пород увеличивается.

Таким образом, при восходящем движении гидротермальных рудоносных растворов, в пределах тел гидротермально измененных (минерализованных) пород, вследствие их повышенной пористости создавались условия для понижения давления, что, в свою очередь, благоприятно сказывалось на отложении сурьмы и ртути и сопутствующих им компо-

нентов. На всех исследованных нами месторождениях гидротермально измененные рудовмещающие породы — безрудные или с бедным оруденением — обладают более высокой пористостью, чем те же породы, содержащие промышленные концентрации сурьмы и ртути. Следовательно, рудный процесс в какой-то мере снижает эффективную пористость пород. Происходит как бы закупорка пор породы низкотемпературными минералами рудной стадии.

Изменение эффективной пористости пород в различных геологоструктурных позициях и ее значение в размещении ртутно-сурьмяного оруденения

Проведенные исследования позволяют проследить изменение некоторых физико-механических свойств горных пород в различных геологических позициях. В данном разделе рассматриваются три вопроса:

1) изменение эффективной пористости пород с глубиной;

2) сравнение эффективной пористости пород, отобранных из скважин и на поверхности;

3) изменения эффективной пористости подстилающих, рудовмещающих и перекрывающих пород и значение этих изменений для локализации сурьмяно-ртутного оруденения.

Пробы для изучения изменений эффективной пористости в однотипных породах отбирались из керна структурной скважины В, пробуренной на Ишметау. Интервалы между пробами изменяются от 12 до 25 *м* в зависимости от литологического состава пород. Из этой скважины отобрано 56 проб (рис. 31). Литологический состав пород разреза следующий:

1) до 200 *м* — слоистые и грубослоистые известняки среднего карбона;

2) 200—700 *м* — грубо- и массивнослоистые известняки нижнего карбона;

3) 700—1050 *м* — грубослоистые известняки с редкими прослоями доломитовых известняков, условно отнесенные к низам нижнего карбона и верхнего девона — C_1—$Д_3$.

Приведенные в таблице и на графике (рис. 31) результаты анализа свидетельствуют о том, что по мере увеличения глубины эффективная пористость неизмененных гидротермальными процессами известняков несколько снижается.

Так, в интервале 100—300 *м* эффективная пористость известняков C_2 колеблется от 0,40 до 0,70%; среднее значение по 12 пробам равно 0,50%. В известняках C_1, залегающих до глубины 700 *м*, эффективная пористость варьирует от 0,35 до 0,60%; среднее ее значение по 24 пробам составляет 0,45%. В известняках, залегающих глубже 700 *м*, эффективная пористость колеблется от 0,28 до 0,50%; среднее ее значение в этом интервале — 0,41%.

Гидротермально измененные породы — джаспероиды, встреченные по разрезу скважины в зоне разломов, — задокументированы в четырех интервалах. Эффективная пористость их колеблется от 1,8 до 4%; среднее значение по 7 пробам — 2,6%.

Хотя эффективная пористость джаспероидов на глубине 800 *м* несколько ниже (1,83%), чем на меньших глубинах, говорить о закономерном уменьшении пористости в джаспероидах с глубиной преждевременно: для этого еще мало данных. Закономерное же уменьшение (до 20%) эффективной пористости с глубиной можно объяснить разницей в гидростатическом давлении или же, скорее всего, выщелачиванием вследствие более интенсивной циркуляции подземных вод на малых глубинах.

Таблица 27

Эффективная пористость однотипных пород в пробах из скважин и с дневной поверхности

Порода	Возрастной индекс	Пробы пород из скважин		Пробы пород с дневной поверхности		Отклонение	
		кол-во проб	эффективная пористость	кол-во проб	эффективная пористость	абс.	%
Сланцы среднего карбона	C_2m	10	1,14	9	1,61	0,47	+41
Сланцы силура	S_{1-2}	12	2,22	14	3,07	0,85	+38
Известняки среднего карбона	C_2m_1Pz	15	0,51	18	0,61	0,10	+20
Известняки нижнего карбона	C_1v	14	0,49	26	0,64	0,15	+31
Известняки и доломиты верхнего девона	D_3	18	0,43	21	0,62	0,19	+44

Результаты сравнения эффективной пористости проб из скважин и с дневной поверхности свидетельствуют о значительном (до 45%) повышении пористости в пробах с дневной поверхности (табл. 27).

Сланцы толубайской свиты C_2 по скважинам обладают эффектив-

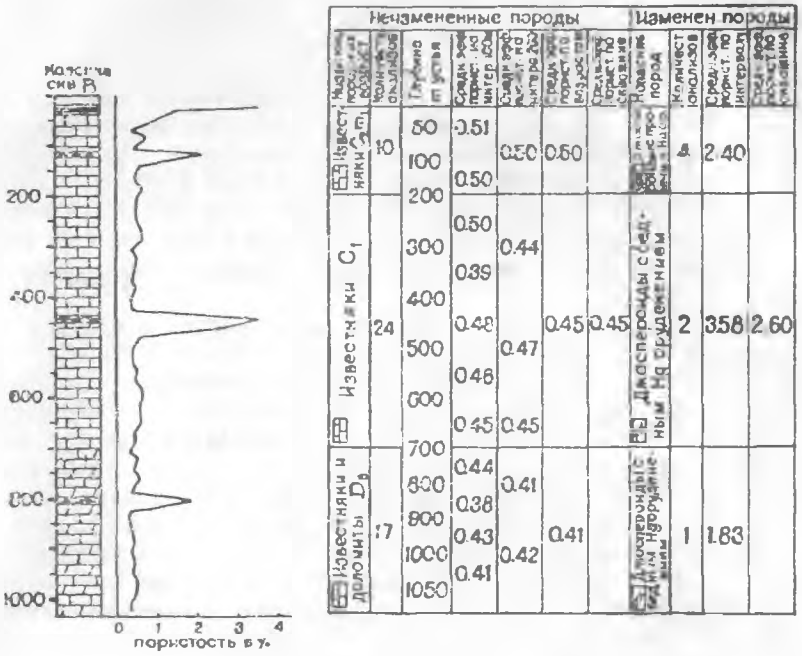


Рис. 31. Эффективная пористость известняков на разных глубинах по скважине В.

ной пористостью — 1,14% (среднее из 10 проб). В этих же породах на дневной поверхности эффективная пористость достигает 1,61% (увеличение на 41%).

Для сланцев силура из скважины средняя (из 12 проб) эффективная пористость равна 2,22, с дневной поверхности — 3,07% (увеличение на 38%). Особо следует подчеркнуть, что в аллохтонных (надвинутых) сланцах силура эффективная пористость резко повышена и достигает 5—6%, иногда — 9% (табл. 27). Таким образом, в процессе надвигания эти сланцы приобрели «рыхлое» строение.

В известняках пыркафской свиты C_2 эффективная пористость пород из скважин составляет 0,51% (среднее из 15 проб), на дневной поверхности она достигает 0,61% (среднее из 18 проб), т. е. повышается на 20%. В известняках C_1 эффективная пористость у дневной поверхности на 31% выше (0,64%), чем в скважинах и горных выработках (0,49%). Эффективная пористость известняков и доломитов $Д_3$ в пробах из скважин равна 0,43% (среднее из 18 проб); у дневной поверхности она достигает 0,62%, т. е. увеличивается на 44%.

Закономерное увеличение эффективной пористости в породах, обнажающихся на дневной поверхности, должно учитываться геологами. Полученный материал представляет несомненный интерес и для геофизиков, изучающих плотность и другие свойства пород.

При рассмотрении вопроса об эффективной пористости пород в различных геологических позициях за основу принимается положение (залегание) оруденения в разрезе и структуре. По отношению к рудным телам в разрезе можно наметить три подразделения пород: 1) подсти-

лающие; 2) рудовмещающие, к горизонтам которых приурочено промышленное сурьмяно-ртутное оруденение и 3) перекрывающие.

В пределах рудовмещающих толщ выделяются благоприятные для оруденения стратиграфические горизонты, в которых нередко залегают рудоносные тела гидротермально измененных пород (джаспероиды, роговики, листвениты) с присущими им физико-механическими свойствами.

Нами проведены исследования эффективной пористости пород, залегающих в различных частях складчатой структуры (осевая часть, крыло), в зоне разлома, в рудном теле, непосредственно над ним и т. д.

В табл. 28 и на графиках (рис. 32, 33) представлены результаты исследований эффективной пористости подстилающих, рудовмещающих пород и перекрывающих толщ по месторождениям Южной Ферганы — Ишметау (рис. 32) и Чонкою (рис. 33). Кроме того, для сравнения приведено значение эффективной пористости пород в подобной же геологической позиции ртутного месторождения Перевальное (табл. 28 и рис. 33).

Эффективная пористость подстилающих пород Ишметау равна 0,44%; Акташа — 0,6; Сымапа и Адыракоу — 0,65—0,75; Чонкоя—1,24—1,7; Перевального — 0,9. В гидротермально измененных рудовмещающих породах эффективная пористость значительно выше: в джаспероидах Ишметау — 2,7%; Акташа — 3,2; в доломитизированных и кальцитизированных доломитах Сымапа и Адыракоу — 2,1—2,2. лиственитах и кварц-карбонатных породах Чонкоя — 4,83—5,34; окварцованных и диккитизированных конглобрекчиях Перевального — 3,65—4,38%. Эффективная пористость аналогичных гидротермально измененных пород, содержащих промышленное сурьмяно-ртутное и ртутное оруденение, по перечисленным месторождениям несколько ниже — соответственно 2,84; 2,72, 2,46; 1,9; 1,98% (табл. 28). У перекрывающих пород, представленных чаще всего сланцами, эффективная пористость хотя и несколько выше, чем у подстилающих, но значительно ниже, чем у рудовмещающих: на Ишметау — 1,01%; Акташе — 1,6; Чонкое — 1,59; Сымапе — 0,75; Перевальном — 1,53%.

Результаты изучения эффективной пористости пород, вмещающих сурьмяно-ртутные месторождения, позволяют сделать некоторые выводы об особенностях локализации оруденения. Описанные месторождения характеризуются некоторыми общими чертами. Прежде всего, это обязательность дорудной гидротермальной переработки пород. Такая переработка создавала благоприятные горизонты с повышенной пористостью.

Большая пористость обычно обеспечивает участие в процессе больших порций растворов и растворенных в них рудных компонентов. Однако очень высокая пористость части рудовмещающих пород на отдельных участках месторождений Южной Ферганы уже не способствовала значительному отложению киновари и антимонита. По-видимому, повышение скорости движения рудообразующих растворов на таких участках, наряду с резким падением давления и температуры, неблагоприятно сказалось на процессе выделения и локализации ртутного и сурьмяного оруденения. Можно утверждать, что для данного рудного процесса существует оптимальная эффективная пористость, зависящая от соотношения абсолютных ее величин в рудовмещающих породах и породах кровли. Как видно из табл. 28, экранирующие породы кровли должны быть в 1,5—3 раза плотнее, чем рудовмещающие.

Пористость подстилающих пород обычно низкая. В связи с тем, что они были менее пластичны, чем перекрывающие (экранирующие породы — сланцы, серпентиниты), в них образовались системы трещин, играющие роль рудоконтролирующих структур. Низкая пористость подстилающих пород обусловила фильтрацию растворов снизу по трещинам, без существенного падения температуры и давления в них. Пере-

Эффективная пористость пород

Месторождения	Ишметау		Акташ		Чонкой
положение пород в разрезе (по отношению к оруденению)	порода	эффективная пористость	порода	эффективная пористость	порода
Перекрывающие	Сланцы	1,01	Сланцы	1,6	Серпентиниты и сланцы
Рудовмещающие	Джаспероиды безрудные	2,7	Джаспероиды безрудные	3,2	Лиственит безрудные
	Джаспероиды с промышленным ртутным оруденением	1,84	Джаспероиды с промышленным сурьмяным оруденением	2,72	Лиственит с промышленным ртутным оруденением
Подстилающие	Известняки	0,44	Известняки	0,6	Эффузивы, сланцы

Таблица 28

в различных геологических позициях, %

Сымап			Адыракоу			Перевальное		
эффективная пористость	порода	эффективная пористость	эффективная пористость	порода	эффективная пористость	эффективная пористость	порода	эффективная пористость
1,59 1,83	Доломиты, известняки	0,75	0,8	Доломиты, известняки	0,8		Глины с прослоями песчаника и сидерита	1,53
4,83 5,34	Кальцитизированные и доломитизированные известняки и доломиты безрудные	2,2	2.1	Кальцитизированные, слабо окварцованные известняки и доломиты безрудные	2.1		Слабо окварцованная диккитизированная коиглобрекчия	3,65 4,38
2,47	Эти же породы с промышленным ртутным оруденением	1.9	1,7	Эти же породы с промышленным оруденением	1,7		Рудовмещающая брекчия с промышленным ртутным оруденением	1,98
1,24 1,7	Известняки, доломиты	0,65	0,75	Известняки, доломиты	0,75		Глины с прослоями песчаника	0,9

ход же растворов в более пористую и трещиноватую среду гидротермально измененных рудовмещающих пород обусловил понижение давления и температуры растворов и массовое выпадение рудных минералов.

Анализ условий размещения оруденения в связи с изменением эф-

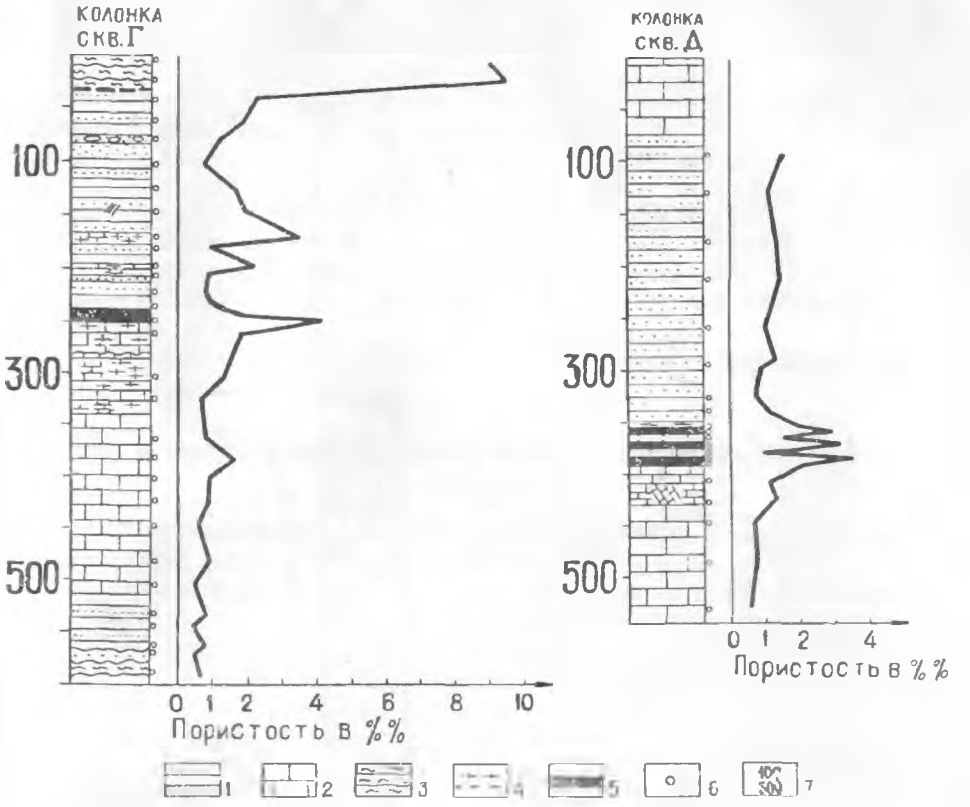


Рис. 32. Эффективная пористость пород по разрезу скважин Г и Д.
1 — сланцы и песчаники среднего карбона; *2* — известняки слоистые среднего и нижнего карбона; *3* — сланцы силура; *4* — окремненные известняки и джаспероиды, *5* — интервалы с ртутными рудами; *6* — места отбора проб; *7* — глубина от дневной поверхности, *м*

фективной пористости рудовмещающих пород позволил установить оптимальное значение эффективной пористости, особенно благоприятное для локализации ртутно-сурьмяного оруденения. На разных месторождениях оно колеблется от 1,8 до 3,5%; на Ишметау — от 1,8 до 2%; Акташе — в пределах 2,4—2,8; Чонкое — 2,5—3; Перевальном — 1,53—4,38%. Благоприятные для локализации ртутно-сурьмяного оруденения оптимальные значения намечаются и в развитии трещиноватости и пустотности (удельное растяжение) пород.

Следует особо подчеркнуть, что установлены довольно постоянные значения перепадов эффективной пористости при переходе от рудовмещающих пород к подстилающим (на 1,5—1,8%) и перекрывающим (на 1%). Такое постоянство скачков в значении пористости особенно примечательно потому, что оно получено на примерах месторождений одного генетического типа, изучавшихся в разных рудных провинциях. Это учитывалось при разработке поисковых критериев и составлении прогнозных карт, являющихся основой для глубинных поисков ртутно-сурьмяного оруденения.

Мелкая трещиноватость

Деформациям осадочных толщ как фактору рудолокализации уделяли значительное внимание отечественные и зарубежные геологи. Этой теме посвящены специальные работы последних лет (В. А. Королев, 1938, 1949, 1951, 1965; А. В. Пэк, 1939, 1947, 1960, Ф. И. Вольфсон, 1947, 1960; Л. И. Лукин, 1947, 1960, 1965; В. А. Невский, 1948, 1962; Х. В. Фер-

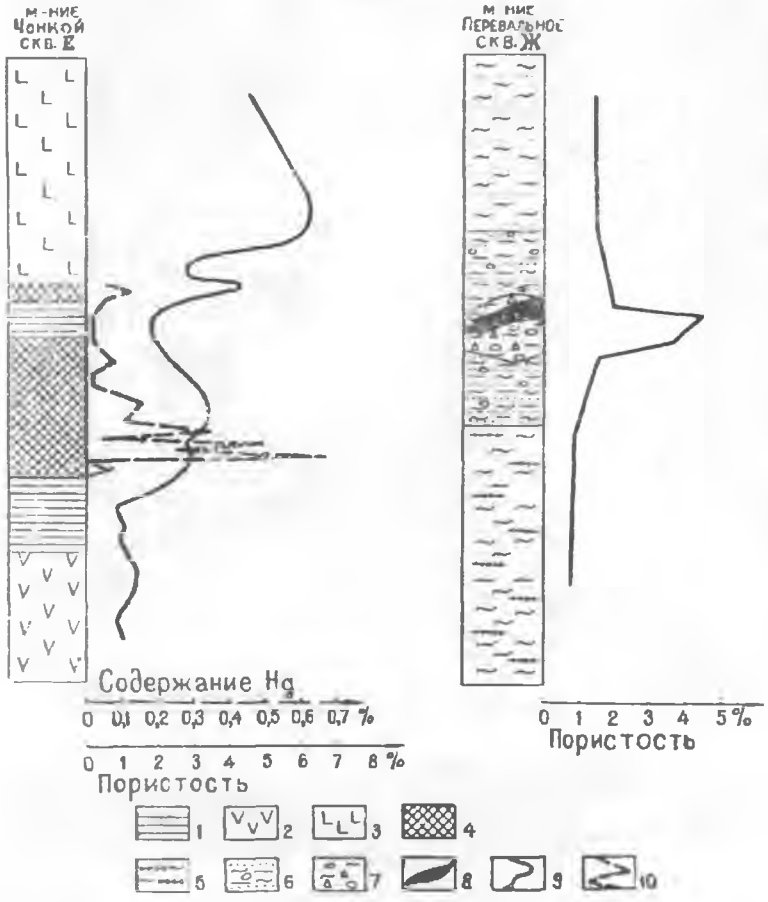


Рис. 33. Эффективная пористость в различных геологических позициях месторождений Чонкой и Перевальное.

1 — сланцы; *2* — эффузивы; *3* — серпентиниты; *4* — лиственитты; *5* — глины с прослоями песчаника; *6* — песчанистые сланцы с прослоями конгломерата и песчаника; *7* — песчаники, конгломераты и конглобрекчии слабоокварцованные, диккитизированные и кальцитизированные с ртутным оруденением; *8* — эффективная пористость; *9* — содержание ртути.

берн, 1949; Г. Д. Ажгирей, 1956; П. А. Шехтман, 1956; 1965; Н. А. Никифоров, 1959; В. Ф. Чернышев, 1961, 1965 и др.).

Деформации горных пород существенно влияют на размещение постмагматической минерализации. В этом отношении одно из ведущих мест занимает мелкая трещиноватость, которой главным образом и посвящен данный раздел.

Изучение мелкой трещиноватости осадочных и метаморфических толщ не является самостоятельной темой данной работы. Оно проводилось попутно с геологической съемкой, изучением структур рудных по-

лей и условий размещения руд на месторождениях Южной Ферганы. При этом была поставлена скромная задача — получить дополнительные материалы о влиянии тектонических форм на распределение гипогенной минерализации.

Пункты для наблюдения мелкой трещиноватости выбирались в различных по возрасту породах и различных геологоструктурных позициях (крылья складок, оси складок, вблизи разлома, в удалении от разлома и т. д.). Для каждой трещины отмечались элементы залегания, мощность, длина, форма, характер заполнения и взаимоотношение с другими трещинами. Вместе с тем производились замеры удельной трещиноватости и удельного растяжения пород (В. А. Королев, 1951).

Здесь нет возможности привести обзор литературы по вопросу о влиянии деформаций горных пород на размещение гидротермальной минерализации. Отметим лишь, что в большинстве работ по послемагматическому оруденению указывается на существенное (часто решающее) влияние деформаций и мелкой трещиноватости на размещение минерализации.

Вышесказанное свидетельствует о важности изучения трещиноватости горных пород.

Об интенсивности проявления мелкой трещиноватости в различных геологических позициях

В палеозойских осадочных горных породах рудных полей рассматриваемого района развито до 10 основных систем мелких трещин, которые можно разделить на 2 группы. К первой относятся системы трещин, зависящие от складчатых форм и элементов залегания пластов, ко второй — трещины, развитые около крупных разрывных нарушений и находящиеся в определенном отношении к элементам их залегания.

Описание основных систем трещин и характеристика их связи с тектоническими формами довольно подробно даны в другой нашей работе (Н. А. Никифоров, 1959). Рассмотрим интенсивность проявления трещин, удельную трещиноватость пород, а также степень их приоткрывания, или удельное растяжение (В. А. Королев, 1951).

«Древнюю пустотность» (удельное растяжение во время минерализации) пород Ишметау изучал В. А. Невский (1948). Он сделал выводы о наиболее высокой древней пустотности джаспероидов; за ними идут известняки; самой низкой пустотностью отличаются сланцы. По отношению к тектоническим формам отмечено увеличение древней пустотности в осях складок (сравнительно с крыльями), а также по мере приближения к разломам.

Наблюдения, проведенные нами в пределах Ишметауского, и Акташского рудных полей, в основном согласуются с выводами В. А. Невского, изучалось не только удельное растяжение, но и удельная трещиноватость пород. Результаты этих наблюдений приведены в табл. 29, 30, 31. Высокая удельная трещиноватость характерна для джаспероидов (табл. 29), значительно ниже она в известняках и очень низкая — в сланцах. Высокое удельное растяжение отмечается в окварцованных породах, ниже оно — в известняках и самое низкое — в сланцах.

Вместе с тем из табл. 30 следует, что повышенная трещиноватость имеет место в осях складок, а пониженная — на крыльях. Удельное растяжение в осевых частях складок, также выше, чем на крыльях. Между удельной трещиноватостью и удельным растяжением существует прямая зависимость: с удалением от разрывного нарушения удельная трещиноватость и удельное растяжение пород уменьшаются (табл. 31).

Таким образом, главная масса мелких трещин имеет тектоническое происхождение. В условиях Ишметау и Акташа с их интенсивно дис-

лоцированными породами трещины диагенеза (Т. И. Новикова, 1951) могут оказаться затушеванными или, наоборот, подчеркнутыми; в обоих случаях невозможность их выделения очевидна.

Необходимо подчеркнуть подобие схем деформации в крупных и мелких масштабах. На рассматриваемой площади оно выражается в сходстве зависимостей простирания разрывных нарушений и мелких трещин от простирания пород и пространственного положения складчатых форм. Это видно из сравнения двух диаграмм рисунка 34. На диаграмму «А» нанесены все закартированные на Ишметау разрывные

Таблица 29

Интенсивность развития трещин в породах различного состава

Порода	Кол-во наблюдений	Удельная трещиноватость			Удельное растяжение		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Джаспероиды	22	25	66	39	2,5	24	11,2
Известняки C_{1-2}	20	12	45	24	1,5	13	4,3
Сланцы C_2	25	8	29	16	0,6	5	1,6

Таблица 30

Интенсивность развития трещин в различных позициях складчатых структур

Геологическая позиция	Кол-во наблюдений	Удельная трещиноватость			Удельное растяжение		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Оси складок	29	18	65	34	3,5	24	9,5
Крылья складок	48	8	36	23	1,2	5	3,1

Таблица 31

Интенсивность развития трещин по мере удаления от разрывного нарушения в грубослоистых окварцованных известняках рудного поля

Расстояние от нарушения, *м*	Удельная трещиноватость	Удельное растяжение	Примечание
0,5—1	65	23	Кремневики
2 —3	43	13,1	Известняки частично окварцованные
6 —7	35	8,2	«
10 —11	29	5,9	«
14 —15	21	3,8	«
20 —21	20	3,2	«
25 —26	20	3,1	«

нарушения, на диаграмму «Б» — мелкие трещины этой площади. Нетрудно обнаружить полную аналогию в залегании крупных разрывных нарушений и мелких трещин. Следует отметить, что подобие в схеме деформаций проявляется лучше всего в однородных породах.

Таким образом, схема разрывных деформаций в пределах рудного

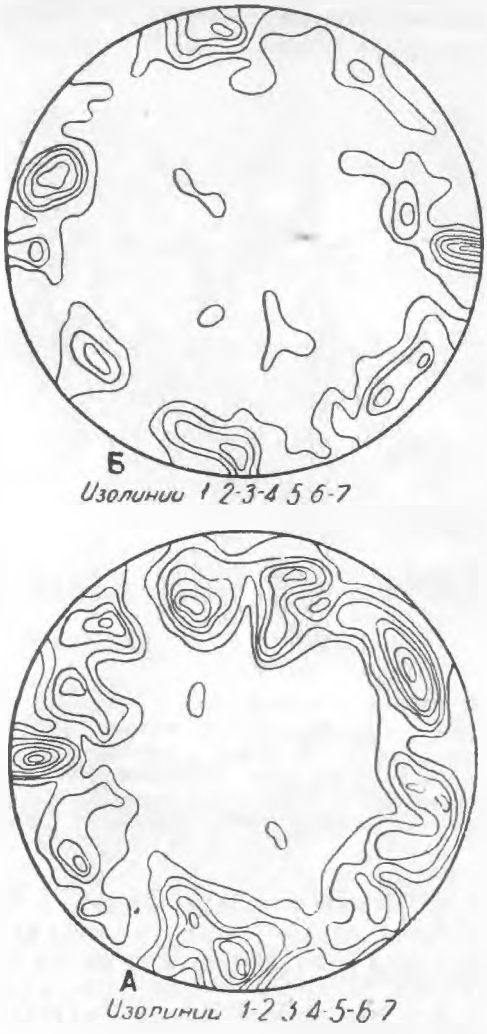


Рис. 34. Диаграммы ориентировки мелкой трещиноватости и разрывных нарушений ртутно-сурьмяного месторождения.
А — диаграмма ориентировки мелкой трещиноватости площади месторождения; *Б* — диаграмма ориентировки 280 разрывных нарушений, развитых на площади месторождения.

поля во многих подробностях повторяется и в более мелких масштабах. Понимание единства схемы деформаций может иметь известное практическое значение, так как размещение рудной минерализации на исследованных площадях определяется, в первую очередь, характером тектонических форм и деформациями вмещающих пород.

О связи ртутно-сурьмяного оруденения с интенсивностью мелкой трещиноватости

В опубликованных (1959) и рукописных наших работах подчеркивалась связь масштабов проявления ртутно-сурьмяного оруденения с интенсивностью мелкой трещиноватости, а также с удельным растяжением (т. е. со степенью приоткрывания минерализованных трещин или с «древней пустотностью» вмещающих пород). Рассмотрим этот вопрос на трех типичных примерах (Акташ, Сымап, Чонкой).

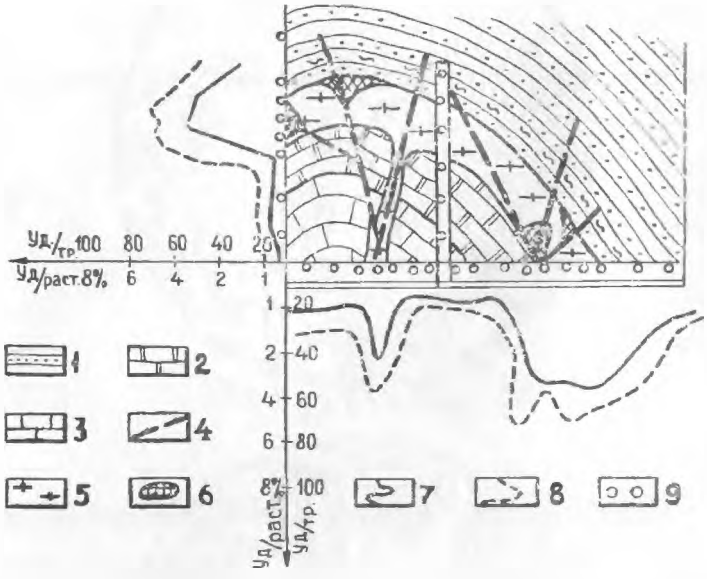


Рис. 35. Мелкая трещиноватость в различных геологических позициях сурьмяного месторождения

1 — сланцы; *2* — известняки слоистые; *3* — известняки грубослоистые; *4* — разрывные нарушения; *5* — джаспероиды с бедным оруденением; *6* — богатые руды; *7* — удельная трещиноватость; *8* — удельное растяжение, %; *9* — места наблюдений трещин.

На месторождении Акташ в подстилающих известняках карбона удельная трещиноватость вне зон разлома обычно не превышает 15—35 (рис. 35). В джаспероидах и роговиках, залегающих выше, на контакте известняков со сланцами, удельная трещиноватость равна 50—80, удельное растяжение—4—5%. Характерно, что на участках с сурьмяными рудами удельная трещиноватость и растяжение более высокие — соответственно 100—120 и 6—10%, реже — 12. Необходимо подчеркнуть, что дробленые и брекчированные участки, где удельное растяжение превышает 25—30%, чаще всего безрудные.

В качестве второго примера, характеризующего связь интенсивности развития мелкой трещиноватости гидротермальной минерализации и ртутного оруденения, рассмотрим результаты изучения строения минерализованных разломов месторождения трещинного типа в известняках (Сымап), показанного на рис. 36.

Три из четырех изученных разломов, наряду с гидротермальной минерализацией, несут ртутное оруденение, четвертый, более молодой (альпийский), минерализован только кальцитом.

Повышенная удельная трещиноватость и удельное растяжение развиты в непосредственной близости от плоскости нарушения, особенно в его висячем боку; в этой части разломов обычно наблюдаются также на-

ибольшая интенсивность гидротермальной минерализации и повышенная концентрация ртутного оруденения. По мере удаления от разрывных нарушений понижаются не только значения, но и интенсивность проявления ртутного оруденения. При этом в зонах брекчирования, где удельная трещиноватость и удельное растяжение превышают соответственно 150—200 и 30—35%, интенсивность ртутного оруденения ослабевает или сходит на нет (разлом А, рис. 36).

На этой же площади месторождения в плоскости послерудного аль-

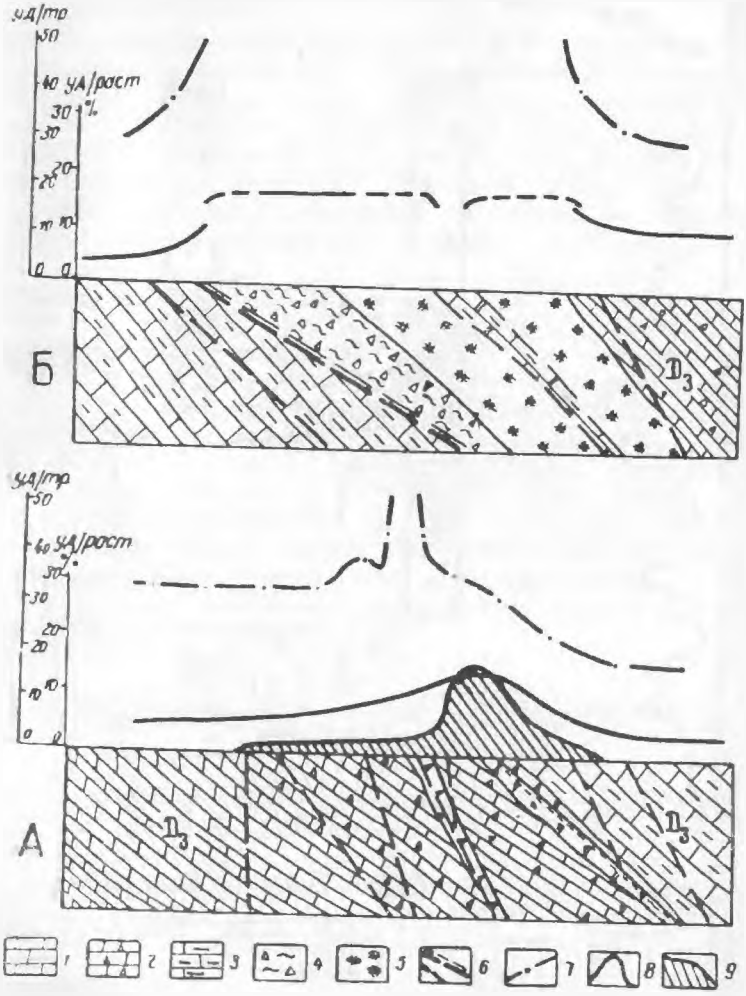


Рис. 36. Строение минерализованных разломов (ртутное месторождение в карбонатных породах).

1 — доломиты; *2* — доломиты брекчированные; *3* — известняки; *4* — дробленая порода; *5* — глинка трения; *6* — разрывные нарушения; *7* — график удельной трещиноватости пород; *8* — график интенсивности кальцитовой минерализации, *9* — график интенсивности минерализации киноварью (приоткрытые трещины, минерализованные киноварью, %).

ийского разлома (уд. тр. 30—40; уд. раст. —3—4%) ртутная минерализация отсутствует (рис. 36, разлом Б).

При рассмотрении графика удельной трещиноватости пород месторождения Чонкой и размещения ртутного оруденения по разрезу ряда скважин (рис. 37, скв. А, Б, В) устанавливаются отчетливые максиму-

мы—60—80 трещин на 1 пог. *м*,—соответствующие рудовмещающим породам — лиственитам.

Становится понятным отсутствие значительных скоплений ртути в сланцах и песчаниках S—D, пористость которых такая же, как и в лист-

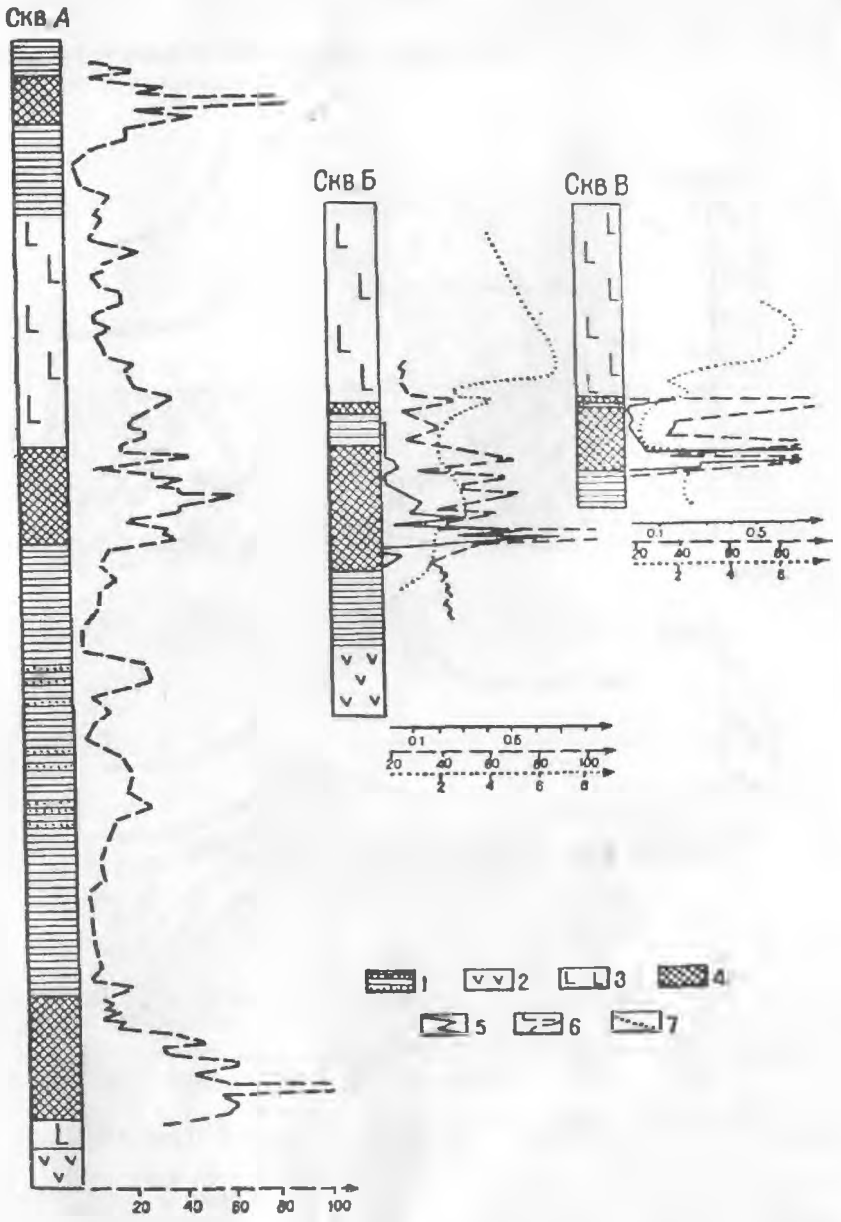


Рис. 37. Влияние пористости и трещиноватости пород на размещение ртути в разрезе месторождения Чонкой.

1 — сланцы и песчаники; *2* — эффузивы; *3* — серпентиниты; *4* — лиственниты; *5, 6, 7* — кривые: *5*—содержание ртути, %, *6*—удельная трещиноватость (количество трещин на 1 *м*), *7* — эффективная пористость, %.

венитах, но удельная трещиноватость в 3—5 раз меньше. Содержание киновари варьирует в лиственитах соответственно изменениям удельной трещиноватости, причем максимум содержания соответствует максимумам пористости лиственитов. Следовательно, рудоотложение при

прочих равных условиях (химическая активность пород, интенсивность рудного процесса) находится в прямой зависимости от проницаемости пород, т. е. от их пористости и трещиноватости.

Таким образом, свойства рудовмещающих пород находятся в тесной связи с элементами тектонического строения месторождения, особенно это относится к трещиноватости. Если пористость пород в первую очередь определяется их составом, структурными и текстурными особенностями, то степень трещиноватости — это функция механических свойств пород и тектоно-морфологических особенностей зоны, в которой локализовались рудоносные тела.

Данные о распределении трещиноватости и брекчированности рудовмещающих пород свидетельствуют о существовании локальных участков с повышенной проницаемостью. Участки эти на изученных объектах приурочены к пересечениям рудовмещающих пород разломами, к изгибам и областям выклинивания данных пород. Отсюда вытекает, что распределение ртутной минерализации в пределах пород одного состава определяется их физико-механическими свойствами и тектоническими структурами сравнительно высокого порядка, с которыми связана трещиноватость пород.

Приведенные примеры (и другие наши многочисленные материалы) показывают, что не только очень низкая удельная трещиноватость (до 15—20) и удельное растяжение (1,5—2%), но и весьма высокие значения этих величин (удельное растяжение более 30%) в равной мере неблагоприятны для локализации ртутно-сурьмяного оруденения. Намечаются оптимальные показатели рудоотложения, занимающие промежуточное положение между двумя крайними случаями. Отмеченные закономерности использовались при выполнении съемок рудных полей и оценке перспектив рудоносности различных вмещающих пород.

Сочетание повышенной оптимальной трещиноватости и эффективной пористости джаспероидов, лиственитов, кварц-карбонатных и других рудовмещающих пород создавало благоприятные условия для локализации оруденения именно в этих горизонтах.

Б. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генезис ртутно-сурьмяного оруденения рассматривался в ряде работ, однако эта проблема, несомненно, нуждается в дальнейшем обсуждении. Мы, как и большинство исследователей рудных месторождений района, стоим на позициях гидротермального рудообразования ртутно-сурьмяных месторождений. В отношении возраста оруденения, температуры его образования здесь подчеркивается увязка ранее опубликованных данных с новыми геологическими материалами. Несколько подробнее рассматриваются вопросы о глубинах рудообразования на рудных полях разных геологоструктурных типов, о стадийности гидротермального минералообразования, текстурно-структурных особенностях руд, а также о содержании ртути и фтора в осадочных и изверженных породах района. Оценивается значение этих вопросов для понимания генезиса ртутно-сурьмяного оруденения.

О возрасте, глубинах и температурах образования ртутно-сурьмяного оруденения

Большинство исследователей Южного Тянь-Шаня оценивает возраст ртутно-сурьмяного оруденения ведущих рудных полей и месторождений на основе общегеологических соображений и определений абсолютного возраста пород и руд как позднегерцинский (А. А. Сауков, 1932

—1946; В. Э. Поярков, 1936, 1955; В. П. Федорчук, 1956, 1964; Н. М. Синицын, 1959; Н. А. Никифоров, 1959, 1961; Г. С. Поршняков, 1961 и др.). Приведем некоторые данные по этому вопросу.

Мезо-кайнозойские отложения, широко распространенные в регионе, не обнаруживают существенных признаков гидротермального изменения, хотя здесь же в породах палеозоя отмечаются карбонатные жилы и другие измененные породы с ртутным оруденением.

Н. М. Синицыным (1948), В. А. Невским (1955), В. П. Федорчуком (1959—1964), Г. С. Поршняковым (1960—1961) и нами (1959—1961) на ряде ртутно-сурьмяных рудных полей Южно-Ферганского пояса доказана связь оруденения со складчатыми и разрывными герцинскими тектоническими структурами.

Д. И. Щербаков (1967), Л. А. Перчук (1961—1964), Б. И. Омельяненко и Н. Ф. Шинкарев (1961—1963) указывают, что абсолютный возраст щелочных и субщелочных пород заключительного этапа палеозойского магматизма (Кульпский, Ходжаачканский и другие массивы) составляют 210—217 и 220—237 млн лет (верхняя пермь-триас). Установлен абсолютный возраст нескольких образцов киноварьсодержащего серицита (определение Е. М. Головина и П. П. Шишкина, САИГИМС) из глубоких горизонтов месторождения Карарча (В. П. Федорчук, 1964). Результаты исследования показали цифры, близкие к приведенным выше, — 230—236 млн лет. Следовательно, наряду с общегеологическими соображениями, позднегерцинский возраст абсолютного большинства ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы подтверждают данные определения абсолютного возраста пород и минералов.

Представляется важным отметить рудопроявление с единичными находками киновари в слабо измененных базальных конгломератах юрских отложений на Зархоке и восточном фланге месторождения Сарыбель. Эти проявления еще недостаточно изучены, но, по-видимому, могут увязываться с развитыми южнее Заалайской и Кугитангской ртутными рудными зонами альпийской металлогении.

Глубина формирования и вертикальный размах оруденения интересовали многих исследователей Южно-Ферганского пояса (Д. И. Щербаков, 1936, 1967; В. Э. Поярков, 1936; А. А. Сауков, 1946, В. А. Невский, 1946; В. И. Смирнов, 1947; Н. М. Синицын, 1947 и др.).

Таблица 32

Вертикальный размах оруденения ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского пояса

Геологоструктурная группа месторождений	Вертикальный размах оруденения, *м*	
	установленный по горным выработкам и буровым скважинам	предполагаемый по разведочным данным и геологоструктурным построениям
I В зоне контакта известняков с перекрывающими сланцами, осложненного складчатыми и разрывными нарушениями	1200—1800	2000—2200
II В разломах внутри карбонатных толщ	600— 900	1200—1800
III В сложных разломах среди эффузивно-терригенных толщ	150— 800	800—1500

из табл. 32 видно, что ртутно-сурьмяные месторождения рассматриваемого рудного пояса могли образовываться в значительном вертикальном интервале. Так, на месторождениях с экранированием вертикальный размах равен примерно 2000 *м*, на рудных полях зон разломов внутри доломитово-известняковых толщ (Сымап, Адыркоу) — 1200—1500, среди вулканогенных комплексов—800—1500 *м*. Таким образом, практически установленный размах оруденения достигает 1000—2000 *м*; близкие к этим цифры приводит В. П. Федорчук (1964).

Говоря о возможной верхней границе образования месторождений, отметим, что на большинстве ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы (Акташ, Ишметау и др.) рудные залежи в период их формирования были перекрыты среднекарбоновыми терригенными толщами мощностью до 300—400 *м*, которые, в свою очередь, нередко перекрывались надвинутым терригенным силуром. Судить о мощности этих надвинутых толщ трудно; она меняется в широких пределах от 300—350 до 600—700 *м*. Следовательно, суммарная мощность перекрывающих надрудных пород колеблется от 600—700 до 1000 *м*.

Температурный режим гидротермального минералообразования исследовался в работах Н. П. Ермакова (1944—1950), А. В. Королева (1947), Г. Г. Грушкина (1949—1954), В. П. Федорчука (1964) и др. Г. Г. Грушкин (1949—1954) приводит результаты исследований, позволяющие судить о температурах образования некоторых минералов низкотемпературного комплекса ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы (табл. 33).

Таблица 33

Температуры образования главных минералов ртутно-сурьмяно-флюоритовых месторождений Южной Ферганы (по Г. Г. Грушкину)

Месторождение	Температура образования минералов,°		
	флюорит II	кварц II	кальцит
Абширское сурьмяно-флюоритовое	204—142	—	—
Чаувайское ртутно-сурьмяно-флюоритовое	180—105	217—142	101—68
Ишметау (Медная гора)		284—251	—
		208—162	—

Сурьмяные и ртутно-сурьмяные месторождения на рудных полях с экранированием формировались в интервале температур 284—68°.

В отобранных нами на Ишметау гидротермальных минералах (флюорит, кварц, кальцит, киноварь), типичных для этого месторождения, газовожидкие включения были обнаружены Г. Г. Грушкиным только в призматических полупрозрачных кристаллах кварца (первая рудная стадия). По данным 120 замеров температуры гомогенизации газовожидких включений, этот кварц образовывался в пределах от 286 до 160°. Формирование минералов ведущей стадии процесса — кальцитово-киноварной — можно, по-видимому, отнести к интервалу 110—50°.

Некоторые генетические особенности ртутно-сурьмяного рудообразования в различных геологоструктурных позициях

Многочисленные данные минералогического изучения ртутно-сурьмяных рудных полей и месторождений Южно-Ферганского пояса (И. П. Баскаков, И. И Бочкарев, О. В. Вершковская, В. Ю. Волгин, М. Г. Жа-

риков, В. С. Иванов, Н. Н. Королева, М. П. Моисеева, Н. А. Никифоров, В. Э. Поярков, З. М. Протодьяконова, Н. А. Смольянинов, В. Т. Сургай, В. П. Федорчук, Ю. В. Финкельштейн, Л. Б. Шлайн, Д. И. Щербаков и др.) позволяют рассмотреть некоторые генетические особенности формирования рудных формаций, стадийности минералообразования и текстур руд в различных геологоструктурных позициях.

Ртутно-сурьмяные рудные формации региона, с учетом работ В. А. Кузнецова (1964) и В. П. Федорчука (1964—1966), могут быть охарактеризованы в виде девяти главных типов:

1) сурьмяно-мышьяковая, кварц-хлорит-серицитово-полисульфидная формация. Это, в сущности, «смешаная» формация. Она развивается в местах перехода от низкотемпературного оруденения (киноварно-

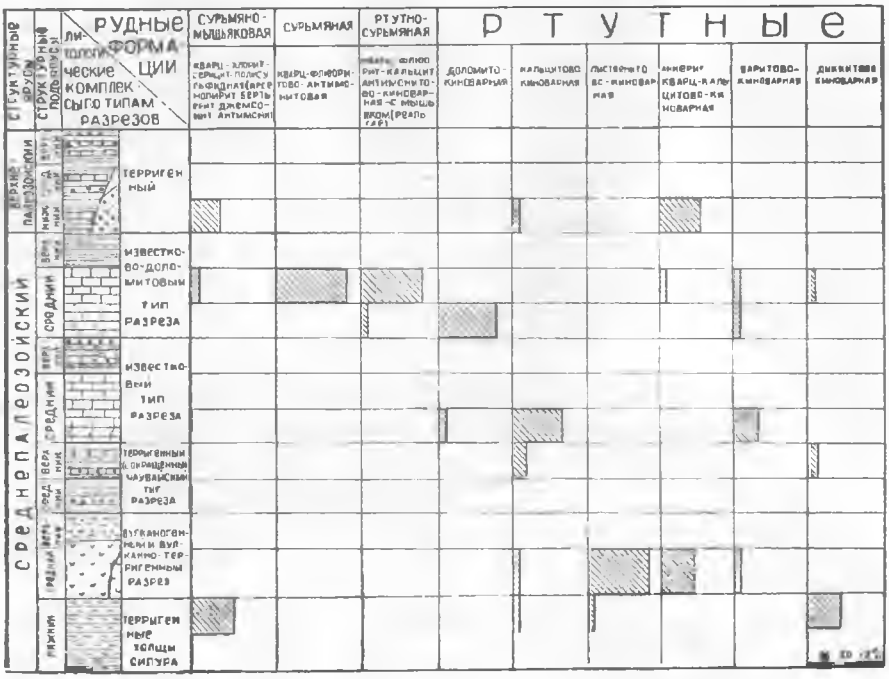


Рис. 38. Рудные формации Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса

антимонитовое) к более высокотемпературному (арсенопирит, халькопирит, шеелит и др.);

2) сурьмяная, кварц-флюоритово-антимонитовая формация. Наиболее широкое распространение она получила на площади преобладающего развития сурьмяных месторождений;

3) сурьмяно-ртутная, кварц-флюорит-кальцит-антимонитово-киноварная формация. Имеет ведущее значение в Центральной зоне Южно-Ферганского рудного пояса. Как и предыдущая формация, она развита на месторождениях, приуроченных к зоне контакта сланцев с известняками, сопровождаемого массовым окварцеванием тех и других пород;

4) кальцитово-киноварная формация. Подчинена трещинам в известняках (в окварцованных известняках — кварц-кальцит-киноварная формация);

5) доломитово-киноварная формация. Сходна с предыдущей и обусловлена наличием доломитов или магнезиальных известняков в карбонатном разрезе вмещающих пород;

6) анкерит-кварц-кальцитово-киноварная формация. Развита преимущественно в Северной рудной зоне — в основных эффузивах и конгломератах с галькой основных пород;

7) лиственитово-киноварная формация. Для нее характерно ртутное оруденение, развивающееся среди основных и ультраосновных изверженных пород, особенно в серпентинитах;

8) баритово-киноварная формация. Отмечена в единичном случае в известняковой толще на контакте с пластовой интрузией сложного состава (с участием щелочных пород);

9) диккитово-киноварная рудная формация. Встречается на месторождениях среди терригенных толщ. Как и предыдущая, не получила заметного распространения в районе.

Приуроченность рудных формаций к определенным литологическим подразделениям сводных разрезов района показана на рис. 38. Геологи-

Рис. 39. Последовательность гипогенного минералообразования Ишметауского рудного поля. Составлена с использованием материалов Н. А. Смольянинова, Н. Н. Королевой, В. П. Федорчука, О. В. Вершковской, В. Ю. Волгина, З. М. Протодьяконовой и др.

ческая позиция групп рудных формаций характеризуется приуроченностью их к определенным типам разрезов палеозоя (доломитово-известняковый, известняковый, вулканогенный, терригенный); конкретные рудные формации локализуются преимущественно в определенных частях этих разрезов. При этом жильные минералы проявляют четкую зависимость от состава вмещающих пород.

Стадии минералообразования

В гидротермальном процессе образования ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского пояса исследователи выделили несколько стадий минералообразования.

В рудных полях в зоне контакта известняков со сланцами в процессе гидротермального минералообразования намечается четыре-пять стадий (рис. 39, 40).

Первая стадия — предрудная — характеризуется окварцеванием (кварц-I) и пиритизацией вмещающих пород. В перекрывающих же сланцах в больших масштабах проявилась серицитизация, иногда также слабая графитизация.

Почти одновременно с кремнеземом привносились фтор, сера, мышьяк и медь, идущие соответственно на образование флюорита, пирита, арсенопирита и халькопирита. Если пирит и халькопирит характерны для большинства рудных полей описываемого типа, то ранний флюорит I встречается только на некоторых из них. Во многих случаях взаимоот-

Рис. 40. Последовательность гипогенного минералообразования Акташского рудного поля. Составлена с использованием материалов М. П. Баскакова, М. И. Моисеевой, Ф. И. Пономарева, В. П. Федорчука, Л. Б. Шлайн и др.

ношения флюорита I и кварца I неясны. Пирит, халькопирит, арсенопирит и графит отлагались почти одновременно с кварцем I.

В предрудную стадию, кроме отмеченных компонентов, привносились небольшие количества ртути, свинца, цинка, серебра, а также висмут и индий, вошедшие в виде примеси в состав надрудного пирита (В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров, 1958).

Последовавший затем импульс тектонических движений вызвал местные дробления хрупких окварцованных пород — джаспероидов и роговиков — и обусловил развитие первой рудной стадии гипогенного ртутно-сурьмяного минералообразования. Продолжалось окварцевание пород (кварц II), которое, в отличие от предыдущего, выразилось в цементации возникших брекчий и трещин молочно-белым, крупнокристаллическим гребенчатым (шестоватым) кварцем II. С ним тесно ассоциируют выделения главной массы крупнокристаллического антимонита I и крупнозернистого светлоокрашенного флюорита, который на ртутно-сурьмяных рудных полях широко распространен и рассматривается как флюорит II генерации.

Образование кокардовых текстур вокруг обломков джаспероидов, цементация флюоритом II обломков окварцованных пород, пропитанных флюоритом I, пересечение прожилками флюорита I и кварца I, кварцем II и флюоритом II — все это говорит о необходимости выделения двух генераций данных минералов.

Отложение антимонита началось после кварца I, но близко по времени с кварцем II, на что, в частности, указывает выполнение антимонитом промежутков между кристаллами кварца II, прошедшее без всякой коррозии.

Весьма характерная особенность первой рудной стадии на отдельных рудных полях (Ишметауское) заключается в выделении наряду с кварцем, флюоритом и антимонитом первых «порций» киновари, кальцита и барита (рис. 39). Киноварь I (преимущественно крупнокристаллическая), в отличие от вышеописанного антимонита I, выделялась в течение сравнительно небольшого отрезка времени, относящегося к концу первой рудной стадии. Это подтверждается характером и особенностями взаимоотношения ее с кварцем II и антимонитом I. Отлагаясь в пустотах между кристаллами кварца II и частично корродируя их, киноварь I выделялась явно позже кварца II. По отношению к антимониту I киноварь I также является более поздней: антимонит образует идиоморфные кристаллы, иногда пересекаемые прожилками киновари.

Кальцит I крупнокристаллический, молочно-белый, иногда мелкозернистый, выделялся после кварца II, флюорита II и основной массы антимонита I. Он выполнял пространство, пересекая, корродируя или цементируя обломки этих и других ранее выделившихся минералов.

Барит в незначительных количествах также отлагался в первой рудной стадии, т. е. после образования главной массы отмеченных выше минералов. Чаще всего он представлен тонкопластинчатыми, молочно-белыми кристаллами. Ассоциирует с крупнокристаллическим флюоритом II, кварцем II и I, но выделяется немного позднее их.

Кроме описанных ведущих минералов, почти на всех рудных полях в ассоциации с кварцем II отмечаются пирит и халькопирит, в меньшей мере — сфалерит, блеклые руды, метациннабарит, бертьерит, фаматинит и некоторые другие минералы (ртутно-сурьмяные поля), галенит и золото (сурьмяные поля). При этом, если для второстепенных минералов преобладающей формой выделения является вкрапленность, то для ведущих характерно многообразие форм выделения (крупные скопления, цемент, брекчии, прожилки и кристаллики в пустотах). Соответственно наблюдаются разнообразные текстуры руд: массивная, вкрапленная, брекчиевидная и др. Указанное многообразие форм выделения минеральных агрегатов свидетельствует о сложности процесса гипогенного минералообразования первой рудной стадии, развивающегося на фоне интенсивных тектонических движений вмещающих пород.

Третья стадия гидротермального минералообразования (вторая рудная характеризуется заметным уменьшением роли окварцевания при соответственном увеличении интенсивности карбонатизации пород. На этой стадии выделялись значительные массы кальцита II, киновари

II (рис. 39) и антимонита II (рис. 40), продолжалось отложение небольших количеств кварца, флюорита, барита; началось выделение глинистых минералов (диккит, каолин и др.).

Киноварь II в виде неправильных прожилков пересекает (иногда корродирует) кварц, флюорит I, флюорит II, кальцит I. Прожилки кальцита II пересекают кальцит I и в отдельных случаях — киноварь II. Четких возрастных критериев взаимоотношения ее с баритом II не установлено.

Антимонит II — мелкокристаллический, реже — игольчатый. Первая его разновидность ассоциирует с флюоритом II и кварцем II; часто образует войлокообразные скопления в ассоциации с почти бесцветным, чуть розоватым флюоритом; по отношению к кварцу II занимает секущее положение. Игольчатая разновидность антимонита II нередко ассоциирует с баритом. Особенность минералообразования двух рудных стадий заключается в том, что элементов, участвовавших в процессе рудообразования в качестве главных компонентов, во второй стадии было меньше, чем в первой. Кремнезем стал играть уже второстепенную роль; ведущее значение приобрели сера, барий, ртуть, сурьма, углекислота и заимствованный из вмещающих пород кальций. Количество элементов-примесей также сократилось (рис. 39, 40).

Четвертая стадия гидротермального процесса (третья рудная) — реальгар-аурипигментовая. В эту стадию сформировалась наиболее низкотемпературная кальцит-реальгар-аурипигментовая минеральная ассоциация с небольшим количеством пирита и кварца. Совместных нахождений реальгара и аурипигмента с киноварью и антимонитом не наблюдалось, и поэтому трудно что-либо сказать о взаимоотношениях этих минералов.

Текстурные особенности мышьяковых (реальгаровых) руд показывают, что их формирование происходило при решающем влиянии процесса заполнения пустот; характерны прожилковые, полосчатые, отчасти — брекчиевые текстуры.

Последняя, пострудная, стадия практически безрудна. К ней относится образование кальцитовых жил и прожилков, секущих все ранее отложенные минеральные ассоциации.

Рудные поля в разломах среди известняков и доломитов характеризуются более простым минеральным составом по сравнению с рассматриваемыми выше. Здесь мы имеем дело преимущественно с карбонатно-киноварными рудами в доломитизированных и кальцитизированных вмещающих породах (доломитах и известняках).

В предрудную стадию гидротермального процесса происходили перекристаллизация известняков и доломитов и их метасоматическое замещение гидротермальными карбонатами. Привнос небольших количеств серы, кремнезема и железа обусловил образование кварца и пирита, которые во многих случаях тесно ассоциируют друг с другом (рис. 41, 42).

Во вторую стадию гипогенного минералообразования (первая рудная) продолжались интенсивные процессы дробления и карбонатизации (кальцитизация и доломитизация) пород, а также отложение рудных минералов, особенно киновари. По характеру проявления кальцитизации эта стадия отличается от предыдущей. Наряду с метасоматическим замещением вмещающих пород, кальцит II отлагается в виде самостоятельных гнезд, включений и прожилков, пересекая и цементируя обломки брекчированных известняков и доломитов, претерпевших гидротермальные изменения в предрудную стадию.

Киноварь I — преимущественно темно-красного цвета, мелкокристаллическая, реже — крупнокристаллическая, обычно дает тонкую вкрапленность, развивается по трещинкам спайности в кальците, кварце,

доломите, а также в брекчированных известняках и доломитах. Иногда она совместно с кальцитом II цементирует и частично замещает обломки измененных пород.

На рудных полях, где есть кварц, киноварь активно проникает в его кристаллы и замещает их роль трещинок. Отмеченные на отдельных полях незначительные скопления плотного зеленовато-белого и фиолетового флюорита (Биркcу, Сымап) и отдельных мелких кристаллов метациннабарита находятся в ассоциации с крупнокристаллическим молочно-белым кальцитом. Данных для определения относительного возраста небольших количеств антимонита, пирита и блеклых руд (рис. 41) недостаточно. По аналогии с другими ртутными месторождениями пояса можно предположить, что они отложились несколько раньше киновари.

Третья стадия минералообразования (вторая рудная) отделена от предыдущей импульсом гектонических движений, который выражен дроблением пород и ранее выделившихся минеральных агрегатов. Это —

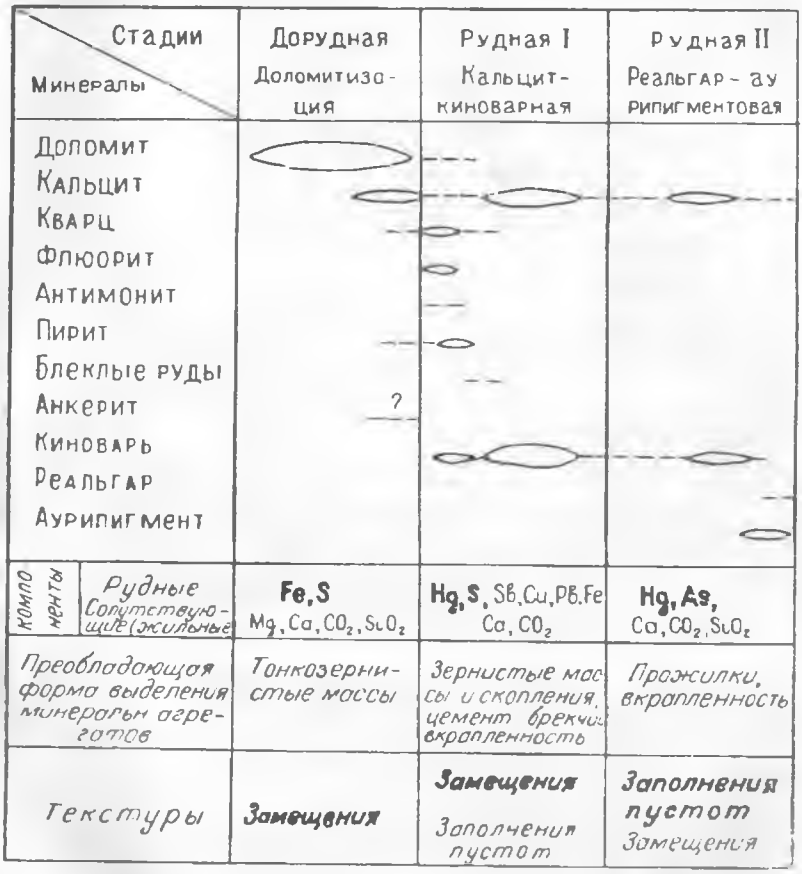


Рис. 41. Последовательность гипогенного минералообразования Сымапского рудного поля. Составлена с использованием материалов Е. Н. Беляевой, В. Н. Рыбниковой, В. И. Кусевича, В. М. Осинкина и др.

завершающая стадия. Комплекс ведущих минералов ее ограничивается в основном кальцитом III и киноварью II. На некоторых рудных полях отмечены также аурипигмент и реальгар. Эта завершающая стадия минералообразования, в отличие от предыдущей, характеризуется ведущей ролью заполнения пустот и трещин. Текстуры руд данной стадии—

прожилковые, а также разнообразные сложные прожилково-вкрапленные.

Рудные поля в сложных разломах среди эффузивно-терригенных толщ характеризуются несколько повышенной серицитизацией и хлоритизацией эффузивов и сланцев, а местами — серпентинизацией и несколько более поздней лиственитизацией основных и ультраосновных пород. В эффузивах (Сарыташ) и конгломератах (Шунк-Птоу) процесс предрудного изменения выразился в интенсивной анкеритизации и образовании секущих карбонатно-кварцевых (анкеритовых) жил. Все эти образования фиксируют проявления нескольких рудных стадий. Рассмотрим особенности процесса в среде пород высокой основности на примерах нескольких характерных полей.

Улуттауское рудное поле. Здесь ведущими минералами дорудной стадии являются карбонаты и кварц (рис. 43), развитые в разнообразных по составу серпентинитах, лиственитах и серицитизированных эффузивах рудного поля. Среди карбонатов преобладает анкерит, в значи-

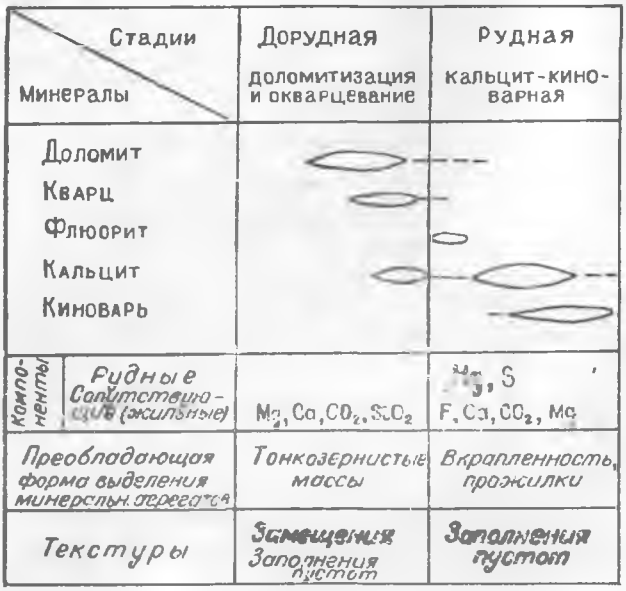


Рис. 42. Последовательность гипогенного минералообразования месторождения Курсала. Составлена с использованием материалов А. И. Гончарова и В. М. Осинкина.

тельно меньшей степени развиты брейнерит и доломит. Предрудный кварц (кварц I) широко развит в кварц-карбонатных породах и лиственитах. Серпентин образовался несколько раньше кварца I. По мере развития предрудной минерализации серпентин интенсивно замещался карбонатами, кварцем и тальком.

Следующие две рудные стадии минералообразования (первая и вторая) характеризуются привносом значительного количества ртути и образованием ртутных руд. Каждая из них сопровождалась импульсом дробления гидротермально измененных и частично оруденелых пород. Выделение киновари сопровождалось отложением значительных масс разнообразных по составу карбонатов (анкерит, кальцит и доломит) и кварца; в незначительных количествах отлагался барит. Следует отметить, что в первую рудную стадию выделялись образования позднего

пирита, а также небольшие количества антимонита, галенита и сфалерита (рис. 43).

Киноварь первой рудной стадии (киноварь I) образует вкрапленность как в главной массе рудовмещающих пород, так и в секущих эти породы кварц-карбонатных прожилках и их зальбандах.

Киноварь второй рудной стадии (киноварь II) отличается более

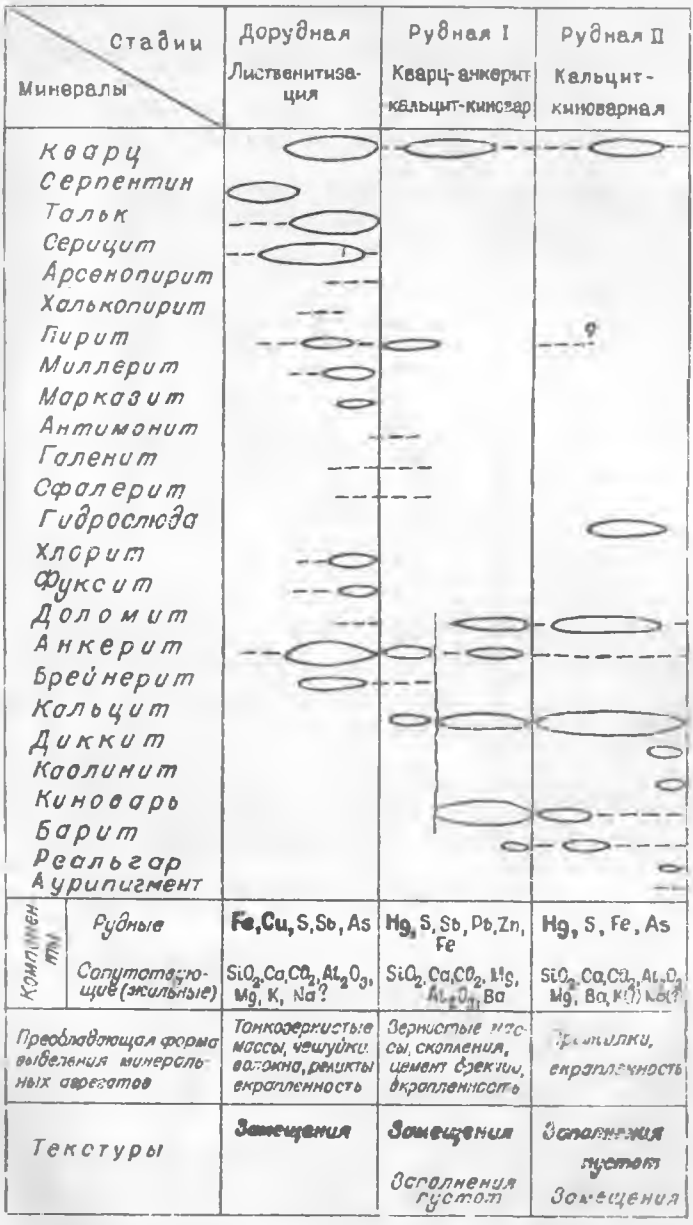


Рис 43. Последовательность гипогенного минералообразования Чонкойского рудного поля. Составлена с использованием материалов М. Г Жарикова, А. М. Мирзаахмедова, В П. Турчинского и др

светлой окраской и встречается обычно в зальбандах ранее образованных кварц-кальцитовых и кварцевых прожилков. В конце третьей рудной стадии выделялись небольшие количества диккита, каолинита и гидрослюд.

На Шунк-Птоуском рудном поле анкерит является одним из главных гипогенных минералов дорудной стадии. Кварц и кальцит имеют подчиненное значение.

Кварц I образует гнездообразные и изометрические скопления, реже — тонкие прожилки и отдельные вкрапления, выполняющие промежутки между зернами анкерита или замещающие его.

Во вторую стадию гидротермального процесса — первую рудную,— наряду с выделением последующей генерацией кварца и кальцита, выделялись барит, галенит, сфалерит и первые порции киновари (рис. 44).

Рис. 44. Последовательность гипогенного минералообразования Шунк-Птоуского рудного поля. Составлена с использованием материалов Ю. А. Ладлгина, О. Н. Козловой, И. П. Морозова и др.

Барит — важная составная часть многих карбонатных жил — встречается в виде гнездообразных скоплений и групп изометричных и призматических зерен в ассоциации с кварцем.

Галенит, кроме отдельных зерен и вкраплений, образует гнездообразные скопления и микропрожилки, приуроченные к стыкам зерен анкерита, кварца или биотита, а также к зальбандовым частям кварцевых прожилков и гнездообразных скоплений.

Киноварь I чаще всего ассоциирует с кварцем и кальцитом. Обычно она в виде мелкой густой вкрапленности приурочена к сочленению кварцевых гнезд с анкеритовыми участками жил; иногда в виде крупных вкрапленников развивается в прожилках и гнездах мелкозернистого кальцита и кварца, разъедая и замещая их

Вторая рудная стадия отличается крайне простым комплексом выделившихся минералов. К ней относятся кальцит и киноварь. Они образуют прожилки, секущие все ранее выделившиеся минералы. Известны также прожилки белого полупрозрачного кальцита, который отлагался позднее основной массы киновари II. Это, по-видимому, послерудный кальцит.

Из приведенного обзора важнейших стадий минерализации и импульсов тектонических движений видно, что гидротермальному процессу

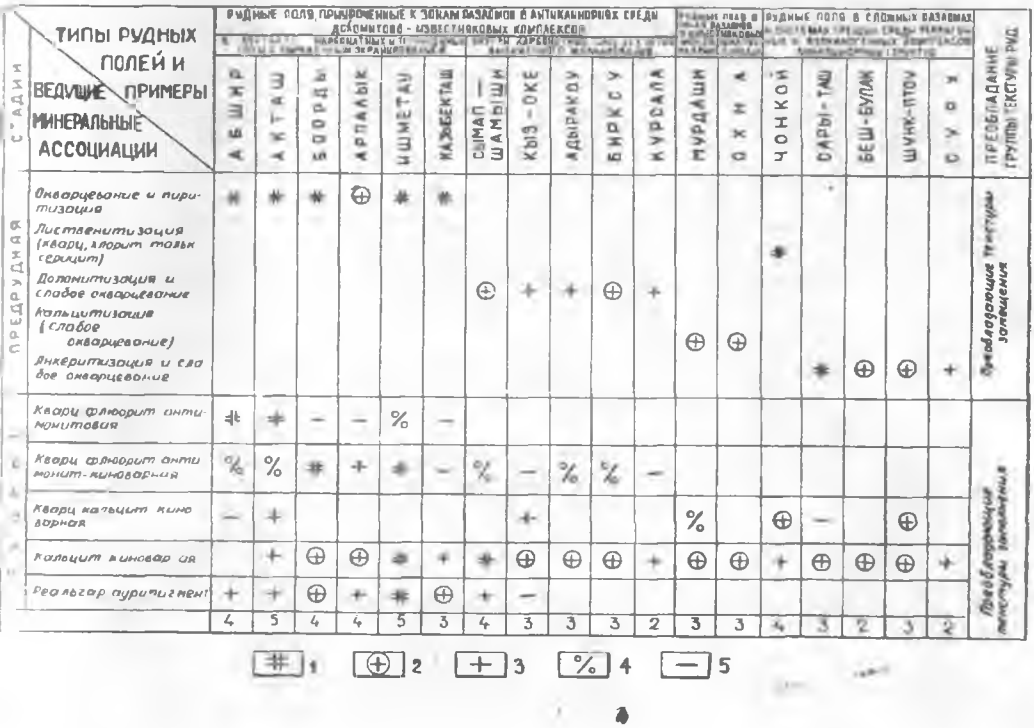


Рис. 45 Стадии минералообразования ведущих рудных полей Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса.

1 — сильно; *2* — значительно; *3* — слабо; *4* — очень слабо; *5* — отсутствует.

формирования месторождений был присущ пульсирующий характер. Вслед за крупными движениями следовали периоды относительного спокойствия, нарушавшиеся более слабыми импульсами.

Интенсивность тектонических подвижек и деформаций уменьшалась к концу процесса гидротермального минералообразования. Каждый новый импульс обновлял пути движения гипогенных растворов, способствуя отложению минералов, отвечающих новым условиям.

Представляет интерес сравнение различных геологоструктурных групп рудных полей в отношении главных черт развития стадий минерализации. Сводные данные, отражающие количество проявившихся стадий минерализации на изученных ведущих рудных полях Южно-Ферганского пояса, приведены на рис. 45.

На рудных полях с экранированием число стадий минерализации достигает четырех. Однако на некоторых рудных полях, относящихся к этой группе, отмечается выпадение или же слабое развитие отдельных импульсов движений и, соответственно, стадий минерализации. Оказывается, что на крупных полях количество и интенсивность тектонических деформаций и стадий минерализации проявлено более отчетливо, чем на мелких. На них также представлено гораздо больше рудообразующих и сопутствующих компонентов, принимавших участие в формировании рудных тел.

На рудных полях в разломах внутри карбонатных толщ без экранирования отмечается от двух до трех стадий минерализации. Например, на Сыманском рудном поле проявляется три стадии, тогда как на месторождениях Карадаванского поля (рис. 42) — только две: предрудная доломитизация и рудная — кальцит-киноварная.

Рудные поля в сложных разломах среди терригенно-эффузивных комплексов характеризуются двумя-тремя стадиями минерализации. Так, на Чонкое и Шунк-Птоу достаточно четко проявлены три стадии, а на месторождениях Сурхской площади — только две: предрудная анкеритизация и кальцит-киноварная рудная стадия.

Таким образом, различные масштабы рудных полей представляют собой выражение связей рудообразования с тектоническими движениями и деформациями в предрудную и рудные стадии минералообразования.

О значении текстурно-структурных особенностей руд при выяснении условий локализации оруденения

Текстурно-структурные особенности гидротермальных руд, наряду с геологическим строением и структурой рудных полей, являются важнейшими критериями, характеризующими последовательность минералообразования как во времени, так и в пространстве. Они позволяют судить об интенсивности отдельных импульсов тектонических движений и видов деформаций вмещающих пород в период гидротермального рудообразования.

Рассмотренные выше (глава II) текстурные разновидности ртутных, ртутно-сурьмяных и сурьмяных руд далеко не равнозначны по степени их распространения в различных геологоструктурных типах рудных полей (рис. 45). Такие текстуры, как вкрапленная, прожилковая и прожилково-вкрапленная, пользуются самым широким распространением среди всех геологоструктурных типов полей района и на многих из них имеют ведущее значение в ртутных рудах. Брекчиевая, брекчиевидная, гнездовая, реакционно-каемочная, пятнистая, петельчатая, кокардовая и брекчиевидно-прожилковая текстуры также получили значительное растространение, но в определенных типах рудных полей. Остальные разновидности текстур руд (массивная, слоистая, полосчатая, атакситовая, гребенчатая, друзовая, прожилково-петельчатая, пятнисто-брекчиевая и др.) не имеют широкого развития. Заметим, что отмечается относительно большое разнообразие текстур в одних типах рудных полей и сравнительно небольшое количество их форм и видов—в других. В этом отношении самая представительная группа — рудные поля с экранированием (в зоне контакта известняков со сланцами), где установлено от 14 до 23 текстурных типов руд (рис. 46). Затем по количеству текстурных разновидностей идут рудные поля в разломах внутри доломитово-известняковых толщ без экранирования и рудные поля в лиственитах — до 10—12 типов текстур. На рудных полях в известняковых моноклиналях, в эффузивах (Сарыташ) и терригенных толщах (Шунк-Птоу) установлено не более 5—7 текстурных разновидностей руд.

Многообразие текстур на одних рудных полях и резкое сокращение

их на других объясняется различием геологоструктурных факторов формирования рудных тел и физико-химических условий рудоотложения. В частности, многообразие текстур во многом определяется неодинаковой интенсивностью проявления тектонических движений и деформаций в процессе минерализации. С учетом всех этих обстоятельств можно, по-видимому, объяснить тот факт, что в каждой из изученных геологоструктурных групп рудных полей при определенном многообразии форм руд почти всегда выделяется несколько (от 2—3 до 5—6) ведущих типов текстур.

На рудных полях с экранированием (в зоне контакта известняков со сланцами) подавляющее большинство рудных тел локализуется в гидротермально измененных (преимущественно окварцованных) и интенсивно брекчированных породах. Это наложило своеобразный отпечаток и на текстуры руд. Здесь наиболее распространены руды с брекчиевыми и брекчиевидными текстурами. Даже такие часто встречающиеся текстуры, как прожилковая и вкрапленная, здесь в своем «чистом» виде отмечаются редко, главным образом в неизмененных или слабо измененных известняках. Чаще всего киноварь образует вкрапления или прожилки в брекчированной массе гидротермально измененных пород.

Относительное значение текстурных типов руд на рудных полях этой группы, выявленное путем систематического просмотра отбитой рудной массы, характеризуется следующими цифрами (Ф. И. Пономарев, Н. А. Никифоров). На долю руд с брекчиевыми и брекчиевидными текстурами приходится от 15—20 до 40—50%, вкрапленные руды составляют от 10—15 до 25—30%, прожилковые — от 10—15 до 20—30%, массивные — от 5 до 15%, сложные прожилково-вкрапленные — от 30 до 40%. Остальные текстуры руд, при всем их многообразии, составляют в общей сложности не более 15—20% от общей массы.

Для рудных полей в доломитах и известняках характерно уменьшение роли брекчиевых руд и заметное возрастание вкрапленных и прожилковых. Отмечаются также руды с пятнистой, петельчатой и реакционно-каемочной текстурами.

Рудные поля в лиственитах также характеризуются преобладающим развитием вкрапленных и прожилковых руд, которые составляют 50—60% от общей массы руд.

Ведущее значение прожилковых и вкрапленных текстур сохраняется и для рудных полей в эффузивах и терригенных породах, где вообще, кроме них, можно встретить не более 2—3 характерных текстур руд.

В заключение следует подчеркнуть, что для рудных полей, размещающихся в зоне контакта известняков со сланцами, формирование рудных тел которых происходило в условиях многостадийного гидротермального минералообразования, характерны весьма разнообразные и сложные текстуры руд. Для средних и мелких рудных полей с секущими телами, локализующихся в доломитово-известняковых толщах или лиственитах, характерны заметное уменьшение интенсивности деформаций и гидротермального минералообразования и соответственно значительно меньшие разнообразия текстур руд (рис. 46).

О зональности ртутно-сурьмяного оруденения

В районе, в соответствии с масштабами проявления ртутно-сурьмяного оруденения, по В. И. Смирнову (1963), выделяются региональная зональность и зональность отдельных рудных полей.

Региональная зональность в Южно-Ферганском ртутно-сурьмяном поясе проявляется довольно отчетливо. В тектонических зонах можно наметить определенные рудные зоны (например, Южная, Центральная и Северная — рис. 2, 3). Главные металлогенические черты их определя-

ются геолого-тектонической позицией, характером разреза и положением относительно верхнепалеозойских гранитоидных и щелочных интрузий. Так, Южная рудная зона, приуроченная к границе среднегерцинской тектонической зоны Высоких предгорий Алая и позднегерцинской Сурметашской, где широко развит гранитоидный и щелочной магматизм, характеризуется комплексным оруденением (полисульфидная и кварц-флюорит-антимонит-киноварная рудные формации).

Центральная рудная зона, расположенная к северу от Южной и ох-

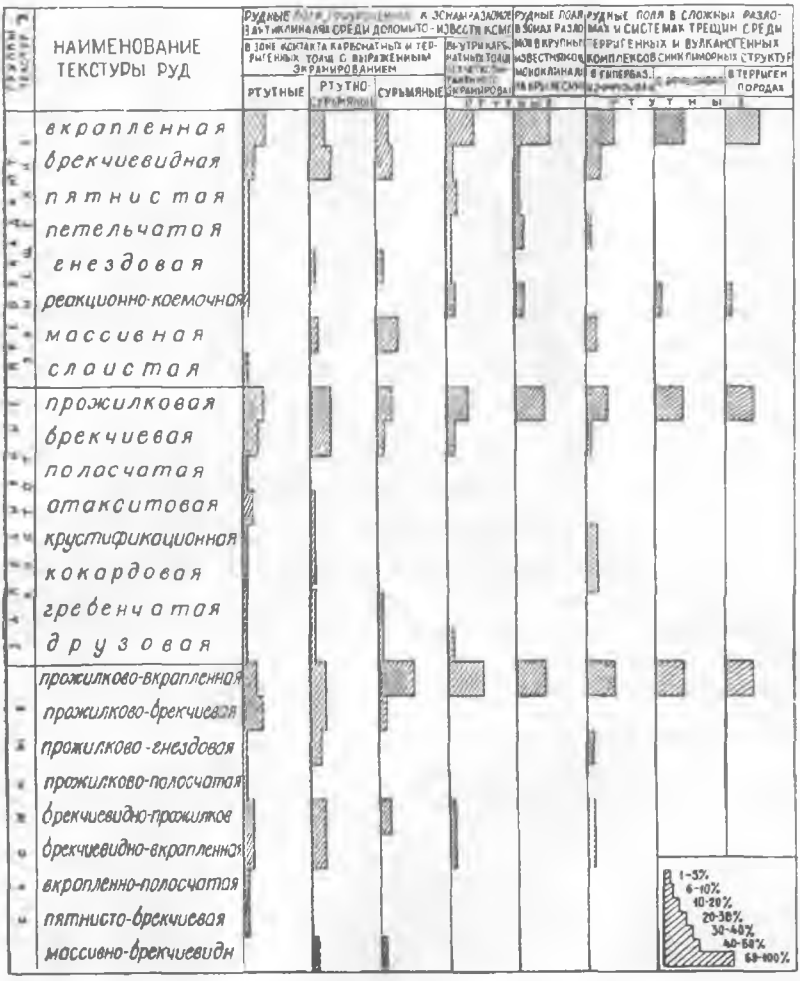


Рис. 46. Относительное значение текстурных типов руд в геологоструктурных группах рудных полей Южной Ферганы.

ватывающая часть (срединную и северную) среднегерцинской зоны Высоких предгорий Алая, которой свойственно слабое развитие верхнепалеозойского магматизма, представлена ртутным и ртутно-сурьмяным оруденением.

Северная рудная зона, соответствующая Южному крылу и осевой части Карачатырского синклинория, сложенного вулканогенно-терригенными толщами, где проявления верхнепалеозойских щелочных и субщелочных интрузий почти отсутствуют, характеризуется монометальным ртутным оруденением (кальцит-анкерит-киноварная и лиственит-киноварная рудные формации).

В перечисленных рудных зонах, в свою очередь, намечается специ-

фичная для них зональность, которая определяется особенностями строения и этапностью развития рудовыводящих структур во времени, удаленностью магматического очага и избирательной рудолокализующей особенностью вмещающих пород. Важно подчеркнуть, что в пределах Южной рудной зоны комплексное (полисульфидное) оруденение локализовано в нижней части разреза (силур — нижний девон), ртутное — в верхней (верхний девон — карбон) [рис. 3, колонки]. Таким образом, здесь можно отметить прямую вертикальную зональность.

Следует обратить внимание на некоторые черты поведения олова (рис. 3). В районе оно проявляется в тесной связи с поздними гранитоидными интрузиями. В удалении от интрузий олова практически нет, но местами оно появляется в той части района, где размещаются месторождения ртути, сурьмы и мышьяка. Такое положение можно объяснить не только наличием возможных интрузий, еще не вскрытых эрозией, но и разломов.

В Центральной рудной зоне, для которой характерно слабое проявление верхнепалеозойского магматизма, намечается отчетливая зональность рудовмещающих и крупных рудоконтролирующих структур. Здесь сурьмяное и ртутно-сурьмяное оруденение с флюоритом и мышьяком (реальгар и аурипигмент) локализовано, как правило, в антиклинорных структурах, тогда как ртутное оруденение устанавливается в более широком диапазоне, охватывающем как антиклинорные, так и синклинорные структуры, хотя и для него ведущее значение остается за антиклинориями.

В разрезе антиклинорных структур отмечается как бы обратная сложная зональность. Такая зональность, в частности, характерна для Каузанского антиклинория, сложенного доломитами среднего и верхнего девона, известняками нижнего и среднего карбона и надвинутыми на них песчано-сланцевыми терригенными отложениями (рис. 3). Здесь вверху, в зоне контакта известняков и сланцев, локализуются сурьмяные и ртутно-сурьмяные с флюоритом руды. Распространенность ртутного оруденения в данной структуре получила широкий вертикальный размах. Значительная часть руды локализуется в подстилающих известняках и доломитах на глубине до 1—2 *км* от рудоносного контакта. Главным фактором, определяющим намеченную зональность по-видимому, является временной разрыв между отложениями более ранней сурьмы и следующей за ней ртути. Возможны изменения положения рудогенерирующего очага, а также последовательное приоткрывание рудолокализующих трещин. Определенное влияние на отложение ртутного оруденения оказывало активное воздействие карбонатных пород. На ведущую роль их углекислоты в формировании ртутных месторождений указывал А. А. Сауков (1946).

Зональность рудных полей определяется главным образом рудоконтролирующими структурными элементами и избирательной рудолокализующей особенностью вмещающих пород. Рудолокализующее значение складчатых и разрывных нарушений на различных рудных полях охарактеризовано выше (главы I—III). Здесь приведены примеры зональности, определяющейся геологоструктурными факторами.

В Акташском рудном поле сурьмяное оруденение распространено в пределах осевой части рудоконтролирующей антиклинали и на северном ее крыле, которое примыкает к рудоконтролирующему Северо-Акташскому разлому (рис. 4). На южном крыле этой антиклинали, на значительном удалении от упомянутого крупного разлома, наряду с сурьмяным, развито ртутное оруденение. Объяснить его происхождение можно на основе работ А. В. Королева (1963), выделившего особый тип зональности около разломов. В связи с этим намечается схема последовательного разрастания зоны разлома со все более широким захватом вмещающих пород и поэтапным привносом в них рудных компонентов.

На Ишметауском ртутно-сурьмяном поле главная масса сурьмяных руд локализована в пределах наиболее крупного Карааарчинского разлома. Значительные скопления сурьмы встречены также в других достаточно крупных разломах южной антиклинали. Таковы, в частности, «диагональные разломы», особенно благоприятные для концентрации сурьмы на участках сочленения друг с другом. Вместе с тем здесь довольно четко выражены явления экранирования, что может свидетельствовать о наличии фильтрационного эффекта. Соответственно этому на рудных участках с экранированием намечается трехчленная схема зональности: 1) нижняя зона — относительно незначительное ртутное оруденение; 2) средняя, главная, зона (под экраном) — накопление значительной массы ртутных руд и слабо фильтрующегося рудного компонента — сурьмы с образованием ее концентраций; 3) верхняя зона (в среде экранирующих пород) — частичное накопление мышьяка, рассеяние ртути, обладающей большей склонностью к фильтрации (рис. 47). Следует отметить, что случаи фильтрационного эффекта разнообразны. Они зависят от свойств и, главное, — от состава вмещающих пород. Например, в сланцах ртуть обнаруживает более значительную склонность к фильтрации, чем сурьма и мышьяк, а в карбонатных породах — наоборот.

Изучение гипогенных ореолов рассеянных рудообразующих компонентов позволяет отметить некоторые детали в зональности размещения ртутно-сурьмяных руд. Ртутные ореолы (n·10-4 и n·10-5% Hg) в перекрывающей надрудной толще распространены значительно шире, чем ореолы мышьяка.

Аналогичное последовательное распределение сурьмы, ртути и мышьяка наблюдается также по отношению к плоскостям сместителей рудоконтролирующих разломов. На рис. 48 приведены результаты изучения ведущих разрывных нарушений ртутно-сурьмяного рудного поля.

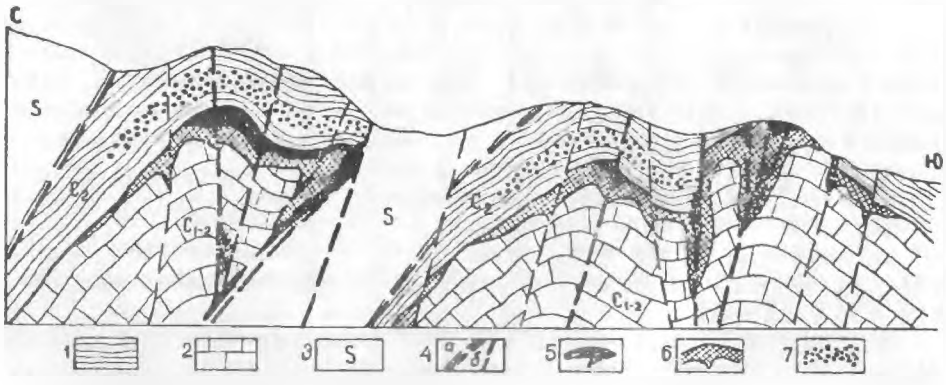


Рис. 47. Зональность Ишметауского рудного поля.
1 — песчаники и слаицы среднего карбона; *2* — известняки карбона; *3* — сланцы силура и девона; *4* — разрывчые нарушения: *а* — надвиги *б* — сбросы и взбросы; *5* — сурьмяная минерализация (антимонит); *6* — ртутная минерализация (киноварь); *7* — мышьяковая минерализация (реальгар, аурипигмент).

Данные химического спектрального анализа проб коренных пород показывают, что высокие содержания сурьмы устанавливаются только в плоскостях сместителей более крупных разрывных нарушений. При этом здесь, как правило, отмечается повышенное содержание ртути и мышьяка. По мере удаления от плоскости сместителя (на 3—5 *м*) сурьма анализами уже не обнаруживается, а мышьяк устанавливается еще на расстоянии 15—20 *м*. Количество ртути понижается, но она продолжает

прослеживаться значительно дальше (80—100 *м*) от плоскости разлома. Такое однообразное распределение элементов относительно рудоконтролирующей поверхности объясняется, очевидно, различной их подвижностью. Это заключение согласуется со свойствами указанных элементов и ряда известных их соединений.

В связи с зональностью представляется интересным рассмотреть

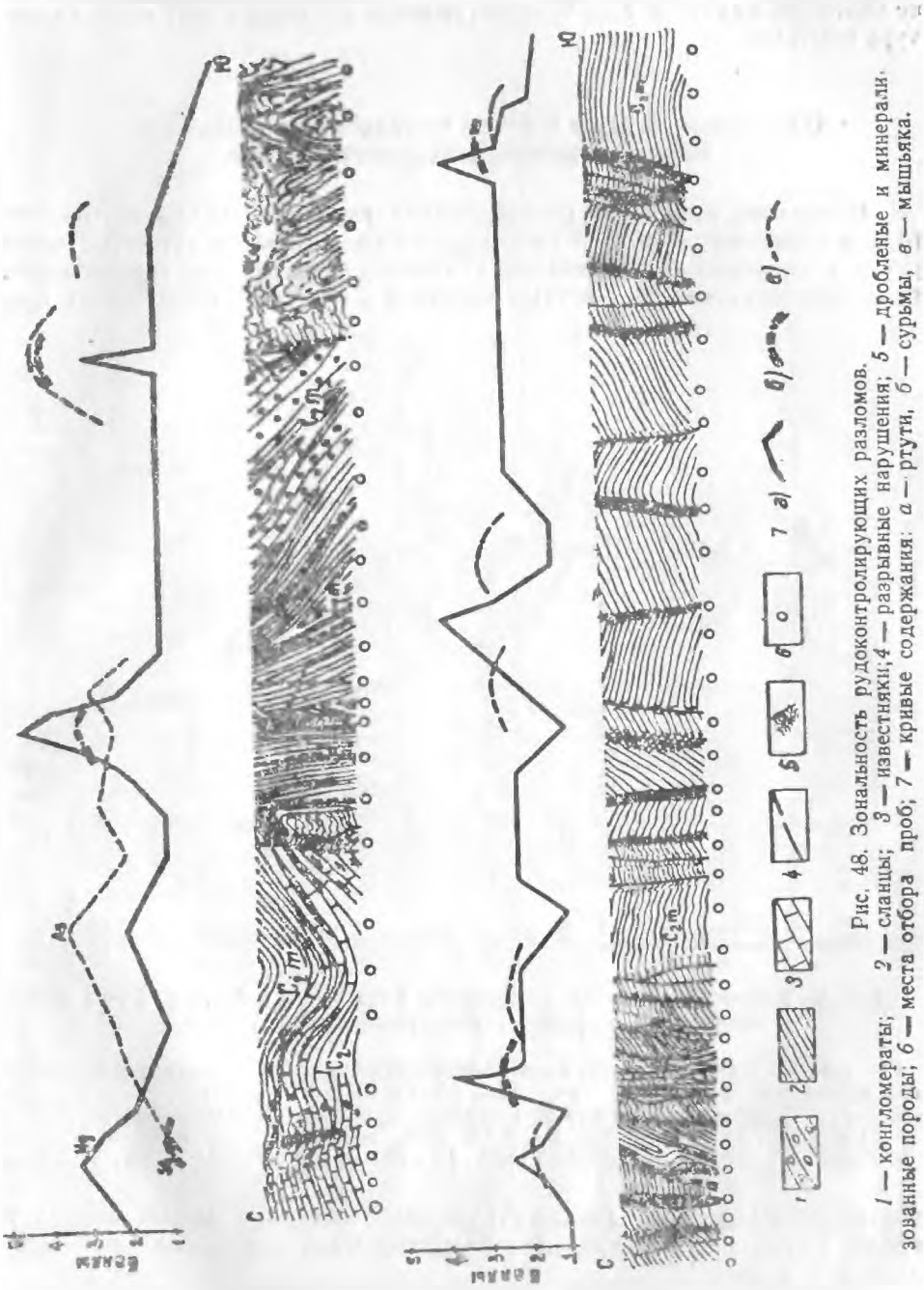


Рис. 48. Зональность рудоконтролирующих разломов.
1 — конгломераты; *2* — сланцы; *3* — известняки; *4* — разрывные нарушения; *5* — дробленые и минерализованные породы; *6* — места отбора проб; *7* — кривые содержания: *а* — ртути, *б* — сурьмы, *в* — мышьяка.

результаты исследований дайковых образований и их контактов. На двух наиболее характерных рудных полях района проводилась геолого-геохимическая документация даек, в частности опробование пород по профилям вкрест дайкового тела. В каждой дайке отбирали пять проб: одну в

центре, две — у контакта и две — в 4 и 10 *м* от дайки. Результаты спектральных анализов проб приведены на схеме (рис. 49). Выявлено, что рудоносные растворы перемещались в основном вдоль контакта даек и мелких интрузий. В контактных зонах таких тел наблюдаются повышенное содержание и наибольшая частота встречаемости ртути, сурьмы и мышьяка, отчасти — свинца и цинка. Сами дайки в описываемом случае не являются причиной зональности; главное значение имеет лишь структура контакта.

О содержании ртути и фтора в осадочных и изверженных породах различных тектонических зон

Выяснение характера распределения ртути в породах изучаемого района позволяет судить об особенностях накопления и путях миграции ртути, о возможном ее источнике. С аналогичных позиций показательно поведение парагенного с ртутью элемента — фтора. Сравнение их кон-

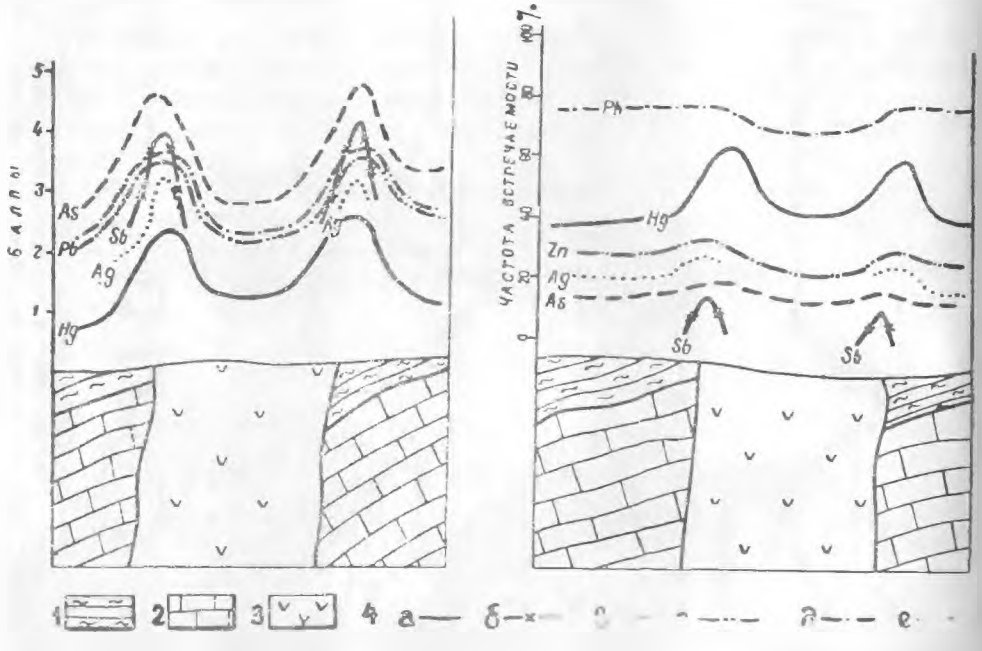


Рис. 49. Размещение рудных компонентов (Hg, Sb, As, Zn, Pb, Ag) в дайках диабазового порфирита ртутно-сурьмяных рудных полей.

1 — сланцы; *2* — известняки; *3*—диабазовые порфириты; *4* — кривые, показывающие на графике содержания: *а* — ртути, *б* — сурьмы *в* — мышьяка, *г* — цинка, *д* — свинца, *е*—серебра; *А* — для ртути: I—0,00001 - 0,00009%, II—0,0001—0,0009%, III — 0,001—0,009%, IV—0,01—0,09%, V — 0,1— 0,9%. *Б* — для сурьмы, мышьяка, свинца и серебра: I—0,001%, II—0,001—0,009%, III—0,01—0,09%, IV—0,1—0,9%, V—1%.

центраций в различных геологоструктурных позициях может способствовать пониманию закономерностей размещения месторождений киновари и флюорита.

Большая часть выводов геохимического порядка основывается на представлении о местном геохимическом фоне (местном нормальном поле) и сравнении его с кларковыми значениями элементов в земной коре. Для ртути кларковые значения характеризуются весьма низкими величинами. Наиболее поздние определения показывают, что среднее

Таблица 34

Содержание ртути и фтора в осадочных и метаморфических породах Южной Ферганы
(по результатам химического анализа)

Характер изменений	Опробованные породы: стратиграфо-литологические разности	Пробы с ртутью: кол-во проб	Пробы с ртутью: среднее содержание, %	Кларки ртути, %: по А. А. Саукову	Кларки ртути, %: по А. П. Виноградову	Кларки ртути, %: по Р. Ренкаму	Пробы с фтором: кол-во проб	Пробы с фтором: среднее содержание, %	Кларки фтора, %: по А. П. Виноградову	Кларки фтора, %: по Р. Ренкаму
Неизмененные в удалении от разломов	Сланцы и песчаники C_2	8	$5,8 \cdot 10^{-6}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$		$1,0 \cdot 10^{-5}$	4	0,022		
	Известняки C_1	10	$7,8 \cdot 10^{-6}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$		$3 \cdot 10^{-6}$	4	0,015		
	Известняки и доломиты D_{2-3}	13	$7,2 \cdot 10^{-6}$				5	0,02		$2,5 \cdot 10^{-2}$
	Сланцы и песчаники D_1	4	$6,0 \cdot 10^{-6}$							
	Сланцы и песчаники S_{1-2}	26	$7,4 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$		2	0,22	$5 \cdot 10^{-2}$	
	Среднее	60	$7,1 \cdot 10^{-6}$	$7,7 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$		15	0,02	$6,6 \cdot 10^{-2}$	
Слабо измененные вблизи крупных разломов	Конгломераты и песчаники C_2	5	$1 \cdot 10^{-5}$				2	0,04		
	Известняки C_1	7	$2 \cdot 10^{-5}$				2	0,10		
	Известняки и доломиты D_{2-3}	10	$1,5 \cdot 10^{-5}$				2	0,035		
	Сланцы и песчаники S_{1-2}	12	$2,9 \cdot 10^{-5}$				2	0,05		
	Среднее	34	$2,7 \cdot 10^{-5}$				8	0,05		
Метаморфизованные	Джаспероиды без видимой киновари	6	$1,5 \cdot 10^{-3}$				2	0,4		
	Андалузит-силлиманитовые сланцы	3	$3,3 \cdot 10^{-6}$				5	0,074		

содержание ртути в земной коре составляет $7.7 \cdot 10^{-6}$% (А. А. Сауков, 1946) — $8{,}3 \cdot 10^{-6}$% (А. П. Виноградов, 1962). Обе цифры достаточно близки между собой и принимаются нами при дальнейших рассуждениях.

Методика определения геохимического фона ртути для рассматриваемого района Южной Ферганы и его отдельных подразделений, а также методика работ, связанных с получением необходимой исходной информации, изложены ниже, в главе «Гипогенные ореолы — индикаторы скрытого оруденения». Здесь мы оперируем конечными цифровыми результатами.

Для характеристики средних концентраций ртути в ведущих литологических комплексах Южно-Ферганского пояса были использованы параллельно две группы анализов: химические и спектральные. Первые производились в лаборатории ИГЕМа (Н. Х. Айдиньян) и отличаются высокой чувствительностью ($5—9 \cdot 10^{-6}$%) и точностью определения; полученные по ним результаты могут считаться эталонами. Точность спектрального анализа (как это показано ниже) уступает химическому, однако ошибка в целом незначительная, а по количеству определений этот вид анализа более массовый.

В табл. 34 приведены средние содержания ртути в выделенных стратиграфо-литологических комплексах по результатам химических анализов. Самое примечательное в таблице — стабильность содержаний ртути в неизмененных разностях пород. Колебания в них ничтожные — от $5{,}8 \cdot 10^{-6}$ до $7{,}8 \cdot 10^{-6}$%. Существенных изменений концентрации в зависимости от литологического состава или возраста пород не обнаружено. Среднее содержание ртути в неизмененных породах ($7{,}1 \cdot 10^{-6}$%) близко к кларковому для земной коры ($7{,}7 \cdot 10^{-6}$%). Наблюдается незначительное обогащение карбонатных пород. Среди терригенных пород повышение содержаний ртути выявлено в сланцах, что отмечал А. А. Сауков (1946).

В районе установлено резкое увеличение количества ртути вблизи крупных разрывных нарушений герцинского возраста. Средние содержания около них в 2—10 раз превосходят кларки ртути для соответствующих пород. Наиболее обогащены известняки карбона. Это можно объяснить их благоприятной позицией в разрезе: они находятся в верхах мощной доломитово-известняковой толщи, под сланцевым экраном, в условиях широкого и интенсивного проявления разрывных нарушений.

Относительно высокое среднее содержание ртути устанавливается и для сланцев силура ($2{,}9 \cdot 10^{-5}$%). Однако по сравнению с кларками ($1{,}6 \cdot 10^{-5}$—$4 \cdot 10^{-5}$%) оно не выходит за пределы нормы.

Табл. 35 составлена по результатам спектрального анализа около 3700 проб. Такое количество проб дало возможность охарактеризовать более мелкие литологические и возрастные группы пород внутри намеченных выше комплексов. Что касается точности определения, то, как видно из сравнения табл. 34 и 35, спектральный анализ завышает содержание ртути в среднем в 3—4 раза. Эта ошибка носит систематический характер и потому не искажает соотношения средних содержаний ртути в различных комплексах пород.

Анализ средних показателей (табл. 35) подтверждает выводы, сделанные на основании химических анализов. В неизмененных породах средние содержания ртути варьируют в очень ограниченных пределах: от $7{,}2 \cdot 10^{-6}$ до $2{,}8 \cdot 10^{-5}$%, т. е. практически незначительно отличаются от величины геохимического фона по району — $1 \cdot 10^{-5}$% (Н. А. Никифоров и др. 1965). Превышение этих содержаний над кларковыми составляет 1—3 раза, иногда 4—5. Учитывая общую зараженность района рассеянной ртутью, а также погрешности спектрального анализа, следует признать, что полученные отклонения от нормы для отдельных подразделений пород вполне объяснимы и допустимы.

Среди терригенных пород самые высокие содержания ртути устанавливаются в толщах силура, причем наиболее обогащены ($6{,}9 \cdot 10^{-5}$%)

Таблица 35

Содержание ртути в осадочных породах Южной Ферганы (по результатам спектрального анализа)

Фациальный комплекс	Стратиграфическое подразделение	Характер изменений пород	Среднее содержание ртути, %				
			по Исфайрамскому профилю	по Ишметаускому профилю	по Сохскому профилю	общее по трем профилям	
Терригенный C_3	C_3	Неизмененные	—	—	$3{,}7\cdot10^{-5}$	$3{,}7\cdot10^{-5}$	
		Измененные вблизи разлома	—	—	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$8{,}8\cdot10^{-5}$
Карбонатно-терригенный C_2	C_2m_1-$_2$	Неизмененные	$7{,}7\cdot10^{-6}$	$7{,}5\cdot10^{-6}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$4{,}5\cdot10^{-6}$
		Измененные вблизи разлома	$9{,}5\cdot10^{-5}$	$6\cdot10^{-5}$	$7{,}5\cdot10^{-5}$	$7{,}5\cdot10^{-5}$	
	C_2m_1	Неизмененные	—	—	$2{,}2\cdot10^{-5}$	$2{,}2\cdot10^{-5}$	
		Измененные вблизи разлома	—	$2\cdot10^{-4}$	$7{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$
Известняковый С	C_1	Неизмененные	—	$5{,}5\cdot10^{-6}$	$3{,}1\cdot10^{-5}$	—	$7{,}8\cdot10^{-5}$
		Измененные вблизи разлома	—	—	$4{,}6\cdot10^{-5}$	$2{,}3\cdot10^{-5}$	
	C_1	Неизмененные	—	$2{,}3\cdot10^{-5}$	$3{,}4\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	
		Измеиенные вблизи разлома	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$7{,}3\cdot10^{-4}$	$5{,}3\cdot10^{-5}$	—	
		Неизмененные	—	$5{,}6\cdot10^{-6}$	$8{,}8\cdot10^{-6}$	$7{,}2\cdot10^{-6}$	
	D_2	Измененные вблизи разлома	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$5{,}6\cdot10^{-5}$
		Неизмененные	$8{,}7\cdot10^{-6}$	$6\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-5}$	$8{,}2\cdot10^{-6}$	
Известняково доломитовый	D_3	Измененные вблизи разлома	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-5}$	$9\cdot10^{-5}$	$3{,}9\cdot10^{-5}$
		Неизмененные	—	$0{,}2\cdot10^{-5}$	—	$8{,}6\cdot10^{-6}$	
D_2-$_3$	D_2-$_3$	Измененные вблизи разлома	$2{,}3\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	—	$2{,}1\cdot10^{-5}$	$1{,}1\cdot10^{-5}$
	S_1-$_2$	Неизмененные	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	
		Измененные вблизи разлома	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$3{,}1\cdot10^{-5}$
Терригенный		Неизмененные	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}1\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	
	S—D	Измененные вблизи разлома	$1\cdot10^{-5}$	$4{,}9\cdot10^{-5}$	$2{,}9\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$7{,}7\cdot10^{-5}$

нижнесилурийские отложения, представленные преимущественно глинистыми и углистыми разностями сланцев. Последние, как указывал А. А. Сауков (1946), в результате сорбции способны накапливать рассеянную ртуть. Кроме литологического фактора, на концентрацию ртути большое влияние, по-видимому, оказывала геологоструктурная позиция силурийских пород — значительная их часть образует в районе аллохтон, перекрывает по надвигам рудовмещающие толщи известнякового (алайский тип) разреза.

Повышенные (против кларковых) содержания ртути ($2{,}2 \cdot 10^{-5}$ — $2{,}3 \cdot 10^{-5}$%) свойственны также известнякам среднего и нижнего карбона. На одну из главных причин этого избытка указывалось выше.

Основная масса ртути в районе размещается среди измененных пород, вблизи зон верхнепалеозойских разрывных нарушений. Здесь средние содержания ее изменяются в довольно широких пределах: от $2 \cdot 10^{-5}$ до $1{,}4 \cdot 10^{-4}$%. Это почти на порядок выше средней величины геохимического фона по району.

Сравнение средних содержаний ртути в породах, одинаковых по исходному составу, но различно измененных, показывает, что величина превышения фона во многом зависит от вещественного состава пород и их положения в геологической структуре района. Как и следовало ожидать, наиболее обогащены ртутью (в среднем) измененные известняки пыркафской свиты среднего карбона ($1{,}4 \cdot 10^{-4}$%) и известняково-доломитовые породы верхнего девона ($1{,}3 \cdot 10^{-4}$%). При этом содержание ртути в них вблизи разломов в 7—18 раз выше, чем в обычных условиях.

Пыркафские известняки заканчивают верхи карбонатного разреза девонских и каменноугольных отложений. Это — относительно проницаемые породы, перекрытые, как экраном, пластичными сланцами. Данное обстоятельство и обусловило высокую гидротермальную проработку известняков вдоль разрывных нарушений и накопление в них ртутной минерализации.

Примерная аналогия устанавливается и для верхнедевонских отложений. Чередование пачек различного литологического состава с различными физико-механическими свойствами способствовало, с одной стороны, повышенной тектонической нарушенности, с другой — действию горизонтов экранирования. Ртуть, выносимая по зонам разломов, встретила здесь достаточно благоприятную обстановку и локализовалась вблизи тех же разломов.

Обогащение вблизи разломов свойственно и другим породам, однако степень обогащения их несколько слабее. Так, в терригенных породах девона и силура содержание ртути у разломов повышается лишь в 2—3 раза. Так же незначительно увеличивается концентрация ее в очень однородных по составу массивных известняках нижнего карбона.

Приведенный выше материал свидетельствует о том, что наблюдаемое в общем плане увеличение концентрации ртути к верхам карбонатного разреза (табл. 35) не является следствием изменения вещественного состава пород или их возраста, а зависит от скоплений ртути вблизи крупных герцинских разломов, преимущественно среди той части карбонатных пород, которая занимает наиболее благоприятную геологоструктурную позицию («под экраном») в разрезе палеозойских толщ.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Все осадочные породы района в общем характеризуются повышенными против кларковых содержаниями ртути.

2. При раздельном анализе содержаний ртути в измененных и неизмененных разностях пород устанавливается, что общие повышенные концентрации ее в породах обусловлены резким увеличением (в 2—18 раз, в среднем — в 7) количества ртути в зонах гидротермального изменения вдоль разрывных нарушений, тогда как в неизмененных раз-

ностях пород района средние значения концентраций по абсолютной величине практически мало отличаются от кларка.

3. Наибольшая степень обогащения ртутью и самые высокие ее концентрации вдоль разломов наблюдаются среди пород, занимающих определенную геологоструктурную позицию, в сфере действия благоприятных для локализации гидротермального оруденения факторов (разнородные и разнослоистые породы, сочетание высокой проницаемости и экранирования и т. д.).

* *
*

Содержание фтора в осадочных породах района определено на основании ограниченного количества проб. При первом же рассмотрении (табл. 34) выявляется четкое различие средних концентраций фтора в неизмененных и в различной степени метаморфизованных породах.

Неизмененные гидротермальными процессами породы содержат фтора в среднем 0,015—0,022%, в то время как кларк его для литосферы —0,025% (по Р. Ренкаму, 1956) и даже 0,05% (по А. П. Виноградову, 1962).

Измененные породы вблизи крупных разломов содержат 0,04—0,1% фтора. При этом высокие концентрации и наибольшая степень обогащения (в 7 раз) фтором отмечаются среди известняков среднего карбона.

Еще более высокие содержания фтора фиксируются среди интенсивно метаморфизованных пород (джаспероидов и андалузит-силлиманитовых сланцев) — 0,39—0,07%.

Таким образом, в распределении фтора в породах много общего с распределением ртути. Высокие концентрации его связаны с зонами гидротермального изменения пород вблизи разрывных нарушений.

Содержание ртути в породах различных тектонических подзон

Металлометрическое опробование коренных пород по ряду региональных геохимических профилей, заложенных вкрест структур района (пробы отбирались через 50—100 *м* за пределами рудных полей), позволило охарактеризовать ртутеносность тектонических зон и подзон района.

В табл. 36 и 37 приводятся средние значения концентрации ртути для названных зон и подзон по результатам спектрального анализа

Таблица 36

Содержание ртути в тектонических зонах района (результаты геохимического опробования по профилям)

Тектонические зоны	Региональные профили	Содержание ртути, вес, %	
		по зоне	по профилю
Карачатырская	Исфайрамский		$4{,}7 \cdot 10^{-5}$
	Ишметауский	$3{,}2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	Сохский		$9 \cdot 10^{-6}$
Зона Высоких предгорий	Исфайрамский		$5{,}7 \cdot 10^{-5}$
	Ишметауский	$5{,}3 \cdot 10^{-5}$	$3{,}5 \cdot 10^{-5}$
	Сохский		$6{,}6 \cdot 10^{-5}$
Сурметашская	Ишметауский	$3 \cdot 10^{-5}$	$2{,}2 \cdot 10^{-5}$
	Сохский		$3{,}8 \cdot 10^{-5}$

Таблица 37

Содержание ртути в основных тектонических подзонах района

Тектонические зоны	Тектонические подзоны	Количество проб	Содержание ртути, %
Карачатырская	Канская	57	$8{,}8 \cdot 10^{-6}$
	Учкурганская и Шуранская	129	$5 \cdot 10^{-5}$
Зона Высоких предгорий	Алышская	210	$3{,}2 \cdot 10^{-5}$
	Чаувайская	49	$4 \cdot 10^{-5}$
	Каузанская	84	$7 \cdot 10^{-5}$
	Яурунтузская	76	$5 \cdot 10^{-5}$
	Охинско-Талдыкская	57	$5{,}8 \cdot 10^{-5}$
	Тамчи-Ишметауская	43	$4{,}7 \cdot 10^{-5}$
	Ишметауская	93	$7{,}8 \cdot 10^{-5}$
	Кичикалай-Андыгенско-ская / Кштут-Адыракоуская	124	$6{,}7 \cdot 10^{-5}$
	Кштут-Адыракоуская / Таянская	68	$5{,}4 \cdot 10^{-5}$
Сурметашская	Аугульская	109	$2{,}8 \cdot 10^{-5}$
	Сарыбельская структура	30	$5{,}8 \cdot 10^{-5}$
	Кульгеджилинская	80	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$

Ошской лаборатории. В целом более высокими содержаниями отличаются породы антиклинорных подзон и отдельных подзон (Шуранской) вблизи краевых разломов на крыле синклинория.

Самая северная (Карачатырская) зона характеризуется стабильностью содержания ртути в породах — $3{,}2 \cdot 10^{-5}$%. Лишь в пределах Канской структуры количество ртути уменьшается до $8{,}8 \cdot 10^{-6}$%. Повышенные содержания ртути в Карачатырской зоне отмечены по Исфайрамскому и Хайдарканскому профилям и связаны с участками развития ртутьсодержащих кварцево-кальцито-анкеритовых жил вблизи Северо-Катранского краевого разлома.

Среднее содержание ртути в зоне Высоких предгорий Алая — $5{,}3 \cdot 10^{-5}$%. Это наиболее высокое значение для рассматриваемых герцинских тектонических зон района. Однако при анализе распределения концентрации ртути в этой зоне по отдельным пересечениям (региональным профилям) становится очевидным, что этот результат в значительной мере завышен за счет местных локальных аномалий. Так, для Центральной части зоны (пересечение Хайдаркан-Кан) средняя величина концентраций ртути составляет $3{,}5 \cdot 10^{-5}$%, и она, по-видимому, наиболее близка к истинной. В то же время по Исфайрамскому профилю породы этой зоны содержат $5{,}7 \cdot 10^{-5}$%, а по Сохскому — $6{,}6 \cdot 10^{-5}$% (табл. 36), что является следствием локальных высоких концентраций. В первом случае они связаны с зонами гидротермальных изменений в известняках хребта Яурунтуз, во втором — с участком обогащенных силурийских сланцев вдоль зоны Северо-Катранского разлома.

Содержание ртути в породах по тектоническим подзонам зоны Высоких предгорий Алая дано в табл. 37. Для Каузанской подзоны, в которой размещается целый ряд месторождений и рудопроявлений, среднее значение концентрации ртути составляет $7 \cdot 10^{-5}$%. Это намного больше геохимического фона по району. Породы Андыгенско-Кичикалайской подзоны несколько беднее ртутью ($6 \cdot 10^{-5}$%). Наиболее высокое содержание ее фиксируется в породах Хайдаркан-Оджильвесской структуры — $7{,}8 \cdot 10^{-5}$%.

Тектонические подзоны раннедевонских прогибов (синклинорных структур) — Алышская, Яурунтузская, Охинско-Талдыкская и др. — в общем характеризуются более низкими концентрациями ртути ($3{,}2 \cdot 10^{-5}$—

5,8·10^{-5}%). Однако и здесь по отдельным пересечениям намечаются локальные участки с относительно высокими ее содержаниями

Наиболее низкие средние содержания ртути зафиксированы для Аугульской (V) 2,8·10^{-5}% и Кульгеджилинской (V) 2,5·10^{-5}% тектониче-

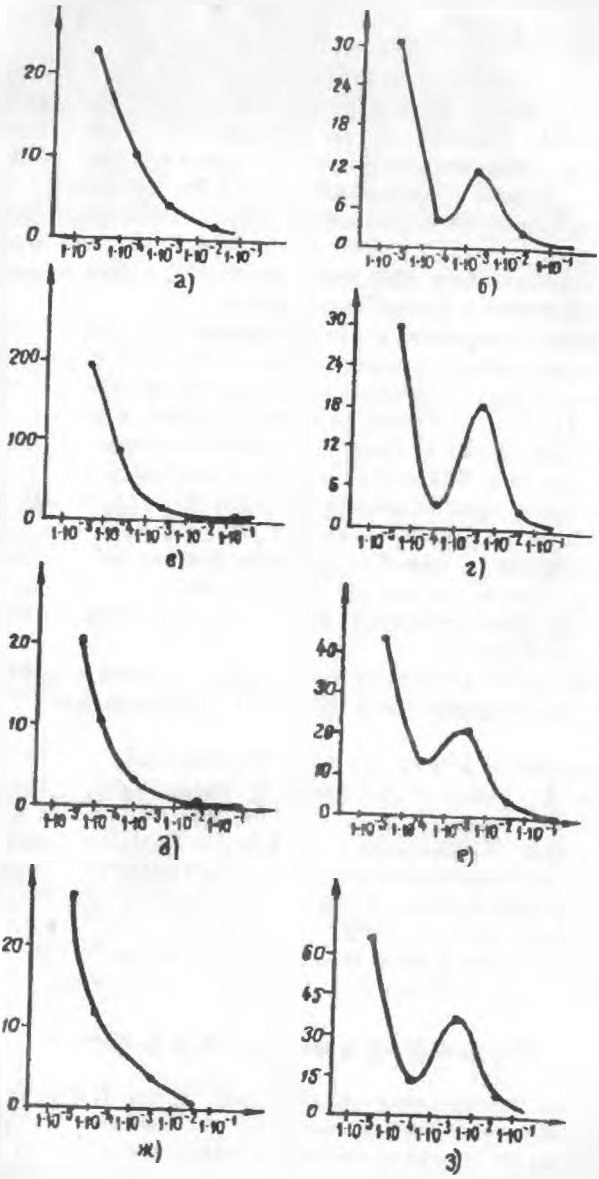


Рис. 50. Вариационные кривые распределения частот концентрации ртути в породах различных тектонических подзон.

Подзоны: *а* — Шуранская, *б* — Учкурганская, *в* — Алышская, *г* — Каузанская, *д* — Катран-Яурунтузская, *е* — Аустан-Хайдарканская, *ж* — Аугульская, *з* — Кштут-Адыракоуская.

ских подзон Сурметашской зоны. В их строении преобладают терригенные породы среднего и верхнего палеозоя. Однако и эти цифры в 3—4 раза превосходят кларк ртути для земной коры. Среднее содержание по отдельным профилям в Сурметашской зоне также резко меняется (табл.

36). Так, по Хайдарканскому профилю оно равно $2{,}2 \cdot 10^{-5}\%$, а по Сохскому значительно выше — $3{,}8 \cdot 10^{-5}\%$.

На основании приведенного выше материала можно сделать вывод, что наиболее обогащены ртутью структурные подзоны, сложенные доломитово-известняковыми комплексами (алайский тип разреза). В ряде случаев довольно высокие концентрации ртути отмечаются в подзонах, сложенных вулканогенно-терригенными породами.

В структурном отношении большинство подзон с высокими концентрациями ртути являются антиклинориями с четко выраженным антиклинальным строением ядерной части. Отдельные такие подзоны размещаются на крыльях синклинориев, вблизи краевых разломов.

Сравнение средних содержаний ртути по отдельным тектоническим подзонам и пересечениям показывает резкое изменение концентрации ее по простиранию подзон и зон. Это свидетельствует о наложенном характере местных аномальных максимумов ртути, связанных, очевидно, с процессами эндогенного рудообразования.

Для выяснения характера распределения ртути в пределах отдельных тектонических подзон проведена статистическая обработка материала и построены графики частоты встречаемости проб с определенными содержаниями (рис. 50). Ниже, в главе V, дается детальный анализ типов распределения ртути в породах и разъяснение соответствующих им вариационных кривых. На основании рассмотренного материала сделан вывод, что в первом приближении по виду вариационной кривой можно судить о характере распределения ртути. Так, кривые гиперболического типа свидетельствуют о преобладающем рассеянии, кривые нормального типа с одним или несколькими максимумами — о наличии локальных концентраций, кривые сложного вида — о локальных концентрациях на фоне общего рассеяния.

Полученные для тектонических подзон кривые с достаточным количеством анализированных проб (рис. 50) подразделяются по виду на две группы.

Распределение ртути в породах Шуранской, Алышской, Катран-Яурунтузской и Аугульской подзон характеризуется кривыми гиперболического типа. Это говорит о преобладающем рассеянии элемента.

В Каузанской, Хайдарканской, Кштут-Адыракоуской и Учкурганской подзонах распределение ртути характеризуется кривыми сложного типа — наряду с рассеянием существуют какие-то локальные концентрации. Частные максимумы этих кривых соответствуют содержанию 0,001—0,009%. Именно такие содержания наиболее типичны для гидротермально измененных пород ртутных рудопроявлений и месторождений.

Ртуть и фтор в магматических породах

Изучение распределения содержаний ртути и фтора в магматических породах района является важным звеном для генетических выводов. С этих позиций сделана попытка охарактеризовать поведение указанных элементов во всех главных магматических комплексах Алая. Анализировались свежие неизмененные разности пород. Незначительное число проб отобрано вблизи разрывных нарушений, где породы в различной мере подвергались влиянию гидротермального метаморфизма.

Пробы на ртуть анализировались в лаборатории ИГЕМа АН СССР под руководством Н. Х. Айдиньян и по ее методике, чувствительность которой достигает $n \cdot 10^{-6}\%$. Пробы на фтор изучались в лаборатории САИГИМСа (аналитик Е. Н. Спиридонова) с чувствительностью анализа до $n \cdot 10^{-3}\%$. На указанные элементы исследовано более 80 проб.

Среди магматических пород района выделяются следующие комплексы: диабазы и габбро-диабазы силур-девона; перидотиты, серпентиниты и габброиды нижне-среднекаменноугольного возраста; гранитоиды

Содержание ртути и фтора в изверженных породах Алая

Магматический комплекс	Ведущий петрографический тип пород	Содержание ртути, %										Содержание фтора, %			
		в удалении от разлома				в зоне влияния разлома				кларковые			в отдельных пробах			
		число проб	содержание в отдельных пробах: от	до	среднее арифметическое	число проб	содержание в отдельн. пробах: от	до	среднее арифметическое	по А. А. Саукову	по А. П. Виноградову	число проб	от	до	среднее арифметическое	кларковые, по А. П. Виноградову
Субщелочные сиениты и поздние граниты P(T?)	Мелкозернистые турмалинсодержащие граниты	10	$7\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-5}$	$1,7\cdot10^{-5}$	1			$5,5\cdot10^{-5}$			8	0,06	0,16	0,10	
	Щелочные граниты и субщелочные сиениты	5	$1\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	$1,7\cdot10^{-5}$	1			$5,5\cdot10^{-5}$			4	0,07	0,14	0,11	
		15	$7\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-5}$	$1,7\cdot10^{-5}$	2			$5,5\cdot10^{-5}$			12	0,06	0,16	0,11	
Нефелиновые сиениты и монцониты P(T?)	Нефелиновые сиениты	8	$7\cdot10^{-6}$	$2,5\cdot10^{-5}$	$1,4\cdot10^{-5}$	1			$8\cdot10^{-5}$			6	0,05	0,29	0,11	
	Щелочные сиепиты	6	$8\cdot10^{-6}$	$1,5\cdot10^{-5}$	$1,27\cdot10^{-5}$				$9\cdot10^{-5}$			6	0,09	0 16	0.12	
	Щелочные габбро	3	$1\cdot10^{-5}$	$2,5\cdot10^{-5}$	$2,2\cdot10^{-5}$	1			$3,5\cdot10^{-5}$			4	0,19	0,23	0,21	
	Монцониты	7	$7\cdot10^{-6}$	$9,5\cdot10^{-6}$	$8,3\cdot10^{-6}$	1			$6\cdot10^{-5}$			4	0,07	0,13	0,10	
		24	$7\cdot10^{-6}$	$2,5\cdot10^{-5}$	$1,45\cdot10^{-5}$	2	$6\cdot10^{-5}$	$9\cdot10^{-5}$	$7,5\cdot10^{-5}$			20	0,05	0,29	0,13	
Жильные гранитоиды P	Диоритовые порфириты	4	$7\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-5}$				$7\cdot10^{-5}$			4	0,03	0,08	0,05	
	Порфировидные граниты	8	$6,5\cdot10^{-5}$	$1,5\cdot10^{-5}$	$9,8\cdot10^{-6}$	1			$4\cdot10^{-5}$			8	0,04	0,09	0,067	
	Гранодиориты	11	$5\cdot10^{-6}$	$1,5\cdot10^{-5}$	$8,8\cdot10^{-6}$	3	$2\cdot10^{-5}$	$9\cdot10^{-5}$	$2,5\cdot10^{-5}$			7	0,04	0,08	0,06	
		19	$5\cdot10^{-6}$	$1,5\cdot10^{-5}$	$9,2\cdot10^{-5}$	4	$2\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$2,8\cdot10^{-5}$	$6,7\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-6}$	14	0,44	0,09	0,06	0,06
Габбро	Габбро	5	$6\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-6}$	$6,5\cdot10^{-6}$	1			$4\cdot10^{-5}$			4	0,02	0,03	0,026	
Перидотит пироксенитовый C_1 ?	Перидотиты	7	$3,3\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-6}$	$5,6\cdot10^{-6}$	1			$1\cdot10^{-4}$			5	0,020	0,024	0,022	
	Серпентиниты	5	$5\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-5}$	$7,5\cdot10^{-6}$	1			$3\cdot10^{-5}$			4	0,020	0,026	0,022	
		17	$3,3\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-5}$	$6,3\cdot10^{-6}$	3	$3\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$5,7\cdot10^{-5}$	$9\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-6}$	13	0,020	0,03	0,024	0,01
Габбро-диабазы	Габбро-диабазы	3	$1,2\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-6}$	$2,1\cdot10^{-6}$							3	0,03	0,05	0,04	
Основные вулканогенные породы S—D	Диабазы	9	$3\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-6}$	$5,4\cdot10^{-6}$	2	$2\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$	$1,1\cdot10^{-4}$	$7,7\cdot10^{-6}$	$3,3\cdot10^{-6}$	6	0,02	0,04	0,03	0,037

перми; комплекс малых интрузий и комплекс щелочных и субщелочных пород (пермь-триас?). Распределение в них ртути и фтора характеризуется следующими средними величинами (табл. 38).

В неизмененных породах содержание ртути варьирует в довольно ограниченных пределах: от $5{,}6 \cdot 10^{-6}$ до $2{,}2 \cdot 10^{-5}$%.

Наиболее низкими содержаниями ртути характеризуются самые древние магматические породы района — основные и ультраосновные силур-девонского и каменноугольного возраста. Концентрации в них ртути составляют $5{,}6 \cdot 10^{-6}$—$7{,}5 \cdot 10^{-6}$%, это значительно меньше кларка для этих пород — $9{,}10^{-6}$% (А. А. Сауков, 1946; А. П. Виноградов, 1956).

Более поздние пермские гранитоиды и диоритовые порфириты малых интрузий и даек содержат ртути несколько больше: от $8 \cdot 10^{-6}$ до $9{,}8 \cdot 10^{-6}$%. Кларки ртути для кислых пород, по подсчетам А. А. Саукова (1946) и А. П. Виноградова (1956), составляют соответственно $6{,}7 \cdot 10^{-6}$ и $8 \cdot 10^{-6}$%. Таким образом, породы этого состава в районе исследования несколько обогащены ртутью.

Наиболее молодые по времени формирования щелочные и субщелочные породы в районе характеризуются самыми высокими содержаниями ртути: $8{,}3 \cdot 10^{-6}$—$2{,}2 \cdot 10^{-5}$%. Это в два—три раза превышает кларк для литосферы.

Анализ средних содержаний ртути в свежих неизмененных магматических породах показывает следующее:

1. В пределах каждой группы пород (основные, кислые, щелочные), близких по вещественному составу, содержания ртути остаются практически неизменными.

2. С изменением состава пород от основных к кислым и щелочным (что совпадает в районе со сменой возраста магматических комплексов от более древних к более молодым) наблюдается закономерное увеличение средних содержаний ртути, что свидетельствует о накоплении ее на заключительной стадии верхнепалеозойского магматического цикла.

Интересные результаты дают исследования по распределению ртути в измененных магматических породах (табл. 38), пробы которых отобраны вблизи разломов. Сравнение средних величин содержания показывает, что в них повсеместно накапливается ртуть. Степень изменения концентрации ее по сравнению с неизмененными породами различна.

Резкое увеличение содержания ртути в зонах гидротермального изменения наблюдается среди наиболее древних по возрасту основных и ультраосновных пород. Так, в метаморфизованных диабазах и перидотитах (серпентинитах) концентрация ее увеличивается в 20 раз по сравнению со свежими разностями, достигая величины $1 \cdot 10^{-4}$—$1{,}1 \cdot 10^{-4}$%. Среди этих пород в районе размещаются известные ртутные месторождения и рудопроявления.

В более молодых по возрасту магматических комплексах гранитоидного и щелочного состава зоны гидротермального изменения обогащены ртутью значительно слабее. Средние содержания ее здесь варьируют в очень ограниченных пределах: от $2{,}5 \cdot 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-5}$%. Это лишь в 3—4 раза превосходит концентрацию ртути в неизмененных разностях пород.

Таким образом, ртутная минерализация, связанная с последующими гидротермальными процессами, проявилась неодинаково. Наиболее значительно были изменены самые древние магматические комплексы ультраосновных пород; в молодых породах гидротермальные изменения не привели к существенному изменению баланса ртути.

Это положение хорошо иллюстрируют приводимые на рис. 51 вариационные кривые распределения ртути в магматических породах исследуемого района. Они характеризуют собой частоту встречаемости проб с определенными содержаниями металла. Максимумы кривых соответствуют наиболее вероятным концентрациям ртути в породах.

Для пород каждого магматического комплекса были построены две

кривые; одна — по результатам опробования неизмененных пород, другая — измененных. Сравнение их показывает, насколько последующие гидротермальные изменения повлияли на содержание в породах ртути.

Для основных и ультраосновных измененных пород кривая резко

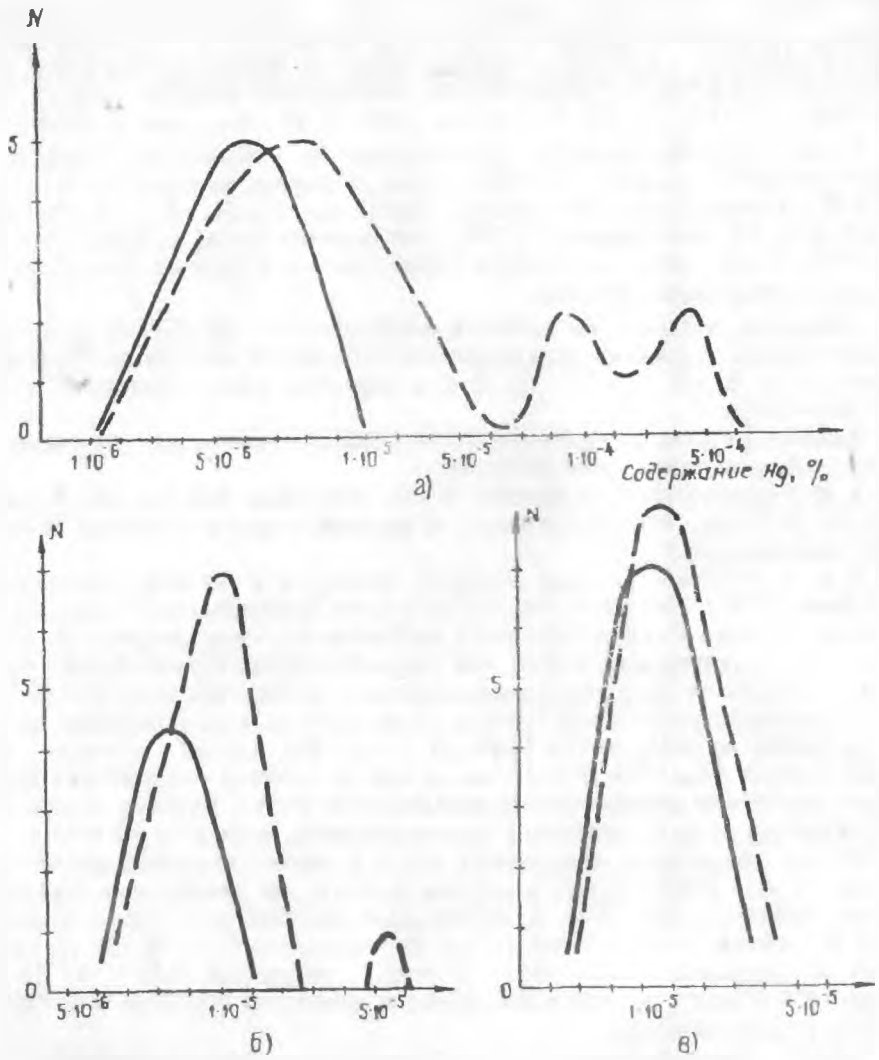


Рис. 51. Вариационные кривые распределения частот концентрации ртути в изверженных породах Алая.
а — ультраосновные породы (C_{1-2}); *б* — гранодиориты и граниты (P); *в* — щелочные и субщелочные породы (P).

сдвинута вправо, в сторону больших концентраций. Для гранитоидных сдвиг гораздо меньше, для самых молодых щелочных он не наблюдается. Это лишний раз подчеркивает наложенную природу высоких концентраций ртути в гипербазитах. Они связаны с процессами последующего гидротермального метаморфизма и хорошо увязываются с тектонической позицией указанных пород в районе.

Подытоживая изложенный материал, необходимо подчеркнуть следующее:

1. Ртуть накапливается в щелочных и субщелочных породах, заканчивающих верхнепалеозойский магматический цикл.

2. Последующий гидротермальный метаморфизм и связанные с ним локальные высокие концентрации ртути характерны для наиболее древних в районе базитов и гипербазитов, распространенных, как правило, на значительном удалении от тектонических структур с широким развитием верхнепалеозойского магматизма.

В табл. 38 приведены результаты анализа содержаний фтора в маг-

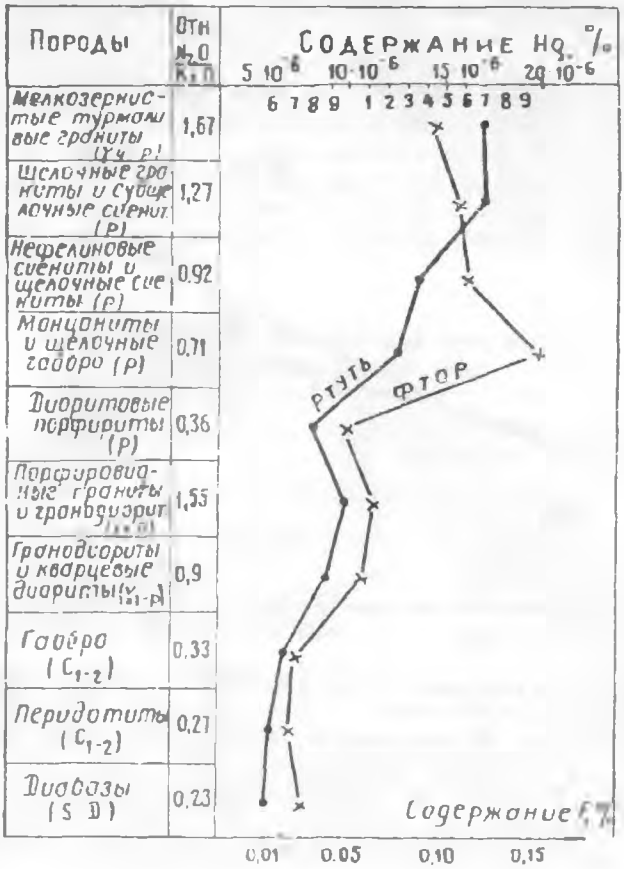


Рис. 52. Зависимость содержания ртути и фтора в изверженных породах Алая от показателя $Na_2O : K_2O$ и возраста пород.

матических породах района. Распределение средних содержаний ее в них соответствует поведению ртути в неизмененных породах: наблюдается закономерное увеличение концентраций от более древних пород основного и ультраосновного состава к молодым гранитоидам и щелочным разностям. Это изменение связано, по-видимому, не столько с возрастными градациями, сколько с вещественным составом пород. На это указывают, в частности, результаты сравнения полученных величин с кларковыми значениями фтора для пород аналогичного состава (таб. 38). Разница между ними в большинстве случаев незначительна. Для основных базальтов и габброидов она отсутствует (0,037 и 0,035%), в ультраосновных породах фтора содержится несколько больше (0,022% против кларкового 0,01%), а в кислых гранитоидах — несколько меньше (0,06—0,07 против 0,08). Наиболее обогащены фтором породы щелочного и субщелочного состава (0,10—0,20%).

Таким образом, для фтора, как и для ртути, наблюдается увеличение концентраций к концу верхнепалеозойского магматического цикла. Это, по-видимому, обусловлено всеми особенностями развития палеозой-

ского магматизма района во времени и связанной с ним специализацией интрузий по вещественному составу.

На рис. 52 приводятся результаты анализа зависимости концентрации ртути и фтора в изверженных породах района от содержания в них калия и натрия (отношения $Na_2O : K_2O$). Положение точки на двумерной диаграмме показывает содержания калия и натрия в породе, а также количество в ней ртути и фтора. Нетрудно заметить, что повышенные содержания ртути и фтора (превышающие в 2—4 раза и более кларковые)

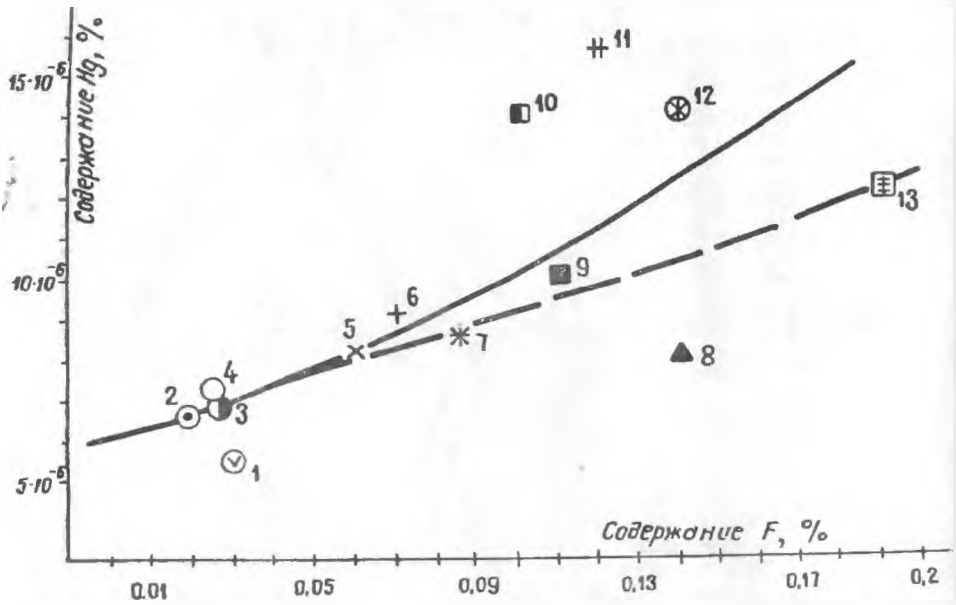


Рис. 53. Соотношение содержаний ртути и фтора в изверженных породах Алая.
1 — эффузивы основного состава (S—D); *2*—перидотиты (C_{1-2}; *3* — серпентиниты (C_{1-2}); *4*—габбро C_{1-2}; *5*—гранодиориты (C_2—P); *6* — порфировидные граниты и гранодиориты (P); *7*—диорит-порфириты (C_3—P); *8* — монцониты; 9 -нефелиновые сиениты (P); *10* — щелочные и субщелочные сиениты (P); *11* — мелкозернистые турмалинсодержащие граниты (P); *12* — среднее (среднее арифметическое) по всем щелочным и субщелочным породам, включая мелкозернистые турмалиновые граниты, *13* — среднее по щелочным породам, без турмалиновых гранитов.

в большинстве случаев отмечаются в породах, характеризующихся преобладанием натрия над калием или примерно одинаковым их количеством. Таким образом, намечается четкая зависимость распределения рассматриваемых элементов, во-первых, от степени общей щелочности изверженных пород, а во-вторых — от характера этой щелочности, определяемой отношением $Na_2O : K_2O$. Указанная зависимость не носит линейного характера, однако ее металлогеническое значение сомнений не вызывает.

На рис. 53 приводится график зависимости содержаний фтора и ртути в различных комплексах. По оси абсцисс отложены содержания фтора, по оси ординат — ртути. Точки на графике отображают средние значения содержаний ртути и фтора для пород различного состава. Соединяющая их кривая имеет грубо прямолинейный характер. Это свидетельствует о том, что между содержаниями указанных элементов в породе существует довольно четкая корреляция.

Для определения меры связи между ртутью и фтором мы использовали предложенный А. Б. Вистелиусом (1948—1964) информационный коэффициент. Применение его основано на теории информации. Получаемые оценки численно равны коэффициентам корреляции при нор-

мальной корреляционной поверхности и позволяют оценивать связь независимо от ее формы.

Информационный коэффициент корреляции определяют по формуле

$$P=\sqrt{1-e^{-2i(x,y)}},$$

принимая значение e от 0 до 1. Техника вычисления очень подробно изложена в периодической печати (А. Б. Вистелиус, 1964).

В табл. 39 приведены результаты подсчетов информационного коэффициента для ртути и фтора в различных магматических комплексах Алая. Высокие значения (0,83—0,91) показывают, что связи между этими элементами очень сильны и приближаются к функциональным. Особенно надежная связь между ртутью и фтором фиксируется в породах малых интрузий монцонит-сиенитового состава (0,91), а наиболее слабая установлена для пород гранитоидного состава: порфировидных гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов (0,58).

Обобщая изложенный материал, еще раз подчеркнем, что ртутное оруденение района носит довольно отчетливо выраженный эндогенный

Таблица 39

Информационный коэффициент для пары ртуть-фтор в магматических породах Алая

Порода	Количество наблюдений	Информационный коэффициент
Мелкозернистый гранит, гранодиорит, гранит щелочной	15	0,87
Нефелиновый сиенит и щелочной сиенит	14	0,83
Монцонит жильных и мелких интрузий, габбро щелочное	11	0,91
Порфировидный гранит, гранодиорит, кварцевый диорит	19	0,58
Габбро, перидотиты, серпентиниты	17	0,86
Диабазы	10	0,87
Общее по всем магматическим комплексам	86	0,73

характер. На это указывает пространственное взаимоотношение в размещении магматических комплексов и ртутных рудных зон и полей, зависимость содержания ртути от состава и времени образования интрузивных комплексов, повышенные содержания ртути в палеозойских осадочных породах, располагающихся в благоприятных геологоструктурных позициях, резкие локальные увеличения концентрации ртути в зонах гидротермального изменения пород, тесная парагенетическая связь ртути и фтора в магматических комплексах и послемагматических образованиях.

В изучаемом районе, как и в других ртутных провинциях Союза, не наблюдается прямой генетической связи оруденения с конкретными интрузивными комплексами. А. А. Сауков, рассматривая этот вопрос, сделал вывод, что ртутные месторождения могут быть парагенетически связаны с породами интрузивного ряда, кислыми или средней кислотности (гранитами, гранодиоритами и др.) и основными эффузивами. Д. И. Щербаков (1928), А. В. Москвин (1936) и некоторые другие исследователи связывали ртутно-сурьмяную минерализацию Южного Тянь-Шаня с гранитоидами. Е. Д. Карпова (1954) высказала предположение о связи ртутно-сурьмяного оруденения с ультраосновными интрузиями.

Однако значительная часть геологов склонна искать более широкие возможные связи (парагенетическая, временная и пространственная) с

субщелочными и щелочными комплексами заключительного этапа верхнепалеозойского магматизма. Это представление высказали Н. А. Смольянинов (1932), В. И. Смирнов (1944), В. П. Федорчук (1952—1962), Н. А. Озерова (1961) и др. В пользу такого представления свидетельствует пространственное размещение щелочных интрузий, а также близость этих образований во времени. В значительной мере подкрепляет это положение рассмотренный материал о содержании ртути и фтора в ведущих типах горных пород Алая.

ГЛАВА V

ГИПОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ — ИНДИКАТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Гипогенные ореолы ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии изучали А. А. Сауков (1931—1964), В. Э. Поярков (1936—1955), А. В. Королев (1948—1959), В. П. Федорчук (1952—1963), П. А. Шехтман (1954), О. В. Вершковская (1954—1956), Н. А. Озерова (1959 — 1962), Г. А Терехова (1961—1964), И. И. Бочкарев (1964) и др.

Нами изучение первичных ореолов рассеяния осуществлялось в процессе многолетних геологических съемок отдельных площадей Южно-Ферганского пояса, а также в ходе составления структурно-прогнозных карт в пределах отдельных рудных полей и месторождений. В связи с этим детальность характеристики различных объектов неодинакова. В каждом конкретном случае выявление и изучение ореолов рассеяния определялось задачами исследований.

Для установления средних значений геохимического фона на площади района проводилось металлометрическое опробование пород по сети региональных профилей, пересекающих вкрест простирания основные структурно-фациальные зоны. Положение профилей намечалось с таким расчетом, чтобы они по возможности равномерно и в то же время достаточно представительно характеризовали всю площадь. Опробовано 4 субмеридиональных профиля: по долине р. Исфайрам, по долине р. Шахимардан, по меридиану р. Гауян — Кан и по долине р. Сох. Длина двух последних профилей — 50 *км* и более. Большинство проб этих профилей отобрано на площадях, удаленных от известных месторождений. Лишь в центральной части на сравнительно небольшом протяжении три профиля пересекают рудные поля: Исфайрамский проходит через западный фланг Боординского ртутно-сурьмяного рудного поля, Шахимарданский — через центральную часть Акташского сурьмяного месторождения, Кан-Гауянский профиль захватывает площадь Ишметауского рудного поля с ртутными и комплексными ртутно-сурьмяными рудами.

Результаты опробования по профилям положены в основу определения величины геохимического фона ртути для всего района и для отдельных структурно-фациальных зон, а также для суждения о характере распределения ртути в породах.

Чрезвычайно важен вопрос о зависимости формы и размеров ореолов от геологоструктурных позиций участков и о взаимосвязи вещественного состава и концентраций элементов в ореолах и промышленных рудных телах. Решить его можно при наличии достаточного количества разведочных пересечений, необходимых для увязки результатов поверхностной металлометрии с истинным положением оруденения на глубине. Такой материал получен на площадях разведуемых и эксплуатируемых месторождений, где отобрано подавляющее большинство металлометрических проб (около 12000).

Изучение ореолов в пределах перечисленных рудных полей проводилось с поверхности и по скважинам на глубину.

Металлометрическое опробование поверхности выполнено по серии профилей, заданных вкрест простирания основных рудоносных структур. Расстояние между профилями — от 150—250 до 400 *м*. Шаг между пробами в профиле колеблется от 20 до 50 *м*. Такая мелкая сетка обусловлена необходимостью детального изучения ореолов.

На Ишметауском рудном поле опробованием была покрыта площадь непосредственно над рудоносными структурами. В районе хребта Боорды опробовались в основном аллохтонные сланцы силура, надвинутые на рудовмещающие карбонатные породы карбона и девона.

Для определения вертикального размаха ореола и изучения его зональности в этом же направлении проводилось опробование керна скважин колонкового бурения. Интервал между отдельными пробами устанавливался в зависимости от положения их относительно рудного тела: вблизи рудного тела в целях повышения детальности он составлял 3—10 *м* и по мере удаления от него увеличивался до 20—50 *м*.

Методика отбора и обработки проб

Гипогенные ореолы рассеяния ртути и сопутствующих элементов изучались опробованием коренных пород. В пробу отбирали образцы весом от 500—800 *г* до 1 *кг*. Чтобы исключить влияние вторичного обогащения (или разубоживания), отбирались наиболее свежие, мало затронутые поверхностными процессами образцы. Первоначально всю массу образца измельчали до размера частиц 0,5—1 *мм*. Из протолочной пробы методом вычерпывания отбирали навеску в 50—80 *г*, необходимую для спектрального или химического анализа. В лаборатории ее растирали до пудры с контрольным просеиванием через сито 150—200 *меш*. Оставшуюся часть материала протолочной пробы отмывали водой в лотке до серого шлиха. Это обогащало пробу тяжелыми минералами в 5—10, а то и в 20 раз, что повышало чувствительность анализа. Полученный шлих для производства анализа также измельчали до пудры.

Таким образом, из каждой пробы анализировали две навески: 1) дробленую породу и 2) отмытую, тяжелую (обогащенную) фракцию. Такая методика обработки, как показано ниже, позволила провести сравнение величин содержания ртути и других элементов в обоих фракциях и на основании этого косвенно судить о формах нахождения и ассоциациях отдельных элементов.

Пробы анализировали спектральным методом в химлаборатории при Южно-Киргизской геологической экспедиции (ЮКГЭ). Анализ большинства проб производили на 15 элементов. Кроме того, по ряду профилей через месторождения проведен полный спектральный анализ проб на 37 элементов. Отдельную навеску из каждой пробы анализировали на ртуть по методу ВИТР (Е. А. Сергеев, 1960) с чувствительностью $1 \cdot 10^{-3}\%$.

Кроме спектрального анализа, около 350 проб проанализировано на ртуть химическим высокочувствительным методом в лаборатории Института геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР под руководством Н. Х. Айдиньян. Точность

определения составила $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ %. Результаты этих анализов могут служить эталоном для сравнительной оценки и корреляции результатов анализов проб, сделанных в других лабораториях.

Основную массу металлометрических проб анализировали спектральным методом. Особое значение имеет уверенность в его точности. Для определения величины возможной систематической ошибки было проведено сравнение результатов спектральных анализов с данными химических анализов на ртуть тех же проб, осуществленных лабораторией ИГЕМ. Сравнение показало следующее.

Порог чувствительности спектральных анализов лаборатории ЮКГЭ на ртуть составляет $1 \cdot 10^{-5}$%, что на порядок ниже, чем в химических анализах, выполненных в ИГЕМ. Следствием этого является то, что пробы, по которым спектральная лаборатория дает нулевые значения, по данным химического анализа, содержат ртуть в концентрациях $n \cdot 10^{-6}$% (70% проб) и $n \cdot 10^{-5}$% (30%). Среднее содержание в этих пробах составляет $1{,}3 \cdot 10^{-5}$%, округленно— $1 \cdot 10^{-5}$%. Однако, принимая во внимание ограниченность сравниваемых результатов и имеющийся опыт, целесообразно уменьшить эту величину в 2 раза, взяв округленно $5 \cdot 10^{-6}$%.

Таким образом, в пробах, в которых спектральная лаборатория не устанавливает ртути, наиболее вероятное содержание ее равно $5 \cdot 10^{-6}$%.

Характер систематической ошибки, допускаемой лабораторией спектрального анализа при определении содержания ртути в пробах, стано-

Таблица 40

Вывод поправочного коэффициента для результатов спектрального анализа лаборатории ЮКГЭ

Количество проб	Данные химического анализа проб на ртуть в лаборатории ИГЕМ		Данные спектрального анализа тех же проб на ртуть в лаборатории ЮКГЭ		Поправочный коэффициент (относительная ошибка)
	порядок	среднее по порядку	содержание	среднее	
3	0		$0—3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	
61	$(1—9) \cdot 10^{-6}$	$6{,}3 \cdot 10^{-6}$	$0—5 \cdot 10^{-4}$	$3{,}4 \cdot 10^{-5}$	$\frac{3{,}4 \cdot 10^{-5}}{6{,}3 \cdot 10^{-6}} \sim 5$
61	$(1—9) \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$0—7 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$\frac{9 \cdot 10^{-5}}{3 \cdot 10^{-5}} \sim 3$
19	$(1—9) \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$0—8 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$\frac{7 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-4}} \sim 2$
9	$(1—9) \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$ $8 \cdot 10^{-3}$	$6{,}4 \cdot 10^{-3}$	$\frac{6{,}4 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}} \sim 1{,}5$
3	$(1—9) \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$\frac{1 \cdot 10^{-2}}{1 \cdot 10^{-2}} \sim 1$

вится отчетливее, когда разбивка на группы по порядкам концентрации проводится по результатам химических анализов. Для вычисления поправочных коэффициентов определяли среднее по группам (табл. 40). Из таблицы отчетливо видно, что в среднем ошибка небольшая — вычисленные средние по группам находятся в пределах одного и того же порядка. При этом величина систематической ошибки закономерно нарастает по мере уменьшения концентрации ртути в пробах. Так, при содержании ртути в породе в пределах $(1—9) \cdot 10^{-6}$% лаборатория ЮКГЭ завышает результаты в среднем в 5 раз, при $(1—9) \cdot 10^{-5}$%—в 3 раза,

$(1—9)\cdot10^{-4}\%$—в 2, $(1—9)\cdot10^{-3}\%$— в 1,5; при содержании $(1—9):10^{-2}\%$ она дает близкие значения. Эти цифры приняты нами как поправочные коэффициенты.

Фоновое содержание ртути в осадочных и метаморфических породах района
О характере распределения ртути в породах

При изучении первичных ореолов рассеяния, особенно для определения фоновых содержаний, большое значение имееет знание характера распределения ртути в породах района. Это необходимо также для сравнительной оценки выявленных геохимических аномалий и геологического истолкования их породы.

Анализ частоты встречаемости проб с определенными концентрациями ртути на площади в удалении от крупных рудных полей и месторождений показывает, что распределение ртути в такой геологической позиции носит характер равномерного рассеяния (табл. 41). Наибольшее количество приходится на долю проб, которые содержат ртуть в количествах $n : 10^{-6}$ %, то есть близком к порогу чувствительности спектрального и химического анализа. В последующих группах наблюдается закономерное уменьшение количества проб по мере повышения среднего

Таблица 41

Частота встречаемости проб с различным содержанием ртути

Содержание ртути, %		$(1-9)\cdot10^{-6}$	$(1-9)\cdot10^{-5}$	$(1-9)\cdot10^{-4}$	$(1-9)\cdot10^{-3}$	$(1-9)\cdot10^{-2}$	$(1-9)\cdot10^{-1}$
Количество проб	В удалении от рудных полей	1416	700	133	38	17	5
	В пределах рудных полей	718	1494	617	169	34	1

содержания ртути по группе. Количество проб с относительно высокими (против кларковых) содержаниями ртути ($n\cdot10^{-4}$—$n\cdot10^{-3}\%$) очень ограничено. В общем случае они могут свидетельствовать о наличии локальных концентраций ртути за счет рудопроявлений и минерализованных зон.

Иной характер распределения ртути намечается в пределах рудных полей. Здесь отмечаются локальные высокие концентрации ртути в рудных телах, вокруг которых образуются устойчивые по площади первичные ореолы рассеяния, отличающиеся постепенным падением концентрации от центра ореола к периферийным его частям. На площади рудного поля (табл. 41) наибольшее количество приходится на долю проб с содержанием ртути в пределах $n\cdot10^{-5}$ и $n\cdot10^{-4}\%$. Количество проб в других интервалах закономерно уменьшается по мере увеличения и уменьшения в них концентрации ртути.

Кроме локальных участков с высокими концентрациями ртути, в пределах месторождений есть безрудные площади, на которых она проявляет тенденцию к равномерному рассеянию. Здесь резко преобладают пробы с минимальными концентрациями металла. Высокое содержание фиксируется лишь в незначительном количестве проб.

Таким образом, на площадях рудных полей и месторождений распределение ртути в породах в общем виде носит двоякий характер: с одной стороны, наблюдается равномерное рассеяние ртути в породах, с другой — ее высокие локальные концентрации в рудных телах, обусловленные многими геологическими и геохимическими факторами. Наложе-

ние друг на друга этих двух противоположных процессов и дает сложную, часто встречаемую на практике и трудно расшифровываемую картину распределения.

О типах кривых

Описанные выше виды распределения ртути в породах по всему району, рудным полям и участкам, выделенные на основании конкретной геологической ситуации, получили подтверждение в результате обработки исходного материала методом математической статистики (В. И. Кусевич, Н. А. Никифоров, П. А. Шехтман, 1964). Для часто встречаемых в районе случаев распределения, которые описаны выше, получены кривые трех видов (рис. 54): нормальная симметричная или близкая к ней по форме, соответствующая хорошо известному из литературы логнормальному закону; кривая гиперболического типа и сложная с двумя или несколькими максимумами.

Кривые нормального вида получены при обработке результатов анализов металлометрических проб, отобранных непосредственно на площадях рудных участков, рудопроявлений и из разведочных скважин колонкового бурения. Вариационная кривая распределения ртути, приведенная на рис. 54, получена при анализе результатов 450 протолочных проб

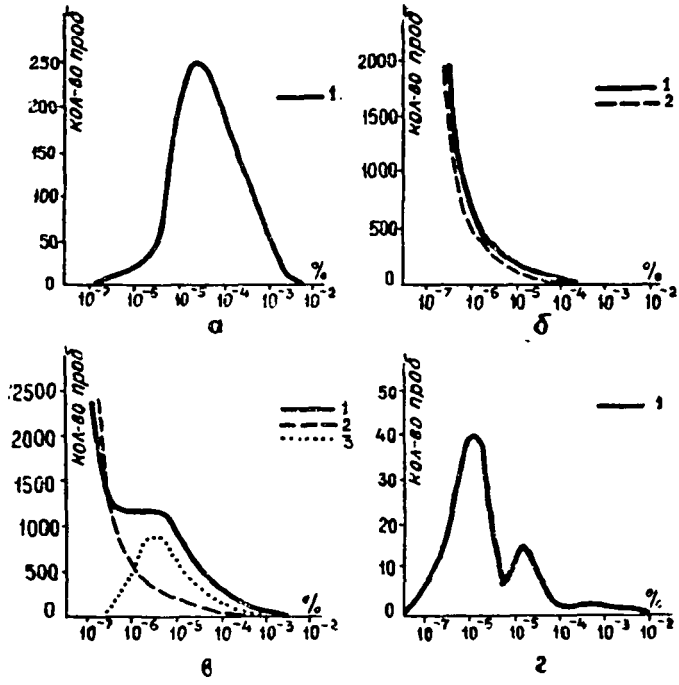


Рис. 54. Типы кривых распределения частот концентраций ртути в палеозойских горных породах.
а — кривая логнормального типа; б — кривая гиперболического типа; *в* и *г* — кривые сложного типа: *1* — эмпирическая кривая, *2* — теоретическая кривая, *3* — предполагаемая составляющая кривая логнормального типа.

из скважин Боординского рудного поля. При обработке весь ряд полученных значений концентраций был разбит на интервалы, различающиеся в пределах порядка (в 10 раз). Количество проб, соответствующее каждому интервалу, наносилось на полулогарифмический график. Выведенная кривая имеет нормальный вид с неясно выраженной асиммет-

рией и положительным эксцессом. Соответствие этого вида кривой логнормальному закону распределения проверялось путем математической обработки исходных фактических данных. Для этого был использован простой и достаточно надежный способ, заключающийся в нахождении частных от деления статистических оценок асимметрии (Υ_1) и эксцесс (Υ_2) распределения логарифма содержаний на их стандартные отклонения $\frac{\bar{\gamma}_1}{\delta_{\bar{\gamma}_1}}$ и $\frac{\bar{\gamma}_2}{\delta_{\bar{\gamma}_2}}$. Для логнормального случая должно быть выражено соотношение

$$\frac{\bar{\gamma}_1}{\delta_{\bar{\gamma}_1}} \leqslant 3 \text{ и } \frac{\bar{\gamma}_2}{\delta_{\bar{\gamma}_2}} \leqslant 3.$$

Результаты аналитических вычислений для 421 пробы из скважин Боординского рудного поля приведены в табл. 42.

Таблица 42

Основные параметры статистического распределения

Ср. арифм. логарифмов содержаний $\bar{x}_l$	Дисперсия логарифмов содержаний δ^2	Асимметрия $\bar{\gamma}_1$	Эксцесс $\bar{\gamma}_2$	Стандартное отклонение асимметрии $\delta_{\bar{\gamma}_1}$	Стандартное отклонение эксцесса $\delta_{\bar{\gamma}_2}$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\delta_{\bar{\gamma}_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\delta_{\bar{\gamma}}}$
—3,13776	0,40286	0,03903	0,36969	0,11938	0,23876	0,32694	1,54837

$$\frac{\bar{\gamma}_1}{\delta_{\bar{\gamma}_1}} = 0{,}32694 \leqslant 3$$

$$\frac{\bar{\gamma}_2}{\delta_{\bar{\gamma}_2}} = 1{,}54837 \leqslant 3$$

Эмпирическая кривая, характеризующая распределение ртути в пределах отдельных рудных пересечений, хорошо согласуется с логнормальным законом распределения

Случаю, когда распределение элемента носит характер равномерного рассеяния, соответствует иная функциональная зависимость.

Примером распределения такого рода служит график, построенный по результатам 2400 металлометрических проб, взятых в районе Чаувайского рудного поля (рис. 54, б). Опробование здесь охватывает в основном площадь без значительных проявлений ртутной минерализации, к югу от известных участков месторождения с промышленными рудами. Кривая имеет вид гиперболы. Восходящая ветвь ее представляет неограниченное возрастание проб с малыми содержаниями, близкими к порогу чувствительности анализа. Нисходящая ветвь свидетельствует о том, что пробы с относительно высокими (против кларковых) содержаниями ртути ($n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-3}$%) очень ограничены по количеству и в значительной мере случайны по нахождению. Доказательством соответствия графика гиперболическому типу распространения элемента служит хорошая сходимость эмпирической кривой с теоретической кривой гиперболического типа, построенной по закону степенной функции: $m = a\xi^n$ (рис. 54,б). Значение параметров a и n, а также результаты вычислений приведены в табл. 43. Расхождения между наблюдаемыми и вычисленными величинами обычно не превышают 10%. При подобных подсчетах это вполне допустимая ошибка. Следовательно, графики гиперболического

типа отражают рассеянное распределение элемента с незначительными вариациями средней величины содержания.

Таблица 43

Сравнение фактических частот встречаемости вариантов (m) и теоретических их значений ($m^1 = a\xi n$) для кривой гиперболического вида

Значение вариантов ξ	Количество значений		Ошибка	
	фактическое m	теоретическое $m^1 = a\xi n$	абсолютная	относительная, %
Для протолочек коренных пород				
	a=0,1181	n=0,9459		
0,0000045	2064	2066	— 2	0,1
0,000045	257	234	+23	9
0,00045	46	27	+19	41
0,0045	3	3	0	0
		Σ = +40		
Для обогащенной фракции проб				
	a=3,3002	n=0,49042		
0,0000045	1416	1388	+ 33	2
0,000045	700	447	+253	36
0,00045	133	144	— 11	8
0,0045	38	46	— 8	21
0,045	17	15	+ 2	11
0,45	5	5	0	0
		Σ = +16 (без второй ураганной)		

При изучении первичных ореолов рассеяния на площадях крупных месторождений и рудных полей, где распределение ртути носит сложный характер, вариационная кривая обычно имеет сложный вид с двумя или несколькими максимумами. На рис. 54,в приведена в качестве примера бидисперсная вариационная кривая по Ишметаускому рудному полю (анализ 3000 проб), на рис. 54,г — сложного вида кривая для всей Южной Ферганы. Такое строение графика (рис. 54,в) получается в результате наложения друг на друга вышеописанных кривых: гиперболического типа, характеризующей рассеянное распределение ртути, и логнормального типа, характеризующей локальные высокие концентрации ртути в пределах месторождений.

Суммируя сказанное выше, можно утверждать, что каждому распределению элемента в породах соответствуют вариационные кривые определенного вида и, в свою очередь, по виду кривых можно судить о характере распределения ртути в пределах изучаемой площади.

К методике определения фоновых содержаний

Изложенные выше данные о характере распределения ртути в породах и о соответствующих им видах вариационных кривых играют важную роль при выборе методики подсчета фоновых содержаний.

Само понятие «фон» еще не имеет четкого определения. Некоторые исследователи под геохимическим натуральным фоном, или местным нормальным полем, подразумевают среднее значение концентраций элементов, поиски которых производятся в районе. Натуральный фон для каждого элемента определяется эмпирически, на основе результатов металлометрии на участке, удаленном от известных рудных тел и заведо-

мо ожидаемых ореолов и потоков рассеяния. Средняя концентрация при этом подсчитывается как среднее арифметическое из данных всех взятых на участке и проанализированных проб, подобно тому, как в свое время подсчитывались кларки элементов (А. А. Сауков, 1946; А. Е. Ферсман, 1955; А. П. Виноградов, 1956; и др.) в горных породах и земной коре.

В последнее время все больше геологов за фоновые содержания предлагают принимать «модальные» значения концентраций, которые получаются при вариационно-статистической обработке результатов анализов металлометрических проб. Элементы такого подхода кратко освещены выше, в разделе о типах кривых. Вариационная кривая отражает частоту встречаемости проб с любым из содержаний, отмеченных в местном нормальном поле. Максимальная частота встречаемости, или «мода» распределения, определяет наивероятнейшие концентрации элемента в пределах исследуемой площади, а ширина вариационной кривой —степень постоянства и пределы возможных колебаний содержаний металла в точках нормального поля (А. П. Соловов, 1959).

Очевидно, абсолютные величины концентрации, характеризующие местный нормальный геохимический фон, зависят от подхода к определению термина «фон». Так, величина фона, вычисленная как среднеарифметическая, заключает в себе результаты по всем пробам (среди которых могут оказаться единичные случайные пробы с относительно высокими концентрациями), тогда как фон при вариационно-статистической обработке характеризуется лишь пробами с наиболее часто встречающимися концентрациями.

Определенные трудности возникают также в связи с неконкретностью понятий «натуральный фон» и «ореол». Действительно, концентрации ртути в пробах, отобранных в пределах отдельного рудного поля, характеризуют геохимический фон этого поля и в то же время расцениваются как ореольные (т. е. повышенные) на фоне всего района. Концентрации элемента в пробах на рудном участке будут фоновыми для этого участка и ореольными — для рудного поля в целом. Основной вопрос здесь заключается в условности отнесения анализируемых проб по содержанию в них ртути к нормальным или ураганным.

Все вышеизложенное чрезвычайно усложняет и затрудняет решение вопроса о натуральном геохимическом фоне именно в той его части, где приходится говорить о каких-то средних цифровых характеристиках. Учитывая противоречивость мнений и подходов к оценке геохимического фона, мы приводим для каждого случая обе величины: среднеарифметическую и модальную.

Среднеарифметическая величина для характеристики натурального фона в некоторых случаях — единственно возможная для подсчета. Кроме того, при оценке аномалий на отдельной площади их очень часто сравнивают с кларками этих же элементов в земной коре. Кларки же, как известно, вычислены как среднеарифметические. Следовательно, и сравниваемая величина должна быть определена этим способом.

Модальные значения геохимического фона определяются при построении вариационных кривых, отображающих частоту встречаемости проб с различными содержаниями элемента. В случае нормального или логнормального распределения элемента кривые могут иметь одномодальный вид с положительной или отрицательной асимметрией. Однако приведенный выше материал по типам кривых свидетельствует о том, что наряду с нормальными довольно часто встречаются кривые гиперболического вида и сложно построенные кривые с двумя или несколькими максимумами. В таких случаях невозможно однозначно охарактеризовать фон при помощи моды.

При вычислении натурального геохимического фона для ртути использованы две группы исходных данных: результаты химического анализа 350 проб в лаборатории ИГЕМ и спектральных анализов около

Таблица 44

Содержание ртути в осадочных породах палеозоя (данные по району и по рудным полям)

Место взятия проб	Опробованные породы: характер наименований	Опробованные породы: стратиграфо-литологические разности	Количество проб	Содержание ртути, %: минимальное	максимальное	среднее	модальное (по максимуму вариационной кривой)
Площади за пределами рудных полей	Вблизи рудных разломов — Неизмененные в удалении от разломов	Сланцы и песчаники C_2	8	$2 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$5{,}8 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-6}$
		Известняки С	9	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7{,}8 \cdot 10^{-6}$	$8{,}5 \cdot 10^{-6}$
		Известняки и доломиты $Д_2$—$Д_3$	13	$2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$7{,}2 \cdot 10^{-6}$	$6{,}7 \cdot 10^{-6}$
		Сланцы и песчаники $Д_1$	2			$6 \cdot 10^{-6}$	
		Сланцы и песчаники S_{1-2}	26	$4 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$7{,}4 \cdot 10^{-6}$	$5{,}5 \cdot 10^{-6}$
		Среднее по неизмененным	57	$2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$7{,}1 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$
		Конгломераты и песчаники C_2	3			$1 \cdot 10^{-5}$	
		Известняки C_1	3			$2 \cdot 10^{-5}$	
		Известняки $Д_3$	3			$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	
		Сланцы и песчаники S_{1-2}	8	$1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}9 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$
		Среднее по измененным	11	$1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}7 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$
		Среднее по району	68	$2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	$9{,}9 \cdot 10^{-6}$	$7{,}5 \cdot 10^{-6}$
Рудные поля с ртутно-сурьмяным оруденением		Известняки, сланцы, конгломераты	67	$5 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$
		Рудовмещающие джаспероиды (без видимой киновари)	6	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$
		Среднее по рудным полям	73	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}9 \cdot 10^{-4}$	

ПРИМЕЧАНИЕ: Пробы анализировались в химлаборатории ИГЕМа АН СССР под руководством Н. Х. Аминьян.

12000 проб в лаборатории Южно-Киргизской комплексной геологической экспедиции.

Результаты анализов интерпретировались раздельно для площади вне рудных полей, по рудным полям и для рудовмещающих комплексов.

Район слагают преимущественно карбонатно-терригенные породы палеозоя. Среди них можно выделить 5 основных комплексов: 1) сланцы и песчаники C_2; 2) известняки C; 3) известняки и доломиты D_2—D_3; 4) песчаники и конгломераты D; 5) сланцы и песчаники S_1-$_2$. В каждом из них при детальном геологическом профилировании намечаются породы свежие, практически не затронутые региональным или гидротермальным метаморфизмом, и породы, в той или иной мере измененные. Измененные породы, как правило, располагаются вдоль зон крупных разрывных нарушений.

В табл. 44 приведены результаты вычисления фоновых содержаний по результатам химического анализа (Н. А. Никифоров, Н. Х. Айдиньян, В И. Кусевич, 1965). Для площади за пределами рудных полей определение осуществлялось отдельно для неизмененных и слабо метаморфизованных разностей пород.

Сланцы и песчаники S_1-$_2$ — наиболее древние породы района. Концентрация ртути в их неизмененных разностях колеблется от $4 \cdot 10^{-6}$ до $1{,}5 \cdot 10^{-5}$% (средняя составляет $7{,}4 \cdot 10^{-6}$ %). Вблизи крупных разломов колебания содержаний ртути в отдельных пробах значительно шире — от $1 \cdot 10^{-5}$ до $1{,}2 \cdot 10^{-4}$% (среднее — $2{,}7 \cdot 10^{-5}$ %).

Статистическая обработка результатов по данной группе проб показывает, что распределение ртути в терригенных фациях силура соответствует логнормальному типу. Вариационные кривые имеют довольно четкий одновершинный вид. Определенные по ним модальные содержания ртути для свежих и метаморфизованных пород равны соответственно $5{,}5 \cdot 10^{-6}$ и $1{,}5 \cdot 10^{-5}$%.

Сланцы и песчаники нижнего девона представлены ограниченным количеством проб. Содержание ртути в них составляет $6 \cdot 10^{-6}$%.

Известняки и доломиты среднего-верхнего девона содержат ртуть в количестве от $2 \cdot 10^{-6}$ до $1{,}5 \cdot 10^{-5}$% (в среднем $7{,}2 \cdot 10^{-6}$ %). У разломов средняя концентрация ее составляет $1{,}5 \cdot 10^{-5}$%.

Модальное содержание ртути, определенное по максимуму вариационной кривой, для доломитов и известняков в удалении от крупных разломов равно $6{,}7 \cdot 10^{-6}$%.

Известняки карбона характеризуются наиболее высокими содержаниями ртути. В неизмененных разностях оно колеблется от $3 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-5}$%, составляя в среднем $7{,}8 \cdot 10^{-6}$ %, в слабометаморфизованных — $2 \cdot 10^{-5}$%.

Вариационная кривая, построенная по результатам опробования неизмененных известняков, имеет одновершинный, близкий к симметричному вид; максимум ее (мода) соответствует содержанию ртути $8{,}5 \cdot 10^{-6}$%.

Терригенные породы среднего карбона — наиболее молодые в комплексе палеозойских отложений. Самые «свежие» их разности содержат ртути $2 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$%, в среднем — $5{,}8 \cdot 10^{-6}$ %. Модальное значение для них — $6 \cdot 10^{-6}$%. Слабо измененные песчаники и сланцы вблизи крупных разломов характеризуются более высокими средними концентрациями— $1 \cdot 10^{-5}$%.

При сопоставлении полученных результатов по средним содержаниям ртути в отдельных стратиграфо-литологических подразделениях района обнаруживается, что все они довольно близки. Так, для неизмененных пород эти величины варьируют от $5{,}8 \cdot 10^{-6}$ до $7{,}8 \cdot 10^{-6}$ %. Это приблизительно равно кларку ртути в осадочных образованиях земной коры ($7{,}7 \cdot 10^{-6}$%, по А. А. Саукову). Модальные значения для этих же разно-

Средние содержания ртути в возрастных и фациальных комплексах пород в районе по результатам спектрального анализа

Фациальный комплекс	Стратиграфическое подразделение	Среднее содержание ртути, %					Частота встречаемости проб по фациям с содержанием в вес. %					Характер распределения ртути в породах
		по Исфайрамскому профилю	по Ишметаускому профилю	по Сохскому профилю	по стратиграфическому подразделению	по фациальному комплексу	0,00001-0,00005	0,00006-0,00009	0,0001-0,0005	0,0006-0,0009	0,001-0,005	
Карбонатно-терригенный Mz	J	$9\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$		$7\cdot10^{-6}$	$7\cdot10^{-6}$						
Терригенный C_{2-3}	C_3		$1\cdot10^{-5}$		$1\cdot10^{-5}$	$6\cdot10^{-5}$	11	5	2			Рассеяние
	C_2tl	$3\cdot10^{-5}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$							
Известняковый C_{1-2}	C_2pr		$2\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$							
	C_1gs		$5{,}5\cdot10^{-6}$	$3{,}5\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$							
	C_1v	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$						
Известняково-доломитовый $Д_2—Д_3$	$Д_3$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-5}$	$3{,}2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	69	26	50	11	11	Крупные концентрации
	$Д_2$	$3{,}7\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$							
Терригенный $Д_1—S$	$Д_1$	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$1{,}1\cdot10^{-5}$		$1{,}1\cdot10^{-5}$	$3{,}7\cdot10^{-5}$	231	26	36	14	5	Рассеяние и мелкие локальные концентрации
	S_2 pl	$4\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$							
	S_1 sg	$7{,}4\cdot10^{-6}$	$1{,}4\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$							
Эффузивный	Д	$1{,}5\cdot10^{-5}$		$5{,}5\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-5}$	30	3	12	2		

стей лежат в пределах $5{,}5 \cdot 10^{-6}$ — $8{,}5 \cdot 10^{-5}$ % и, как правило, очень незначительно отличаются от среднеарифметического (табл. 44).

Вблизи крупных разломов эти же породы несут слабые следы наложенной гидротермальной минерализации и характеризуются повышенными средними концентрациями ртути от $1 \cdot 10^{-5}$ до $2{,}9 \cdot 10^{-5}$%.

В целом по району, с учетом неизмененных и слабометаморфизованных комплексов пород, среднее содержание ртути составляет $9{,}8 \cdot 10^{-6}$%, т. е. в 1,5 раза выше, чем ее кларк. Вариационная кривая для данного случая (рис. 55, б) имеет симметричное одновершинное строение. Мода ее соответствует концентрации $7{,}5 \cdot 10^{-6}$%.

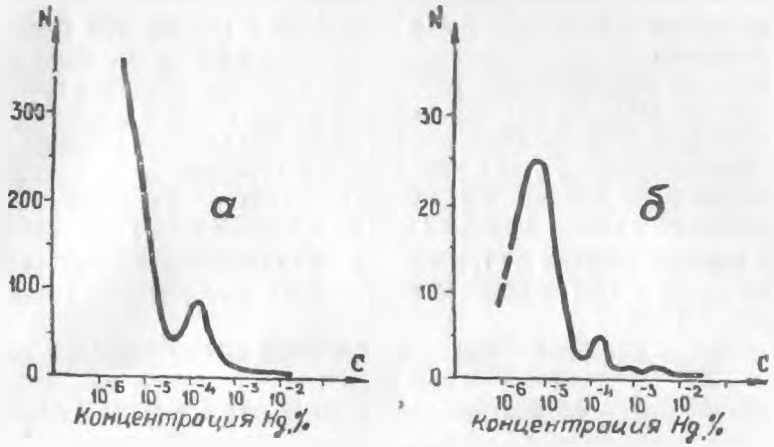


Рис. 55. Вариационные кривые распределения частот концентраций ртути в палеозойских горных породах Южно-Ферганского пояса. *а* — по результатам спектрального анализа; *б* — по результатам химического анализа.

Аналогичная методика расчета применялась при определении фоновых содержаний по результатам спектральных анализов. Большое количество проб позволило дополнительно охарактеризовать среднюю величину концентрации ртути для эффузивов. Кроме того, появилась возможность в пределах фациальных комплексов рассмотреть более мелкие стратиграфо-литологические единицы.

Из приведенных в табл. 45 средних значений концентрации ртути видно, что наиболее обогащены породы известняковых фаций карбона. Среднее содержание по ним составляет $1{,}5 \cdot 10^{-4}$%, что намного превышает кларк. Это и понятно: основные промышленные скопления ртутных и сурьмяно-ртутных руд района размещаются именно в них, тяготея к верхам известнякового разреза. Действительно, известняки среднего карбона несут в себе в среднем $1{,}2 \cdot 10^{-4}$% ртути. В нижнекарбоновых известняках содержание ее резко падает, составляя $2 \cdot 10^{-5}$% в плотных тонкослоистых известняках намюра и $3 \cdot 10^{-4}$% — в визейских породах.

Несколько более низкие средние содержания ртути ($6 \cdot 10^{-5}$%) фиксируются для терригенных фаций среднего-верхнего карбона. Если для песчаников и сланцев толубайской свиты, в большинстве случаев непосредственно перекрывающих рудные тела, оно составляет $1{,}2 \cdot 10^{-4}$%, то для песчаников и конгломератов C_3 — лишь $1 \cdot 10^{-5}$%.

Известняково-доломитовые фации среднего-верхнего девона характеризуются довольно постоянными величинами содержания в них ртути — от $1{,}2 \cdot 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-5}$% (среднее $4{,}5 \cdot 10^{-5}$%). При этом наблюдается некоторое обеднение девонских отложений ртутью от верхов к низам разреза.

Терригенным фациям нижнего девона-силура в целом свойственны наиболее низкие содержания ртути среди осадочных пород палеозоя — $3{,}7 \cdot 10^{-5}$%. Если породы джидалинской ($Д_1$) и пульгонской (S_2) свит отличаются стабильностью содержания ртути (от $1{,}1 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-5}$ %), то в нижнесилурийских породах ее колебание имеет очень широкий размах: от $7{,}4 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-4}$%, что объясняется, по-видимому, пестротой литологического состава.

Близки к силурийским терригенным породам по содержанию ртути и немногочисленные эффузивные комплексы района ($6{,}1 \cdot 10^{-5}$%).

Наконец, в карбонатных и терригенных породах мезозоя не установлено обогащения ртутью: среднее содержание в них ($6 \cdot 10^{-6}$%) даже несколько ниже кларкового для земной коры.

Полученные результаты были положены в основу при подсчете фоновых содержаний по отдельным профилям и району. Подсчет производился методом средневзвешенного. В него включались все пробы с содержанием до $5 \cdot 10^{-3}$ %. Пробы с содержанием ртути свыше $5 \cdot 10^{-3}$%, как показывает практика металлометрического опробования, чаще случайны. Они характеризуют уже собственно месторождения и рудопроявления. Включение их в подсчет резко и неоправданно увеличило бы значение среднего по району. Поэтому они не принимались во внимание.

Для вывода средней по группе учитывались поправочные коэффициенты, полученные при сравнении результатов лаборатории ЮКГЭ и лаборатории ИГЕМ.

Результаты подсчета средних содержаний по отдельным профилям и по району в целом приведены в табл. 46.

Вариационная кривая, построенная для этого случая (рис. 56), яв-

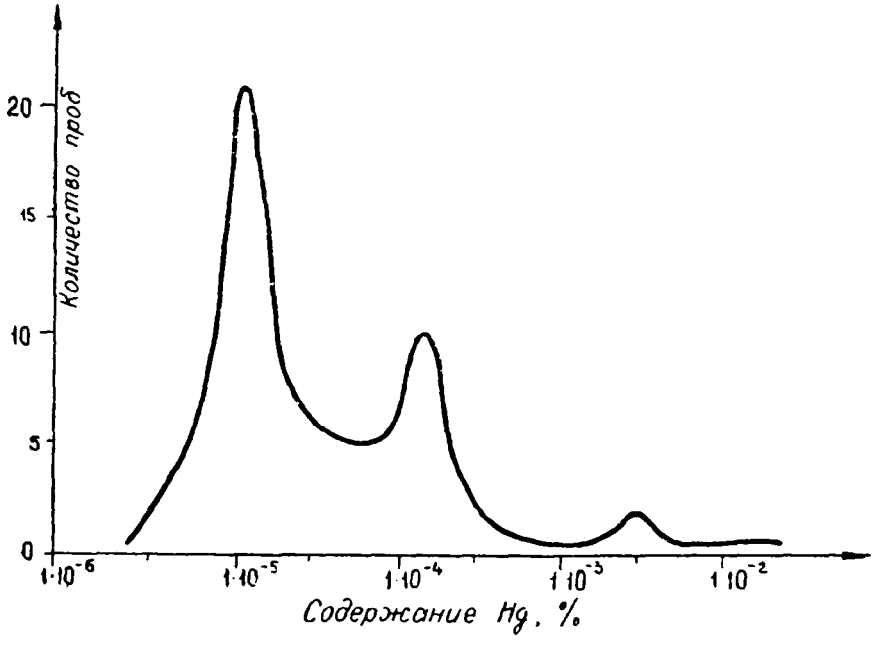


Рис. 56. Вариационные кривые распределения частот концентраций ртути по рудным полям.

ляется типичной комбинацией двух кривых: гиперболического и логнормального типов. Гиперболическая ветвь показывает, что в районе преобладает рассеяние ртути. Небольшой максимум, соответствующий содержанию $2 \cdot 10^{-4}$%, отвечает, по-видимому, наиболее вероятным концент-

рациям ртути в пределах отдельных минерализованных зон и рудопроявлений.

Средние величины концентрации ртути, полученные по данным химических анализов, в 3—5 раз ниже, чем спектральных (табл. 46). Объясняется это, по-видимому, тем, что при более плотной сетке отбора проб на спектральный анализ в сферу подсчета средних попало соответственно больше результатов с относительно высокими содержаниями ртути, характеризующими мелкие гидротермально измененные зоны. При отборе проб на химический анализ по разреженной сетке они могли быть пропущены.

Обобщая изложенное выше, можно сказать, что наиболее обогаще-

Таблица 46

Вывод фонового содержания ртути по району*

Сохский профиль		Хайдаркаиский профиль		Исфайрамский профиль		Общее по району
количество проб	содержание ртути, %	количество проб	содержание ртути, %	количество проб	содержание ртути, %	
184	$5 \cdot 10^{-6}$—$5 \cdot 10^{-3}$ ($1{,}2 \cdot 10^{-4}$)	289	$5 \cdot 10^{-6}$—$5 \cdot 10^{-3}$ ($2{,}5 \cdot 10^{-5}$)	178	$5 \cdot 10^{-6}$—$5 \cdot 10^{-3}$ ($5{,}4 \cdot 10^{-5}$)	$6{,}5 \cdot 10^{-5}$

* По результатам спектрального анализа металлометрических проб.

ны ртутью в районе карбонатные фации, причем по отдельным пересечениям наблюдается закономерное увеличение концентрации ртути к верхам известнякового разреза. В то же время очень низкие содержания ртути в известняках намюрского яруса и, наоборот, аномально высокие по отдельным пересечениям среди терригенных пород силура свидетельствуют о том, что возрастные градации здесь не являются определяющими в распределении концентрации ртути и что решающее значение принадлежит факторам иного порядка (структурным, литологическим и др.).

Натуральный геохимический фон ртути для района составляет $1 \cdot 10^{-5}$% (по химическим анализам) и $6 \cdot 10^{-5}$% (по спектральным); модальное значение — $2 \cdot 10^{-5}$%. Эти величины очень близки между собой.

Следовательно, за натуральный геохимический фон ртути в районе можно принять узкий интервал концентраций $(2—6) \cdot 10^{-5}$%. Это почти на порядок превышает кларк ртути для земной коры ($7 \cdot 10^{-6}$%) и объясняется общей зараженностью района ртутью.

Рудные поля района слагают те же осадочные комплексы, что и район в целом. В основании залегает мощная доломитовоизвестняковая толща среднедевонского—среднекаменноугольного возраста, верхи разреза сложены сланцами, песчаниками и конгломератами среднего карбона. На некоторых участках эти породы перекрыты по плоскостям надвигов терригенными свитами силура и нижнего девона. Отличительная особенность всех отложений рудных полей заключается в том, что среди них практически отсутствуют свежие, неизмененные разности: гидротермальный рудный метаморфизм в различной степени затронул все породы. Этим и объясняются более высокие концентрации ртути в них и значительные колебания содержаний ее в отдельных пробах (табл. 44, от $5 \cdot 10^{-6}$ до $3 \cdot 10^{-4}$%). Среднее содержание по этим породам составляет $5 \cdot 10^{-5}$%, что почти на порядок (в 10 раз) превышает кларковое для земной коры и приблизительно равно содержанию ртути вдоль крупных разломов в районе.

Рудовмещающими породами для большинства рудных полей являются джаспероиды, образовавшиеся за счет интенсивной гид-

ротермальной переработки (окремнение, окварцевание) известняков и перекрывающих их сланцев среднекаменноугольного возраста. Содержание ртути в них (на участках без видимой ртутной минерализации) колеблется от $2 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-3}$% (в среднем $1{,}5 \cdot 10^{-3}$%).

При оценке средних содержаний по рудным полям принимались в расчет данные по слабо измененным породам и безрудным джаспероидам. При этом вариация значений концентрации ртути по отдельным пробам достигает большого размаха: от $5 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-3}$%. Подсчеты средних содержаний ртути по отдельным рудным полям района показывают, что эти величины близки друг другу: они лежат в пределах $1{,}6 \cdot 10^{-4}$ — $2{,}2 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание ртути по всем полям района составляет $1{,}9 \cdot 10^{-4}$%. Эта величина более чем на порядок превышает кларк по району.

Распределение ртути в пределах рудных полей носит сложный характер. Вариационная кривая (рис. 56), отображающая эту закономерность, имеет два крупных и несколько более мелких воздыманий, каждое из которых определяет наиболее вероятные содержания ртути в различных комплексах пород. Два четких максимума со значениями $1{,}5 \cdot 10^{-5}$ и $2{,}5 \cdot 10^{-4}$% характеризуют соответственно практически неизмененные и гидротермальные метаморфизованные (джаспероиды) комплексы.

При сравнении средних и модальных величин ртути для различных пород рудного поля установлено, что первые выше. При этом разница может быть несущественной, в пределах одного порядка (для слабо измененных), или же составлять целый порядок (для джаспероидов, табл. 44). В последнем случае высокое значение среднего ($1{,}5 \cdot 10^{-3}$%) обусловлено наличием единичных проб с аномально высокими содержаниями ртути.

О формах нахождения ртути

Выше указывалось, что при обработке из каждой протолочной пробы были получены две фракции: дробленая порода и отмытая до серого шлиха, обогащенная тяжелыми минералами. Степень обогащения, которая в первом приближении определяется отношением веса исходного материала к весу серого шлиха, составляет в среднем 10—20, иногда достигая 50.

Сравнивая результаты лабораторного анализа на ртуть дробленой породы и серого шлиха из этой же породы, можно косвенно судить о парагенетических комплексах ртути и формах ее нахождения.

Для сравнения строились графики содержаний ртути по породам Ишметауского и Боординского рудных полей и трем региональным профилям: Исфайрамскому, Кан-Гауянскому и Сохскому.

На Ишметауском рудном поле опробование проводилось в основном на площади уже известных рудных участков и лишь частично захватило фланги месторождения. Материалом проб в большинстве случаев служили в различной степени гидротермально проработанные породы. Сравнение средних содержаний ртути в дробленой и отмытой фракциях показывает (рис. 57), что в большинстве случаев при отмывании обогащения ртутью не наблюдалось, а наоборот, произошло разубоживание. Лишь для пятнистых известняков туюкдангинской свиты, терригенно-карбонатных пород шютской свиты и доломитизированных известняков фаменского яруса, поверхностные выходы которые удалены от известных рудных участков и поэтому, вероятно, слабо затронуты гидротермальным процессом, зарегистрировано некоторое обогащение ртутью тяжелой фракции.

Разубоживание содержания ртути при промывке пробы характерно

почти для всех среднекарбоновых пород Боординского рудного поля, причем наиболее велико оно для фузулиновых известняков пыркафской свиты и перекрывающих их сланцев — пород, характеризующихся наиболее высокой степенью гидротермальной проработки. В удаленных от рудоносного контакта в известняках намюра содержание ртути в обеих

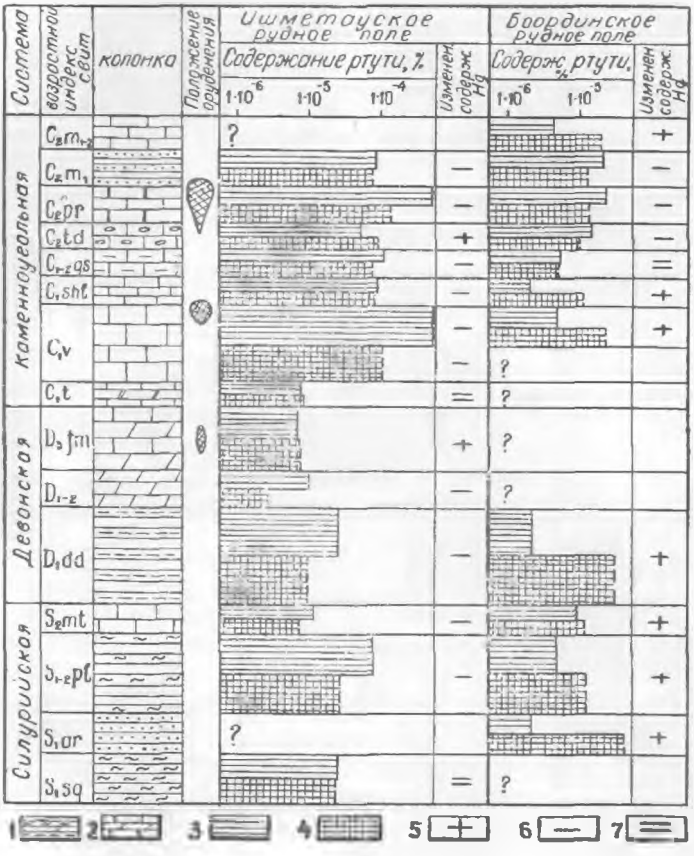


Рис. 57. Содержание ртути в дробленой и отмытой (тяжелой) фракциях протолочных проб по рудным полям.
1 — известняки и доломиты; *2*— песчаники и сланцы; *3*—обогащение; *4*—обеднение; *5* — без изменений.

фракциях одинаково, а в визейских известняках отмытая фракция обогащается ртутью. Наконец, для терригенных пород, надвинутых на рудоносные комплексы, характерно резкое (в 8—15 раз) обогащение ртутью тяжелой (отмытой) фракции.

Опробование по региональным профилям характеризует площадь в удалении от известных рудных полей. Материал проб здесь представлен чаще свежими, неизмененными породами. Из графика сравнения средних содержаний (рис. 58) видно, что в общем случае (по 3 профилям) для абсолютного большинства пород при отмывании происходит обогащение тяжелой фракции ртутью. Исключение составляют карбонатные породы верхнего девона — нижнего карбона хребта Боорды, среднекарбоновые известняки и сланцы Ишметау и известняки верхнего девона — нижнего карбона, развитые в бассейне р. Сох. Все они располагаются в пределах рудных полей или на их флангах и в какой-то мере затронуты гидротермальным процессом.

Установлено, что вблизи рудоносных структур, подвергнутых интенсивному гидротермальному изменению, при отмывании дробленой породы до серого шлиха не происходит обогащения его ртутью. В противоположность этому в породах, удаленных от рудоносных структур и поэтому мало измененных, тяжелая фракция обогащается ртутью.

Отсюда можно заключить, что в первом случае ртуть, главным обра-

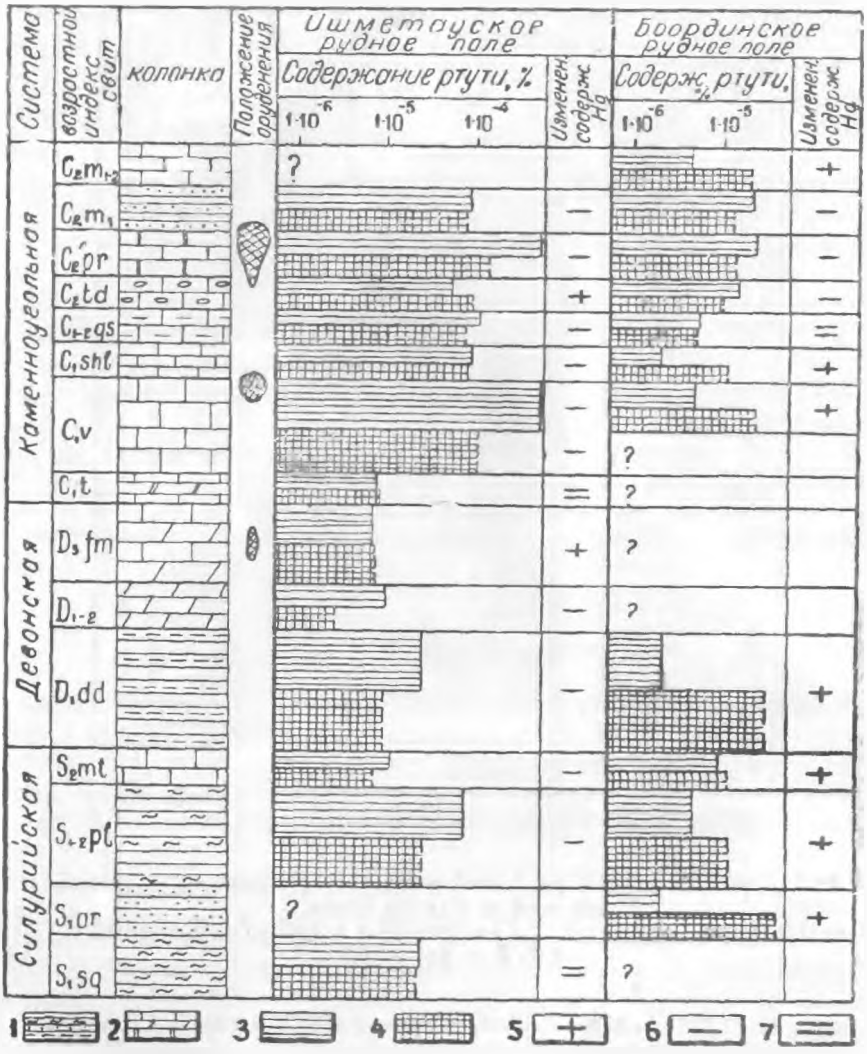


Рис. 58. Содержание ртути в дробленой и отмытой (тяжелой) фракциях по региональным профилям.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — песчаники и конгломераты; *4* — сланцы; *5* — обогащение; *6* — обеднение; *7* — без изменений.

зом в форме мелкорассеянной вкрапленности киновари, тесно связана с минералами легкой фракции. Действительно, основными процессами гидротермального метаморфизма, сопутствующего рудоотложению, являются окварцевание и кальцитизация, в меньшей степени — серицитизация и каолинитизация. С ними, очевидно, и ассоциирует главная масса рассеянной ртути.

Во втором случае ртуть приурочена к минералам тяжелой фракции. Она, как показывают исследования (А. А. Арустамов, Н. А. Никифоров, 1960), состоит из пирита, галенита, циркона, турмалина, апатита, сфена, рутила, биотита и др. Наиболее широко распространен среди них пирит. В работах В. П. Федорчука и Н. А. Никифорова (1958, 1961) приводятся данные о том, что в ряде случаев в пирите устанавливаются элементы-примеси: сурьма, мышьяк, цинк, серебро и др. В отдельных штуфных пробах пирита установлено повышенное содержание ртути (до тысячных и сотых долей процента). При этом видимые минеральные включения в пирите отсутствуют. В таком случае можно говорить или об их тонкодисперсном состоянии, или о вхождении ртути в кристаллическую решетку пирита, как это отмечается, например, для никеля и кобальта. Кроме того, можно предполагать наличие в измененных породах тонкодисперсной рассеянной ртути в виде собственно киновари.

Особенности ореолов над ртутными полями различных типов

По геологоструктурным особенностям и характеру вмещающей среды рудные поля Южно-Ферганского пояса подразделяются на три группы: а) поля с ртутным, сурьмяно-ртутным и сурьмяным оруденением в зоне согласного контакта среднекарбоновых известняков и сланцев; б) преимущественно ртутные поля среди карбонатных пород $Д_2$—$С_1$; в) ртутные рудные поля среди терригенно-эффузивных образований.

Рудные поля в зоне контакта известняков и сланцев характеризуются обычно значительным площадным размахом гидротермального процесса, согласным залеганием тел рудовмещающих джаспероидов и значительной ролью согласных рудных тел. Примерами рудных полей этого типа с ртутно-сурьмяным оруденением служат Ишметау и Боорды.

Размещение оруденения на Ишметау контролируется литологическими (сланцевый экран) и структурными (разломы и складки) факторами. Структурные факторы в зависимости от масштаба контролируют или непосредственно вмещают оруденение. Наиболее благоприятны сводовые части антиклинальных складок, осложненные разрывными нарушениями.

По составу пород и структурным особенностям в пределах собственно Ишметауской рудоносной структуры выделяют Северную, преимущественно моноклинальную, и Южную антиклинальную структуры, разделенные зоной Центрального прогиба. Севернее прослеживаются сланцевая полоса и Ишметауская известняковая моноклиналь (Н. А. Никифоров и др., 1964).

Приведенные на рис. 59 цифровые величины и графики характеризуют интенсивность ртутных ореолов в породах этих структур и частоту встречаемости в них основных сопутствующих элементов.

Наиболее высокие концентрации ртути, как и следовало ожидать, устанавливаются над обеими зонами Ишметауской структуры: Северной и Южной. Среднее содержание ртути над ними составляет соответственно $5{,}4 \cdot 10^{-4}$ и $4{,}2 \cdot 10^{-4}$%. Это более чем на порядок превышает величину фона по району и на два порядка (в 100 раз) — кларк ртути для земной коры. Граничащие с ними зоны Центрального синклинального прогиба и Северной сланцевой полосы, сложенные терригенными породами силур-девона, отличаются пониженными концентрациями ртути — $4{,}8\,10^{-5}$ и $8{,}10^{-5}$%. Наконец, в силурийских известняках Ишметауской моноклинали ртуть присутствует в количестве $1{,}7 \cdot 10^{-5}$%, что приближается к фоновому значению по району.

Таким образом, наблюдается резкое обогащение пород ртутью над рудоносными структурами Ишметау по сравнению с зонами, где рудоносный контакт отсутствует или предположительно существует на больших глубинах.

Сопутствующие элементы в ореолах Хайдаркана представлены сурьмой, мышьяком, свинцом, цинком, серебром, оловом, молибденом. Относительное количество их в породах структурных зон определяется по частоте встречаемости в процентах от общего числа анализируемых проб. Результирующие графики (рис. 59) свидетельствуют о том, что относительно распределения ртути эти элементы довольно четко подразделяются на две группы. К первой относятся Sb, As, Ag. Они фиксируются очень незначительным количеством проб — 0—20%, в среднем — 5—7% (следует учитывать очень низкую чувствительность анализа на эти элементы) Размещение их в зонах соответствует распределению ртути. Элементы же второй группы Zn, Sn и Mo чаще встречаются в терригенных породах Центрального синклинального прогиба и

Рис 59 Содержание ртути и сопутствующих элементов в горных породах ведущих складчатых структур Ишметауского рудного поля.

Северной полосы (20—30%), обедненных ртутью. Это, возможно, обусловлено влиянием литологического фактора. Свинцом в одинаковой степени (50—70% всех проб) заражены почти все породы рудного поля.

О влиянии разрывных нарушений на концентрацию элементов в первичном ореоле дает представление рис. 60. На основании его можно с уверенностью говорить, что обогащение пород отдельных структурных зон ртутью и большинством сопутствующих элементов зависит от наличия в них разрывных нарушений. Действительно, вблизи разломов среднее содержание ртути колеблется от $8{,}3 \cdot 10^{-5}$ (Шорбулакский) до $7{,}2 \cdot 10^{-4}$% (Карааарчинский). В то же время в удалении от них концентрации ртути в разнородных породах различных структурных зон мало чем различаются, изменяясь от $1{,}8 \cdot 10^{-5}$ (Ишметауская моноклиналь) до $3{,}4 \cdot 10^{-5}$% (Южная антиклиналь), т. е. примерно соответствуют фоновому значению по району.

Четкую связь с разломами (и ртутной минерализацией) проявляют также Sb. As и Ag. Для Sn и Mo эта связь не четкая, а для Zn и Pb весьма проблематичная. При этом намечается специализация основных разломов по вещественному составу первичных ореолов и на основании этого — горизонтальная зональность. Зона Шорбулакского разлома, контролирующего одноименное полиметаллическое месторождение, обогащена свинцом (его содержат 86% всех проб), серебром (80%), цинком, оловом, молибденом (50%) и мышьяком (20%). Содержание ртути в ней наиболее низкое — $8{,}3 \cdot 10^{-5}$ Южнее, вдоль Ишметауского раз-

лома, увеличивается концентрация ртути (1,4·10-4%), появляется сурьма (14% всех проб), несколько уменьшается количество цинка и молибдена (35—40%), резко — олово (13%) и серебра (5%); здесь отсутствует мышьяк. Зона Карааарчинского разлома, являющегося основной рудоконтролирующей структурой рудного поля, характеризуется наиболее высокими содержаниями ртути (7,2·10-4%) и сурьмы (18% всех проб), повышенными — мышьяка и серебра и наиболее низкими — цинка, олова и молибдена. Вдоль Центрального разлома фиксируется некоторое уменьшение концентрации ртути (2,5·10-4%), сурьмы, мышьяка и увеличение — серебра, олова и молибдена.

Таким образом, в пределах рудного поля намечаются как бы два пространственно смещенных металлогенических полюса: один на северо-западе (зона Шорбулакского разлома) с максимумом концентраций олова, молибдена и серебра, другой — в центральной части Карааарчинского разлома, с максимумом концентраций ртути, сурьмы и мышьяка.

Из сказанного выше следует, что состав первичного ореола над Ишметауским рудным полем характеризуется значительным числом определяющих элементов (ртуть, сурьма, мышьяк, серебро, свинец, цинк, олово, молибден).

Наиболее устойчивые и четко фиксируемые ореолы образует ртуть. Содержания ее в 0,0001—0,001% вытягиваются полосой над Южной и Северной складчатыми структурами, повторяя в плане их изгибы. На участках воздымания структур наблюдается расширение границ ореола и увеличение концентрации ртути в нем до 0,01%, на участках погружения — постепенное затухание ореола. Резкие локальные увеличения концентрации ртути в ореоле (до 0,01—0,1%) зафиксированы вблизи разрывных нарушений (рис. 60).

Рис. 60. Содержание ртути и сопутствующих элементов в горных породах ведущих складчатых и разрывных структур Ишметауского рудного поля.

С участками ртутных максимумов обычно совпадают фиксируемые ореолы сурьмы и мышьяка. Небольшие по размерам, с содержаниями от 0,001 до 0,1%, они устанавливаются непосредственно над месторождениями с неглубоким (50—100 *м*) залеганием рудовмещающего горизонта и высокими содержаниями сурьмы и мышьяка в рудных телах. В структурном плане они располагаются над сводовыми частями антиклинальных складок, на участках развития разрывной тектоники.

Размеры и формы ореолов отражены на разрезах, построенных по данным скважин разведочного бурения (рис. 61). Ртуть образует повышенные концентрации в пределах всей мощности перекрывающих пород.

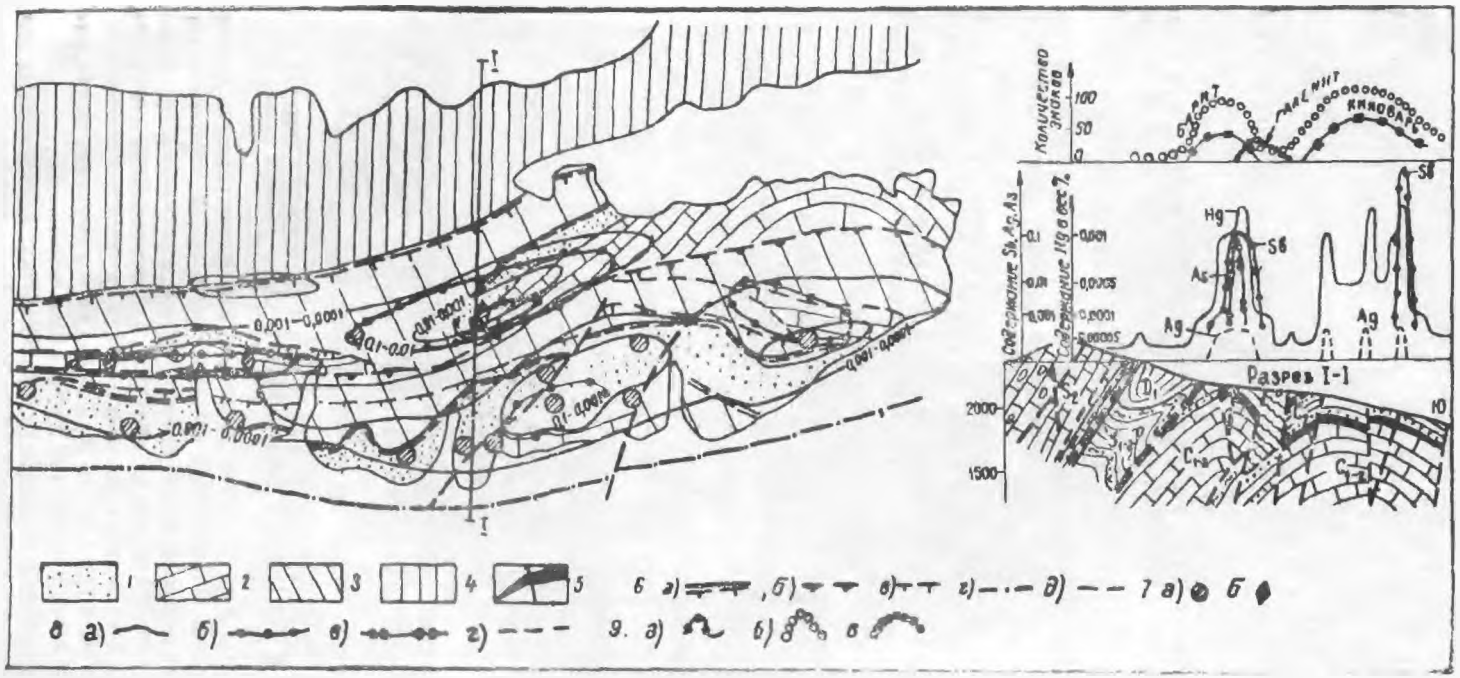


Рис. 61. Гипогенные ореолы рассеяния Ишметауского рудного поля.

1—терригенные породы среднего карбона; *2* — известняки среднего и нижнего карбона, *3* — терригенные породы силур-девона; 4— известняки силура; 5 — джаспероиды; 6—разломы: *а* — Ишметауский, *б* — Кардарчинский, *в*—Центральный, *г* — Долинный, *д*—прочие сбросы и взбросы, *7*—месторождения и участки: *а* — с сурьмяно-ртутными рудами, *б*— участки с преимущественно ртутными рудами; *8* — изолинии концентраций гипогенных ореолов рассеяния: *а* — ртути, *б* — сурьмы, *в* — мышьяка, *г* — серебра; *9* — кривые содержания минералов в пробах: *а* — киновари, *б* — барита, *в* — галенита (показано на разрезе).

При этом наблюдается закономерное падение содержаний с удалением от рудного тела. Размах зоны ореола с высокими (0,001—0,01%) концентрациями ртути во многом определяется структурной позицией. На крыльях его величина составляет 0—10 *м*, над сводовой частью 100—150 *м*. Вдоль разломов узкие локальные зоны ртутных максимумов вытягиваются на 300—400 *м* (рис. 61, 62).

Фиксируемые спектральными анализами ореолы сурьмы (концентрации 0, 001—0,01%) в разрезе располагаются узкой (30—60 *м*) зоной непосредственно над рудовмещающим горизонтом, совпадая с высокими концентрациями ртути, и лишь вдоль разломов вытягиваются языками к поверхности на 150—200 *м*. Аналогично ведет себя и ореол мышьяка, однако его максимум несколько смещен в сторону перекрывающих сланцев.

Ореолы первичного рассеяния ртути и сопутствующих элементов устанавливаются также в известняках, подстилающих горизонт рудовмещающих джаспероидов. Рис. 63 дает наглядное представление о характере распределения концентрации элементов гипогенного ореола, их взаимосвязи с минеральными комплексами и физико-механическими свойствами вмещающих пород. Ртуть в десятитысячных долях процента устанавливается в известняках по всему пробуренному интервалу скважины 630, до глубины почти 1000 *м* от контакта с джаспероидами. Отдельные ее локальные максимумы связаны с телами внутриформационных джаспероидных брекчий. Последние отличаются резко увеличенными значениями эффективной пористости. Высокие (до 0,005%) концентрации ртути в этих зонах сопровождаются обычно значительными выделениями флюорита; иногда — барита. Из рудных присутствует антимонит. Подобные ртутные максимумы отмечаются среди известняков на глубинах до 750 *м* от рудоносного контакта, сурьмяные — до 400 *м* от контакта.

Представляют интерес олово, молибден и серебро. На заимствованных у Г. А. Тереховой (1965) разрезах (рис. 63) в породах надрудной толщи с ненарушенным залеганием фиксируется четкая вертикальная зональность в распределении этих элементов: непосредственно над рудной залежью устанавливается преобладание олова, в некотором удалении превалирует молибден, а еще выше накапливается серебро. Такая последовательность выделения соответствует приводимому в литературе (В. В. Поликарпочкин, 1957; Н. И. Сафронов, 1963; Е. М. Янишевский, 1963, 1965) нормальному ряду подвижности элементов в земной коре.

Таким образом, гипогенный ореол рассеяния Ишметауского рудного поля характеризуется: а) довольно значительным числом определяющих элементов (Hg, Sb, As, Ag, Sn, Mo); б) широким площадным размахом и простыми формами; в) наличием горизонтальной зональности — высокими концентрациями ртути, сурьмы и мышьяка в центре ореола; г) вертикальной зональностью, выразившейся в такой последовательности выделения элементов (снизу вверх): Hg, Sb, Sn → Hg, Sb, As, Mo → Hg, Ag.

Акташское рудное поле — характерный пример сурьмяных месторождений, размещающихся в зоне согласного контакта каменноугольных известняков и сланцев. Оруденение приурочено к горизонту джаспероидно-роговиковых брекчий в зоне периклинального замыкания Акташской антиклинальной структуры и контролируется крупным субширотным Северным сбросом и сопряженными с ним разломами юго-западного простирания. На севере и юге рудное поле ограничивается разломами.

Гипогенный ореол рассеяния над рудным полем отличается многокомпонентностью (сурьма, мышьяк, медь, свинец, цинк, олово, молибден, серебро, ртуть).

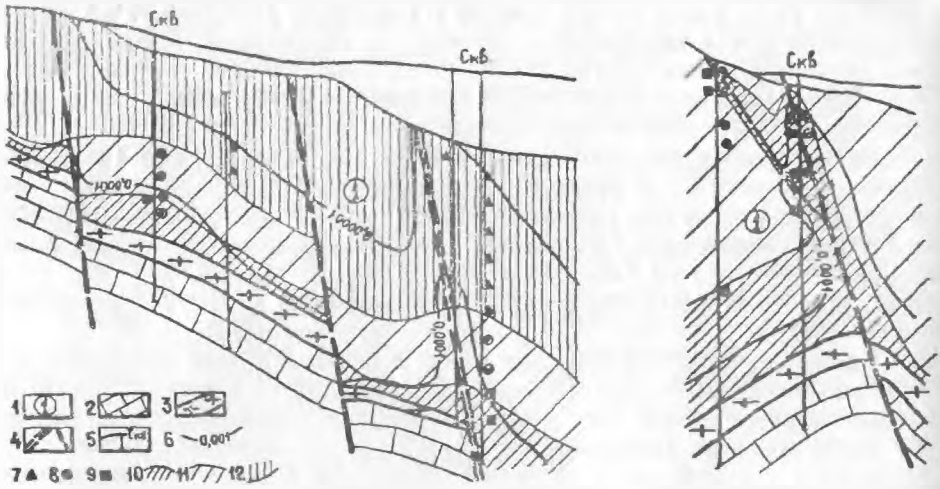


Рис. 62. Вертикальный размах ореола Ишметауского рудного поля.

1 — перекрывающие сланцы; *2* — подстилающие известняки; *3* — рудовмещающие джаспероиды; *4* — разрывные нарушения; *5* — разведочные скважины; *6* — изолинии содержаний ртути; *7, 8, 9* — пробы, содержащие серебро (7), молибден (8), олово (9); *10, 11, 12* — зоны распространения олова (10), молибдена (11), серебра (12).

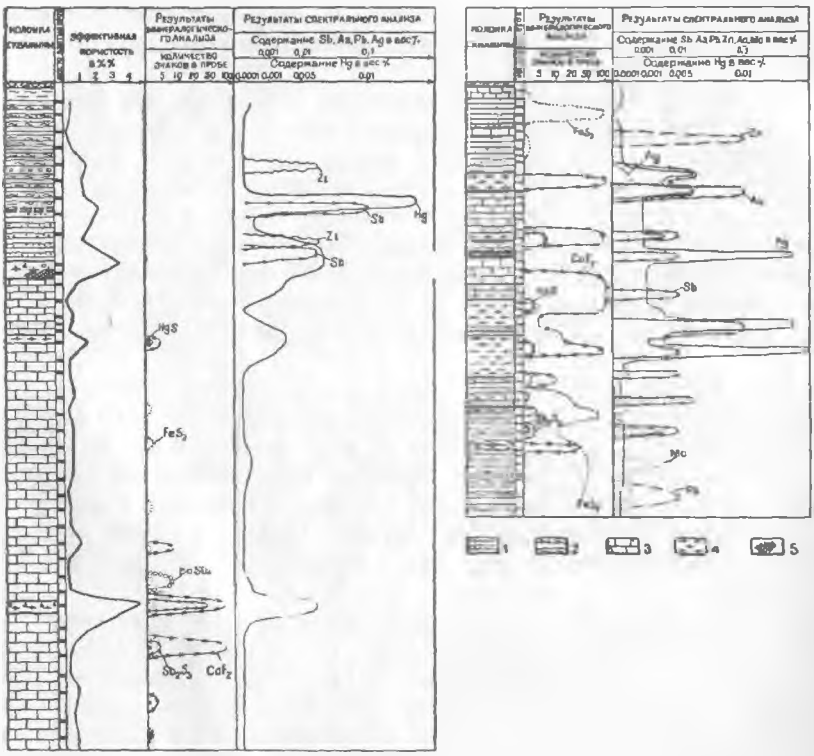


Рис. 63. Распределение элементов-индикаторов по разрезу скважин в породах Ишметауского рудного поля.

1—песчаники и сланцы среднего карбона; *2* — известняки среднего и нижнего карбона; *3*—сланцы силура; *4*—джаспероиды; *5*—интервалы с промышленными концентрациями ртути.

Распределение повышенных концентраций этих элементов в надрудных породах, фиксируемое с дневной поверхности, проявляет отчетливую зависимость от положения крупных разломов и выходов рудовмещающих джаспероидов на поверхность.

Сурьма — главный компонент рудного поля — является более высокотемпературным и менее подвижным элементом по сравнению с ртутью. Спектральный анализ уверенно определяет сурьму лишь при содержании ее (3—5) · 10-³%. В пределах рудного поля наиболее крупный ореол сурьмы прослеживается узкой полосой вдоль зоны Северного сброса и оперяющих его разломов, несколько расширяясь на участках их сопряжения (Н. А. Никифоров, 1961). Концентрации сурьмы в центральной части ореола (над швом разлома) достигают 1%, а с удалением от нарушения резко падают ниже порога чувствительности анализа (0,001%). Аналогичные по форме и содержанию ореолы сурьмы устанавливаются над южным и северным граничными разломами и отдельными участками Южно-Акташского надвига (рис. 64). При этом намечается определенная горизонтальная зональность. Над центральной частью рудного поля ореол характеризуется повышенными концентра-

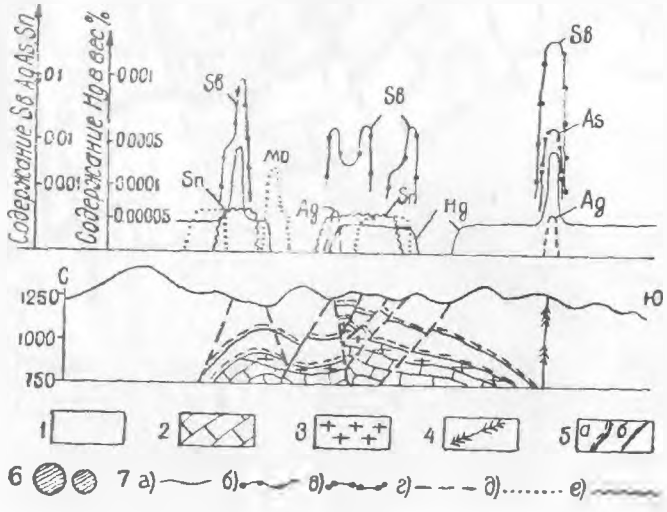


Рис. 64. Гипогенный ореол Акташского сурьмяного рудного поля.

1—песчаники и сланцы; *2*—известняки; *3*—джаспероиды; *4* — дайки диабазовых порфиритов; *5* — разрывные нарушения: *а* — надвиги, *б* — прочие; *6* — изолинии концентраций ореолов первичного рассеяния: *а* — ртути, *б* — сурьмы, *в* — мышьяка, *г* — серебра, *д* — молибдена, *е* — олова.

циями сурьмы и олова; молибден несколько смещается к флангам; ртуть, серебро и мышьяк в увеличенных количествах устанавливаются над краевыми разломами. Что касается меди, свинца и цинка, то в их распределении не намечается определенной закономерности; они фиксируются с поверхности повсеместно в количестве 0,001—0,01%.

При изучении распределения повышенных концентраций элементов в породах надрудной толщи (рис. 65) установлена вертикальная зональность. Непосредственно под рудовмещающим горизонтом прослеживается маломощная (30—40 *м*) зона фиксируемого ореола сурьмы. Мощность этой зоны несколько увеличивается над участками антиклинального перегиба рудоносного контакта и понижается над синклиналями. Вследствие миграции сурьмы по зонам разломов вдоль них выделяются полосы максимальных концентраций, достигающие дневной по-

верхности (250—300 *м* от контакта). В верхних их частях устанавливаются повышенные концентрации мышьяка. Еще дальше от рудоносного контакта концентрируется ртуть. Ореол ее располагается на значительном удалении от основной рудоконтролирующей структуры Север-

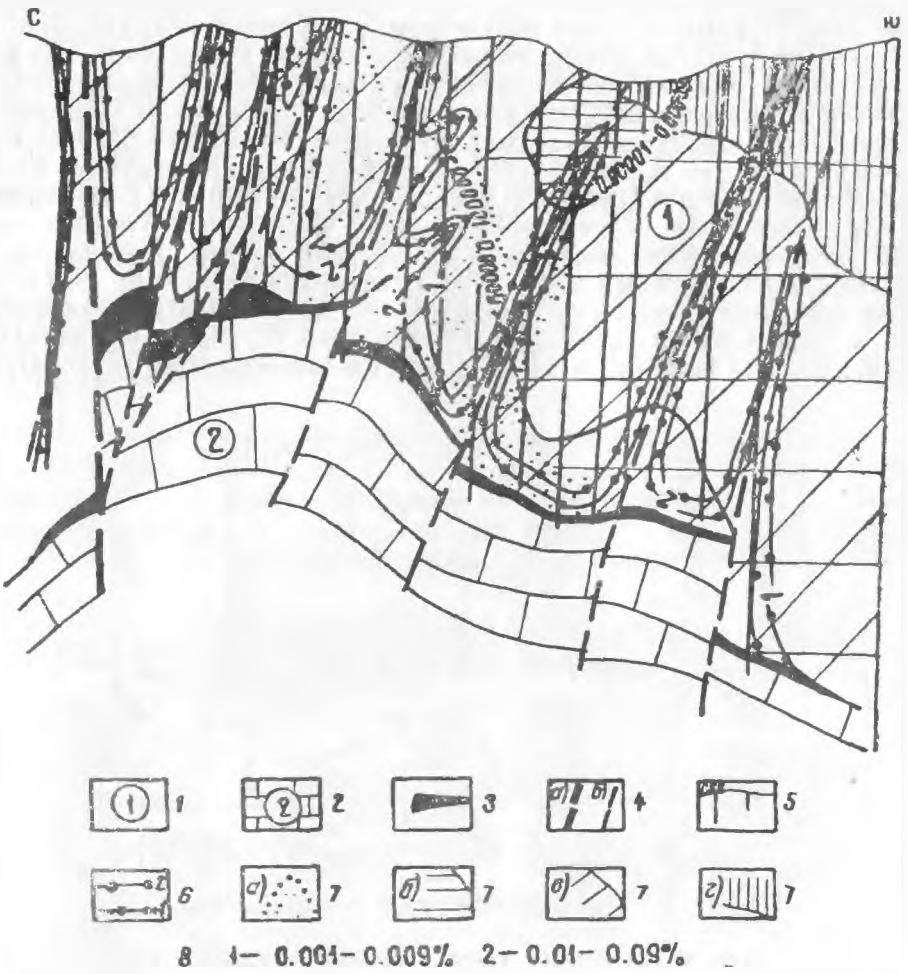


Рис. 65. Вертикальный размах надрудного гипогенного ореола Акташского сурьмяного рудного поля.

1 — перекрывающие сланцы; *2* — подстилающие известняки; *3* — рудовмещающие джаспероиды; *4* — разрывные нарушения: *а* — Северный разлом, *б* — прочие; *5* — разведочные скважины; *6* — изолинии концентраций элементов: *а* — ртути, *б* — сурьмы; *7* — зоны распространения в надрудных сланцах: *а* — мышьяка, *б* — олова и молибдена, *в* — серебра; *8* — концентрации сурьмы в баллах: 1—0,001—0,009%, 2—0,01—0,09%.

ного сброса, выше ореолов сурьмы и мышьяка. При этом повышенные концентрации ($>1 \cdot 10^{-4}$%) ртути отчетливо увязываются с зонами разрывных нарушений.

В распределении сопутствующих элементов в ореоле также наблюдается определенная последовательность (рис. 65): вблизи рудоносного контакта устанавливаются олово и молибден, в некотором удалении — серебро. Величина размаха для Sb, As и Hg зависит от интенсивности тектонических деформаций.

Таким образом, гипогенный ореол рассеяния над сурьмяным оруденением в зоне согласного контакта существенно отличается от ореола ртутно-сурьмяных месторождений этого же типа.

Рудные поля в известняках и доломитах (Сымап, Адыракоу) характеризуются преимущественно монометальными ртутными рудами и секущими формами рудных тел, тяготеющих к зонам разрывных нарушений. Гипогенные ореолы рассеяния над ними отличаются простым вещественным составом: ртуть, редко серебро. Еди-

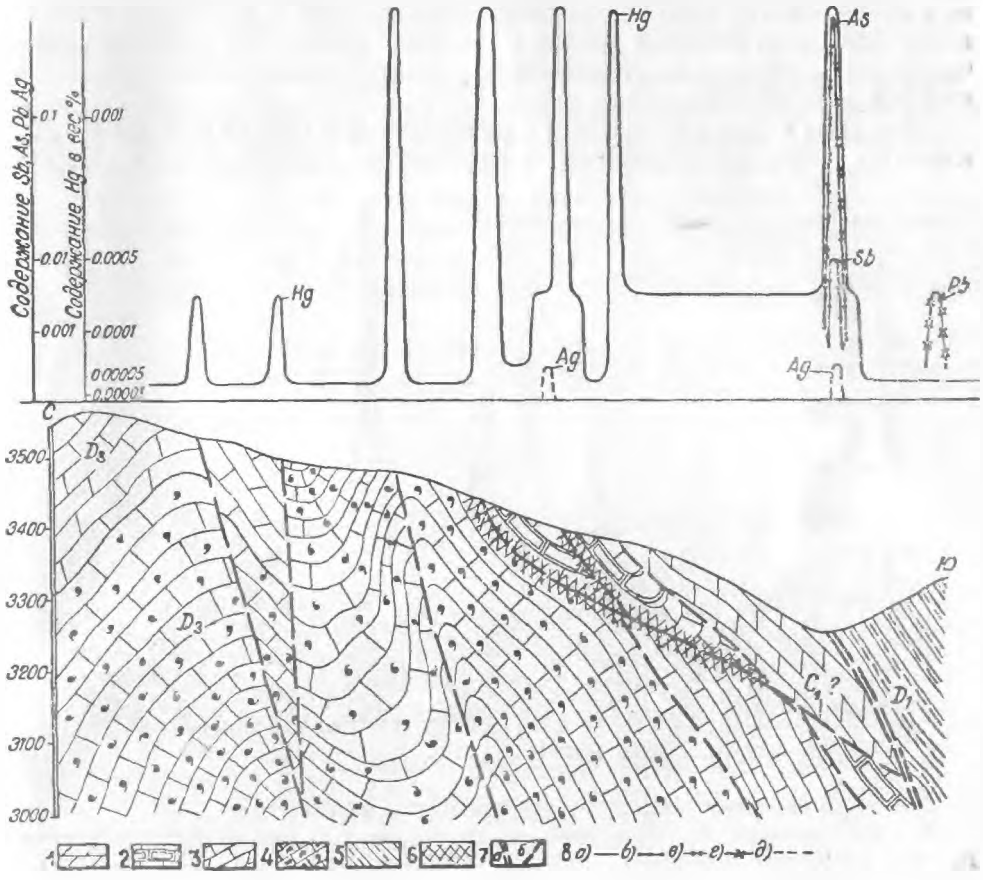


Рис. 66. Гипогенный ореол Сымапского рудного поля (по В. И. Кусевичу).
1 — мраморизованные известняки (C_1?); *2* — известняки доломитизированные ($Д_3$); *3* — светло-серые доломиты ($Д_3$); *4* — темно-серые доломиты и известняки ($Д_3$); *5* — песчано-сланцевая толща нижнего девона; *6* — минерализованные зоны; *7* — разрывные нарушения: *а* — Каравшинский надвиг, *б* — взбросы и сбросы; *8* — кривые концентраций элементов: *а* — ртути, *б* — сурьмы, *в* — мышьяка, *г* — свинца, *д* — серебра.

ничные зоны крупных рудоконтролирующих разломов сопровождаются локальными ореолами сурьмы и мышьяка. В частности, это свойственно зонам регионального Каравшинского разлома на Сымапе (рис. 66). В некоторых случаях с максимумами ртутных ореолов совпадают повышенные содержания бария (Адыракоу, рис. 67).

Особенностью строения ореолов здесь является их четкая приуроченность к зонам разрывных нарушений. С поверхности они фиксируются в виде узких локальных зон. Концентрации ртути в центральной части ореола, над швами рудоконтролирующих и рудолокализующих разломов, достигают 0,001% и выше и резко падают до фоновых с удалением от разломов. Площадной размах ореолы приобретают над участками с высокой степенью трещиноватости. Так, на Сымапе (рис. 66) по-

вышенные концентрации ртути (0,0001—0,0005%) устанавливаются в широкой полосе пород висячего бока Сымапского надвига.

Зональность гипогенных ореолов над рудными полями этого типа выражена нечетко. В целом можно указать на закономерное понижение концентраций ртути и уменьшение количеств фиксируемых элементов над зонами разломов по мере удаления от основного рудоконтролирующего нарушения. Наглядным примером служит разрез по Сымапу. Сурьма и мышьяк здесь устанавливаются лишь над зоной Каравшинского разлома; несколько больший размах у серебра; дальше от разлома отмечается лишь ртуть. Содержание ее над разломами постепенно меняется от 0,005 до 0,00005%.

Рудные поля в терригенно-эффузивных образованиях. Ртутное оруденение в эффузивах сопровождается много-

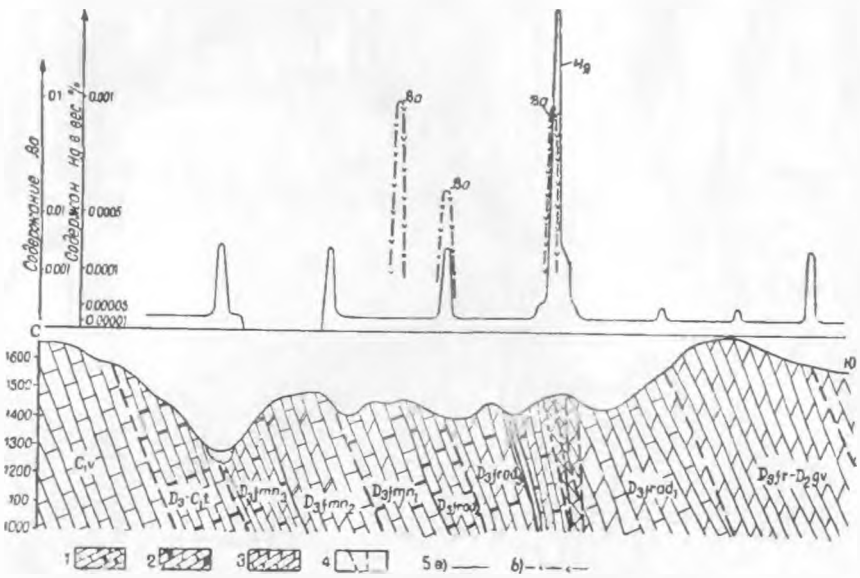


Рис. 67. Гипогенный ореол Кштут-Адыракоуского рудного поля.

1— известняки C_1; *2*— переслаивание известняков и доломитов $Д_3$; *3*—доломиты $Д_3$; *4* — разрывные нарушения; *5* — кривые концентраций элементов: *а* — ртути, *б* — бария.

компонентным ореолом рассеяния (рис. 68). Здесь отмечаются ртуть, сурьма, серебро, олово, молибден; повышенные концентрации устанавливаются для меди, свинца и цинка. Большинство этих элементов сконцентрировано вблизи зоны крупной рудоконтролирующей структуры. С удалением зафиксированы небольшие ореолы ртути в участках развития трещинных кварц-кальцит-анкеритовых жил. Здесь же иногда присутствуют олово и молибден.

Зональность ореола выражена нечетко и заключается в обеднении ореола сопутствующими элементами с удалением от рудоконтролирующего разлома и смене олова молибденом и свинцом.

Ореолы над ртутным оруденением в терригенных породах (Шунк-Птоу) характеризуются незначительными размерами и высокими содержаниями элементов (рис. 69). Состав их: ртуть (до 0,01%), сурьма (до 0,05%), серебро (до 0,001%), свинец, цинк, редко — молибден (до 0,001%). В плане и на разрезах они четко увязываются с положением ртутьсодержащих кварц-кальцит-анкеритовых жил. На участках между ними концентрации ртути не превышают средних по району. Горизонтальной зональности в распределении концентраций и вещественном со-

ставе в ореоле не устанавливается. Однако можно отметить, что зона рудоконтролирующего разлома на южном фланге рассматриваемого поля характеризуется довольно устойчивым ореолом ртути и серебра.

* * *

Обобщая материал по особенностям первичных ореолов, развитых над рудными полями различных типов, следует подчеркнуть, что наряду с некоторыми общими чертами они обладают существенными различиями, зависящими от вещественного состава среды, руд и структурной позиции.

Общим для всех ореолов является резкое увеличение их интенсивности и количества фиксируемых элементов над зонами разрывных нарушений. Особенно характерно это для крупных разломов, контролирующих размещение оруденения.

Основные различия следующие. Ореолы над рудными полями в зоне согласного контакта отличаются широким площадным размахом, большим количеством определяющих элементов и достаточно отчетливой зональностью их распределения в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Ореолы над секущими рудными залежами среди карбонатных толщ фиксируются узкими локальными зонами над рудоконтролирующими

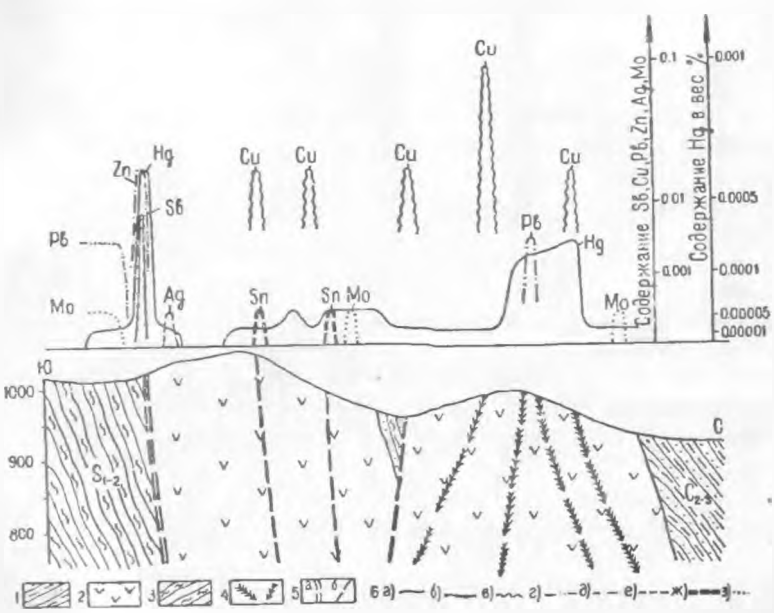


Рис. 68. Гипогенный ореол Сарыташского рудного поля.

1—песчаники и сланцы C_{2-3}; *2*—песчаники и сланцы S_{1-2}; *3*— диабазы и диабазовые порфириты $Д_1$; *4* — кальцит-анкеритовые жилы; *5* — разломы: *а* — Северо-Катранский взброс, *б*—прочие разрывные нарушения; *6* — кривые концентрации элементов: *а* — ртути, *б* — сурьмы, *в* — меди, *г*—свинца, *д* — цинка, *е* — серебра, *ж* — олова, *з* — молибдена.

разрывами, простым элементным составом (главным образом ртуть), отсутствием зональности.

Ореолы над рудными телами в терригенно-эффузивных породах, имеющие большей частью секущий характер, носят локальный характер и соответствуют положению рудоконтролирующих разломов. Вещественный состав их, как правило, многокомпонентный и варьирует в зависимости от состава вмещающих пород.

К методике оценки ореолов рассеяния при прогнозировании

Основная задача изучения гипогенных ореолов рассеяния — выявление в пределах района новых рудных полей и минерализованных зон, а в пределах рудных полей — новых участков и рудных тел.

Оценка установленных аномалий, истолкование их природы сопряжены с определенными трудностями. Выдвижение в разряд перспективных ореолов с максимальной интенсивностью проявления основного компонента — ртути не всегда дает положительные результаты. Для Южно-Ферганского пояса с его изученными рудными полями различных

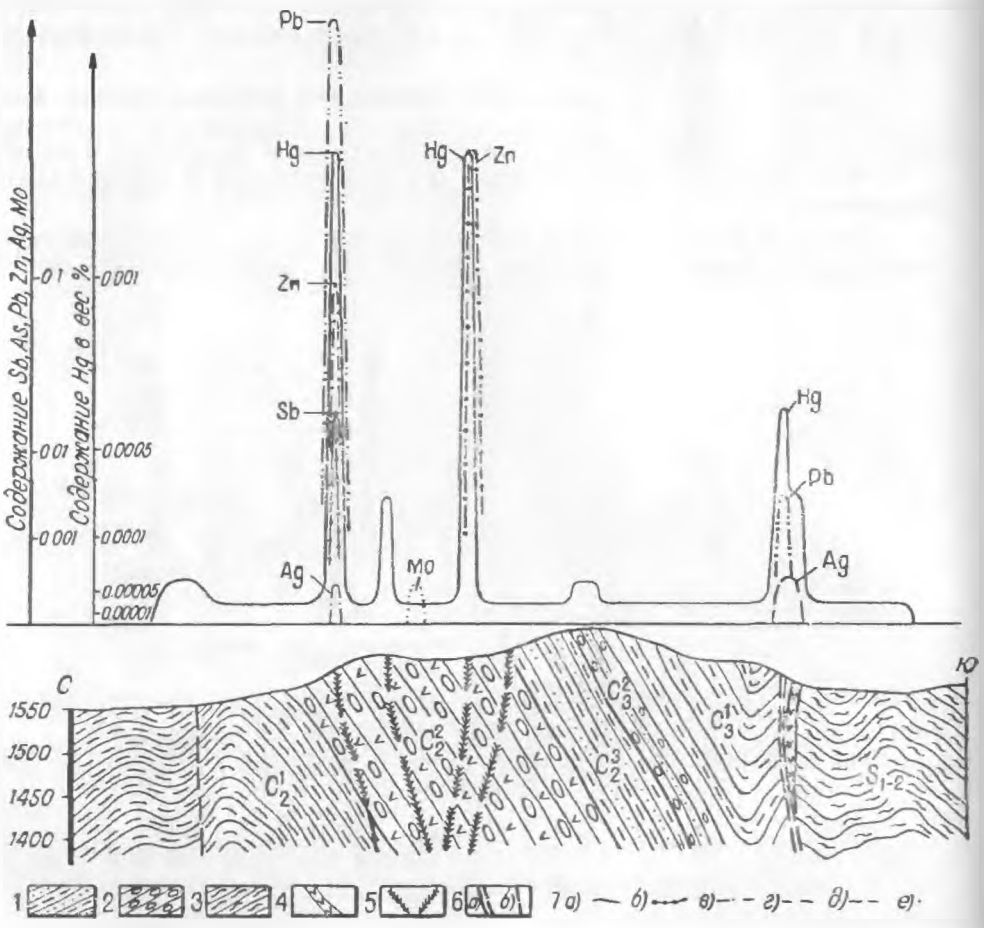


Рис. 69. Гипогенный ореол Шунк-Птоуского рудного поля.
1 — песчаники и сланцы C_2—C_3; *2* — конгломераты и песчаники C_2—C_3; *3* — песчаники и сланцы силура; *4* — дайка; *5* — кварц-анкеритовые жилы; *6* — разломы: *а* — Северо-Катранский взброс, *б*—прочие разрывные нарушения; *7*—кривые концентраций элементов: *а* — ртути, *б* — сурьмы, *в* — свинца, *г* — цинка, *д* — серебра *е* — молибдена.

типов и характером сопровождающих их гипогенных ореолов рассеяния оценка фиксируемых аномалий производится на основе метода аналогии по ряду признаков (вмещающие породы, размах ореола, его вещественный состав и интенсивность проявления отдельных элементов, зональность). В связи с этим необходимо подчеркнуть основные различия в строении гипогенных ореолов над рудными полями и в удалении от известных рудных полей, которые вырисовываются в масштабе района. Для этой цели рассмотрим распределение содержаний ртути и сопутст-

вующих ей элементов по результатам опробования региональных профилей.

На Кан- Гауянском профиле отрезок, соответствующий положению ртутно-сурьмяного рудного поля в зоне контакта известняков и сланцев, характеризуется устойчивым ореолом ртути шириной около 2 *км*. Концентрации ртути в нем колеблются в пределах от 0,0005 до 0,001%; на этом фоне фиксируются отдельные пики максимумов с содержанием до 0,005—0,01%. Ртутный ореол сопровождается ореолом сурьмы, мышьяка и серебра. Распределение их более локально и совпадает с центральной частью ртутного ореола. Концентрации сурьмы при этом достигают 0,1—0,5%, мышьяка — 0,1%, серебра—0,001%.

Аналогичное строение свойственно гипогенному ореолу и над сурьмяными рудными полями этого же типа (рис. 64). От сопредельных безрудных участков он отличается высокими концентрациями прежде всего сурьмы (0,01—0,1% и выше), а также повышенной частотой встречаемости сопутствующих элементов, важными среди которых являются ртуть, мышьяк, серебро, олово и молибден.

Сохский региональный профиль пересекает два рудных поля среди известняков и доломитов D_2—C_1. Над месторождением Сарыбель фиксируется локальный ореол ртути с довольно высоким содержанием. В то же время на Кштут-Адыракоуском рудном поле отмечены довольно слабые ореолы.

Ртутные рудные поля в эффузивно-терригенных породах на региональных профилях представлены Шунк-Птоуским полем, пересекаемым Кан-Гауянским региональным профилем. Над ним отмечается четкий ореол ртути, который не представляет здесь единой зоны с повышенными концентрациями, а образует серию локальных сближенных максимумов, соответствующих рудоконтролирующим элементам структуры. Содержание ртути равно 0,005—0,01%. Отдельные максимумы ртути сопровождаются повышенными содержаниями свинца, цинка (до 0,1%) и сурьмы (до 0,01%) (рис. 69).

Рудные поля среди эффузивов и лиственитов, как указывалось выше (рис. 68), отличаются локальными ореолами и сравнительно невысокими содержаниями ртути (до 0,001, редко—0,005%), но, как правило, сопровождаются значительным количеством сопутствующих элементов, важными среди которых представляются сурьма, серебро, а также, возможно, цинк и свинец.

Приведенные данные подчеркивают особенности строения гипогенных ореолов над известными рудными полями и позволяют в зависимости от вида и интенсивности ореола дать наиболее правильную геологическую оценку выявленных аномалий, которая сводится к следующему:

1. В пределах антиклинорных структур, сложенных карбонатными породами, значительные по размерам и устойчивые по содержанию ореолы ртути могут свидетельствовать о наличии на глубине, в зоне рудоносного контакта среднекарбоновых известняков с перекрывающими их сланцами, ртутного и сурьмяного оруденения. Наибольший интерес при этом представляют ореолы с содержанием ртути 0.001% и выше, сопровождаемые большой гаммой сопутствующих элементов, главными среди которых являются сурьма, мышьяк и серебро.

2. В пределах моноклиналей известняково-доломитовых толщ среднедевонского-нижнекарбонового возраста даже небольшие по размерам, но с достаточно высокими концентрациями ртути ореолы могут указывать на присутствие промышленных рудных тел секущего типа. Выявление месторождений этого типа по ореолам связано с особенными трудностями ввиду отсутствия надежных элементов-спутников.

3. В ртутных полях с оруденением в серпентинитах и основных эффузивах заслуживают внимания сравнительно небольшие повышения

концентрации ртути в гипогенном ореоле (0,001% и выше). Наличие же в нем сопутствующих элементов, и в первую очередь сурьмы, почти всегда свидетельствует о промышленных скоплениях ртутных руд.

В условиях развития терригенных пород среднего и верхнего карбона заслуживают внимания многокомпонентные ореолы с высоким содержанием ртути (0,001% и более). Их надежность повышается присутствием таких элементов, как сурьма, серебро, мышьяк.

Изучение ореолов гипогенного рассеяния в пределах известных рудных полей проводится с целью выявления рудоконтролирующих структур, обнаружения новых участков с промышленными концентрациями металла. Эти исследования, как показывает опыт, целесообразнее всего проводить в масштабе 1 : 10000, 1 : 5000, применяя в некоторых случаях для детализации более крупные масштабы — 1 : 2000 и 1 : 1000.

В пределах одного рудного поля состав вмещающей среды и характер оруденения обычно постоянны, что, в свою очередь, обусловливает постоянный вещественный состав гипогенного ореола рассеяния над ним. В связи с этим решающими критериями при оценке выявленных аномалий следует считать интенсивность проявления основного промышленно ценного компонента и установленную для ряда рудных полей с сурьмяно-ртутным оруденением зональность в отложении некоторых сопутствующих элементов. Иллюстрацией служат приведенные выше описания особенностей ореолов, расположенных над рудными полями различных типов.

Положение рудоконтролирующего разлома для большинства рудных полей самых разнообразных типов устанавливается однозначно по наибольшей плотности элементов, фиксируемых вблизи его зоны, и по самым высоким концентрациям их. В случае четкой горизонтальной зональности линии выходов этих нарушений на поверхность служат как бы осями симметрии для отложения сопутствующих элементов в порядке изменения их миграционной способности. Непосредственно над разломом обычно устанавливаются максимумы ртути, сурьмы, мышьяка и олова, на некотором удалении — ртуть, серебро, молибден, еще дальше — лишь ртуть. Характер изменения состава и концентраций в ореоле служит надежным критерием для определения положения оруденения относительно разлома. Плавное симметричное убывание количества фиксируемых элементов и их концентраций в обе стороны соответствует аналогичному положению оруденения. Асимметричное строение ореола относительно рудоконтролирующей структуры свидетельствует о том, что оруденение располагается лишь в одном (висячем или лежачем) боку разлома.

При выявлении новых рудных участков за основу могут быть приняты те же критерии, что и для рудоконтролирующих структур: высокая плотность сопутствующих элементов и высокие их концентрации. Анализ особенностей строения гипогенных ореолов на известных рудных полях показывает, что при общей зараженности пород ртутью в концентрациях от 0,0001 до 0,001% конкретным рудным участкам соответствуют локальные ореолы, концентрация ртути в которых доходит до 0,001% и выше. Ширина этих аномалий даже на крупных рудных полях, залегающих в зоне согласного контакта, составляет лишь 100 — 200 *м*. Для секущих ртутных тел среди карбонатных и терригенно-эффузивных толщ эти размеры еще меньше — 20—100 *м*. Совершенно очевидно, что для выявления ореолов таких размеров в пределах известных рудных полей изучения гипогенных ореолов в масштабе 1 : 10000 и 1 : 5000 может оказаться недостаточно. На некоторых участках, исходя из геологической целесообразности, нужно проводить детальное изучение в масштабе 1 : 2000 и 1 : 1000. Это особенно касается зон рудоконтролирующих разрывов на месторождениях секущего типа.

Вопрос о вертикальном размахе ореола наиболее сложен. При его

решении, как показано выше, необходимо учитывать состав и физико-механические свойства среды, структурные условия, состав рудных тел и концентрации в них полезных компонентов. Наличие разрывного шва, который среди однородных терригенных толщ не всегда поддается картированию, в 5—10 раз увеличивает размах ореола по сравнению с ненарушенными участками. Все это делает чрезвычайно сложной обратную задачу — определение глубины залегания рудоносного горизонта по характеру наблюдаемого с поверхности гипогенного ореола.

Таким образом, для суждения об относительной глубине залегания, наряду с ранее охарактеризованными признаками (высокие концентрации ртути, присутствие сурьмы и мышьяка), может быть использована наблюдаемая на ряде рудных полей зональность в отложении некоторых сопутствующих элементов, в частности, олова, молибдена и серебра. Олово уходит от контакта в перекрывающие сланцы на 20—60 *м*, а вдоль разломов — на 120—150 *м*, молибден — на 50—120 *м*; выше концентрируется серебро. Для Акташского рудного поля эти величины несколько больше: олово — 150—200 *м*, молибден — 50—300 *м*, серебро—100 *м* и более. Из сказанного следует, что зональность элементов может быть использована для суждения об относительной глубине залегания рудного горизонта.

ГЛАВА VI

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ КРУПНОМАСШТАБНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Составление региональных металлогенических и прогнозных карт дает возможность выявить закономерности размещения рудных поясов, узлов, полей и месторождений. Детальные геолого-прогнозные карты отражают установленное и предполагаемое размещение рудных участков и рудных тел.

Приведенный в предыдущих главах фактический материал по геологическому строению и рудоносности Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного рудного пояса позволяет перейти к рассмотрению критериев скрытого оруденения и методики составления геолого-прогнозных карт.

Наряду с использованием ведущих поисковых критериев и методов, обычно отображаемых на специальных графических схемах и картах, в работе рассматривается возможный подход к составлению прогнозно-металлогенической карты рудного района с привлечением данных о физико-механических свойствах и дислоцированности горных пород. Сделана попытка отобразить эти свойства на отдельной карте пластичности и дислоцированности пород.

Одной из важных особенностей подхода к оценке перспектив оруденения является и то, что благоприятные площади на прогнозно-металлогенической карте предлагается намечать с учетом их геологоструктурной позиции и степени изученности. При этом выделяются типы этих позиций, рассматривается их относительная благоприятность (благонадежность).

Прогнозные карты сурьмяно-ртутных рудных полей и месторождений Южно-Ферганского пояса составляются преимущественно на этапе поисковой и предварительной разведки. В некоторых случаях такие карты выполняются и на более поздних этапах изучения и эксплуатации месторождений.

Принципы и методика составления одной из первых детальных геолого-прогнозных карт ртутно-сурьмяного рудного поля, выполненной под руководством А. В. Королева и П. А. Шехтмана, рассмотрены в работе Н. А. Никифорова и В. А. Королева (1954). В последующие годы (1952—1965) нами составлены детальные геолого-прогнозные карты других рудных полей описываемого района. Полученный при этом опыт

частью изложен в наших более ранних работах (1960, 1962, 1964).

В данной главе делается попытка охарактеризовать, во-первых, поисковые критерии, учитываемые при составлении и использовании прогнозной карты; во-вторых, особенности самой методики составления карты («от общего к частному»), включая рассмотрение пластичности — хрупкости рудовмещающих пород; в-третьих, методические возможности количественной оценки прогнозных запасов.

Поисковые критерии

Выделенные выше группы геологоструктурных типов сурьмяно-ртутных рудных полей района характеризуются определенными наборами ведущих признаков и требуют своих методов поисков. Вместе с тем в современной геологической практике выработаны методические приемы, имеющие всеобщее значение для обнаружения месторождений определенного генетического типа.

Применительно к ртутным и сурьмяным месторождениям Южно-Ферганского пояса вопросами наиболее надежных поисковых критериев для обнаружения скрытого оруденения занимались Д. И. Щербаков (1934—1957), В. Э. Поярков (1936—1955), А. А. Сауков (1946—1964), В. И. Смирнов (1947—1961), А. В. Королев (1947—1948), В. А. Невский (1948—1955), Н. М. Синицын (1948—1959), Н. А. Никифоров (1953, 1959, 1961, 1965), В. Т. Сургай (1955, 1956, 1957), Д. П. Резвой (1956—1957), В. П. Федорчук (1956—1964), Г. С. Поршняков (1960—1964), И. И. Бочкарев (1960—1964), Г. А. Ярушевский (1960—1961) А. И. Гончаров (1961), Г. А. Терехова (1964—1965).

Выделяются следующие основные группы поисковых критериев: геоморфологические, структурно-геологические, геохимические, магматогенные. Некоторые исследователи (В. Т. Сургай, В. П. Федорчук и др.) уделили внимание топонимическим и историко-археологическим признакам. В Средней Азии по местным географическим названиям был открыт ряд месторождений полезных ископаемых, разрабатывавшихся в древности, но потом забытых коренным населением. В качестве примера В. Т. Сургай приводит случай открытия Д. И. Щербаковым и А. Ф. Соседко ртутного месторождения Сымап. Среди историко-археологических признаков важное значение имеют древние выработки, отвалы, шлаки и огарки, являющиеся следами существовавшего ранее металлургического передела руд. Иногда о наличии древних горнодобывающих промыслов свидетельствуют памятники письменности.

Геоморфологические критерии

В современном эрозионном срезе большинства рудоносных структур района видна отчетливая зависимость между степенью эродированности структуры и количеством рудопроявлений, имеющих выход на дневную поверхность. Месторождения согласно типа обнаруживаются только в тех структурах, эрозия которых не пошла глубже продуктивного контакта, в то время как месторождения секущего типа известны и на участках более глубокой эрозии основных рудовмещающих толщ. Такая зависимость часто наблюдается в пределах одной и той же структуры, а поэтому можно считать, что эти два типа месторождений тесно связаны между собой, т. е. местами возможна их «стыковка» друг с другом.

Велико значение геоморфологических критериев при более детальных поисково-съемочных работах. Породы, вмещающие ртутное оруденение, нередко окварцованы и, проявляя устойчивость при выветрива-

нии, образуют скальные формы рельефа, часто покрытые буроватыми корочками пустынного загара.

Своеобразной формой поверхности отличаются участки древних выработок.

Геологоструктурные критерии имеют первостепенное значение. Среди них можно выделить критерии структурно-фациальные, стратиграфо-литологические и собственно структурные.

Структурно-фациальными критериями руководствуются для установления рудоносных и потенциально рудоносных формаций, фаций и их продуктивных горизонтов. Конкретное значение таких критериев определяется теми типами стратиграфических разрезов, которые выявлены в отдельных районах Южно-Ферганского пояса. Установлено, что каждый тип разреза характеризуется своими типами сурьмяных, сурьмяно-ртутных и ртутных месторождений. Как уже отмечалось, главная масса оруденения связана со структурами, которые сложены карбонатными образованиями позднедевонских прогибов (алайский тип разрезов), в то время как структуры, состоящие из терригенных отложений раннедевонских прогибов, лишены значительных концентраций ртутных и сурьмяных руд. Современная изученность геологии Южного Тянь-Шаня позволяет составить схему распределения различных типов разреза среднего палеозоя, которая в совокупности с тектонической схемой должна стать основой для прогнозной карты. Естественно, что перспективными следует считать площади распространения отложений относительно полного доломитово-известнякового типа разреза.

Характерными признаками карбонатных пород, наиболее благоприятных для локализации ртутного оруденения, являются их магнезиально-карбонатный состав, обогащенность органическим веществом (углистые, битуминозные, сероводородсодержащие разности), определенные текстурно-литологические признаки: чередование выдержанных прослоев мощностью от 1—1,5 до 0,5—0,2 *м*, перемежающихся с тонкими мергелистыми пропластками.

Стратиграфо-литологические критерии, указывающие на зависимость размещения оруденения от литологии, имеют существенное значение для прогнозов.

Наиболее благоприятны для размещения ртутно-сурьмяной минерализации литолого-стратиграфические горизонты, обладающие повышенной пористостью, достаточно высокой хрупкостью и располагающиеся под сланцевым экраном. Этим требованиям отвечает горизонт плитчатых известняков московского яруса, перекрытый песчано-сланцевой толщей среднего карбона. Поэтому на геолого-прогнозной карте площади развития известняков и сланцев среднего карбона должны быть выделены особо.

Из других благоприятных для оруденения горизонтов следует отметить некоторые разновидности известняков намюра, доломиты верхнего девона и эффузивы, перекрытые сланцами.

Нашими исследованиями (1959, 1961) установлена зависимость структур рудных полей, морфологии и состава ртутно-сурьмяных рудных тел от характера разреза, особенно от последовательности залегания и соотношения мощностей карбонатных и терригенных толщ.

Стратиграфо-литологические факторы определили место в разрезе и типы основных структур, контролирующих размещение ртутно-сурьмяных рудных полей района. В размещении рудных тел большое значение приобретают структурные факторы.

В зависимости от масштаба среди структурных критериев можно выделить региональные, определяющие положение ртутных полей и месторождений в районе, и локальные, влияющие на распределение рудного вещества в пределах рудных полей. К региональным структур-

ным факторам относятся крупные разломы, поднятия и прогибы, обусловившие развитие структурно-фациальных зон и подзон, которые предопределили геологическую позицию рудных полей.

Благоприятны на ртутно-сурьмяное оруденение краевые разломы, разделяющие средне-и верхнепалеозойские тектонические зоны. В связи с этим заметим, что большинство известных ртутно-сурьмяных рудных зон приурочено к областям сочленения средне- и позднегерцинских складчатых зон.

Среднепалеозойские антиклинорные структуры (первый порядок), развитые на фоне седиментационных мульд (позднедевонские прогибы), рассматриваются как перспективные на ртутно-сурьмяное оруденение структуры.

По отношению к складчатым позднегерцинским структурам первого порядка в распределении оруденения наблюдается отчетливая зависимость: сурьма и ртуть более распространены на позднегерцинских поднятиях и менее — в прогибах этого возраста.

Анализ материалов структурных наблюдений показывает, что наиболее перспективными складчатыми сооружениями района являются крупные антиклинальные складки (второй — третий порядок) в известняках, перекрытых сланцами. Особого внимания с точки зрения перспективности заслуживают участки куполовидных поднятий и периклинальных замыканий этих складок, участки изгиба осевой линии основной складки по простиранию, участки развития более мелких складок, осложняющих основную и ориентированных косо к ее простиранию.

При оценке возможной рудоносности площади необходимо учитывать наличие крупных широтных верхнепалеозойских разрывных нарушений второго и третьего порядка. При этом в качестве первоочередных перспективных участков рекомендуются:

а) площади, где разломы меняют простирание. Здесь, как и в случае складок, большой интерес представляет изменение простирания разломов с широтного на северо-восточное;

б) зоны развития косых (диагональных) разломов, о которых уже упоминалось выше.

Особо учитываются случаи, когда рудовмещающие толщи по надвигам перекрываются терригенными отложениями силура и девона. Площади развития пологих надвигов и участки тектонического перекрытия по ним карбонатных толщ района весьма перспективны и выделяются на карте отдельно. В связи с этим отметим, что особенно благоприятны обновленные позднепалеозойскими движениями зоны крутопадающих надвигов, переходящие во взбросы.

Минералого-геохимические критерии. Среди этой группы факторов в первую очередь учитываются известные в районе парагенетические ассоциации минералов: киновари, антимонита, флюорита, реальгара, аурипигмента и др. Кроме того, учитываются сопутствующие ртутному оруденению околорудные изменения пород, например, окварцевание, карбонатизация (кальцитизация, доломитизация, анкеритизация), лиственитизация и т. п.

Выявленные при исследованиях первичные и вторичные ореолы рассеяния в породах надрудных толщ используются при оценке тех или иных перспективных площадей как индикаторы скрытого на глубине оруденения. Особенно важны в этом отношении зональность в распределении первичных ореолов, их состав и характер распределения в различных геологических позициях. Так, например, проявление на изучаемой площади (в зоне разлома) повышенных концентраций сурьмы, ртути, мышьяка и серебра должно рассматриваться как обнадеживающий признак на выявление скрытого ртутно-сурьмяного оруденения.

Магматогенные критерии. Прямую генетическую связь ртутно-сурьмяного оруденения с какими-либо типами изверженных пород установить не удается. Однако пространственная связь месторожде-

ний сурьмы или ртути с отдельными разновидностями изверженных пород отмечается. В пределах крупных полей, как правило в зоне крупных разломов, выявлены небольшие штоки кварцевых монцонито-диоритов.

Дайки диабазового порфирита в рассматриваемом районе — дорудные.Тем не менее в пределах почти всех крупных рудных полей они развиты более широко, чем на площадях, где ртутно-сурьмяное оруденение проявлено слабее или отсутствует.

Вместе с тем, по данным нашим, а также В. П. Федорчука и Н. Ф. Шинкарева, в щелочных породах района содержание ртути значительно выше кларкового, что также следует считать косвенным поисковым признаком при составлении прогнозной карты района.

Гипербазитовые образования (чаще всего линейно вытянутые тела серпентинитов) являются, с одной стороны, косвенным признаком глубинности разломов, вдоль которых происходило их внедрение, с последующим проникновением по этим же путям рудоносных растворов, а с другой — свидетельством возможного наличия ртутных месторождений лиственитовой формации.

Перечисленные критерии способствуют выявлению оценки перспективных площадей района.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Основой для прогнозной карты служат геологические и тектонические, а также специальные карты (геохимические, шлиховые и др), на которые наносятся результаты анализов и обобщения материалов. Выбор основы определяется прежде всего особенностями геологического строения изучаемой площади и ведущими факторами размещения оруденения.

В связи с тем, что основная роль в размещении сурьмяно-ртутных месторождений Южно-Ферганского пояса принадлежит геологоструктурным факторам, важнейшее значение имеет полноценная геолого-тектоническая основа, отображающая главные черты геологического строения и особенности размещения руд того или иного рудного района.

Практикуемые методические приемы геологического картирования рассчитаны, в первую очередь, на более подробное изучение складчатых и разрывных структур рудных полей. С этой целью на основе тщательной палеонтологической документации картируются линии соскладчатых надвигов, определяются площади развития аллохтона и характер его складчатых деформаций, детально изучаются складчатые осложнения главных антиклиналей в местах их погружения под экранирующие толщи и возможные изгибы шарниров таких антиклиналей по простиранию; классифицируются разрывные нарушения, устанавливается их возраст и отношение к рудному процессу.

Тектоническая основа должна отображать все особенности тектоники района, закономерно влияющие на характер локализации сурьмяно-ртутного оруденения, а именно: типизацию разрезов, ярусное деление складчатых сооружений, куполовидные поднятия антиклинальных структур, морфологию кровли рудоносного контакта и взаимоотношение этих участков с рудоподводящими разломами. Все это обязывает к тому, чтобы на тектонической основе были тщательно показаны все особенности рудоконтролирующих складчатых и разрывных структур.

Таким образом, тектоническая основа не является стандартной и разрабатывается обычно применительно к определенному геологоструктурному типу рудных полей и району.

При составлении прогнозно-металлогенических карт рудных районов большое внимание должно уделяться разработке ряда специализи-

рованных карт, отображающих характерные черты и различные стороны ртутно-сурьмяной рудоносности района. Остановимся на их краткой характеристике.

Карты металлометрического (геохимического) опробования. Опыт металлометрических работ на объектах Южной Ферганы показал, что наиболее эффективным поисковым приемом является литохимическое опробование коренных пород с целью изучения первичных ореолов рассеяния ртути над слепыми рудными залежами. Поиски месторождений ртути, имеющих выход на дневную поверхность, методом металлометрического опробования рыхлых отложений по потокам не рациональны. Этот метод опробования не может конкурировать с более надежным, быстрым и дешевым шлиховым опробованием. Мы изучали первичные ореолы рассеяния ртути и ее элементов-спутников: сурьмы, мышьяка, цинка, свинца, серебра, бария и, в отдельных случаях, таллия. Весьма ответственна и сложна интерпретация результатов металлометрического опробования. Это обусловлено тем, что даже в пределах одной рудоносной структуры отдельные участки имеют разные глубины залегания рудоконтролирующего контакта между известняками и сланцами, различную степень проницаемости сланцевого экрана, вызванную процессами массового или локального дробления пород и т. д. Поэтому оценка перспектив закрытых складчатых структур по данным металлометрического опробования должна производиться дифференцированно, с учетом специфики каждого конкретного случая. Естественно, что эта методика недостаточна для того, чтобы охватить все многообразие причин, обусловливающих формирование первичного ореола рассеяния металла над различными участками скрытого рудного тела. Однако она дает возможность сравнить результаты опытных работ, проведенных на месторождении, с данными по другим перспективным площадям рудного района.

Результатом такого исследования и являются карты металлометрического опробования. На них линиями равных содержаний намечаются ореолы ртути и элементов-спутников. Оценка каждой из выделенных аномалий производится путем тщательного анализа геологических факторов, определивших их формирование.

Карты шлихового опробования. Результаты шлихового опробования являются главными критериями при поисках месторождений ртути, имеющих выход на дневную поверхность, и отображаются на специальных картах, на которых фиксируются точки взятия шлихов, содержание отдельных минералов в шлихах и потоки рассеяния киновари.

В районах со скрытыми рудными залежами результаты шлихового опробования могут свидетельствовать об интенсивности проявления гидротермального процесса на отдельных участках с рассеянной ртутной минерализацией в надрудных сланцах. В ряде случаев такие данные могут быть использованы для выбора перспективных структур с целью постановки более детальных исследований. При поисках месторождений ртути, выходящих на дневную поверхность, следует учесть, что шлихи с содержанием киновари в несколько сот знаков свидетельствуют о присутствии чаще всего крупного рудного тела.

Карты результатов геофизических исследований. При детальных геологических съемках сурьмяно-ртутных рудных районов широко применяются геофизические методы исследования пород, позволяющие определить морфологию складчатой поверхности известняков, скрытых под сланцами силура или среднего карбона. Задача решается методом вертикального электрозондирования (ВЭЗ) и сейсмики. Результаты используются для составления структурных карт кровли опорного горизонта в изолиниях. К сожалению, метод ВЭЗ имеет ограниченное применение из-за сложного рельефа местности.

В условиях сложно расчлененного высокогорного рельефа может применяться микросейсмический метод.

Повышенные магнитные свойства серпентинитов и эффузивов ($Д_{1-2}$) района создают возможность их геофизического картирования и поисков связанного с ними ртутного оруденения киноварно-лиственитовой и киноварно-кварц-анкеритовой рудных формаций.

Карты распространения месторождений, рудопроявлений и гидротермальной минерализации. Одним из основных критериев, определяющих перспективность того или иного района, является интенсивность проявлений гидротермального процесса в виде разнообразных минерализованных зон с рудопроявлениями сурьмы, ртути, мышьяка, флюорита. При составлении прогнозных карт изучению известных мелких рудопроявлений и зон гидротермально измененных пород уделяется большое внимание. С учетом многоярусного размещения промышленных сурьмяно-ртутных залежей предполагается, что рудопроявления и минерализованные участки верхних структурно-литологических этажей нередко являются индикаторами скрытых на глубине крупных рудных залежей.

На карту распространения гидротермальной минерализации наносятся участки окварцевания, карбонатизации, серицитизации, реже — флюоритизации, иногда и другие, менее распространенные типы измененных вмещающих пород, в первую очередь надрудных толщ. Особо выделяются минерализованные участки, ртутно-сурьмяные месторождения и рудопроявления.

Карты эрозионных срезов. Как отмечалось выше, месторождения ртути трещинного типа в известняках часто представляют собой корни уничтоженных эрозией крупных согласных рудных залежей. Поэтому при прогнозировании месторождений в пределах складчатых структур, имеющих протяженность в несколько десятков километров, по данным геологических и геоморфологических наблюдений составляется карта степени эродированности района. В первую очередь такие карты должны составляться для структур, в верхних частях разреза которых локализуются крупные месторождения сурьмы и ртути, а в нижних — мелкие, реже — средние месторождения ртути. Такая закономерность позволяет на основе карты эрозионных срезов рекомендовать разные участки структур для поисков месторождения того или иного типа.

Прогнозные и прогнозно-металлогенические карты. Рассмотренный выше набор специализированных карт и анализ всех материалов позволяет перейти к составлению собственно прогнозно-металлогенической карты. В связи с тем, что размещение сурьмяно-ртутных рудных полей и месторождений закономерно контролируется в основном геологоструктурными факторами, в качестве основы для прогнозных построений принимаются тектонические и структурные карты. В Южно-Ферганском поясе широкое применение получили два типа тектонических карт, в связи с чем и прогнозно-металлогенические карты могут быть разделены на две группы.

Прогнозные карты для районов с преимущественно согласными рудными залежами. Тектонические карты для них составляются с учетом морфологии кровли рудовмещающего горизонта, которым являются известняки карбона на контакте с перекрывающими сланцами среднего карбона или аллохтонного силура. Глубина залегания благоприятного контакта определяется геофизическими методами или редкими структурными скважинами и изображается в изогипсах. Вскрытые эрозией части структур на карте представлены обычными геологическими контурами с нанесенными линиями осей складчатых структур. Выходы на дневную поверхность главных литологических разностей пород и тектоническая нагрузка отмечаются общепринятыми условными знаками.

На карту наносятся металлометрические и шлиховые аномалии, контуры зон гидротермально измененных и минерализованных пород, рудопроявления и месторождения. Прогнозные площади показаны по степени благоприятности геологоструктурной позиции. Различной штриховкой выделены перспективные площади с проявлением рудной минерализации в открытых и закрытых частях структур.

Прогнозные карты для районов с преимущественно секущими рудными залежами. Они составляются на основе тектонической карты, дополненной обозначением ведущих литологических комплексов района. На ней показаны типы разрезов и дана подробная характеристика разрывных нарушений по их морфологии, по возрасту и отношению к рудному процессу. Как и для первой разновидности прогнозно-металлогенических карт, на тектоническую основу переносится полезная нагрузка металлометрической, шлиховой карт и карты распространения гидротермальной минерализации и рудопроявлений.

При выделении перспективных участков и площадей руководствуются следующими геологоструктурными факторами. Крупные крутопадающие выдержанные моноклинальные структуры, сложенные слоистыми доломитами верхнего девона, при незначительных совокупных изменениях углов падения и азимута простирания пород дают протяженные структуры расслоения, нередко с характерным «зебровидным» обликом рудовмещающего горизонта. На картах рудных районов мелкие изгибы — изменения простирания и падения пород, образующие зоны расслоения — обычно не улавливаются. Поэтому на прогнозных картах эти площади рекомендуются для более детальных съемок и составления детальных прогнозных карт.

Иной подход к выделению перспективных участков применяется при изучении условий размещения оруденения в разрывных нарушениях. Ртутная минерализация локализуется как в плоскости самого разлома, так и в трещинах его оперения, причем значительные концентрации ртутных руд характерны большей частью для участков, где разлом изменяет элементы залегания или пересекает различные по составу и свойствам литологические горизонты. При составлении прогнозной карты этого типа необходимо выделить отмеченные и другие перспективные участки и наметить путь их оценки.

Таким образом, особенности тектонического строения и размещения оруденения, нашедшие отражение на тектонической и структурной картах, определяют методику составления и специфику прогнозно-металлогенической карты рудного района.

Анализ геологических условий размещения оруденения, степени изученности отдельных перспективных площадей и рудных полей с учетом задач дальнейшего расширения перспектив рудного района позволяет наметить на прогнозно-металлогенической карте определенные, благоприятные для размещения оруденения геологические позиции (площади). Для каждой такой площади предусматриваются определенные виды поисково-разведочных работ.

На прогнозно-металлогенической карте перспективные площади характеризуются как определенные геологоструктурные позиции оруденения, а именно:

1) в антиклиналях, осложняющих антиклинории (с возможным оруденением в зоне контакта карбонатных и терригенных пород);

2) в зонах продольных и секущих разломов, осложняющих антиклинали и их крылья карбонатных толщ (в антиклинориях);

3) в зонах разломов, осложняющих мощные карбонатные толщи моноклинального залегания на крыле синклинория;

4) в сложных разломах и системах трещин среди терригенно-вулканогенных комплексов, среди которых следует рассмотреть отдельно гео-

логические позиции: а) в эффузивно-сланцевых и б) в конгломератовых толщах.

Выделенные по геологоструктурным позициям перспективные площади соответствуют позициям ведущих групп ртутно-сурьмяных рудных полей Южно-Ферганского пояса. Это дает возможность более надежно подойти к их оценке и выделению среди них более благоприятных и первоочередных объектов для поисковых и поисково-разведочных работ.

По направлению работ среди перспективных площадей намечаются площади для постановки: 1) геолого-поисковых и ревизионных работ, 2) поисково-структурного бурения, 3) структурно-геофизических исследований.

Для площадей первой группы предусматриваются также геологическая съемка и поиски на тех перспективных участках, где такие работы еще не проводились. Поисково-структурное бурение и геофизические исследования могут быть рекомендованы как на площадях, покрытых детальными геологическими съемками, так и независимо от них.

К МЕТОДИКЕ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ СУРЬМЯНО-РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ПОКАЗАТЕЛЯМ ПЛАСТИЧНОСТИ И ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Выше отмечалась ведущая роль стратиграфо-литологических и тектонических факторов в локализации ртутно-сурьмяного оруденения, которое размещается в наиболее дислоцированных тектонических зонах. Поэтому представляется интересным рассмотреть пластичность и дислоцированность горных пород на примере наиболее изученной центральной части Южно-Ферганского рудного пояса применительно к оценке перспектив сурьмяно-ртутного оруденения. На возможность такого подхода к оценке перспективности низкотемпературного оруденения указывали А. Б. Королев и П. А. Шехтман (1965), а также Н. А. Никифоров, П. А. Шехтман и Ю. А. Ладягин (1965). В данной работе этот вопрос рассматривается еще в порядке его постановки. При этом дана краткая характеристика методических приемов исследований и сделаны некоторые выводы.

Оценка перспективности гидротермального сурьмяно-ртутного оруденения по показателям пластичности и дислоцированности вмещающих горных пород требует всестороннего анализа геологического строения района. Это стало возможным только в результате обобщения большого фактического материала по стратиграфии, тектонике, магматизму, рудоносности и т. д., который получил отражение в многочисленных трудах исследователей района.

Глубинные геологоструктурные разрезы— основа анализа пластичности и дислоцированности горных пород

Упругие и пластичные свойства пород изучались на материале детальных геологических съёмок и геологоструктурных исследований Южной Ферганы, характеризующейся широким развитием гидротермального ртутно-сурьмяного оруденения.

Использованы следующие графические материалы: геологическая карта района с разрезами, тектоническая схема, для отдельных площадей — более детальные геологические карты и тектонические схемы.

Большое значение придается глубинным геологоструктурным разрезам, выполненным по главным пересечениям вкрест простирания структур района. Рельеф и геологическая обстановка схематически восстановлены в том виде, в каком они были в период триасового пенеплена, по

возрасту близкого к ртутному оруденению. Это потребовало проработки большого количества стратиграфических разрезов по всем палеозойским структурно-фациальным зонам района. Анализ известных геологических материалов и данные полевых исследований позволили наметить на геологоструктурных разрезах 8 ведущих литологических комплексов пород:

1) конгломератовый (Pz_3),
2) песчано-сланцевый (C_2m_{1-2}),
3) известняково-доломитовый ($D—C_{1-2}$),
4) известняковый ($S—D—C$),
5) эффузивно-сланцевый ($S—D_{1-2}$),
6) песчано-сланцевый ($S—D$),
7) интрузивный-ультраосновной и основной (C_{1-2}),
8) интрузивный-гранитоидный (P).

На геологоструктурных разрезах и тектонической схеме были выделены участки, характеризующиеся однородной геологоструктурной обстановкой (рис. 70). Однородность участка определяется геологоструктурными и стратиграфо-литологическими признаками. На однородном

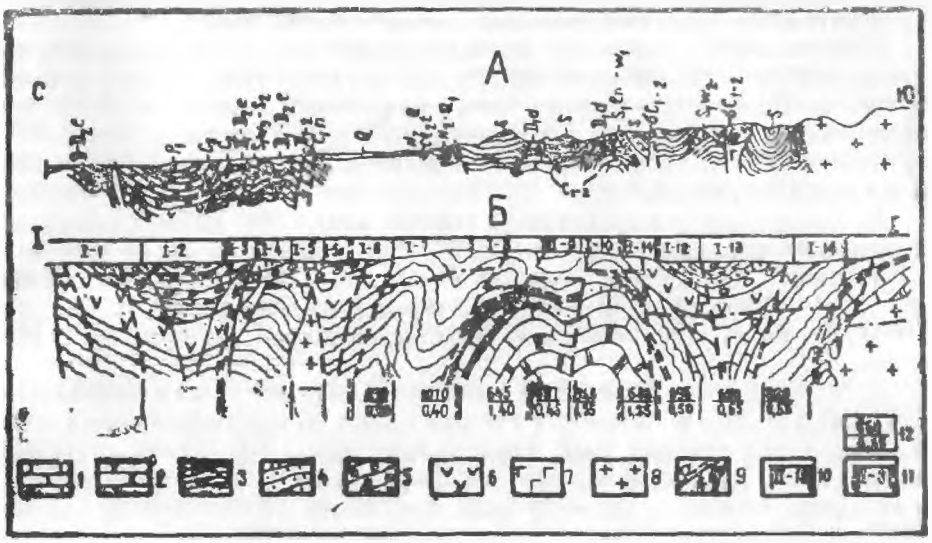


Рис. 70. Геологический профиль I—I к карте относительной пластичности и дислоцированности (рис. 73) палеозойских отложений Южной Ферганы. *А*—современный, по данным геологических съемок; *Б* — с элементами реставрации геологических структур ко времени триасового пенеплена. *1*— известняки карбона; *2* - известняки и доломиты девона; *3*— песчаники; *4*—сланцы; *5*—верхнепалеозойские конгломераты; *6*—эффузивы основного состава; *7*—гипербазиты; *8*— граноднориты; *9*—разрывные нарушения: *а*—надвиги, *б* — взбросы и сбросы; *10* — геологически однородные участки и их порядковые номера; *11* — участки с проявлением гидротермально измененных пород; *12* — относительная пластичность (в числителе) и дислоцированность геологически однородного участка (в знаменателе)

участке наблюдаются сходные складчатые или разрывные структуры и обычно преобладает сравнительно постоянный стратиграфо-литологический комплекс пород. По отношению к складчатым структурам второго порядка в отложениях палеозоя могут быть намечены следующие ведущие геологоструктурные позиции (однородные участки):

1) сводовая часть антиклинали,
2) осевая часть синклинали;
3) сводовые части складок, осложненных крупными разломами.
4) крылья антиклинальных и синклинальных структур без четко выраженных крупных разломов;

5) крылья антиклинальных и синклинальных складок, осложненные разломами;

6) моноклинали;

7) моноклинали, осложненные разломами.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПЛАСТИЧНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Физическое состояние пород и их механические свойства оказывают определенное влияние как на форму проявления тектонических процессов, ведущих к образованию тех или иных рудоконтролирующих структур, так и на ход локализации самих рудных минералов.

Работами А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1954—1962), Б. В. Залесского (1958), Ю. А. Розанова (1961), нашими (1961—1964) и других исследователей показана большая роль физико-механических свойств горных пород (пластичность, хрупкость, пористость, несущие свойства и др.) в образовании участков повышенной проницаемости, приуроченных к определенным благоприятным геологическим позициям.

Пластичность и хрупкость в значительной мере определяют как характер деформаций, так и отношение пород к гидротермальному рудообразованию. Эти свойства проявляются по-разному, в зависимости от минерального, химического и гранулометрического состава породы, от ее структурных и текстурных особенностей, гидротермального метаморфизма и других факторов.

Вопросы оценки пластичности горных пород при геологических исследованиях рассматривали: А. В. Королев (1935), Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин (1948), М. В. Гзовский (1948), А. В. Королев и П. А. Шехтман (1954—1965). М. Г. Воларович и др. (1960—1961), Ю. А. Розанов (1961), Fr. Birch (1960, 1961), R. Verma (1960), D. Shimosuru (1960) и др.

А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965) предлагают оценивать степень пластичности и хрупкости горных пород по количественному соотношению в них тех или иных породообразующих минералов, обладающих разными физико-механическими свойствами. Например, выделяются хрупкие роговики и джасперoиды, состоящие на 85—90% из кварца, и весьма пластичные сланцы, представленные глинистыми минералами, серицитом и др. В породах полиминеральных и переходных по составу, занимающих по пластичности промежуточное значение, происходит смещение и усложнение свойств в зависимости от преобладания тех или иных породообразующих минералов. Таким образом, пластичность пород зависит от свойств и количественного соотношения в них породообразующих минералв.

По А. В. Королеву и П. А. Шехтману (1965), главные породообразующие минералы по убыванию в них хрупкости и возрастанию пластичности образуют определенный ряд: 1) кварц; 2) полевые шпаты; 3) оливин, пироксены, амфиболы, карбонаты; 4) биотит, мусковит, серицит; 5) хлорит, тальк, каолинит, серпентинит, углистый и глинистый материал. Номера перечисленных групп принимаются ими как баллы для относительной оценки степени пластичности (хрупкости) минералов. Чтобы получить сравнительную количественную характеристику этих свойств в различных горных породах по данным их минерального состава, необходимо содержание каждого минерала (в объемных процентах) умножить на балл. Сумма этих произведений будет относительным показателем степени пластичности породы в целом.

Важными свойствами минералов, характеризующих их пластичность, являются микротвердость и упругость. Микротвердость минерала определяется вдавливанием алмазного штампа и получением отпечатка;

при этом возникают пластические деформации (С. И. Лебедева, 1962). Таким образом, результаты исследований микротвердости минералов, с учетом их упругих свойств, можно использовать для установления достаточно обоснованных показателей относительной пластичности породообразующих минералов и горных пород.

Принимая в принципе методику А. В. Королева и П. А. Шехтмана, мы, с учетом результатов изучения микротвердости породообразующих минералов, считаем необходимым выделение карбонатов (кальцит и доломит) в самостоятельную группу. По степени пластичности они занимают промежуточное положение между ортосиликатами (амфибол, пироскен, оливин) и слюдами (биотит, мусковит, серицит). С этих позиций ведущие породообразующие минералы по повышению их пластичности можно разделить на следующие группы: 1) кварц; 2) полевые шпаты; 3) амфиболы (типа роговой обманки), пироксены, оливин; 4) карбонаты (кальцит, анкерит, доломит); 5) биотит, мусковит, серицит, хлорит; 6) серпентин, тальк, каолинит, углистое вещество.

В табл. 47 приведены данные экспериментальных исследований микротвердости, заимствованные из работы С. И. Лебедевой (1962), и выполненные указанным автором в лаборатории ИМГРЭ определения нескольких минералов, отобранных нами из горных пород района. Константы упругих свойств главных породообразующих минералов полностью заимствованы из литературных источников (С. И. Лебедева, 1962; Б. П. Беликов, 1964). Просматривая эту таблицу, нетрудно заметить следующую закономерность: определенным группам породообразующих минералов, расположенным по возрастанию пластичности,

Таблица 47

Показатели физико-механических свойств главных породообразующих минералов

Название минералов	Микротвердость, $кг/мм^2$	Модуль упругости $E \cdot 10^5$ $кг/см^2$	Коэффициент Пуассона, μ	Относительная пластичность в баллах	
				по отдельн. минер.	среднее по группе минер.
Кварц	1135	9,64	0,055	1	1
Полевые шпаты	794 (ортоклаз)	6,30 до 8,87 среднее—7,50	0,27 до 0,29 среднее—0,28	1,5	2
Амфиболы	645—654	11,02 до 12,46 среднее—11,75	0,25 до 0,29 среднее—0,27	2,5	
Пироксены	535—556	14,37 до 16,14 среднее—15,25	0,24 до 0,26 среднее—0,25	3	3
Оливин					
Карбонаты:					
доломит	320—370			3,5	
анкерит					
кальцит	118—160	8,45	0,28	8	
Слюды:					
биотит					
мусковит	51	6,6 до 8,04 среднее—7,04	0,25 до 0,3 среднее—0,25		20
серицит					
каолинит					
тальк	20—36				40
серпентин	22—36				

соответствуют определенные значения микротвердости, коэффициента Пуассона и модуля упругости.

Исходя из микротвердости (табл. 47) и принимая пластичность кварца (1135 *кг/мм*²) за единицу, можно наметить показатель относительной пластичности и для других минералов, выражая его количественно отношением микротвердости минералов данной группы к микротвердости кварца. Получается такая последовательность (цифры в скобках означают микротвердость в *кг/мм*², после скобок — показатель пластичности): а) полевые шпаты, по данным изучения ортоклаза (794 *кг/мм*²), можно принять за 1,5 или 2; б) пироксены и амфиболы (от 535—556 до 645—654) — 3; в) доломиты и кальцит (соответственно 320—370 и 118—160) — 4,8; г) биотит (54) — 20; д) тальк, каолинит, серпентин (20—36)—40.

Таким образом, для оценки степени пластичности минералов принимается их экспериментально установленная микротвердость, выраженная отношением к микротвердости кварца.

Путем пересчета минерального состава горных пород можно определить и их показатель относительной пластичности. В табл. 48 (рис. 71) показаны все ведущие разновидности палеозойских горных пород района; в особых графах приведены количественно-минералогические данные; показатель относительной пластичности пород определен в баллах. Следует отметить, что породы карбонатного и силикатного состава рассматриваются раздельно. Продукты гидротермального метаморфизма — гидротермально измененные породы или частично измененные разности этих пород — выделяются в особую группу.

Исходные данные по минеральному составу пород получены в процессе полевых исследований, а также заимствованы из опубликованной литературы и многочисленных фондовых отчетов по геологической съемке.

Пластичность — только одна сторона общей характеристики механических свойств горных пород. Другим, не менее важным, показателем являются их упругие свойства. Все эти свойства находятся в определенных соотношениях и зависят от внешних факторов (температура, всестороннее давление и др.).

В последние годы многими экспериментальными исследованиями (К. С. Александров и Т. В. Рыжова, 1962, 1963; Б. П. Беликов, 1963, 1964) установлено, что упругие свойства горных пород при малой пористости обусловлены, в первую очередь, минеральным составом, а затем уже пористостью и структурой. Упругие параметры пород являются функцией упругих свойств минералов, но они обычно ниже средней вычисленной из-за пористости, определяющей ослабление связи между зернами минералов породы.

С учетом отмеченного подхода к определению пластичности и с привлечением данных исследований упругих свойств пород, проведенных лабораторией ИГЕМ (см. главу IV), в районе можно наметить пять главных групп пород (табл. 49).

Первая группа пород включает джаспероиды, роговики, лиственитыи др. Показатель пластичности изменяется от 185 до 245. Для нее характерны высокие значения модуля упругости и низкие коэффициенты Пуассона. Это — плотные массивные породы, обладающие способностью давать при тектонических подвижках наиболее высокую удельную трещиноватость. В основной своей массе они подвергаются разрушению с образованием трещин и, как правило, дают брекчии и другие формы массового дробления. Породы этой группы могут быть названы непластичными.

Во вторую, более обширную, группу пород с показателями пластичности от 350 до 480 (табл. 49) входят все магматические породы и часть осадочных — полимиктовые песчаники, конгломераты, доломиты и их

N/N п/п	Не измененные	Содержание породообразующих минералов по группам в %							Показатель относительной пластичности	Слабо измененные	Содержание породообразующих минералов по группам в %							Показатель относительной пластичности	Интенсивно измененные	Содержание породообразующих минералов по группам в %							Показатель относительной пластичности
		1	1,5	2	3,5	8	20	40			1	1,5	2	3,5	8	20	40			1	1,5	2	3,5	8	20	40	
	ПОРОДЫ КАРБОНАТНОГО СОСТАВА																											
1	Известняки слоистые	1			6	90	3		805	Известняки слоистые окварцован.	43			4	51	2		505	Джеспероиды	88			2	10			175
2	Известняки массивные	4			8	88			735	Известняки массивные окварцов	49			1	50			450		84			3	13			200
3	Доломиты и доломито-известняки	5			70	21	4		500	Доломиты окварцованные	36			52	9	3		350	Доломиты окварцованные	78			16	6			185
	ПОРОДЫ СИЛИКАТНОГО СОСТАВА																											
4	Сланцы известковистые	31	12	4	4	14	17	18	1245	Сланцы известковистые окварцованные	56	9	2	3	13	11	6	650	Роговики	77	8	4	2	6	3		210
										серицитизированные	17	10	4	4	12	45	8	1370									
5	Сланцы песчано-глинистые	45	14	3	2	4	13	19	1130	Сланцы песчано-глинистые окварцованные	64	10	3	2	4	10	7	605		80	9	3	1	5	2		185
										серицитизированные	25	15	2	3	4	44	7	1255									
6	Сланцы углисто-глинистые	40	10	5	2	5	14	24	1350	Сланцы углисто-глинистые окварцованные	60	10	4	2	6	10	8	660	Сланцы окварцованные	74	10	4	2	6	4		230
										серицитизированные	20	10	5	2	6	46	11	1460									
7	Песчаники известковистые	50	16	3		15	16		525	Песчаники известковистые окварцованные	64	14	3		9	10		365	Песчаники кварцевые	82	6	4	2	3	3		190
8	Песчаники полимиктовые	55	18	4		6	17		475	Песчаники полимиктовые окварцованные	66	13	8		2	11		335									
9	Песчаники кварцитовидные и аргиллитовые	62	15	7		4	12		370	Песчаники аргиллитовые окварцованные	71	11	8		2	8		280		85	7	3		2	3		180
10	Конгломераты известняково-кремнисто-сланцевые								460	Конгломераты окварцованные и кварцитизированные								370									
11	Конгломераты эффузивно-известняково-сланцевые								425	Конгломераты кварцитизированные и окварцованные								340									
	Эффузивы основного состава																											
12	а) диабазы	3	54	30			13		405	Диабазы кварцитизированные и окварцованные	35	30	15	5	12	3		280	Диабазы окварцованные и кварцитизированные	65	13	5	5	11	1		220
	б) спилиты	5	59	21			15		435	Спилиты кварцитизированные и окварцованные	32	35	10	6	13	4		310	Спилиты окварцованные и кварцитизированные	62	15	4	5	13	1		235
	Ультраосновные породы																											
										Серпентиниты		5			10		85	3490									
13	Перидотиты		8	75	6		11		405	Перидотиты серпентинизированные		6	40	6		8	40	1870	Лиственяты кварц-карбонатные	55	2	10	11	10	2		245

Рис. 71. Относительная пластичность ведущих типов палеозойских пород Южной Ферганы (табл. 48).

Таблица 49

Группировка ведущих типов палеозойских пород Южной Ферганы по показателям пластичности и упругим свойствам

Группировка пород по степени их пластичности (№ и название группы)		Порода	Упругие свойства пород		Показатели пластичности пород	Средние показатели пластичности по группам пород
			модуль упругости $E \cdot 10^5$ кг/см²	коэфф. Пуассона, μ		
I	Непластичные (хрупкие)	Джаспероиды	7,00	0,06	185	
		Роговики	6,96	0,19	200	210
		Лиственит	10,00	0,16	245	
II	Слабопластичные	Гранитоиды	5,37—6,33	0,21—0,22	350	
		Перидотиты	13,47	0,25	405	
		Основные эффузивы	8,67	0,35	420	
		Доломиты	9,17	0,285	500	445
		Известняки окварцованные	7,63	0,28	505	
		Конгломераты	6,31	0,191	450	
		Песчаники	6,60	0,192	480	
III	Среднепластичные	Известняки грубослоистые	7,27	0,29	735	770
		Известняки слоистые	6,97	0,33	805	
IV	Пластичные	Сланцы известковистые	5,19	0,24	1245	1185
		Сланцы песчано-глинистые	5,28	0,21	1130	(1200)
V	Высокопластичные	Серпентиниты и серпентинизированные перидотиты	3,32	0,35	1870	1870

слабо окварцованные разности. Если в осадочных формациях повышенная хрупкость пород обусловлена, главным образом, окварцеванием (содержание кварца достигает 45—65%), то в магматических — относительно высоким содержанием полевых шпатов.

Модуль упругости пород описываемой группы изменяется в широких пределах, тогда как коэффициент Пуассона имеет средние значения. В данной работе такие породы получили наименование слабопластичных.

Третья группа пород, хотя и малочисленна в отношении разновидностей, но весьма широко распространена в районе и слагает крупные структуры. Это, в первую очередь, слоистые и грубослоистые известняки, отчасти слабо измененные песчано-глинистые сланцы. Для них характерна незначительная изменчивость модуля упругости (≈7) и коэффициента Пуассона (≈0,3). Они получили название среднепластичных.

Четвертая группа — различные сланцы, многообразные по составу и степени пластичности. Значения модуля упругости и коэффициента Пуассона у пород этой группы ниже, чем у предыдущей, но далеки от предельных.

Пятая группа — высокопластичные породы — представлена серпентинитами и серпентинизированными перидотитами, обнаруживающими минимальные значения модуля упругости при достаточно высоких значениях коэффициента Пуассона.

При сравнении лабораторных определений упругих констант пород с показателями пластичности, полученными по геологическим данным, обнаруживается, что в отдельных группах пород показатель пластичности и коэффициент Пуассона зависят от преобладания того или иного

породообразующего минерала. Присутствие в горных породах кварца, который дает исключительно низкое значение коэффициента Пуассона— 0,08 (Б. П. Беликов, 1964), сказывается и на понижении его значения в существенно кварцевых породах — джаспероидах, роговиках, лиственитах (μ—0.06 — 0,19). Высокое содержание (до 85%) кварца в этих породах определяет также низкий показатель пластичности их (185—240).

Особо высокой пластичностью обладают серпентиниты (показатель пластичности — 1870) за счет повышенного (до 85%) содержания в них весьма пластичного минерала — серпентина. Экспериментально установлено (Б. П. Беликов, 1964), что слюды дают понижение упругих констант. С этими данными вполне согласуются результаты наших исследований, показывающие, что по модулю упругости серпентиниты Надирской и Улугтауской интрузий (ε=3,32) уступают всем исследованным палеозойским породам района.

Приведенные в табл. 50 результаты сопоставления показателей пластичности с константами упругих свойств горных пород свидетельствуют о взаимосвязи между данными величинами. А это говорит о правильности рассматриваемой методики определения пластичности по минеральному составу пород. В итоге можно более правильно подойти к оценке относительной пластичности намеченных литологических комплексов на геологически однородных участках ведущих тектонических структур района.

Расчет показателя пластичности литологических комплексов пород производился с учетом количественных соотношений мощностей слагающих его типов пород. Процентное содержание каждой породы умножалось на показатель пластичности. Сумма этих произведений по всем разностям (типам) пород литологического комплекса и определяет его средний показатель относительной пластичности.

В результате исследований получены показатели относительной пластичности для ведущих литологических комплексов, вмещающих низкотемпературное оруденение Южной Ферганы (табл. 50). Эти данные послужили основой для определения относительной пластичности геологически однородных участков, выделенных на геологоструктурных разрезах и тектонической схеме. В основу методики определения относительной пластичности однородного участка положен тот же принцип, что и для вычисления этого показателя для отдельных литологических комплексов. Различие состоит лишь в том, что определяется процентное соотношение пород не по мощности, а по распространению литологических комплексов, слагающих геологически однородный участок. Процентные содержания литологических комплексов перемножаются на показатели их относительной пластичности; сумма произведений дает показатель относительной пластичности для геологически однородного участка.

Например, на однородном геологическом участке 1—1 (разрез 1—1, рис. 70) было определено следующее процентное соотношение слагающих его литологических комплексов:

1) песчано-сланцевый — 13%,
2) эффузивно-сланцевый — 37%,
3) песчано-сланцевый — 50%.

Показатели их пластичности соответственно равны 1160, 705, 1280.

$$\text{Сумма произведений } \frac{(13\times1160)+(37\times705)+(50\times1280)}{100} = 1055.$$

Это и есть общий показатель пластичности участка.

Описанным способом определяются показатели относительной пластичности для всех выделенных однородных участков. Такие данные удобно отражать в виде сводных таблиц.

Таблица 50

Показатели относительной пластичности ведущих литологических комплексов палеозойских пород Южной Ферганы

№ п.п.	Литологический комплекс	Возрастной индекс	Состав литологического комплекса, %		Показатель относительной пластичности пород (Р)	Показатель относительной пластичности литологических комплексов
			порода	по мощности (С, %)		
I	Песчано-сланцевый	$C_2—C_3$	Песчаники	30	525	
			Сланцы	60	1245	960
			Конгломераты	8	460	
			Известняки обломочные	2	950	
II	Конгломерато-песчано-сланцевый	PZ_4	Конгломераты	70	450	
			Песчаники	15	500	575
			Сланцы	15	1245	
III	Известняковый (Яурунтузский, Актурский подтипы разрезов)	Д+С	Известняки	90	800	
			Доломито-известняки	10	640	785
IV	Известняково-доломитовый (Алайский тип разреза)	Д+С	Известняки	35	735	
			Известняки слоистые	10	805	615
			Доломиты	55	500	
V	Эффузивно-сланцевый (вулканогенный тип разреза)	S—Д	Эффузивы	70	420	
			Сланцы	18	1130	560
			Песчаники	10	470	
			Известняки и доломиты	2	680	
VI	Песчано-сланцевый	S—Д	Сланцы	70	1350	
			Песчаники	20	400	1070
			Конгломераты	10	440	

К методике оценки дислоцированности горных пород при прогнозировании ртутно-сурьмяного оруденения

Возможность проникновения гидротермальных растворов из рудогенерирующего очага и условия взаимодействия их с вмещающими породами в значительной мере определяются составом и свойствами горных пород.

Описанные выше физико-механические свойства горных пород определяют характер развивающихся в них тектонических деформаций. Тектогенез обусловливает пути движения гидротермальных растворов, участки их разгрузки и нередко оказывает влияние даже на детали распределения отдельных минералов и типов руд и их размещения в пространстве.

Рассматривая вопросы взаимосвязи факторов локализации сурьмяно-ртутных руд, мы сделали попытку произвести количественную оценку относительного значения степени тектонических дислокаций, при которых создаются оптимальные условия геологической среды для рудоотложения. Были проведены исследования по определению количественных показателей степени дислоцированности горных пород, подверженных тектоническим деформациям*.

Дислоцированность пород геологически однородного участка определяется складчатыми и разрывными деформациями, хотя и тесно взаимосвязанными, но различающимися по характеру вызванных ими перемещений горных масс. Поэтому определение показателя степени дисло-

* Степень дислоцированности пород в дальнейшем обозначается буквой D.

цированности для складчатых и разрывных деформаций осуществлялось раздельно.

Методика определения показателя степени дислоцированности сводится к следующему.

А. Для складчатых деформаций в пределах каждого однородного участка намечается наибольшая амплитуда вертикального перемещения пород, слагающих крыло складки. Половина этой амплитуды ($\frac{a}{2}$ *м*) характеризует среднюю величину перемещения пород крыла на всем его протяжении, т. е. от 0 до а. Отношение этой величины к ширине однородного участка (l) представляет собой показатель степени его складчатой дислоцированности (Dc, рис. 72).

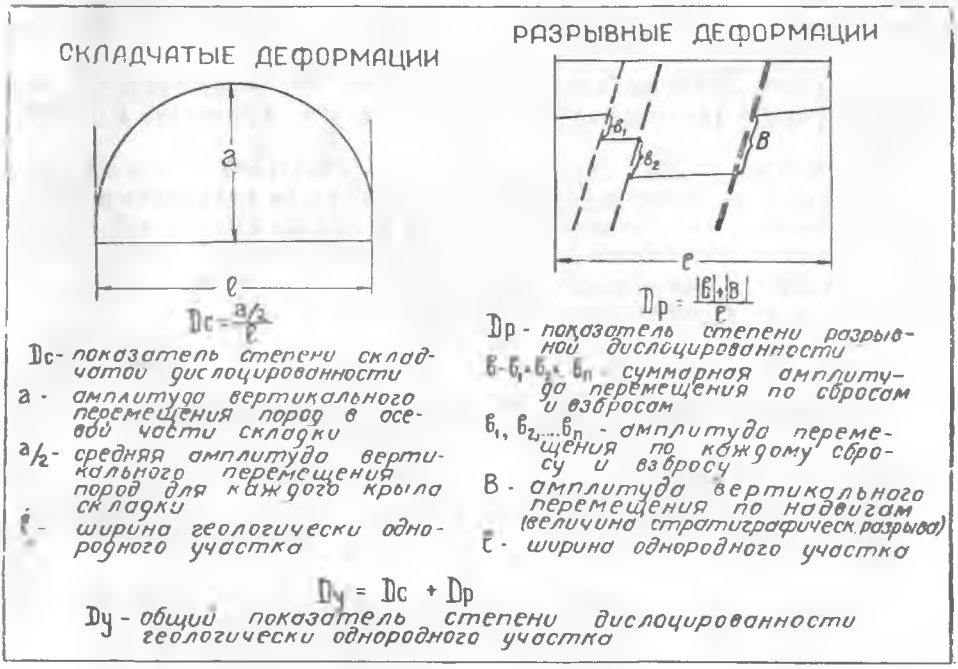


Рис. 72. Примерная схема определения относительной дислоцированности горных пород.

Например, для однородного участка 1—8 (разрез 1—1, рис. 70) ширина участка l=3200 *м*, амплитуда крыла складки $\frac{a}{2}$ = 1600 *м*.

$$D_c = \frac{\frac{a}{2}}{l} = \frac{1600}{3200} = 0{,}50$$

Б. Для разрывных деформаций в пределах каждого геологически однородного участка определяется амплитуда перемещения пород по сбросам и взбросам (в) и величина вертикального перемещения по надвигам (В, рис. 72). Складывая эти показатели, получаем сумму амплитуд перемещений пород по всем разломам в пределах данного однородного участка (В+в). Отношение суммы перемещений по разломам к ширине геологически однородного участка (l) дает показатель степени дислоцированности пород, связанной с разломами (Dp).

Например, для однородного участка 1—8 разреза 1—1 (рис. 70) получены следующие величины:

перемещение по сбросам — в=1300 *м*,
перемещение по надвигу — В=1600 *м*,
сумма перемещений по разломам — В+в=2900 *м*,
ширина перемещений — l=3200 *м*

Показатель степени разрывной дислоцированности

$$D_{р}=\frac{|В|+|в|}{l}=\frac{2900}{3200}=0{,}9$$

Сумма показателей степени складчатой и разрывной дислоцированности однородного участка определяет общий показатель степени его дислоцированности.

Таким способом были получены показатели общей дислоцированности для всех выделенных геологически однородных участков. Максимальная величина этого показателя достигает 4,50, минимальная — 0,10. Наиболее часто встречающиеся значения их колеблются в пределах 0,90—2,50.

Результаты расчетов показателей степени дислоцированности для ряда конкретных геологических объектов удобнее приводить в форме таблиц.

Обобщенный анализ всех полученных показателей относительной пластичности и дислоцированности по геологически однородным участкам, намеченным на глубинных разрезах, позволил выделить 4 группы таких участков. Каждая из них характеризуется определенным интервалом названных показателей. Для удобства пользования и наглядности оценки этим группам присвоены баллы (табл. 51).

Таблица 51

Показатели относительной пластичности и дислоцированности горных пород в баллах

Балл	Степень пластичности пород геологически однородных участков	Балл	Степень дислоцированности пород геологически однородных участков
I	250—450	1	2,5—4,5
II	450—660	2	1,2—2,5
III	660—870	3	0,5—1,2
IV	870—1100	4	до—0,5

Сопоставление показателей пластичности и дислоцированности, выполненное на основе карты размещения геологически однородных участков (рис. 73) по достаточно изученным рудоносным площадям района в различной геологоструктурной обстановке, показывает, что определенному значению пластичности литологических комплексов, слагающих эти площади, соответствует определенная степень их дислоцированности. Так, на участках с невысокой пластичностью (2 балла) чаще всего наблюдается средняя (2 балла), умеренная (3 балла) и очень редко — интенсивная (1 балл) дислоцированность. При этом влияние складчатых и разрывных дислокаций на суммарную величину дислоцированности участков почти всегда неравноценно, т. е. на одних участках сильнее влияние складчатых деформаций, на других — разрывных. Это обусловлено различием, во-первых, тектонической обстановки и, во-вторых, составом и соотношением мощностей литологических комплексов в сводном разрезе. Примерно такое же положение отмечается на площадях со средними значениями показателей относительной пластичности.

Несколько иная картина наблюдается на геологически однородных участках, сложенных непластичными (хрупкими) или же высокопласт-

тичными породами. На первых, за счет значительной хрупкости пород (роговиков, лиственитов и др.), разрывные дислокации почти всегда преобладают над складчатыми; на вторых, вследствие высокой пластичности пород (сланцев, серпентинитов и др.), наблюдаются обратные соотношения.

Анализ размещения ртутно-сурьмяного оруденения по геологиче-

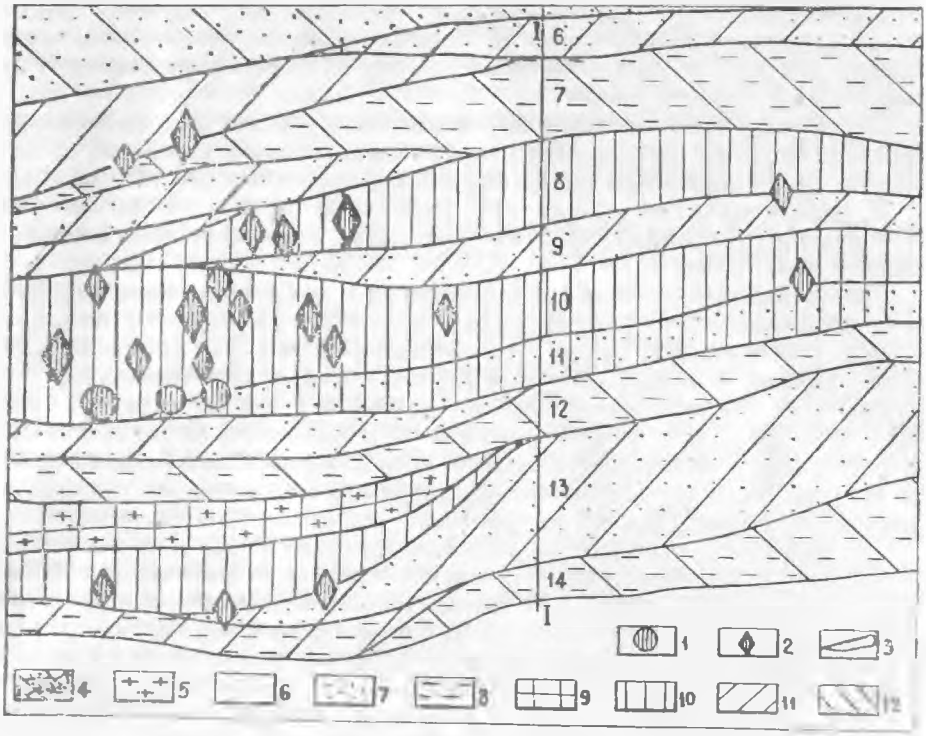


Рис. 73. Карта геологически однородных участков по показателям относительной пластичности и дислоцированности пород.

1 — ртутно-сурьмяные месторождения, тяготеющие к контакту известняков и сланцев; *2* — ртутные месторождения и рудопроявления; *3* — контуры геологически однородных участков; *4* — геологически однородные участки и их порядковые номера по линии профиля I—I; *5, 6, 7, 8* — относительная пластичность горных пород в баллах и условных единицах (см. табл. 51): *5*—балл I, 250—450 условных единиц; *6*—балл II, 460—660 условных единиц, *7*—балл III, 670—870 условных единиц; *8*—балл IV, 880—1100 условных единиц; *9, 10, 11, 12*—относительная дислоцированность в баллах и условных единицах: *9*—балл 1, более 2,5 условной единицы; *10*—балл 2, 1,3—2,5 условной единицы; *11*—балл 3, 0,6—1,2 условной единицы; *12*—балл 4, до 0,5 условной единицы.

ским позициям в структуре района показывает, что подавляющая масса известных месторождений размещается на однородных участках с показателями относительной пластичности и дислоцированности в 2 балла, реже — с пластичностью в 2 и дислоцированностью в 3. В первом случае (показатели пластичности и дислоцированности 2 балла) отмечаются площади со значительными рудными объектами, где оруденение тяготеет к зоне контакта известняков со сланцами.

Средние по размерам месторождения и целая группа рудопроявлений приурочены к участкам, показатель пластичности которых оценивается в 2 балла, а дислоцированности — в 3. Большинство таких участков сложено неоднородными литологическими комплексами. Дислоцированность рудоносных площадей отмеченных месторождений несколько ниже (3 балла), чем в предыдущей группе.

Для Акташского и Абширского сурьмяных месторождений показатель относительной пластичности оценивается в 2 балла, а дислоцированность — в 1, т. е. выше, чем в предыдущих группах. В разрезе участка отмечаются доломиты и известняки, по надвигу перекрытые песчано-сланцевыми толщами. В зоне контакта указанных пород, осложненного крупными позднегерцинскими разломами, и размещаются сурьмяные месторождения.

Единичные мелкие рудопроявления отмечены на участках с относительно высокой пластичностью (3 балла), которым свойственна неодинаковая степень дислоцированности. Сюда относятся рудопроявления Джил-Булак, Чалкан, Чачме.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для рудоотложения создаются при средних показателях пластичности (2 балла) и при средней (умеренной) или повышенной дислоцированности (2—3 балла).

К неблагоприятным относятся участки с низкой пластичностью (3—4 балла). Дислоцированность при этом, по-видимому, не имеет большого значения.

Сопоставление данных о пластичности и дислоцированности участков с их фактической рудоносностью позволяет наметить оптимальные условия геологической среды (геологоструктурной обстановки) для проникновения и деятельности рудоносных растворов. Оказались благоприятными средняя пластичность (хрупкость) пород, а также средняя и повышенная их дислоцированность. Показатели пластичности дают возможность оценить благоприятность для рудоотложения комплексов горных пород и литологических горизонтов; показатели же дислоцированности способствуют определению масштаба минерализации.

На основании изучения физико-механических свойств горных пород и степени их дислоцированности составлена карта размещения геологически однородных блоков по показателям относительной пластичности и дислоцированности палеозойских отложений (рис. 72). На ней показаны закономерности размещения оруденения в зависимости от этих свойств пород в отдельных структурных зонах; установлены наиболее оптимальные величины характеристик пластичности и дислоцированности, определяющие максимально благоприятные условия геологической среды для проникновения и деятельности рудоносных растворов. Полученные результаты используются в качестве дополнительных критериев для оценки отдельных перспективных площадей с точки зрения их рудоносности.

Анализ пластичности и дислоцированности пород, вмещающих оруденение, повышает достоверность оценки намеченных перспективных площадей.

ТИПЫ ДЕТАЛЬНЫХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТОДИКИ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ

По главным геологоструктурным особенностям размещения оруденения, определяющим методику составления детальных геолого-прогнозных карт, ртутные и сурьмяно-ртутные рудные поля и месторождения района могут быть подразделены на три главные группы:

1) рудные поля и месторождения, главная масса руд которых тяготеет к зоне контакта толщи карбонатных пород с перекрывающими их сланцами;

2) рудные поля и месторождения, приуроченные к зоне разлома внутри мощных известняковых и известняково-доломитовых толщ, в наиболее благоприятном для размещения руд горизонте;

3) рудные поля и месторождения, размещающиеся в зонах разломов в эффузивно-сланцевых или конгломератовых толщах.

В приведенной выше характеристике главных особенностей размещения сурьмяно-ртутного оруденения, как и в других работах (Н. А. Никифоров, 1954, 1958, 1961), подчеркивается ведущая роль геолого-структурных и литологических факторов. Следовательно, тектонические структуры подлежат тщательному детальному геологическому картированию с целью выявления относительной роли их в размещении оруденения и подразделения на рудоконтролирующие и рудоразмещающие. Большое место при этом уделяется изучению и картированию благоприятных для локализации руд литологических горизонтов.

Одним из первых и главных мероприятий при составлении детальной прогнозной карты является оформление геологической карты высокого качества. При этом нередко возникает необходимость повторного геологического картирования с целью получения дополнительных данных, особенно по геологоструктурным условиям размещения руд, индикаторам скрытого оруденения и т. д.

Геологическая карта сопровождается значительным числом глубинных разрезов, которые должны служить основой для любых структурных карт.

Структурные карты в изогипсах для пологих или в изолонгах —для крутых рудоконтролирующих поверхностей являются в большинстве случаев той основой, на которой составляются детальные прогнозные карты. Они создаются на основе геологической карты, всех материалов горных и буровых работ и, особенно, геофизики. Иногда целесообразно составление обеих карт, причем одна из них обычно дополняет другую. Масштабы карт для рудных полей равны 1 : 5000 и 1 : 10000, редко — 1 : 25000, для месторождений — 1 : 1000 и 1 : 2000, реже — 1 : 5000.

Указанные структурные карты составляются для тех геологических поверхностей, которые лучше всего контролируют размещение оруденения. В данном случае такими поверхностями служат контакты мощных толщ известняков с перекрывающими их сланцами, лежачий или висячий бок литологически благоприятных горизонтов в карбонатных или эффузивно-сланцевых толщах и, особенно, плоскости рудоконтролирующих разрывных нарушений.

Составлению прогнозной карты предшествует изучение структуры рудного поля и условий размещения в нем руд. Оно проводится на участках, находящихся в разведке и эксплуатации, и на площадях, охваченных детальной геологической съемкой. При этом используются все материалы о морфологии, размерах и геологоструктурной позиции известных рудных тел, данные опробования буровых скважин, горных выработок, геофизических и геохимических работ.

На структурную карту или наложенную на нее восковку наносятся все те контуры и линии, которые способствуют выяснению факторов, контролирующих размещение руд. Большое значение при этом уделяется порядкам складчатых и разрывных нарушений, выделению их на структурной карте и выяснению роли в размещении оруденения.

Таким образом, на основе структурной карты создается прогнозная, на которой намечаются площади с различной степенью условий, благоприятных для оруденения. Сравнивая их с аналогичными по геологической позиции разведанными участками, можно определить рудоносность и прогнозные запасы отдельных площадей.

Геологоструктурные особенности условий размещения сурьмяно-ртутного оруденения определяют основные принципы и методику составления детальной структурно-прогнозной карты. Намеченные выше по этому принципу главные группы сурьмяно-ртутных рудных полей и месторождений Южной Ферганы в значительной мере согласуются со сложившимся опытом составления детальных геолого-прогнозных карт данного района. Из выполненных нами намечаются три типа таких карт. В опубликованной ранее работе (Н. А. Никифоров, Г. А. Ярушевский,

1960) они получили название того рудного поля, где они впервые были составлены.

Более удачными представляются названия прогнозных карт различных типов постмагматических рудных полей, применяемые П. А. Шехтманом (1962). С этих позиций рассмотренные ранее и другие выполненные нами карты сурьмяно-ртутных рудных полей Южно-Ферганского пояса с учетом ведущих геологоструктурных факторов размещения руд удобнее называть следующим образом.

1. Детальные прогнозные карты рудных полей с преобладанием согласных тел минерализованных рудовмещающих пород. Карты такого типа составляются для рудных полей и месторождений, главная масса руд которых тяготеет к контакту известняков с перекрывающими их сланцами.

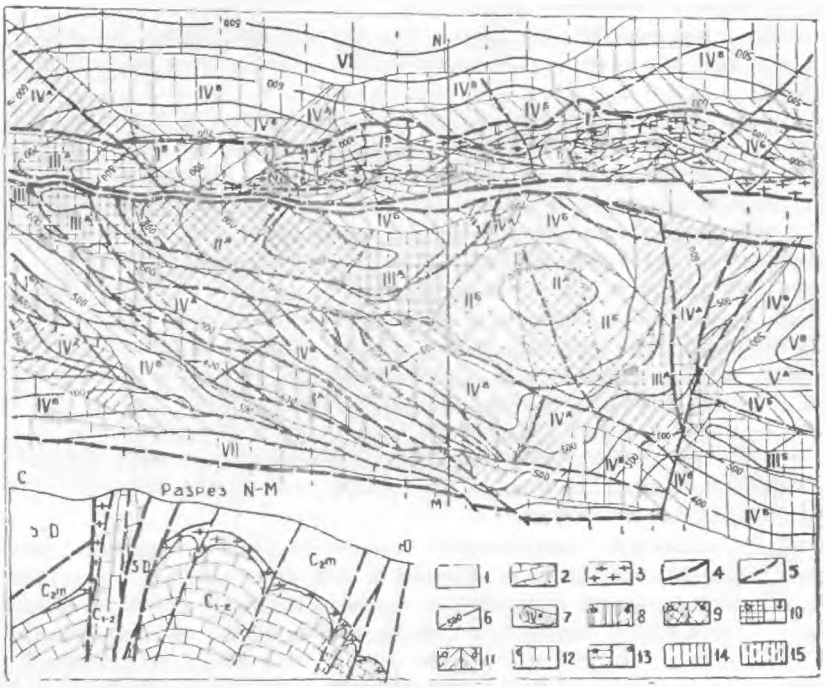


Рис. 74. Структурно-прогнозная карта ртутно-сурьмяных рудных полей, главное оруденение которых размещается в зоне контакта терригенных и карбонатных пород (1 группа рудных полей).

1 — надрудные сланцы; *2* — подстилающие известняки; *3* — рудовмещающие джаспероиды; *4* — крупные разрывные нарушения, главным образом широтные взбросы и сбросы; *5* — сбросы и сбросо-сдвиги подчиненных порядков; *6* — изогипсы кровли рудовмещающих джаспероидов и известняков; *7* — контуры геологических блоков и номера их геологоструктурной позиции; *8—15* геологоструктурные позиции: *8* — блоки, ограниченные сближенными разломами: *а* — осложненные оперяющими разломами (1 а), *б*—не осложненные и со слабым развитием сопряженных разломов (1 б); *9* — осевые части антиклиналей второго и третьего порядка в пределах куполовидных поднятий: *а* — вблизи рудоконтролирующих разломов (II а), *б* — в удалении от разломов (II б); *10* — осевые части антиклиналей второго и третьего порядка, вне куполовидного поднятия: *а* — вблизи рудоконтролирующих разломов (III а), *б*—в удалении от разломов (III б); *11*—крылья антиклинальных складок в зоне влияния рудоконтролирующего разлома: *а* — на участках пересечения диагональных и широтных разломов (IV а), *б*—крылья антиклинальных складок в местах слабого развития разломов (IV б); *12*—крылья антиклинальных складок в удалении (вне зоны влияния) от рудоконтролирующих разломов (IV в); *13*—осевые части синклиналей второго и третьего порядка: *а*—вблизи рудоконтролирующих разломов (V а), *б*—удалении от разлома (V б); *14*—глубокопогруженные структуры рудоносного контакта северной зоны (VI); *15*—слабо изученные погребенные перспективные структуры, прилегающие к крупным широтным рудоконтролирующим разломам (VII).

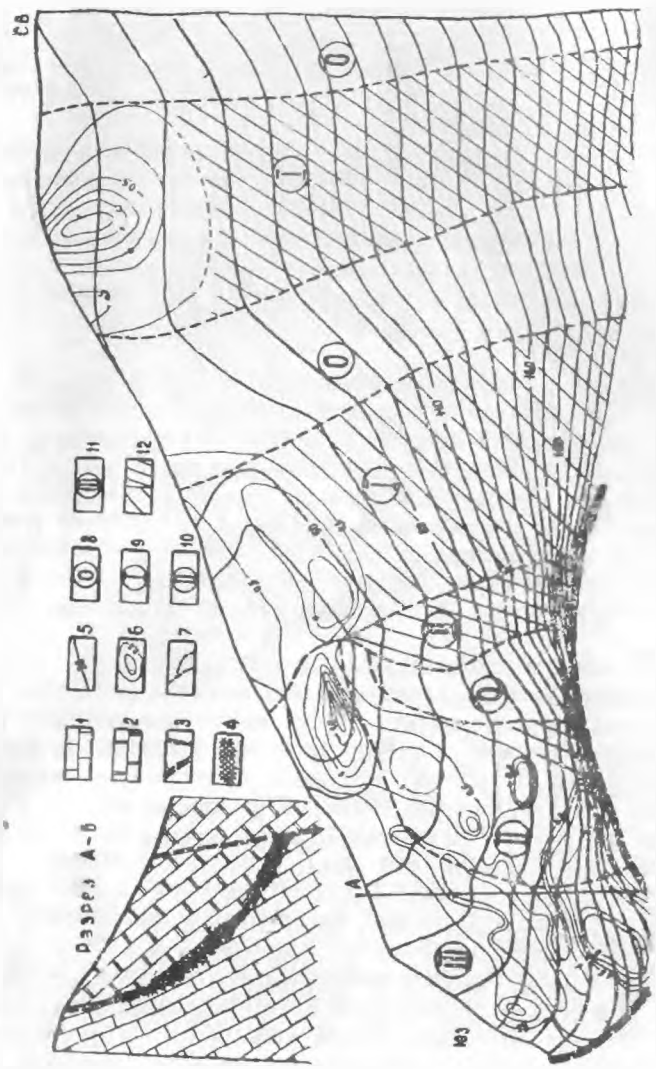


Рис. 75. Структурно-прогнозная карта рудного поля с секущими ртутными рудными залежами в зоне разлома в карбонатных породах (известняки, доломиты).
1 — темно-серые амфиоровые известняки и доломиты; *2* — доломитизированные известняки; *3* — разрывные нарушения: *а* — надвиги, *б* — сбросы и взбросы; *4* — тела минерализованных рудовмещающих пород; *5* — изолонги; *6* — изолинии метро-процентов; *7* — границы поверхности смесителя рудоконтролирующего разлома; *8* — безрудные грани; *9* — грани с рядовыми рудами; *10* — грани с бедными рудами; *11* — грани с богатыми рудами; *12* — перспективные грани.

Структурной основой подобных геолого-прогнозных карт служат структурные карты в изогипсах, отражающие структуру контакта известняковой толщи с покрывающими ее сланцами. На них удобно проводить анализ морфологии структурных форм рудоносного контакта известняков в увязке с экранирующей ролью вышележащих сланцев. Эти карты, как известно, отражают форму поверхности, разграничивающей породы с существенно различными физико-механическими свойствами, игравшими важную роль при тектонических деформациях и рудоотложении.

Обобщение материалов и анализ условий размещения оруденения всех известных участков рудного поля позволяют выделить на структурной карте определенные однородные (П. А. Шехтман, 1953) геологические позиции, установить степень их благоприятности и использовать эти данные для оценки намеченных перспективных площадей.

Несмотря на общие черты методического подхода к составлению прогнозных карт рассматриваемого типа, число благоприятных геологических позиций, а также их достоверность и благонадежность для каждого рудного поля обычно разные. Они зависят от особенностей гео-

логического строения рудного поля, степени его разведанности и изученности, масштаба структурной карты, принятой за основу, и т. д. В качестве примера подобной геолого-прогнозной карты можно сослаться на ранее опубликованную (Н. А. Никифоров, В. А. Королев, 1954) и прилагавшуюся к работе карту (рис. 74).

2. Детальные прогнозные карты рудных полей с преимущественно секущими рудными телами. Карты этого типа составляются на тех сурьмяно-ртутных месторождениях и рудных полях, главная масса руд которых залегает в зоне рудоконтролирующего разлома внутри карбонатных или других однородных пород без видимого экранирования. Рудные тела локализуются здесь главным образом в местах искривления плоскости рудоконтролирующего разлома вблизи оперяющих его трещин и зон дробления.

Изменения мощности и содержания металла в рудах зависят от элементов залегания разрывного нарушения, а также от наличия сопряженных с ним более мелких разрывов. В местах, где оруденение приурочено к литологически благоприятным горизонтам известняков, отмеченные выше главные структурные факторы не теряют первостепенного значения. Литологический контроль здесь как бы детализирует размещение руд и без особых трудностей может быть учтен при прогнозировании. Методика составления таких структурных карт, как и карт в изогипсах, описана в литературе (А. В. Королев, П. А. Шехтман, 1954, 1964).

На первом этапе работы с прогнозной картой проводится анализ геологических закономерностей размещения руд и систематизация материалов на основе структурной карты с целью выявления главных контролирующих факторов контроля. Оценив значение каждого из факторов, на структурной карте выделяют участки с примерно одиноковой благоприятностью — однородные геологоструктурные позиции. Ведущими структурными факторами, определяющими однородность геологоструктурных позиций рассматриваемых карт, являются элементы поверхности (на плоскости рудоконтролирующего разлома — его грани), а также наличие сопряжений и пересечений, оперяющих разрывов, зон дробления в местах сближения параллельных разрывов и т. п.

Примером может служить составленная нами совместно с В. Н. Рыбниковой и Э. В. Поярковой структурная карта для зоны Сымапского разлома (рис. 75). Оценку благоприятности выделенных геологоструктурных позиций можно провести с применением системы баллов или коэффициента рудоносности (Н. А. Никифоров, 1964). Значение коэффициента рудоносности или отдельных баллов обосновывается по аналогии с достаточно разведанными и изученными участками. Эти показатели можно распространить и на другие аналогичные, но еще не разведанные месторождения рудного поля и оценить их перспективы.

3. Детальные прогнозные карты рудных полей со сложным размещением руд. Они составляются для ртутных и сурьмяно-ртутных рудных полей и месторождений, литологический разрез которых представлен сложным переслаиванием эффузивно-сланцевых и песчано-сланцево-конгломератовых толщ, нередко прорванных интрузиями основных и ультраосновных пород. Размещение ртутного оруденения в них обычно весьма сложное, и в них нередко трудно выделить ведущие рудоконтролирующие факторы и структурно-геологические типы рудных тел.

В этом случае структурной основой обычно являются несколько структурных карт. Составляются вертикальные проекции плоскости рудоконтролирующего разлома в изолонгах, карта в изогипсах кровли благоприятных для локализации оруденения литологических горизонтов, детальные тектонические схемы, нередко сопровождаемые глубинными геологическими планами и разрезами.

Комплексный анализ условий размещения оруденения на перечис-

ленной структурной основе дает возможность наметить геологоструктурные позиции различной благоприятности и выделить среди них наиболее надежные (рис. 76).

Таким образом, прежде чем приступить к детальному анализу закономерностей размещения оруденения, необходимо выделить (на основе структурной карты) элементарные геологические позиции и наметить

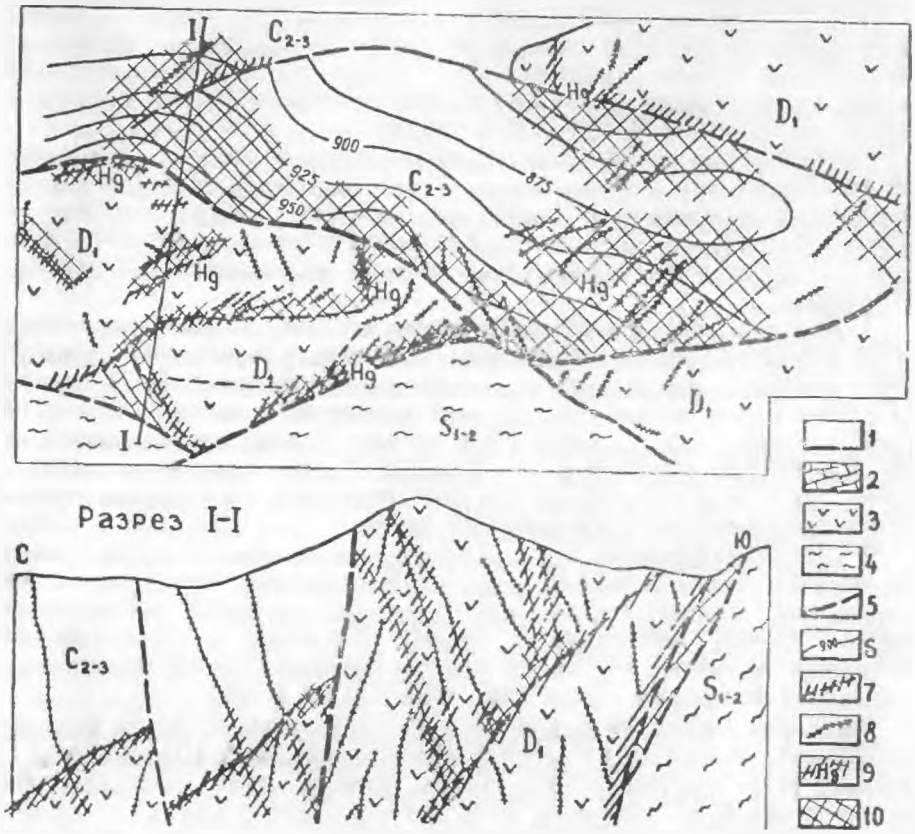


Рис. 76. Структурно-прогнозная карта со сложным размещением ртутного оруденения, в зоне разлома внутри терригенно-вулканогенных толщ (III группа рудных полей).

1—верхнепалеозойские песчаники, конгломераты с прослоями сланцев; *2*—известняки (S); *3*—эффузивы основного состава (диабазы, спилиты ($Д_1$)); *4*—сланцы силура; *5*—разрывные нарушения; *6*—изогипсы контакта эффузивов с перекрывающими сланцами; *7*—зоны аникритизированных пород, *8*—кварц-кальцит-анкеритовые жилы; *9*—проявление ртутной минерализации; *10*—перспективные площади.

примерно однородные геологоструктурные участки. При этом надо учитывать значение порядков (Н. А. Никифоров, 1953) складчатых и разрывных нарушений в размещении оруденения.

Элементарная структурная позиция какого-либо участка определяется положением его по отношению к одному структурному элементу площади (осевая часть складки, крыло складки, периклинальное замыкание ее, крутопадающая грань разлома и т. д.).

В общем случае складчатые формы одного направления могут осложняться складками другого, поперечного. Взаимодействие таких форм значительно усложняет рельеф складчатой поверхности. Поэтому может возникнуть необходимость выделения элементарных структурных позиций по отношению не только к продольным структурам, но

и к поперечной складчатости. Мы, например, выделяли следующие позиции: купол поперечного поднятия, поперечный прогиб и крылья.

Интенсивность проявления оруденения зависит от расстояния до разрывного нарушения, подводившего рудообразующие растворы. Зона влияния такого нарушения тоже должна быть выделена как элементарная структурная позиция, благоприятная для размещения руд.

Оконтуривание геологоструктных позиций различной благоприятности производится на восковке, наложенной на структурную карту.

При составлении прогнозной карты иногда возникает необходимость выделить контуры эксплуатационных горизонтов — штольневых или шахтных. В этом случае они также могут служить границами выделяемых на прогнозной карте блоков, построенных с учетом намечаемой разведки и предполагаемой эксплуатации.

Геологический анализ распределения мощностей рудной и безрудной минерализации осуществляется для выявления закономерностей размещения оруденения в зависимости от форм рельефа контролирующей его контактовой поверхности, плоскости рудоконтролирующего разлома и т. д. Он может быть выполнен путем составления вспомогательных планов.

1. Карта изолиний мощностей (изопахит) или линий равных содержаний (метропроцентов оруденения). На структурную карту накладывается восковка, на которую наносятся все точки пересечений рудных тел с известными мощностями рудной и безрудной минерализации по буровым скважинам, разведочным и эксплуатационным подземным горным выработкам, канавам и т. д. У каждой точки проставляется соответствующая цифра мощности или метропроцента, по которым с учетом правил интерполяции проводятся изолинии.

2 Стереографическая проекция мощностей или метропроцентов. Структурная карта отражает рельеф интересующей нас криволинейной поверхности. При замене ее соответствующей граненой поверхностью получим рельеф, состоящий из граней различного пространственного положения. В общем случае элементы залегания граней совпадают с элементами залегания пород или очень близки к ним.

Элементы залегания каждой грани, замеренные в точках разведочных сечений, наносятся на сетку В. Шмидта или П. А. Шехтмана (А. В. Королев, П. А. Шехтман, 1954). Около каждой точки проставляются соответствующие ей мощности (или метропроценты) рудной или другой минерализации. Точки с одинаковыми мощностями соединяются изолиниями. Таким образом, на стереографической сетке оконтуриваются полюсы систем с максимальными мощностями (или метропроцентами). Элементы залегания лучше всего измерять непосредственно на месте. Если этого не удается сделать (например, в случае буровой скважины), то их можно взять со структурной карты.

Описанный способ анализа очень наглядно вскрывает зависимость мощностей от элементов залегания контролирующих их граней и, следовательно, позволяет установить грани большей и меньшей благоприятности для размещения оруденения.

При наличии достаточного фактического материала необходимо проанализировать зависимость изменения мощности оруденения (или интересующей нас минерализации) от расстояния по отношению к разрывным нарушениям, питавшим продуктивный пласт рудообразующими растворами, и от радиусов складок. Зависимости эти можно изображать в виде диаграмм или графиков (рис. 17, 18, 19, 20, 21).

Особенно важно знать поведение оруденения по мере удаления от разломов, так как это позволяет более объективно подойти к выделению зон влияния этих нарушений.

Составлению детальных геолого-прогнозных карт предшествуют, а нередко и сопутствуют геофизические и геохимические исследования. Из

геофизических методов при изучении морфологии рудоносного контакта и определении глубин его залегания широко применяется электроразведка (метод ВЭЗ), реже — сейсморазведка.

Для прослеживания рудоконтролирующих разломов часто используются электропрофилирование и эманационная съемка. Из геофизических методов при изучении рудных полей и месторождений в эффузивно-сланцевых толщах (лиственитового типа), наряду с электроразведкой (метод ВЭЗ), достаточно широко применяется магниторазведка, с помощью которой оконтуриваются площади распространения эффузивов основного состава и, особенно, ультраосновных пород, развитых под покровом молодых отложений.

Минералого-геохимические исследования — неотъемлемая часть работ над детальной прогнозной картой. Заключаются они, в первую очередь, в изучении индикаторов скрытого оруденения. Среди минералогических индикаторов рассматриваемых месторождений наибольший интерес представляют проявления рассеянной в надрудной толще вкрапленности киновари и антимонита, а также реальгара и аурипигмента. Намечаются главные сопровождающие минералы: кварц, флюорит, кальцит, реже — барит. Значительный интерес представляет пирит из надрудной толщи, так как он содержит характерные элементы-примеси: мышьяк, цинк, серебро и др. Перечисленные другие индикаторы систематически картируются и изучаются; они используются при обосновании рудоносности перспективных площадей.

Определенный интерес как индикаторы скрытого оруденения представляют первичные ореолы рассеяния ведущих элементов над месторождениями, выносимые гидротермальными растворами в породы надрудной толщи. При этом ртуть и сурьма являются ведущими индикаторами. Из других сопутствующих элементов представляют интерес селен, теллур, цинк, мышьяк, барий, серебро.

В качестве примера остановимся на краткой характеристике детальной геолого-прогнозной карты ртутно-сурьмяного рудного поля с преимущественно согласными рудными телами.

Основная масса ртутно-сурьмяных руд локализуется на контакте известняков карбона с перекрывающими их сланцами и контролируется геологоструктурными факторами, среди которых главное значение имеют сочетания складчатых и разрывных деформаций. Наглядное представление о характере складчатости в зоне рудоносного контакта дает структурная карта части рудного поля, построенная для кровли известняков и джаспероидов (рис. 74). Структура рудного поля на этой карте рисуется в виде двух сложных складчатых зон — Южной и Северной.

Форма поверхности основного рудоносного горизонта Южной антиклинали представляет собой в основном асимметричную складку со следующими главными особенностями:

1) на всем протяжении структура сохраняет антиклинальное строение;

2) ундуляция шарнира складки привела к возникновению поперечных поднятий;

3) осевая линия структуры, сохраняя в общем простирание, близкое к широтному, отклоняясь к северу или югу, образует изгибы в плане, совпадающие нередко с отмеченными поперечными поднятиями структуры;

4) осложняющая складчатость мелких порядков развивается главным образом на участках куполовидных поднятий.

Северная зона рудного поля представляет собой сложную складчатую структуру с преимущественно моноклинальным северным падением пород; лишь для отдельных участков устанавливается антиклинальное строение.

К разрывным структурам, контролирующим размещение оруденe-

ния, относятся крупные широтные и оперяющие их диагональные разломы.

Подчеркнем, что участки с рудами размещаются в геологических позициях, где наиболее полно проявились все главные факторы, контролирующие размещение оруденения, а именно: 1) наличие экранирующей поверхности; 2) сочетание складчатых и разрывных структур, характеризующиеся интенсивной деформацией пород, обусловленной широким развитием более мелких рудоконтролирующих разрывов и трещин.

Рассмотренные структурные позиции и факторы размещения оруденения были положены в основу детальной прогнозной карты.

В качестве основы для прогнозной карты рудного поля была принята структурная карта в изогипсах, на которой отражена морфология кровли рудоносных известняков карбона. При составлении этой карты использованы все имеющиеся данные опробования буровых скважин, горных выработок и геофизических исследований. Для большей объективности оценки отдельных перспективных площадей и участков составлена карта проявления гидротермальной минерализации и распространения первичных и вторичных ореолов рассеяния ртути, а также сопровождающих ее компонентов.

Обобщение материалов по условиям размещения оруденения всех известных участков рудного поля позволяет выделить определенные благоприятные геологические позиции, оценить степень их надежности и использовать эти данные для оценки намеченных перспективных площадей. Среди складчатых структур таковыми, в первую очередь, являются антиклинальные складки второго и третьего порядка, осложненные рудоконтролирующими разломами. Наиболее перспективны осевые части этих антиклиналей, в особенности в местах их поперечных поднятий. Крылья этих складок, осложненные дополнительной складчатостью и разрывными нарушениями, также перспективны. Неблагоприятны, а следовательно и менее перспективны, участки развития синклинальных структур.

Из разрывных структур наиболее продуктивными оказываются косые (диагональные) нарушения северо-восточного и на отдельных участках — северо-западного простирания (взбросы и сбросы) в сочетании с разломами широтного простирания, зоны развития серии субпараллельных разломов, а также некоторые широтные нарушения. При оконтуривании перспективных участков вдоль этих нарушений выделялись зоны их возможного влияния, размах которых, как показали специальные исследования, составляет 80—100 *м*.

В зависимости от сочетания упомянутых элементарных структурных подразделений на структурной карте выделяются главные геолого-структурные позиции, характеризующиеся различной благоприятностью для локализации ртутного оруденения. Относительно элементов складчатости выделены 4 таких позиции:

а) осевые части антиклиналей (второй и третий порядок) в пределах куполовидного поднятия;

б) осевые части антиклиналей (второй и третий порядок) вне куполовидного поднятия;

в) крылья антиклинальных складок (третий порядок);

г) осевые части синклинальных складок (третий порядок).

В зависимости от положения относительно рудоконтролирующих разломов и сочетаний разломов в каждой из указанных выше позиций намечены более мелкие подразделения:

1) вблизи рудоконтролирующего разлома, в зоне его непосредственного влияния (шириною 100—150 *м*);

2) в удалении от разлома, в зоне слабого его влияния (150—250 *м* от разлома).

Кроме того, намечаются самостоятельные позиции — блоки пород между двумя (и более) рудоконтролирующими разломами.

Таким образом, на структурно-прогнозной карте выделены следующие геологические позиции, которым присвоены соответствующие индексы (обозначенные римскими цифрами и буквами):

1) блоки, ограниченные сближенными разломами, с широким развитием между ними мелких разрывов — Ia;

2) блоки, ограниченные разломами, со слабым развитием в них мелких сопряженных разрывов — Iб;

3) куполовидные поднятия осевой части антиклинали вблизи рудоконтролирующих разломов — IIа;

4) куполовидные поднятия осевой части антиклинали в удалении от рудоконтролирующих разломов — IIб;

5) осевые части антиклиналей вблизи рудоконтролирующих разломов — IIIа;

6) осевые части антиклиналей на участках их изгиба по простиранию вблизи рудоконтролирующих разломов — IIIб;

7) осевые части антиклиналей в удалении от рудоконтролирующих разломов — IIIв;

8) крылья антиклинальных складок (второй — третий порядок) вблизи участков пересечения широтных и диагональных разломов—IVа;

9) крылья антиклинальных складок в местах слабого развития разломов — IVб;

10) крылья антиклинальных складок в удалении от разломов—IVв;

11) осевые части синклиналей (третий порядок) вблизи рудоконтролирующих разломов — Va;

12) осевые части синклиналей (третий порядок) в удалении от разломов — Vб.

Выделение перспективных площадей, относящихся к какой-либо из перечисленных геологических позиций, проводилось путем оконтуривания на структурной карте (рис. 73). При этом учитывалось влияние как складчатых, так и разрывных структур.

Индикаторы скрытого оруденения изучались одновременно с геологической съемкой и наряду со структурными исследованиями рудного поля. Основное внимание при этом уделялось гипогенным рудным индикаторам, представляющим собой первичные ореолы рассеяния рудообразующих элементов, образовавшиеся в процессе формирования месторождений. В зависимости от характера проявления они подразделяются на макро- и микроиндикаторы. К макроиндикаторам относятся зоны гидротермально измененных пород, которые можно изучать путем осмотра обнажений обычными геологическими методами. С этой целью проводилось картирование джаспероидов, зон окварцевания, флюоритизации, кальцитизации и др. Были составлены схемы их распространения для всего рудного поля. Распределение макроиндикаторов на мелких рудных залежах отображалось в детальных зарисовках.

Надежными гипогенными индикаторами, как это показано в ряде работ и в предыдущем разделе, посвященном ореолам рассеяния для ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского пояса, являются, в первую очередь, ртуть и сурьма и некоторые элементы-примеси (мышьяк, цинк, серебро и др.).

Данные химического и спектрального анализа показывают, что почти все литологические комплексы рудного поля характеризуются повышенными содержаниями ртути. Это связано с общей высокой интенсивностью прошедшего здесь гидротермального процесса. Наиболее обогащены породы, непосредственно вмещающие и перекрывающие оруденение. Так, среднее содержание для среднекарбоновых известняков составляет $6{,}5 \cdot 10^{-4}$, рудовмещающих джаспероидов — $3 \cdot 10^{-4} — 2 — 3 \cdot 10^{-3}$%

для перекрывающих сланцев среднего карбона — $1{,}6 \cdot 10^{-4}$. Это почти на 2—3 порядка выше кларковых содержаний ртути для земной коры.

Главные элементы-спутники ртути (сурьма и мышьяк) отмечены в крайне незначительном количестве проб, что объясняется низкой чувствительностью спектрального анализа на эти элементы. Ореолы сурьмы находятся обычно на незначительном расстоянии от рудных тел.

Наиболее крупные и устойчивые по площади ореолы устанавливаются в рудоперекрывающих сланцах над сводовой частью Южной антиклинальной структуры. Среднее содержание ртути в них составляет $3{,}4 \cdot 10^{-4}$%. Северная структура, благодаря наличию большого числа рудоконтролирующих разрывов, характеризуется еще более высоким ореольным значением $4{,}5 \cdot 10^{-4}$%. В то же время в породах, слагающих зону Центрального синклинального прогиба, среднее содержание ртути в 2—2,5 раза ниже — $1{,}9 \cdot 10^{-4}$%.

При составлении прогнозной карты рудного поля были использованы все данные картирования проявлений гипогенной минерализации в породах рудовмещающей и надрудной толщ и материалы изучения гипогенных ореолов ртути, сурьмы и сопутствующих им элементов.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ

Критерии оценки прогнозных запасов

Оценка прогнозных запасов на основе прогнозных карт еще не разработана.В отношении количественного прогнозирования ртутно-сурьмяного оруденения представляется особенно важным рассмотреть стратиграфо-литологические, структурные и минералого-геохимические критерии.

Ртутно-сурьмяное оруденение локализовано в определенных благоприятных стратиграфо-литологических горизонтах. По данным анализа стратиграфических и геологоструктурных разрезов на структурной карте намечаются контуры распространения пород, благоприятных для рудоотложения (доломиты, слоистые известняки, эффузивы и т. д.). Определяются их площади и возможные мощности. Раздельно должны быть учтены площади распространения благоприятного горизонта под сланцевым экраном и в однородных толщах без экранирования. Эти данные служат основой для определения средних значений площади и мощности рудовмещающего горизонта.

Структурные критерии, как показывает опыт, являются основными в оценке прогнозных запасов. Ведущая роль складчатых и разрывных нарушения в размещении ртутно-сурьмяного оруденения подчеркнута выше. При этом устанавливается зависимость коэффициента рудоносности, мощностей промышленных руд, содержаний металла и метропроцентов от позиции в складчатой структуре (осевая часть, крыло и т. д.), расстояния от разрывных нарушений — рудоподводящих или рудораспределяющих. Используя методы аналогии, можно распространить данные для достаточно изученных участков на менее изученные перспективные площади и использовать их для оценки прогнозных запасов.

Минералого-геохимические критерии, характеризующиеся проявлением гидротермальной минерализации, имеют большое значение для поисков скрытого оруденения. Они использовались также при прогнозировании запасов. Эти критерии способствуют определению контуров (площадей) рудовмещающих тел минерализованных пород, а также степени интенсивности или экстенсивности рудного процесса, что в значительной мере повышает достоверность прогноза.

Для ртутно-сурьмяного оруденения, локализованного в гидротермально измененных породах (джаспероиды, окварцованные, кальцитизированные, доломитизированные известняки и доломиты, анкеритизированные и лиственитизированные диабазы и гипербазиты), установлена прямая зависимость масштабов распространения ртутных и сурьмяно-ртутных руд от интенсивности околорудных изменений. Подмечена также отчетливая зависимость площадного развития и мощности минерализованных пород от структурной позиции участка их распространения. Отмеченные и другие закономерности размещения гидротермально измененных пород учитываются при определении контуров площадей распространения, а также их мощностей.

Определенное значение при прогнозных оценках сурьмяно-ртутной рудоносности придается результатам изучения первичных и вторичных ореолов рассеяния.

Одной из главных особенностей вторичных ореолов рассеяния киновари является то, что шлиховые пробы с содержанием более 150—200 знаков этого минерала свидетельствуют обычно о наличии коренного ртутного рудопроявления. Случаи, когда отмечена группа шлиховых проб, содержащих от 200—300 до 1000 знаков киновари и более, свидетельствуют о нахождении на прилегающих площадях ртутного рудного тела, представляющего практический интерес.

Гипогенные ореолы также должны учитываться при оценке прогнозных запасов намечаемых перспективных площадей. Особенно интересны в этом отношении данные о характере ореола рассеяния и его интенсивности. Как было показано выше (глава V), на площадях, практически нерудоносных, кривая рассеяния имеет обычно логнормальный вид с одним максимумом (одномодальная). На площадях с интенсивным проявлением гипогенной рудной минерализации кривая распространения ртути, по данным подобной же математической обработки результатов анализа проб пород, имеет совершенно иной вид — с четкими двумя или тремя максимумами. При этом значение первого максимума вариационной кривой в пределах рудных полей достигает $n \cdot 10^{-5}$, второго — $n \cdot 10^{-4}$, третьего — $n \cdot 10^{-3}$. Первый отвечает среднему значению содержания ртути в неизмененных горных породах рудного поля, второй — минерализованным зонам разломов (рудные участки) и третий — минерализованным телам (джаспероиды, лиственитты и др.). Отмеченные закономерности способствуют выделению более надежных площадей с возможными промышленными концентрациями сурьмы и ртути.

На основе совокупности кратко охарактеризованных стратиграфо-литологических, минералого-геохимических и структурных критериев возможен аналитический подход к оценке прогнозных запасов ртутно-сурьмяного оруденения на базе прогнозно-металлогенической карты.

Оценка перспективных запасов на основе детальной прогнозной карты

Главная черта метода определения перспективных запасов на основе детальной прогнозной карты — аналитический подход к геологическим факторам, контролирующим размещение руд.

Необходимо учесть все разнообразие таких факторов, т. е. рассмотреть перспективность геологических позиций и оценить их количественно.

Элементы количественной оценки перспективных запасов заключаются в том, что площади, выделенные на прогнозной карте, по степени надежности делятся на несколько групп.

К первой относятся обычно такие площади, в пределах которых геологоструктурные и другие факторы локализации оруденения весьма

благоприятны. Здесь известны рудопроявления, подтверждающие фактическую рудоносность рассматриваемых структур.

Во вторую группу включены площади с благоприятной структурой. Возможная их рудоносность охарактеризована индикаторами скрытого оруденения или очень редкими рудопроявлениями.

В третью группу входят площади с менее благоприятной для локализации оруденения структурной позицией. Возможная рудоносность этих площадей изучена еще слабо.

Перспективные запасы полезного ископаемого могут быть определены обычно для площадей первой и второй групп. При этом на нескольких перспективных участках, где рудопроявления, рудные тела и минерализованные породы, выходящие на дневную поверхность, опробованы еще недостаточно полно, количественная оценка перспективных запасов проводилась по системе баллов (А. В. Королев и П. А. Шехтман, 1954; Н. А. Никифоров и В. А. Королев, 1954). По пятибалльной системе оценивается три охарактеризованных критерия: стратиграфо-литологический, минералого-геохимический и геологоструктурный.

В зависимости от геологоструктурной позиции и интенсивности проявления минералого-геохимического фактора выделенные на прогнозно-металлогенической карте перспективные участки с примерно однородной геологоструктурной обстановкой (оси и крылья складок, зоны рудоконтролирующих разломов и т. д.) оцениваются по пятибалльной системе, исходя из трех охарактеризованных выше ведущих критериев. Суммарное значение баллов показывает общую оценку той или иной позиции. Имея данные подобной оценки на разведанных или достаточно изученных площадях, можно перенести их по методу аналогии на новые площади, выявленные в процессе геологической съемки.

Оценка перспективных запасов на прогнозных картах проводилась по пятибалльной системе. На основании анализа закономерностей распределения оруденения участки элементарных позиций оценены следующим образом (в баллах).

I. Продольные складки

1. Осевые части антиклиналей	4
2. Южные крылья антиклиналей	2
3. Северные крылья антиклиналей	1
4. Осевые части синклиналей	0

II. Поперечные поднятия и прогибы

1. Поперечные поднятия (осевая часть)	3
2. Западные крылья	2
3. Восточные крылья	1
4. Поперечный прогиб	0

III. Зона влияния нарушения — 5 баллов

Оценка той или иной геологоструктурной позиции представляет собой сумму оценок относящихся к ней элементарных позиций. Максимальная оценка при этом составляет 12 баллов.

Таким образом, каждый блок, характерный для той или иной геологоструктурной позиции, получает свой номер и свою оценку в баллах. Нумерация блоков необходима, так как разные позиции могут иметь одинаковую оценку благоприятности.

Количество выделенных блоков может оказаться самым различным, в зависимости от структуры и площади рудного поля.

Площадь поля можно замерять планиметром или палеткой. Средние мощности и содержания выводятся только для тех блоков, где имеются разведочные пересечения.

К оценке каждого блока нужно подходить с учетом всего фактиче-

ского материала. Иногда оценку приходится понижать или повышать. Например, зоны влияния разрывных нарушений не во всех местах могут быть одинаково благоприятными, что зависит от морфологии поверхности нарушения и характера смещения по нему.

После того как все геологоструктурные позиции получили оценку, следует еще раз произвести анализ распределения мощностей оруденения, чтобы выяснить степень корреляции их с принятой системой оценок. Для этого по каждому блоку, где есть буровые скважины и горные выработки, нужно вывести средние значения мощностей и содержаний с учетом как рудных, так и безрудных разведочных пересечений. Эти значения могут быть получены для каждой геологоструктурной позиции, что, например, видно из графиков (рис. 77). Средние значения можно, как показала практика, распространить на всю площадь блока без ве-

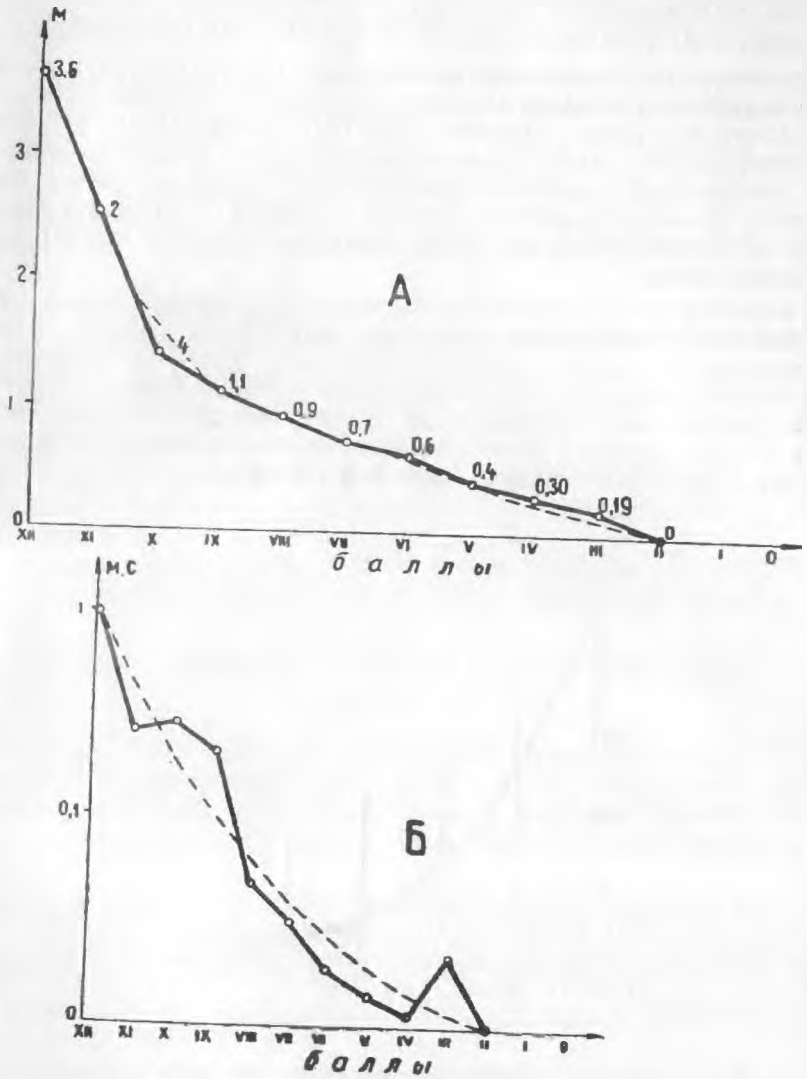


Рис. 77. Графики зависимости средних мощностей (М) и метропроцентов (МС) оруденения от геологической позиции рудного поля.
А— график мощности; Б—график зависимости метропроцентов; I, II, III, ..., XII—баллы, отражающие оценку геологоструктурной позиции.

дения каких-либо поправочных коэффициентов. Зная площадь блока, среднюю мощность оруденения, среднее содержание и удельный вес рудной массы, можно произвести подсчет перспективных запасов площади. Каждая выделенная площадь должна еще получить дополнительную оценку по индикаторам скрытого оруденения. К ним, в первую очередь, относятся проявления на поверхности гидротермальной минерализации — как рудной, так и безрудной. Интенсивность проявления сопутствующей минерализации также может быть оценена в баллах при геологическом картировании и составлении карты минерализации.

Достоверность прогнозной оценки может быть обоснована разведочными и эксплуатационными данными, сравнением объемов добытых руд по геологоструктурным позициям (рис. 78). Сопоставление результатов прогнозной оценки с данными разведки на других участках показывает, что на площадях, где рудоконтролирующие структуры были поняты правильно, сходимость запасов металла достигает 50—70%. На участках, где в пониманиях структуры были допущены ошибки, эта сходимость значительно ниже.

В последующие годы мы дополнили рассмотренный выше прием, несколько изменив методику выделения позиций (сократилось их число и изменились индексы) и применили методику оценки прогнозных запасов на основе коэффициента рудоносности, который широко используется при подсчете запасов редких элементов. При этом степень неравномерности распределения полезного компонента выражают в виде коэффициента — линейного, площадного или объемного.

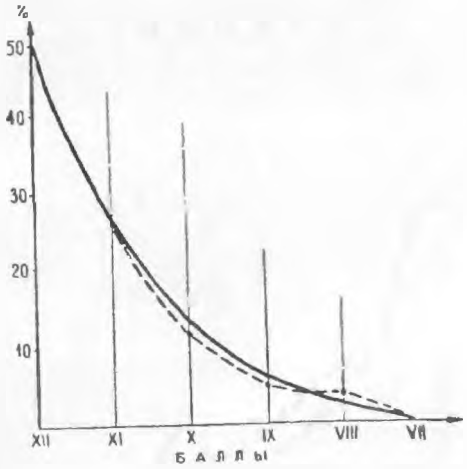


Рис. 78. Распределение оруденения в позициях различной благоприятности по данным отработки рудных тел, %.
I—VIII — баллы, отражающие оценку геологоструктурной позиции.

Применяемый нами коэффициент рудоносности представляет собой отношение рудных пересечений к общему количеству разведочных пересечений в пределах той или иной геологоструктурной позиции. Пользуясь методом аналогии, полученные значения коэффициента распространяют на более широкие площади.

Основой для прогнозной карты рудного поля, как и в предыдущем случае, служит структурная карта в изогипсах (для пологих рудоконтролирующих поверхностей) или изолонгах (для крутопадающих рудо-

контролирующих поверхностей). Иногда возникает необходимость использования обоих типов карт, обычно дополняющих друг друга. Эти карты составляют для тех геологических поверхностей, которые лучше всех контролируют размещение оруденения. На структурную основу наносят геологические материалы, которые могут понадобиться для выяснения факторов размещения оруденения. Далее на карте выделяют геологически однородные участки, различающиеся по геологической позиции и степени благоприятности для локализации оруденения. Сравнивая изучаемые участки с уже разведанными, аналогичными по геологической позиции, можно наметить их рудоносность и прогнозные запасы.

На основании прогнозной карты оценку возможных запасов на отдельных рудоконтролирующих структурах, рудных участках или элементарных геологических позициях можно провести, принимая во внимание материалы разведки на флангах или в какой-либо другой части изучаемого или подобного ему рудного поля. Большое значение при этом приобретает масштаб рудоконтролирующих структур и их элементарных позиций — порядок рудоконтролирующих складчатых и разрывных структур.

В зависимости от детальности изучения структур и условий размещения оруденения оценку запасов по геолого-прогнозной карте можно произвести:

1) в масштабе 1 : 1000 и крупнее — для отдельных рудоконтролирующих структур (складчатые или разрывные третьего порядка), иногда соответствующих рудным участкам;

2) в масштабах 1 : 5000—1 : 10000 — для элементарных геологических позиций (сводовая часть антиклинали, крылья складки в зоне влияния разлома и т. д.).

В более мелких масштабах (1 : 50000 и 1 : 25000) элементарные геологоструктурные позиции количественно оценить не удается.

Оценка отдельных рудоконтролирующих структур и рудных участков

С учетом закономерностей размещения руд и индикаторов скрытого оруденения на прогнозной карте рудного поля выделяется несколько перспективных площадей, различающихся по степени надежности и изученности геологических позиций. Эти площади подразделяются на группы.

Первую группу составляют наиболее надежные перспективные площади с антиклинальной структурой, осложненной рудоконтролирующими разломами, с весьма благоприятными для локализации оруденения геологоструктурными и другими факторами. Рудоносность их в ряде мест подтверждена значительным числом горных выработок и буровых скважин и является достаточно высокой.

Во вторую группу входят такие площади, в пределах которых геологоструктурные условия размещения оруденения менее благоприятны, но рудоносность подтверждена горными выработками и буровыми скважинами. Структурные условия здесь хуже, чем на площадях предыдущей группы (складки относительно простые, разломы менее минерализованные). Интенсивность процесса рудообразования, по данным пробуренных скважин, — невысокая.

К третьей группе относятся площади с благоприятными для локализации руд геологоструктурными позициями. Возможная рудоносность их изучена слабо. Охарактеризованы отдельные выходы рудовмещающих роговиково-джаспероидных брекчий. Опробование проведено по единичным канавам. Имеются мелкие проявления гипогенной (рудной и сопутствующей) индикаторной минерализации.

В четвертую группу включены слабо изученные площади с благоприятными структурами, рудоносность которых, однако, не выявлена. На дневной поверхности рудопроявлений или другой индикаторной минерализации, которая могла бы дать представление о рудоносности, не отмечается.

Возможные перспективные запасы полезного ископаемого определяют для площадей, относящихся к первой, второй и третьей группам. Площади же, входящие в четвертую группу, рекомендуются для дальнейшего изучения рудоносности; количественную оценку возможных запасов по ним не производят.

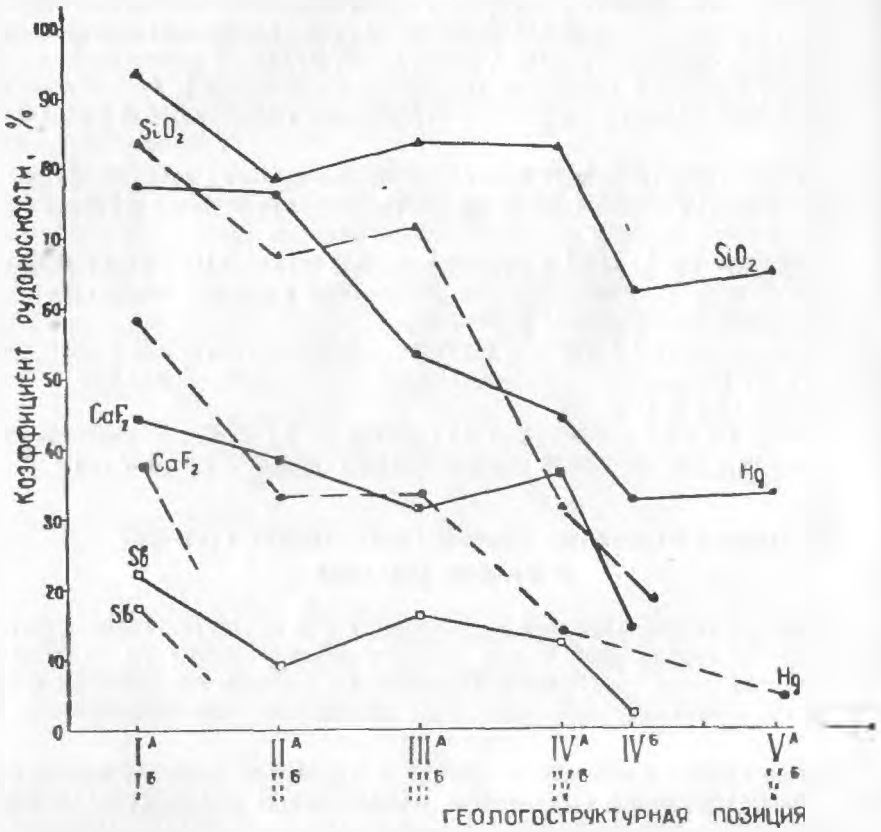


Рис. 79. График зависимости коэффициента рудоносности от геологоструктурной позиции (к рис. 74, Южная антиклиналь).
Сплошной линией изображены позиции в зоне влияния разлома, пунктиром — геологические позиции в удалении от разлома.
1 — ртуть; *2* — сурьма; *3* — флюорит; *4* — скварцевание.

Для количественной оценки возможных перспективных запасов определены коэффициенты рудоносности, соответствующие благоприятным геологическим позициям (I—III группы).

Чтобы оценить перспективные площади группы, на разведанных участках определяют два значения коэффициента рудоносности — K_1 и K_2. Первый отражает рудоносность осевой части антиклинали, второй — крыльев ее, осложненных рудоконтролирующими разломами. При

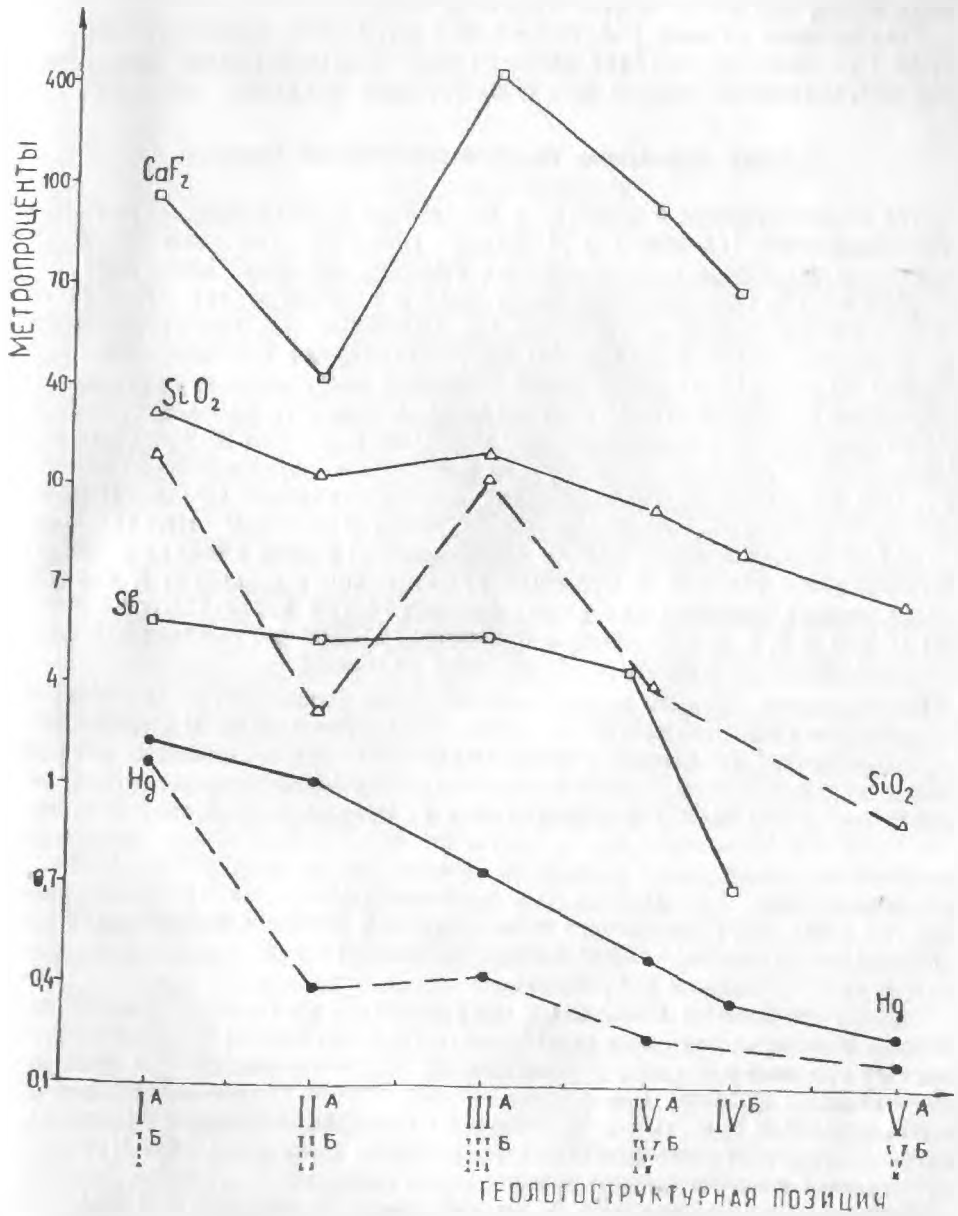


Рис. 80. График зависимости метропроцентов от геологоструктурной позиции (к рис. 74, Северная структура).

Сплошной линией изображены позиции в зоне влияния разлома, пунктиром — геологические позиции в удалении от разлома.

1 — ртуть; *2* — сурьма; *3* — флюорит; *4* — окварцевание.

определении этих коэффициентов учитывают все рудные и безрудные скважины, пересекшие рудовмещающий горизонт.

Для перспективных площадей второй группы значение коэффициента рудоносности устанавливают по данным буровых скважин одной из рудных антиклинальных структур, а также по материалам изучения рудовмещающих брекчий на выходах.

Подчеркнем, что на площадях первой группы коэффициент рудоносности, мощность рудных залежей и среднее содержание металла в 1,5—2 раза выше, чем на площадях второй группы.

Полученные данные распространяют на другие перспективные, но еще не разведанные площади рудного поля. Соответственно подсчитывают перспективные запасы по обеим группам площадей отдельно.

Оценка отдельных геологоструктурных позиций

На перспективных площадях с достаточно выясненной структурой и рудоносностью (обычно I и II групп) геологоструктурные позиции, число которых зависит от структуры, выделяются более детально.

Для ртутно-сурьмяного рудного поля в рассмотренном примере на структурно-прогнозной карте (рис. 72) выделено 11 геологоструктурных позиций, которым присвоены соответствующие индексы. Для этих позиций по данным буровых работ получены основные параметры, необходимые для определения прогнозных запасов. Эти данные, приведенные на рис. 79, 80, показывают, что наиболее высокими значениями коэффициента рудоносности, мощности и среднего содержания отличаются I, II и III-а геологические позиции, соответствующие блокам, ограниченным сближенными разломами с широким развитием между ними мелких разрывов, осевым частям антиклиналей в зоне влияния рудоконтролирующего разлома в пределах куполовидного поднятия и вне его. Самые низкие значения указанных характеристик наблюдаются в позиции IV в и V б, т. е. в крыльях и приосевых частях синклинальных складок в удалении от рудоконтролирующих разломов.

Представляют интерес результаты анализов локализации оруденения в различных геологоструктурных позициях рудного поля. В частности, устанавливается тенденция общего понижения интенсивности ртутно-сурьмяного и сопутствующего оруденения (коэффициента рудоносности, мощности, содержания) в направлении от осевых частей антиклиналей к их крыльям и синклинальным прогибам. Вблизи рудоконтролирующих разломов интенсивность оруденения значительно повышается. Правда, для мышьяковых руд отмеченные закономерности менее характерны (рис. 79 и 80), что объясняется более широким ореолом мышьяковой минерализации, локализованной преимущественно в сланцах, перекрывающих ртутно-сурьмяное оруденение.

Итак, основными исходными показателями при оценке прогнозных запасов являются значения коэффициента рудоносности и соответствующие ему средние мощности и содержания, характерные для отдельных геологических позиций или рудоконтролирующих структур. Подобный метод применен при оценке перспектив на основе детальной прогнозной карты на ртутном месторождении трещинного типа (рис. 75). При этом установлены геологоструктурные позиции, их число, а также соответствующие им основные показатели (коэффициент рудоносности и др.), уже другие, характерные для данного типа месторождений.

Таким образом, ведущим критерием количественной оценки прогнозных запасов ртутно-сурьмяного оруденения является геологоструктурный. Минералого-геохимические и другие критерии во многом дополняют эту оценку и повышают достоверность прогноза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проработка и анализ большого фактического материала, полученного в процессе многолетних исследований сурьмяно-ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня, позволяет сделать следующие выводы.

1. Особенности размещения ртутно-сурьмяных рудных полей и месторождений обусловлены характером разрезов литологических комплексов и геологоструктурными факторами. На основе этих признаков нами предлагается систематика рудных полей, в которой различаются три их группы (объединяющие семь типов): 1) в зонах разломов, приуроченных к антиклинорным структурам известняково-доломитовых толщ; 2) в зонах разломов, относящихся к известняковым моноклиналям на крыльях синклинориев; 3) в краевых разломах, развитых на крыле среднепалеозойского синклинория.

Ведущие рудные поля приурочены к доломитово-известняковым комплексам относительно полных разрезов. Они характеризуются общей повышенной хрупкостью пород отдельных частей разреза и наличием перекрывающих экранирующих сланцев. Антиклинорное строение, в особенности в местах развития антиклинальных складок и осложняющих их позднегерцинских разломов, обусловило широкое распространение тектонических деформаций и повышенную проницаемость пород в данной геологоструктурной позиции, сделав ее благоприятной для прохождения рудоносных растворов.

2. На месторождениях следует различать тела минерализованных пород и рудные тела. Форму и вещественный состав рудовмещающих тел минерализованных пород определяют особенности строения, состава, значения мощностей литологических комплексов, тогда как локализация в них рудных тел обусловлена сочетаниями литологических факторов со структурными. Поэтому группировка рудных тел проводится на основе структурных факторов. Среди согласных рудных тел выделены линзообразные, относящиеся: а) к осевым частям антиклиналей, осложненных разломами; б) к межпластовым согласным трещинам и отслоениям, преимущественно на крыльях складок. Среди секущих тел важнейшее значение имеют жило- и линзообразные, относящиеся к искривлениям, пересечениям и сопряжениям трещин, к участкам дробления между сближенными трещинами на контактах более пластичных и хрупких пород и т. д.

3. Важным фактором, контролирующим рудоотложение, является пористость, значение которой повышается в результате гидротермального метаморфизма пород, предшествующего рудообразованию. Рудный процесс понижает пористость. Устанавливается оптимальная для рудоотложения эффективная пористость. Важно также соотношение относительных значений величин пористости рудовмещающих пород и экрани-

рующих их толщ, которые должны быть в 1,5—3 раза плотнее. Соответственно этому перекрывающие породы отличаются от подстилающих рудоносных более высокой степенью пластичности, о которой можно судить по составу породообразующих минералов (гидрослюды, хлорит и т. п.). Повышение хрупкости пород способствует развитию в них мелкой трещиноватости. Установлено, что повышенная пористость и относительно высокая трещиноватость джаспероидов и лиственитов —главная причина локализации руд в горизонтах именно этих пород.

4. Масштабы оруденения зависят от сложности геологического строения и процесса образования рудоносной структуры. Чем сложнее история геологического развития, тем больше действующих рудоконтролирующих факторов и стадий минералообразования, тем разнообразнее текстурно-структурные типы руд; при этом формируются наиболее крупные концентрации сурьмы и ртути. Это находит выражение в разнообразии структурно-морфологических типов рудных тел: на значительных рудных полях их число достигает 14, на мелких — лишь 5—7.

5. Отмеченные выше черты формирования рудных полей определяют вертикальный размах и характер зональности распределения оруденения. На многостадийных рудных полях с комплексными ртутно-сурьмяными рудами вертикальный размах оруденения достигает 2000—2500 *м*. По отношению к экранирующей поверхности наблюдается четкая зональность оруденения: сурьмяные руды локализуются непосредственно вблизи рудоподводящих и контролирующих структур, мышьяк размещается в некотором удалении от них, а ртуть образует наиболее широкие ореолы. Для мелких ртутных рудных полей с одной — тремя стадиями минералообразования вертикальный размах составляет 800—1200 *м*, зональность неотчетлива.

6. Геологоструктурные особенности рудных полей определяют методику составления детальных геологических и геолого-прогнозных карт. Применительно к Южно-Ферганскому поясу намечается три типа детальных геолого-прогнозных карт ртутно-сурьмяных рудных полей. Такие карты составляются для полей:

1) с преобладанием согласных тел минерализованных рудовмещающих пород;

2) с преимущественно секущими телами минерализованных рудовмещающих пород;

3) со сложным размещением руд в переслаивающихся эффузивно-сланцевых и песчано-сланцево-конгломератовых толщах.

Для составления прогнозных карт в первом случае используют геологоструктурные карты или планы, на которых структура рудоносного горизонта (контакта) показана изогипсами, что позволяет разобраться в его морфологии, наметить благоприятные участки и т. п.; во втором случае используются геологоструктурные схемы рудоносной поверхности, оформленные в изолонгах; в третьем— подбор разнообразной геологоструктурной графики.

7. В основу прогнозно-металлогенической карты района должны быть положены следующие главные критерии:

1) стратиграфо-литологические, учитывающие благоприятную стратиграфическую последовательность и оптимальное соотношение мощностей, относительную пластичность и хрупкость пород;

2) тектонические, в которых принимается во внимание интенсивность тектонических движений, выраженных в складчатых и разрывных деформациях;

3) структурные, показывающие наличие благоприятных рудоконтролирующих и локализующих структур;

4) минералого-геохимические, подчеркивающие связь отдельных типов гидротермального метаморфизма с гидротермальным оруденением и определяющие парагенетические ассоциации минералов ртути, сурьмы, фтора, мышьяка;

5) первичные и вторичные ореолы рассеяния, отражающие масштабы проявления рудного процесса.

Должна быть рассмотрена возможность применения таких признаков, как относительная пластичность и дислоцированность пород в качестве показателей перспективности площади.

8. Среди критериев количественной оценки прогнозных запасов первостепенное значение имеют геологоструктурные и стратиграфо-литологические факторы; использование минералого-геохимических, геоморфологических и других критериев усиливает достоверность прогноза. На основе сравнительной оценки степени благоприятности факторов в баллах с помощью коэффициента рудоносности, который устанавливается по данным опробования буровых скважин и выходов оруденения на поверхность, могут быть количественно оценены перспективы рудовмещающих структур и отдельных их участков, однородных в геологоструктурном отношении.

ЛИТЕРАТУРА

Аделунг А. С. Тектоническая карта восточной и центральной частей Средней Азии. Ташкент, Изд-во «Наука» Уз. ССР, 1964.

Айдиньян Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 46. М., 1960.

Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, 1962, № 2.

Александров К. С., Рыжова Т. В., Беликов Б. П. Упругие свойства пироксенов. «Кристаллография», 1963, № 5.

Арапов Ю. А. Основные черты истории геологического развития вулканизма и металлогения Алайской горной системы. Тр. ВСЕГЕИ. Материалы по эндогенной металлогении СССР. М., 1953.

Арустамов А. А., Никифоров Н. А. К геологической характеристике палеозоя северных склонов гор Катран. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естественных и технических наук, т. 2, вып. 9, 1960.

Баратов Р. Б. К вопросу о возрастной последовательности образования магматических комплексов Зеравшано-Гиссарской горной области. ДАН Тадж. ССР, т. 1, 1958.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.

Баскаков М. П. Структура и генезис месторождения сурьмяных руд Кадамджай. Тр. Среднеазиатского Индустриального ин-та, 1941.

Беликов Б. П. Упругие и прочностные свойства горных пород. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 43, 1961.

Беликов Б. П. Упругие константы породообразующих минералов и влияние их на упругость горных пород. В сб. «Физико-механические свойства горных пород». М., Изд-во «Наука», 1964.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Изд-во «Недра», 1964.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, 1948, № 4.

Билибин Б. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. ВМО, сер. II, ч. 80, вып. 2, 1951.

Богуш О. И., Лисицына Н. А. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта. БМОИП, отд. геол., № 3, 1954.

Боровская Т. Б., Щербаков Д. И. Ртуть. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 3, 1932.

Бородаевский Н. И. О генезисе ртутных рудопроявлений в некоторых районах Горного Алтая. Тр. ЦНИГРИ, 1961.

Бочкарев И. И. Структура Чонкойского рудного поля и связь с ней ртутного оруденения. Сб. материалов IV научно-технической конференции Фрунзенского политехнического института, 1959.

Бурыхин И. В. Геологический очерк и некоторые особенности руд месторождения Кадамджай. Тр. Ин-та геологии АН Киргиз. ССР, вып. X, 1958.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Изв. Геолкома, 1913.

Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII-6 (Исфара, северная половина). Труды ВТРО, вып. 194, 1934.

Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ, 1961.

Верешковская О. В. Первичные ореолы рассеяния ртути как поисковый признак ртутно-сурьмяных месторождений. «Разведка и охрана недр», 1956, № 4.

Виноградов Н. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Тяпшаньская складчатая область, в кн. «Геол. строение СССР», т. 3, М., Госгеолиздат, 1958.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.

Висьневский Я. С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. IV. Ташкент, 1953.

Висьневский Я. С. Универсальные таблицы для пересчета состава горных пород. Ташкент, Изд-во «Наука» Уз. ССР, 1965.

Вистелиус А. Б. О распределении вероятностей. Изв. АН СССР, сер геол., 1952, № 1.
Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. «Геология и геофизика», 1962, № 12.
Вистелиус А. Б. О корреляции между отдельными элементами «Советская геология», 1964, № 12.
Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1
Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1953.
Гаврилин Р. Д. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 134, 1960, № 5.
Гзовский М. В. Цифровая характеристика складчатости (коэффициенты складчатости). «Вопросы теоретической и прикладной геологии», 1948, № 6.
Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Гинзбург И. И. Пути геохимических поисков слепых рудных тел полиметаллических и редкометальных месторождений. Материалы к Всесоюзному совещанию по разработкам научных основ поисков слепых рудных тел М., Госгеолтехиздат, 1958.
Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.
Григорян С. В., Янишевский Е. М. Об основных критериях оценки геохимических аномалий. «Разведка и охрана недр», 1965, № 12.
Грушкин Г. Г. О месте флюорито-ртутно-сурьмяной формации в современных классификациях рудных месторождений. Тр. Ин-та геологии АН Уз. ССР, вып. 11, 1954.
Ермаков Н. П. Температура образования месторождений оптических минералов Средней Азии. «Советская геология», 1944, № 6.
Жариков М. Г. О новом лиственитовом типе ртутной минерализации в Южной Фергане. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.
Жариков М. Г., Никифоров Н. А. Некоторые закономерности размещения ртутного оруденения в зонах лиственитизации Южной Ферганы. «Узбекский геологический журнал», 1963, № 4.
Заварицкий Л. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1941.
Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1940.
Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. Инф. сборник ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
Каледа Г. А. О состоянии стратиграфии девонских отложений Алайского и Туркестанского хребтов. Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 1962, № 11.
Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», 1958, № 8.
Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Кнауф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. «Геотектоника», 1966, № 5.
Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
Королев А. В. Условия локализации ртутных месторождений Средней Азии и методы их изучения. Тр. Среднеазиатского индустриального ин-та, вып 2, Ташкент, 1947.
Королев А. В., Поярков В. Э. Проявления гипогенной минерализации — индикаторы скрытого оруденения. «Советская геология», 1948, № 34
Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структурных рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол. 1949, № 1.
Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. Тр Ин-та геологии АН Уз. ССР, вып. 6, 1951.
Королев А. В., Шехтман П. А. Постмагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Королев А. В., Шехтман П. А. Классификация послемагматических рудных полей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.

Королев А. В., Тулегенов Т. Пористость горных пород как фактор рудоотложения. «Геология рудных месторождений», 1960, № 6.
Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, Изд-во «Средняя и высшая школа», 1962.
Королев А. В. Избранные труды. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1963.
Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Изд-во «Недра», 1965.
Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Кирг. филиала ВГО, вып. 3, 1961.
Королева Н. Н. О значении замещения в образовании киновари. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 3, 1953.
Крейтер Б. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Кузнецов В. А. Ртутные месторождения Горного Алтая. «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 1, 1939.
Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, М., Изд-во АН СССР, 1964.
Кухтиков М. М. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе—Шахристан. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. VIII, 1963.
Лебедева С. И., Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Марковский В. П., Елютин Д. Н., Каледа Г. А. Девон. В кн. «Геология СССР», т. XXV, Киргизская ССР, 1954.
Марушкин И. А. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хребта. Автореферат канд. дисс., Львов, 1963.
Массон М. Е. К истории добычи ртути в Средней Азии. «Народное хозяйство Средней Азии», 1930, № 5.
Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд. ЛГУ, 1963.
Морозов И. П. Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождения Кан в Южной Фергане. Тр. УГ при Совете Министров Киргизской ССР, сб. 2. Фрунзе, 1962.
Москвин А. В. Связь оруденения с вулканическими породами Алайского хребта. Научные итоги ТПЭ, М., Изд-во АН СССР, 1936.
Митрофанов Е. А., Осмонбетов К. О. О ртутном оруденении в верховьях р. Большой Нарын (Северная Киргизия). Методика прогнозирования, поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Бюлл. НТИ, 1967, № 1.
Мудрогина Н. С. Особенности процесса минерализации при формировании некоторых сурьмяно-ртутных месторождений Центрального Таджикистана. Материалы по геол. и полезным ископаемым Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Мудрогина Н. С., Насибулин Н. Н. Структурно-морфологические типы месторождений Зарафшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса. Тр. ВНИГИ, 1964.
Мустафин К. Т. Минералогические и некоторые генетические особенности одного из сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня. Тр. Ин-та геологии АН Киргизской ССР, вып. VIII. Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1956.
Мустафин К. Т. Рудоносность и металлогенические особенности Кассанского района. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естественных и технических наук, вып. 1. Фрунзе, 1960.
Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научн. итоги ТПЭ. М., Изд-во АН СССР, 1936.
Наливкин Д. В. Геология СССР, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Невский В. А. Тектонические брекчии структур расслаивания сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. ДАН СССР, т. XI, 1948, № 6.
Невский В. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955.
Нетреба А. В., Платонов К. В. Ртутно-сурьмяное оруденение Северо-Западного Кавказа. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6. Ташкент, 1961.
Никифоров Н. А. О значении порядков складчатых и разрывных дислокаций ДАН Уз. ССР, 1953, № 10.
Никифоров Н. А. О роли стратиграфо-литологических и структурных факторов в размещении сурьмяно-ртутного оруденения В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., 1959.

Никифоров Н. А. Связь мелких трещин с тектоническими формами и составом палеозойских осадочных пород. Тр. Среднеазиатского политехнического ин-та, новая серия, вып. 6. Ташкент, 1959.

Никифоров Н. А. Первичные ореолы рассеяния сурьмяного месторождения Тр. СазПИ, новая серия, вып. 12. Ташкент, 1960.

Никифоров Н. А. Геологические типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6. Ташкент, 1961

Никифоров Н. А. Опыт составления детальных геолого-прогнозных карт (м-б 1 : 5 000, 1 : 10 000) ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы Тр. ТашПИ, вып. 25. Ташкент, Изд-во «Наука», 1964

Никифоров Н. А. О содержании ртути и фтора в магматических породах Алая. Аннотация научно-исследовательских работ ТашПИ. Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.

Никифоров Н. А. Структурно-геологические (морфогенетические) типы сурьмяно-ртутных рудных тел Южно-Ферганского пояса. Аннотации научно-исследовательских работ ТашПИ. Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.

Никифоров Н. А. О геологической позиции Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Аннотации научно-исследовательских работ ТашПИ. Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.

Никифоров Н. А. Пористость некоторых типов горных пород в разных геологоструктурных позициях и её влияние на размещение оруденения В сб. «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры». М., Изд-во «Наука», 1968.

Никифоров Н. А., Королев В. А. К методике составления детальной геолого-прогнозной карты. Зап. Узб. отд. ВМО., вып. 6, 1954.

Никифоров Н. А., Федорчук В. П. К методике изучения и использования рудных индикаторов при поисках рудных залежей закрытого типа. Тр. СазПИ, новая серия, вып. 6, 1959.

Никифоров Н. А., Ярушевский Г. А. Типы детальных геолого-прогнозных карт ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы. Доклад на II Всесоюзной объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Киев. Изд-во АН УССР, 1960.

Никифоров Н. А., Павлюкович Е. А., Пономарев Ф. И. Закономерности размещения богатых руд на месторождениях Южной Ферганы. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», М., Изд-во АН СССР, т. 5, 1962.

Никифоров Н. А., Поршняков Г. С. Опыт геологического обоснования перспектив ртутно-сурьмяной рудоносности. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 7. Ташкент, 1962.

Никифоров Н. А. Геологические типы тел рудовмещающих минерализованных пород. Аннотации научно-исследовательских работ ТашПИ. Ташкент, Изд-во «Наука», 1966.

Никифоров Н. А. Геологоструктурные типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 3.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении М., Изд-во АН СССР, 1963.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рессеяния ртути. Тр. ИГЕМ, вып. 72, 1962.

Омельяненко В. И. Роль процессов ассимиляции и контаминации в формировании щелочных массивов Ходжа-Ачкан (Средняя Азия). Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии АН СССР, вып. 27, 1960.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.

Поликарпочкин В. В. Первичные ореолы рассеяния и их поисковое значение. В сб. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. Тр. УГ и ОН при СМ Киргизской ССР, сб. 2, 1962.

Попов В. И. История поднятий и депрессий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд. Комитета наук Уз. ССР, 1938.

Попов В. И. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.

Попов В. И. Некоторые теоретические предпосылки прогнозов сингенетических и эпигенетических осадочных месторождений. В сб. «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии». Л., Изд-во «Недра», 1964.

Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Тр. Упр. УГ при СМ Киргизской ССР, сб. 1, 1960.

Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.
Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. «Вестн. ЛГУ», № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1, 1962.
Поярков Б. В. Об одном перерыве осадконакопления в карбоне Алая. «Вестн. ЛГУ», сер. биол. геогр. и геол., вып. 3, 1964.
Поярков В. Э. Геология и полезные ископаемые района Хайдаркан. Тр ГПЭ, М., Изд-во АН СССР, 1936.
Поярков В. Э. Хайдаркан. Тр. ТПЭ, вып. 62, М., Изд-во АН СССР, 1937.
Поярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведке. М., Госгеолтехиздат, вып. 15, 1955.
Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений. «Разведка и охрана недр», 1962, № 11.
Разумовский Н. К. Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 20, 1948.
Рахматуллаев Х. Р. Низкотемпературные постмагматические формации Центральных Кызылкумов (горы Букантау, Кокпатас и др.) и их рудоносность. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1961.
Резвой Д. П. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира. Геол. сборн. Львовского геол. об-ва, № 5—6, 1958.
Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львовск. ун-та, 1959.
Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах. «Геохимия», 1961, № 4.
Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.
Розанов Ю. А., Никифоров Н. А. Физико-механические свойства горных пород ртутных и сурьмяных месторождений и роль этих свойств в формировании структур и локализации оруденения. Тр. ТашПИ, № 34. Ташкент, Изд-во «Фан», 1967.
Сауков А. А. Чаувайское месторождение. Тр. ТПЭ, вып. III (13), М., Изд-во АН СССР, 1930.
Сауков А. А. Хайдарканское ртутно-сурьмяное и плавиковое месторождение. «Редкие металлы», 1932, № 3.
Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78, № 17, 1946.
Сауков А. А., Айдиньян Н. Х. Об окислении киновари. Тр. Ин-та геол. АН СССР, сер. минерал. и геохим., вып. 39, № 8, 1940.
Сауков А. А., Озерова Н. А. Ртуть как индикатор при поисках рудных месторождений. В сб. «Доклады советских геологов к XXI сессии МГК», раздел 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния. Тр. ВИТР, сб. 5, 1962.
Сергеев Е. А. Методика ртутнометрических исследований. В сб. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР», М., Госгеолтехиздат, 1957.
Синицын Н. М. О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение Южной Ферганы. ДАН СССР, т. IX, 1948, № 3.
Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня. «Советская геология», 1959, № 2.
Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, 1959.
Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.
Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947.
Смирнов В. И. Рудные пояса. Сб. МГРИ, вып. 1 (Вопросы тектонической и прикладной геологии). 1947.
Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. В сб. «Генетические проблемы руд». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1., М., Изд-во АН СССР, 1958.
Смирнов В. И. О вероятно-статистических закономерностях распределения химических элементов в природных водах. «Геохимия», 1963, № 4.
Смольянинов Н. А. Флюоритовые месторождения Средней Азии. АН СССР, Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г., вып. XXVI. Материалы экспедиции. Л., Изд. ТПЭ, 1935.
Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1959.

Сургай В. Т. Минералого-геохимические особенности и поисковые признаки сурьмяно-ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня. Первая научная сессия АН Кирг. ССР. Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1955.

Сургай В. Т. Геологические закономерности локализации сурьмяно-ртутного оруденения Киргизии. Тр. Ин-та геологии АН Киргиз. ССР, вып. 1. Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1955.

Сургай В. Т. Околорудные изменения вмещающих пород как поисковые признаки сурьмяно-ртутной рудоносности Киргизии. Тр. Ин-та геологии АН Киргиз ССР, вып. IX. Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1957

Сургай В. Т. К геохимии сурьмяно-ртутного рудообразования. Изв. АН Киргиз ССР, сер. естест. и техн. наук, вып. 1 (2), 1960.

Терехова Г. А. Ореолы первичного рассеяния на ртутно-сурьмяных месторождениях рудного поля хребта Боорды. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.

Терехова Г. А., Быковская Л. П. О факторах, определяющих формирование гипогенного ореола рассеяния ртутно-сурьмяного оруденения. Тр. САИГИМСа, вып. 4, 1964.

Терехова Г. А. Первичные ореолы рассеяния некоторых ртутно-сурьмяных месторождения согласного типа. ОНТИ ВИЭМСа, 1966.

Троянов М. Д. Проявление ртутной минерализации в метаморфизованных кремнистых породах (палеопалитах). Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, Ташкент, 1961.

Федорчук В. П. К вопросу о глубине формирования низкотемпературных месторождений ртути и сурьмы и о вертикальном размахе оруденения. Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. 1. Фрунзе, 1959.

Федорчук В. П. О методике поисков и разведки скрытых рудных залежей в ртутных месторождениях Тяньшаньского типа. ИНТИ, Фрунзе, 1960.

Федорчук В. П. Главнейшие типы структур рудных полей и месторождений Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 41. М., 1961.

Федорчук В. П. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., Изд-во «Недра», 1964.

Федорчук В. П. О тектоно-металлогенической позиции ртутно-сурьмяных поясов и зон. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения ртутных месторождений». М., Изд-во «Наука», 1964.

Ферсман А. Е. Геохимия. Избр. тр., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Финкельштейн Ю. Б. О западном продолжении Южно-Ферганского рудоносного пояса. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.

Халматов А. Х. Об основных и ультраосновных породах Южной Ферганы ДАН Уз. ССР, 1957, № 9.

Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1958.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.

Чжун Цзя-жун. К вопросу о распределении селена в киновари из сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. «Геохимия», 1962, № 12.

Шаталов Е. Т. Основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. В сб. «Материалы к IV Всесоюзному металлогеническому совещанию». Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1965.

Шехтман П. А. Принципы разведки полезных ископаемых. Ташкент, Изд. СазПИ, 1953.

Шехтман П. А. Принципы и методы составления детальных геолого-прогнозных карт. «Советская геология», 1962, № 2.

Шехтман П. А. Применение в методике разведки принципа относительной точности. Тр. САИГИМСа, вып. 3, 1963.

Шинкарев Н. Ф. Геология гранитоидных и щелочных интрузий Алай-Туркестанской провинции. «Вестник ЛГУ», 1963, № 6.

Шлайн Л. Б. Гидроремент некоторых сурьмяных месторождений Союза. Зап. ВМО, 4. 79, вып. 1, 1950.

Щербаков Д. И. Особенности металлогении Средней Азии. Тр. ТПЭ, М., Изд-во АН СССР, 1934.

Щербаков Д. И., Горбунов Н. П. Геохимические идеи в практике ТПЭ. Научные итоги ТПЭ. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Щербаков Д. И. Задачи определения абсолютного возраста интрузий Средней Азии. Тр. IV сессии комиссии по определению абсолютиого возраста геологических формаций. М., 1957.
Щербаков Д. И. О металлогении Средней Азии в свете новых теоретических воззрений. Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., Изд-во «Наука», 1967.
Янишевский Е. М. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальиых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Ярушевский Г. А., Гончаров А. И., Никифоров Н. А. К методике детальных геологических съемок ртутно-сурьмяных полей Южной Ферганы как основы для поисков скрытых рудоносных структур. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6, 1961.
Яскович Б. В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. Тр. Узб. геол. Управлеиия, сб. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Приложение: рисунки № 1, № 3, № 74—
—увеличенные.

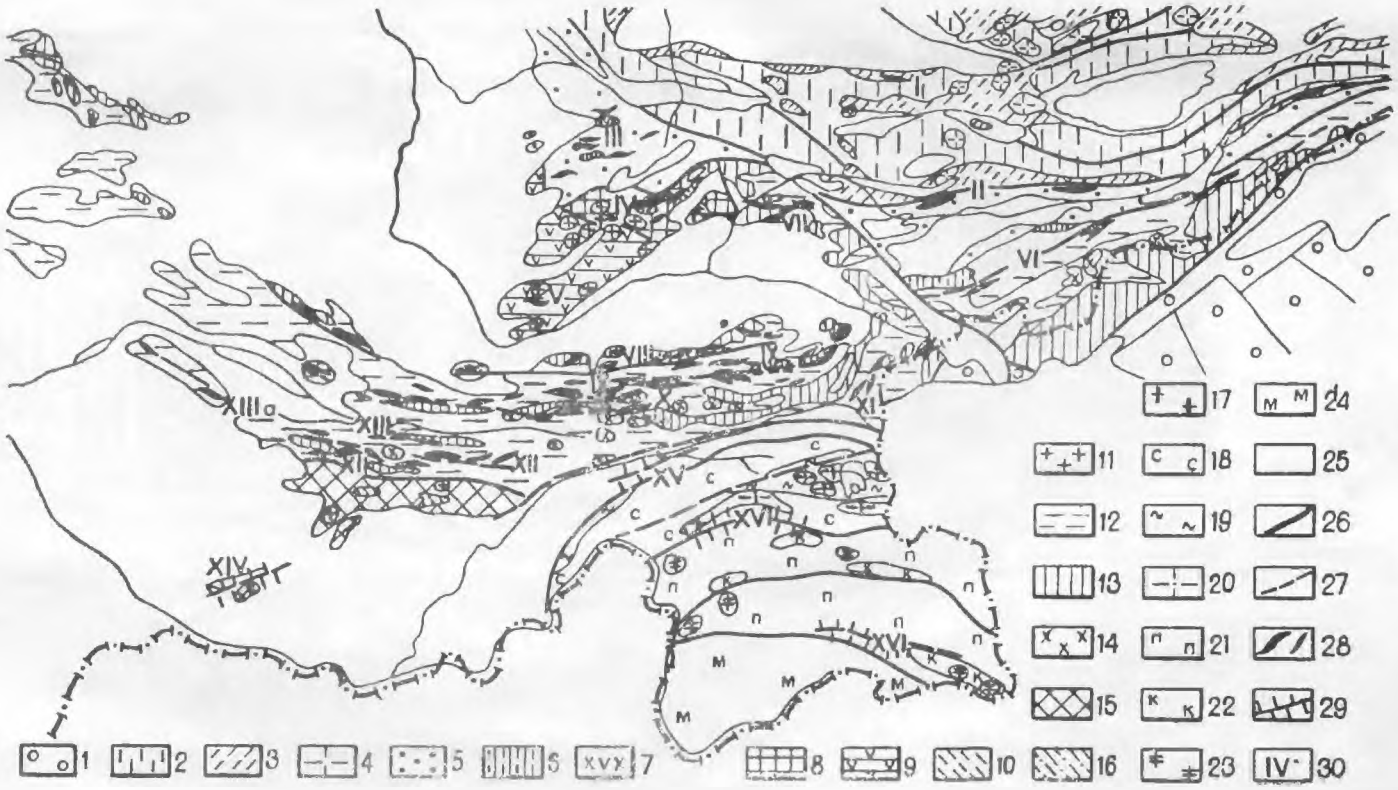


Рис. 1 Схема размещения ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня.
(Текст к обозначению на стр. 8).

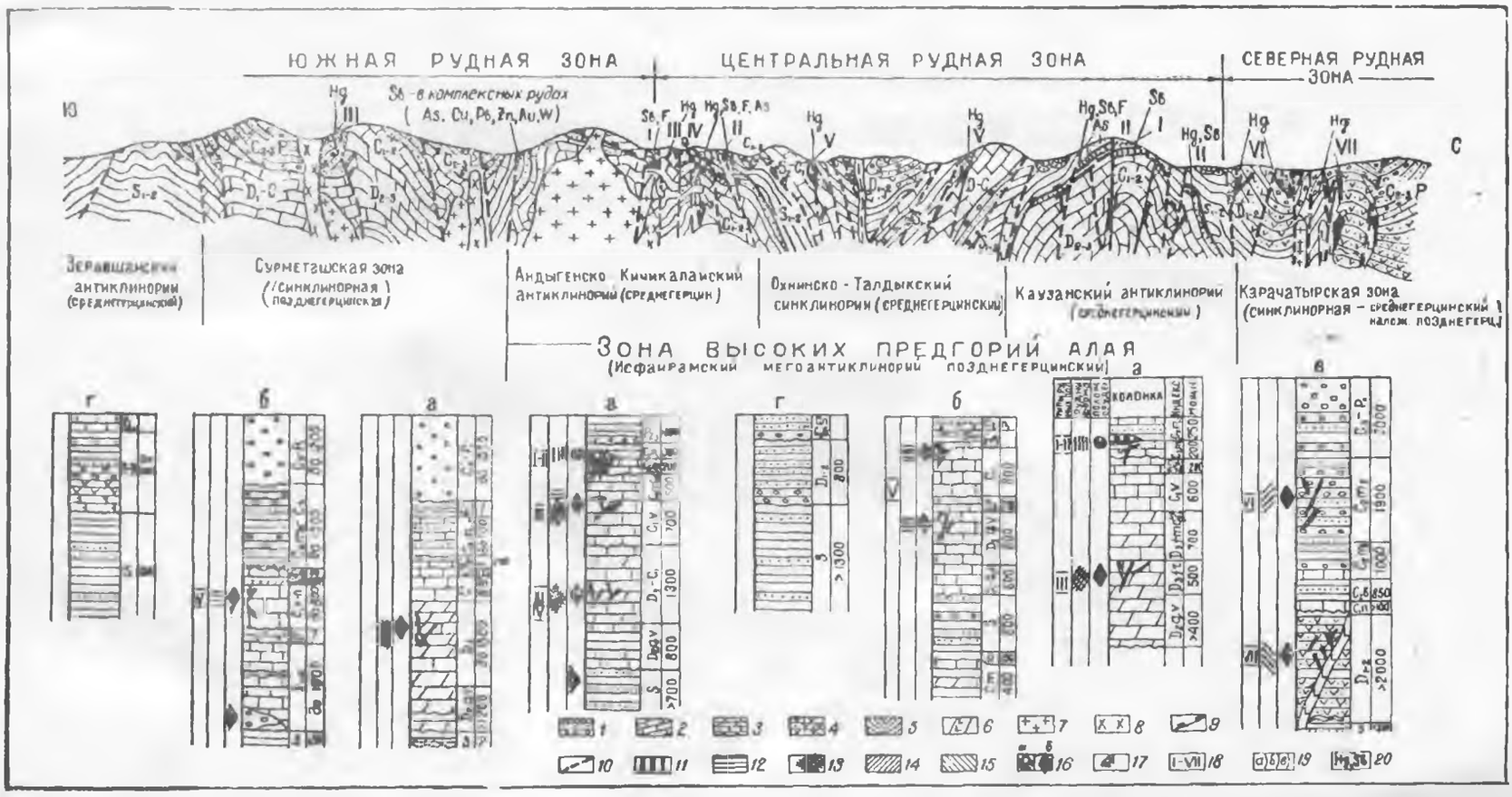


Рис. 3. Схематический профиль в крест простирания палеозойских структур района Южной Ферганы. (Текст к обозначению см. на стр. 20).

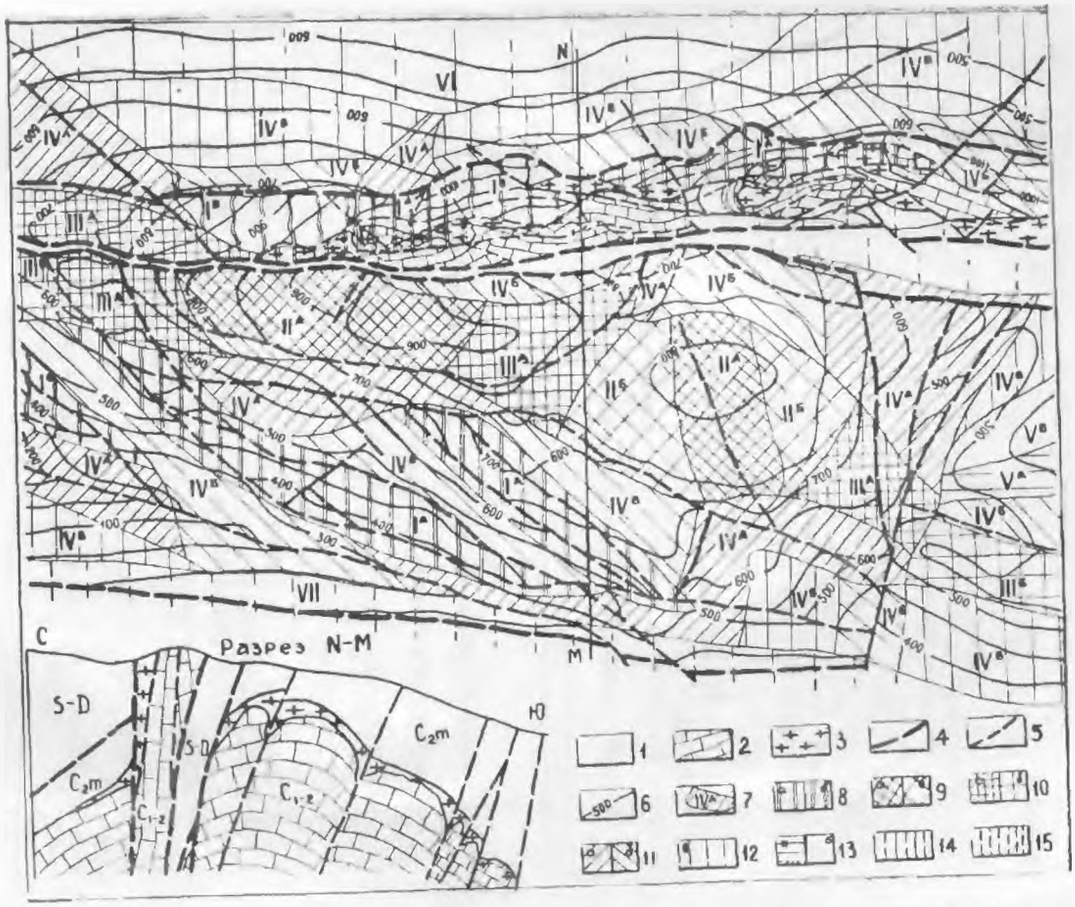


Рис. 74. Структурно-прогнозная карта ртутно-сурьмяного поля, главное оруденение размещается в зоне контакта терригенных и карбонатных пород. (Текст к обозначению см. на стр. 206).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

Глава I

Геологическая позиция и основные черты структур ртутно-сурьмяных рудных полей 5

К истории изучения геологии и ртутно-сурьмяной рудоносности района 5
Геологическая позиция ртутно-сурьмяного оруденения . . 7
Геологоструктурные типы ртутно-сурьмяных рудных полей и месторождений 15

Глава II

Рудные тела 30

Типы гидротермально измененных пород 31
Минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд. 36
Геологическая систематика рудоносных тел минерализованных пород 43
Геологоструктурная систематика рудных тел 47
Структурно-геологические типы рудных тел 51

Глава III

Основные закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения 70
Роль стратиграфо-литологических факторов в размещении оруденения 71
Роль геологоструктурных факторов в размещении оруденения 73
О многоярусности оруденения 81
Особенности размещения богатых ртутно-сурьмяных руд . 82

Глава IV

Условия локализации и некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяного оруденения 90

А. Физико-механические свойства, мелкая трещиноватость горных пород и их значение в локализации ртутно-сурьмяного оруденения 90
Упругие свойства пород 93
Пористость 95
Изменение эффективной пористости пород в различных геологоструктурных позициях и ее значение в размещении ртутно-сурьмяного оруденения 107
Мелкая трещиноватость 112

Б. Некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяных месторождений 119

О возрасте, глубинах и температурах образования ртутно-сурьмяного оруденения 119
Некоторые генетические особенности ртутно-сурьмяного рудообразования в различных геологоструктурных позициях . . 121
О зональности ртутно-сурьмяного оруденения 133
О содержании ртути и фтора в осадочных и изверженных породах различных тектонических зон 138

Глава V

Типоморфные ореолы рассеяния — индикаторы скрытого оруденения 153
Вопросы содержания в осадочных и метаморфических породах района 156
О формах нахождения ртути 166
Особенности ореолов над рудными полями различных типов 169
К методике оценки ореолов рассеяния при прогнозировании 180

Глава VI

Вопросы методики крупномасштабного прогнозирования ртутно-сурьмяного оруденения 184
Поисковые критерии 185
Вопросы методики составления прогнозных карт рудных районов 188
К методике оценки перспективности сурьмяно-ртутного оруденения по показателям пластичности и дислоцированности вмещающих горных пород 192
Типы детальных прогнозных карт и главные черты методики их составления 204
Вопросы методики количественной оценки прогнозных запасов 214
Заключение 223
Литература 226
Приложение: Рисунки № 1, № 3, № 74 — увеличенные 233—235

Николай Александрович Никифоров.

Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня
Условия размещения и вопросы методики прогнозирования

Редактор издательства Б. И. Левитус
Обложка художника В. Ф. Роека
Технический редактор В. Я. Олейников
Корректор Л. М. Стрельникова

Сдано в набор 20/I—69 г. Подписано в печать 13/XI—69 г.
Формат бумаги 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 1. Объем 20,9 п. л.
уч. изд. 25.5. Д—00360. Тираж 1000 экз. Заказ 296. Цена 1 р. 34 к.

Издательство Академии наук Киргизской ССР, г. Фрунзе,
ул. XXII партсъезда, 265-а.

Пржевальская городская типография

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

стр.	строка	Напечатано	Следует читать
4	13-я снизу	В. Д. Попокова	В. Д. Попкова
7	5-я снизу	П. К. Чихалев	П. К. Чихачев
43	14-я снизу	Н. А. Никифоров (1956)	Н. А. Никифоров (1966).
127	5-я сверху	роль	вдоль
137	2-я сверху	однообразное	разнообразное
141	Табл. 35	упущено название восьмого (последнего) столбца	среднее содержание по породам (неизменным и измененным) комплекса.
154	5-я снизу	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$
155	15-я сверху	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$
173	28-я снизу	Рис. 63	Рис. 62.
222	18-я сверху	Рис. 72.	Рис. 74.