

Академия наук
СССР



В. В. Архангельская
Ф. И. Вольфсон

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ПОЗИЦИИ
И СИСТЕМАТИКА
СТРАТИФОРМНЫХ
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

553.2/4

В. В. Архангельская
Ф. И. Вольфсон

2267

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ПОЗИЦИИ
И СИСТЕМАТИКА
СТРАТИФОРМНЫХ
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Издательство
«Наука»
Москва
1977



Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И. Геотектоническая позиция и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М., "Наука", 1977.

В работе рассмотрена позиция областей развития стратиформных низко- и низко-среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений различных геотектонических сооружений континентальной земной коры. Приводятся общие и специфические особенности геологического строения этих месторождений, освещаются структурно-геологические условия их формирования и закономерности размещения.

Предлагается новая систематика месторождений, образующих генетические ряды, индивидуальные особенности которых находятся в прямой зависимости от истории геологического развития рудоносных провинций.

Табл. 26, илл. 21, библи. 369 назв.

Ответственный редактор
В.А. НЕВСКИЙ

Авторы настоящей монографии в течение многих десятилетий проводили исследования на свинцово-цинковых месторождениях различных типов, находящихся во всех основных рудоносных провинциях СССР, а также некоторых стран народной демократии. Последние 8—10 лет особое внимание уделялось изучению стратиформных месторождений, относящихся к высоко- и средне-низкотемпературным классам. Полученные результаты по первым из них опубликованы ранее (Вольфсон, Архангельская, 1974).

В данной работе рассматриваются средне-низкотемпературные стратиформные месторождения, относящиеся, по мнению одних исследователей, к телетермальным, а других — к осадочным образованиям. Несмотря на расхождения ученых в вопросе генезиса этих месторождений большинство исследователей к стратиформным свинцово-цинковым месторождениям относят те, которые размещаются в пределах определенно-го стратиграфического горизонта слоистых осадочных толщ или распространяются — вдоль контакта согласно залегающих различных горизонтов, или же локализируются вдоль поверхностей стратиграфических несогласий.

Рудные тела рассматриваемых месторождений преимущественно залегают согласно с напластованием пород и характеризуются морфологией, приближающейся к пластообразной, линзообразной либо лентообразной. Во многих месторождениях наряду с этим наблюдаются рудные тела и секущие слоистость, обладающие жиллообразными и столбообразными формами, обычно развитыми в сочетании с согласными. К рассматриваемой группе относятся также свинцово-цинковые месторождения, распространяющиеся вдоль пологих надвигов, рассекающих складчатые сооружения и сопровождающиеся рудными апофизами, залегающими согласно со слоистостью.

В основе монографии лежит собранный авторами материал, полученный при детальном изучении либо рекогносцировочных обследованиях стратиформных свинцово-цинковых месторождений Средней Азии, частично Центрального Казахстана, Восточной Сибири и Якутии. При написании работы авторы учли также всю доступную опубликованную литературу, посвященную рассматриваемым месторождениям других районов СССР и всех стран мира. Особое внимание при этом было уделено изучению опубликованных материалов по давно известным и детально изученным месторождениям. Наряду с этим учитывались имеющиеся в литературе

данные по вновь открытым в последние годы месторождениям в СССР и на различных континентах Земного шара, изучение которых только начато.

Для охвата имеющегося материала по стратиформным свинцово-цинковым месторождениям всего Земного шара авторам пришлось ознакомиться более чем с 600 книгами и статьями, опубликованными на различных языках.

В процессе работы над предлагаемым изданием ими были получены ценные замечания докторов наук: В.А. Невского, В.И. Казанского, Д.И. Павлова и кандидата наук О.П. Поляковой. Авторы учли также ряд важных замечаний, высказанных научными сотрудниками Эндогенного рудного отдела ИГЕМ АН СССР в процессе обсуждения работы для утверждения ее к печати.

Авторы

Рассматриваемые стратиформные свинцово-цинковые месторождения приобретают к настоящему времени все большее промышленное значение. Из руд этих месторождений в капиталистических и развивающихся странах извлекается более 1/3 по отношению к общей суммарной добыче упомянутых металлов. Общей особенностью рассматриваемых месторождений, определяющей их высокую промышленную ценность, является широкое площадное распространение оруденения и в ряде случаев многоярусное его строение. В результате этого характеризуемые месторождения обладают значительными запасами руд, преимущественно залегающих вблизи поверхности и характеризующихся нередко высокими содержаниями металлов. В рассматриваемых достаточно разнообразных по составу месторождениях наряду со свинцом и цинком концентрируются крупные запасы меди, серного колчедана, флюорита, барита, а в некоторых случаях также сурьмы, ртути и мышьяка. Руды большинства месторождений обогащены редкими и рассеянными элементами и, в частности, содержат серебро, кадмий, таллий, кобальт, никель, германий, галлий, реже висмут, теллур, золото, иногда уран, находящиеся в извлекаемых количествах. Все это, вместе взятое, определяет характеризуемые свинцово-цинковые месторождения в качестве важных промышленных объектов.

Рассматриваемые месторождения известны во многих странах мира — в СССР, США, Канаде, ПНР, ГДР, ФРГ, Франции, Алжире, Тунисе, Марокко, КНР, Индии, Иране, Турции, Бразилии и в других странах. Некоторые из них эксплуатируются десятки и даже сотни лет и были известны еще древним рудокопам.

Учет установленных к настоящему времени важных закономерностей размещения характеризуемых месторождений на различных континентах, а также непрерывно совершенствующиеся средства и методы поисков руд способствовали открытию в последние годы крупных и даже уникальных по запасам месторождений в различных частях света. Интересные месторождения обнаружены в СССР в депрессионных зонах Казахской ССР, а также в пределах краевых областей Сибирской платформы (Кылакская, Юдомо-Майская, Игарская, Сетте-Дабан и др.); в северо-западной части Верхоянской области (южная окраина Таймыра); на Северном Урале; в Пай-Хой-Новоземельской провинции; в юго-западном обрамлении Кольимского срединного массива и в других районах. Весьма значительные по своим запасам месторождения обнаружены в арктических районах Канады, где выявлена богатейшая свинцо-

во-цинковая провинция Поларис и другие на острове Малый Корнуолес с перспективными запасами, пока учтенными лишь на двух месторождениях, составляющими 40 млн. т руд, с суммарным содержанием свинца и цинка, превышающим 20%. Крупные месторождения открыты также в западной части Гренландии, Юконе и других районах. По новейшим опубликованным данным, кроме того, выявлены крупнейшие стратиформные свинцово-цинковые провинции в Бразилии, ЮАР и в других странах. Крупные месторождения открыты в Испании, Индии, странах Ближнего Востока и др.

В последние десятилетия в илах глубоководных впадин рифтовых зон обнаружены стратиформные сульфидные залежи, формирующиеся из современных горячих рассолов (впадины рифтов Красного моря, Аденского залива). Отдельные из них по разведенным запасам цинка, а также колчеданных и окисных руд железа относятся к достаточно крупным.

В опубликованной литературе, помимо многочисленных описаний геологии отдельных из рассматриваемых месторождений, в ряде случаев сообщаются сведения, касающиеся условий их образования, а в некоторых рудных областях — также и закономерностей размещения. Однако пока отсутствуют работы, в которых рассматривались бы общие вопросы геотектонического положения областей распространения всего класса характеризуемых месторождений. Во многих изданиях отсутствуют также публикации, посвященные общим закономерностям размещения месторождений в различной геологической обстановке, структурно-геологическим позициям рудных узлов полей и месторождений, а также структурным условиям локализации рудных тел. В должной мере оказались также неосвещенными вопросы зональности оруденения.

Сопоставление всех имеющихся данных показывает, что среди рассматриваемых месторождений удастся различать относительно большое количество рудных формаций и даже ряды рудных формаций, существенно различающихся по своему минеральному и вещественному составу. Это ставит вопрос о необходимости систематики характеризуемых месторождений и выделение среди них как самостоятельных, так и переходных рудных формаций.

Упомянутые выше вопросы и проанализированы в соответствующих разделах предлагаемой книги.

Помимо рассмотрения всех отмеченных общих вопросов, касающихся условий размещения и систематики интересующих нас месторождений, в работе приводится достаточно полное описание геологии ряда конкретных типичных примеров месторождений, которое обосновывает правильность предлагаемой систематики рудных формаций. Это описание включает геологическое строение рудных полей и месторождений, их минеральный состав, околорудное изменение, зональность, а также геологические и геохимические особенности формирования. Все приводимые данные по отдельным месторождениям учитываются при сравнительной характеристике выделенных рудных формаций. Описание примеров конкретных месторождений по некоторым переходным формациям опущено. Для этих формаций приведено только общее опи-

сание их геологии. Это вызвано прежде всего объемом предлагаемой книги, а также имеющейся богатой литературой по месторождениям некоторых формаций. К ним, в частности, относятся медные стратиформные месторождения (медистые песчаники), содержащие промышленные концентрации свинца и цинка. Для другой же переходной формации — колчеданно-полиметаллической — приводится описание ограниченного количества примеров месторождений, к которым относятся лишь объекты, находящиеся в одних районах и обладающих единым геологическим строением с собственно стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями.

Все остальные переходные рудные формации, выделенные в предлагаемой работе, пока слабо освещены в литературе и поэтому иллюстрируются описанием геологии конкретных месторождений. Дискуссия по генезису всего класса характеризуемых стратиформных месторождений, как известно, достаточно полно освещена в печати (Вольфсон, Архангельская, 1969, 1971^{1,2}, 1972, 1974), поэтому в предлагаемой работе она опущена. Все материалы, изложенные в настоящей работе, в совокупности существенно уточняют поисково-оценочные критерии на стратиформные свинцово-цинковые месторождения, и в том числе на скрытые и не выходящие на дневную поверхность. Соответственно предлагаемое обобщение может быть использовано при выделении перспективных рудоносных площадей и при постановке глубинных поисков на месторождения характеризуемого класса. Вместе с тем, поскольку предлагаемая работа построена на исключительно большом фактическом материале, собранном как отечественными, так и зарубежными геологами, и материал этот крайне обширен и разнообразен, но далеко не всегда равноценен, очевидно, отдельные важные моменты авторы могли и не учесть и не все анализируемые вопросы оказались освещенными с одинаковой степенью детальности. Тем не менее мы надеемся, что изложенные в книге данные окажутся полезными для геологов производственников и научных работников, производящих поиски, разведку и изучение стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

Продолжая дальнейшую работу по сбору, изучению и систематизации материала, относящегося к анализируемым месторождениям, мы надеемся в будущем более глубоко проанализировать и полнее осветить те из поднятых вопросов, которые в предлагаемой работе оказались недостаточно детально рассмотренными.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКИЕ ЧЕРТЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ
СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. ПОЗИЦИЯ РУДОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ
В ГЛАВНЕЙШИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЯХ

Стратиформные низко- и средне-низкотемпературные свинцово-цинковые месторождения находятся практически во всех геотектонических сооружениях континентальной земной коры. Они широко распространены в чехлах древних платформ, размещаясь на склонах щитов, в перикратонных прогибах, на плитах и в авлакогенах; в чехлах молодых платформ, тяготея к остаточным массивам, располагающимся в ядрах антеклиз; в чехлах разнообразных эпиплатформенных орогенных поясов, формируясь преимущественно в периферических частях крупных поднятий. Они известны также в складчатых областях в образованиях обращенных предгорных прогибов, внешних миогеосинклинальных и внутренних эвгеосинклинальных частях над древними ядрами (интрагеосинклиналями) или на их склонах, а также в чехлах срединных массивов.

Основные данные о положении площадей развития рассматриваемых месторождений, преимущественная их приуроченность к внутренним частям упомянутых выше геотектонических сооружений, характерные для рудоносных площадей формации осадочных пород и магматических образований, проявленных в чехлах, а также основные черты разрывных нарушений, развитых здесь, приведены в табл. 1а, 1б, 1в.

В подавляющем большинстве случаев площади развития рассматриваемых месторождений в понимании А.И. Семенова, Ю.Т. Старицкого и Е.Т. Шаталова (1967) представляют собой самостоятельные структурно-фациальные и металлогенические зоны или провинции внутри еще более крупных рудных поясов. Они характеризуются весьма сходными общими чертами геологического развития, а также единой направленностью магматизма и рудоносности с проявлениями в их пределах всего рассматриваемого в работе класса низко- и средне-низкотемпературных стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Как правило, рудоносные провинции ограничиваются от других металлогенических провинций региональными глубинными разломами и размещаются в краевых и периклинальных частях более тектонически мобильных областей. Многие рудоносные территории располагаются непосредственно в шовных глубинных зонах, которые прослеживаются на значительную глубину, проникая в верхнюю мантию.

В.В. Науменко и А.Ф. Гончарук (1969_{1,2}), С.А. Федотов и А.И. Фарберов (1966) высказывают предположение, что эти зоны не только представляют собой фронтальные плоскости потенциальных разломов, но и области дифференциации вещества и возможной генерации магм. Ю.М. Шейман рассматривает такие зоны, как "энергетические отдушины, характеризующиеся большим потоком тепловой и механической энергии" (Науменко, Гончарук, 1969₁). К подобным провинциям относятся, с одной стороны, рудоносные территории, находящиеся в обращенных предгорных прогибах и впадинах (Предкарпатский, Предуральский, Предапалачский), с другой — в горстообразных поднятиях на границах перикратонных прогибов платформ с геосинклинальными областями (Кышлакское, Прибайкальское и др.).

Сходные черты геологического развития провинций обуславливают на их территориях близкие структурные условия формирования оруденения и почти тождественные закономерности размещения рудных районов, полей и месторождений. Вместе с тем, как это будет показано ниже, приуроченность провинций к определенным геотектоническим сооружениям земной коры определяет развитие некоторых специфических особенностей магматизма и рудоносности, выступающих на фоне проявления общих закономерностей магматизма и металлогении.

Рассматриваемые низко- и средне-низкотемпературные стратиформные свинцово-цинковые месторождения преимущественно размещаются в пределах самостоятельных структурно-металлогенических зон. Но они находятся и в структурно-металлогенических зонах, характеризующихся развитием, наряду с основным магматизмом, также и массивов гранитоидов, в экзоконтактах которых расположены и более высокотемпературные свинцово-цинковые месторождения. Они получают развитие также в периферических частях высоко- и средне-высокотемпературных свинцово-цинковых рудных полей, как бы отражая эволюцию высокотемпературных процессов минералообразования по периферии его эпицентров. При этом необходимым условием формирования интересующих нас месторождений является наличие слоистых толщ, осложненных согласными разрывными нарушениями.

2. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПЛОЩАДЕЙ РАЗВИТИЯ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В каких бы геотектонических условиях ни формировались рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения, характерной особенностью геологического строения их рудоносных провинций является то, что оно отражает платформенное или субплатформенное их развитие. Практически во всех случаях стратиграфические разрезы и тектонические элементы, проявленные в этих провинциях, соответствуют двум основным структурным этапам: нижнему, интенсивно дислоцированному, консолидированному и метаморфизованному древнему фундаменту, и значительно менее метаморфизованному либо слабо или совсем не затро-

нотому региональным метаморфизмом более молодому чехлу. Чехол складывается слоистыми терригенно-осадочными или терригенно-осадочно-эффузивными толщами, развивавшимися в платформенных или близких к ним условиям на фундаменте, разбитом разрывными нарушениями.

Породы чехла обладают достаточно устойчивой латеральной фациальной выдержанностью на значительных площадях, резкой сменой фаций в разрезе и характеризуются наличием региональных и частых локальных несогласий. Последние связаны с эпейрогеническими колебаниями на платформах или слабыми тектоническими конседиментационными движениями, обусловленными процессами формирования геосинклиналей. Изменение фаций по простиранию и мощностей слоистых толщ

Таблица 1а

Геотектоническая позиция провинций низко- и низко-среднетемпературных стратиформных свинцово-

Основные геотектонические сооружения, включающие области развития месторождений (или провинций)			Вмещающие месторождения осадочные формации, отражающие основные стадии формирования чехлов рудоносных провинций
сооружения 2-го порядка	сооружения 3-го порядка	сооружения 4-го порядка	
1	2	3	4

Древние активизированные платформы

Щиты
(на клинообразных и непрямолинейных в плане выступах при переходе их в элементы плит)

Осложненные региональными глубинными разломами склоны щитов, характеризующиеся блоково-глыбовым строением фундамента и относительно небольшими (десятки, сотни метров, первые километры) мощностями осадочных чехлов

Крупные, пологие куполообразные или брахиантиклинальные поднятия, развивающиеся над выступами фундамента, формирующимися как до и в период накопления осадочных толщ чехла, так и в более поздние этапы тектоно-магматических активизаций

Континентальные крупно-блочные, трансгрессивные и регрессивные лагунно-пестроцветные, морские, с участием карбонатных фаций

Плиты
(на клинообразных выступах платформ, ограниченных более молодыми разновозрастными или разновозрастными эпигеосинклинальными орогенными поясами)

Антеклизы:

- 1) краевые части, ограниченные глубинными шовными зонами разломов;
- 2) внутренние части, осложненные сводами, валами, впадинами, отражающими разломы фундамента

Сводовые и валовые плосковершинные брахиантиклинории и куполообразные сооружения, возникающие над куполообразными или валовыми выступами фундамента, отчетливо выраженными его тектонически приподнятыми блоками и палеовулканическими аппаратами. Последние в условиях аридного палеоклимата в процессе накопления отложений осадочного чехла нередко интенсивно обрастают рифовыми постройками. Формирование сооружений длительное, включающее как периоды седиментогенеза, так и периоды тектонических деформаций сформированных чехлов, связанные с тектоно-магматическими активизациями платформ

Базальные лагунно-континентальные (сероцветные, красноцветные, пестроцветные); трансгрессивные терригенно-морские, переходящие в морские, преимущественно карбонатные (месторождения размещаются в обеих основных субфациях: аридной эвапорит-карбонатной и известняково-доломитовой и гумидной — существенно известняковой); регрессивные эвапорит-красноцветные и параллические; континентальные (красноцветные и сероцветные) формации

чехла зависит от величин дифференциальных поднятий и опусканий тектонических блоков фундамента, создающих ступенчатые ложа бассейнов осадконакопления.

Строение разрезов, локализирующих оруденение в рифтовых глубоководных впадинах, находящихся в центральных грабенах рифтовых долин и развивающихся в средних частях куполообразных поднятий эпиплатформенных орогенных поясов, сходно с разрезами упомянутых выше чехлов. Вместе с тем в связи с более активными тектоническими движениями и значительно более интенсивными опусканиями здесь более контрастно выражена смена осадочных формаций — от терригенных до пелагических.

цинковых месторождений на платформах

Магматические формации, характерные для провинций	Главнейшие разрывные нарушения, контролирующие позиции провинций	Примеры провинций
5	6	7

Древние активизированные платформы

Эффузивные: пепловые туфы, базальты, андезит-базальты и другие породы, принадлежащие к трапповой формации. Проявлены взрывные фазы
Интрузивные: дайки и силлы пород основного состава, относящиеся к трапповой формации*

Региональные краевые глубинные разломы, ограничивающие выступы фундамента в плане. Характерна унаследованность разломами древних ослабленных тектонических зон фундамента. Площади развития свинцово-цинковых месторождений располагаются в областях искривлений зон глубинных разломов по простиранию и в участках их пересечений с разрывами других направлений

Области развития свинцово-цинкового и медного оруденения южных склонов Балтийского щита, северных — Канадского, северных — Алданского, юго-западных — Украинского и др.

Эффузивные: тоилит-базальты (долериты, диабазы, диабазовые порфириты), базальты, их туфы, андезит-базальты и другие породы трапповой формации в различных ярусах чехлов
Интрузивные: дайки и силлы габбро-диабазового или долеритового состава, относящиеся к трапповой формации*

Краевые шовные и внутренние региональные глубинные разломы, разбивающие фундамент плит на мозаичные блоки, претерпевшие разнонаправленные дифференциальные движения с образованием в чехле куполообразных и валовых поднятий, окруженных впадинами. Многие из разломов по масштабам и глубинности, проявлению в них магматизма, влиянию на осадконакопление чехла и постлитификационных его деформаций могут быть отнесены к ряду линейментов, в ряде случаев прослеживающихся за пределами континентальных платформ. Унаследованность разломов древних линейных направлений фундамента также характерна

Площади развития свинцово-цинковых, цинковых и медных месторождений и рудопроявлений Мидконтинента (Северо-Американская платформа), Башкирии (Русская платформа), арктических районов Канады, восточной части Бразилии, западной части Сибирской платформы (Подкамная Тунгуска и др.)

Таблица 1а (продолжение)

1	2	3	4
<p>Перикратонные краевые предгеосинклинальные прогибы и впадины на клинообразных выступах платформ</p>	<p>Горст-антиклинорные сооружения над крупными приподнятыми тектоническими блоками фундамента, ограниченные и разбитые серией продольных чешуйчатых надвигов, входящих в шовные или внутривпадинные тектонические зоны. Поднятия являются как конседиментационными (развитие более мелководных фаций со значительно меньшими мощностями, чем в основном прогибе), так и особенно постседиментационными, связанными с заключительными стадиями формирования сопредельных геосинклинальных систем и с последующими процессами тектонической активизации, в связи с перестройкой коры. Суммарные вертикальные амплитуды поднятий колеблются от сотен до тысяч метров</p>	<p>Протяженные (десятки километров и более) и узкие блоковые брахискладки и флексуры, развитые на уступах дифференциально приподнятых блоков, осложняющих фундамент горст-антиклинорных поднятий и возникших в связи с чешуйчатыми надвиганиями блоков по крупным разрывам. Складки характеризуются штамповым строением (сундучные, коробчатые, корытообразные); ограничиваются разрывами и осложняются складчатостью более высоких порядков, с развитием тех же форм. Ундуляция их осей обусловлена наличием поперечных поднятий и опусканий, связанных с поперечными разломами фундамента</p>	<p>Флишиодные, регрессивные и трансгрессивные лагуно-континентальные (терригенно-карбонатные, терригенно-карбонатно-пестроцветные)</p>
<p>Авлакогены (внутривпадинные, сквозные и поперечные погребенные и непогребенные древние рифты, прошедшие циклы геосинклинального развития на континентальной коре, значительно меньшей по мощности, чем окружающие платформы. Складчатость в этих сооружениях проходит в условиях крайне слабых восходящих движений и в большинстве случаев не завершается внедрением кислых магм и интенсивным поднятием геотектонического сооружения в целом. Древние погребенные авлакогены выполняют роль зон глубинных разломов, влияя на формирование перекрывающего их более молодого структурного этажа чехлов платформ). Рудоносные территории располагаются в областях искривлений по простиранию и пересечений с тектоническими сооружениями других направлений</p>	<p>Бортовые части авлакогенов на участках прилегающих к ним антеклиз с выходящими в их адрах породами фундамента. Фундамент и чехол осложнены серией сбросов и надвигов, параллельных и поперечных основным швам, ограничивающим авлакогены</p> <p>Внутренние впадины и котловины, ограниченные продольными и поперечными разломами, входящими в фундамент</p> <p>Внутренние антиклинорные поднятия, обычно выраженные относительно пологими брахантиклинориями или сводами, отражающими положительные формы рельефа фундамента</p>	<p>Продольные и поперечные пологие поднятия, обусловленные блоковым строением фундамента прилегающих к авлакогену частей платформ; крупные флексуорообразные изгибы слоистых пород чехла вдоль протяженных разломов, прослеживающихся в фундаменте. Поднятия ограничены крупными разломами и, также как и флексуры, нарушены более мелкими разрывами</p> <p>Кревые приподнятые части впадин, а также поднятия (складчато-блоковые с проявлением диапризма в соляных куполах) внутри впадин, связанные с воздыманием тектонических блоков фундамента в зонах пересечения и сопряжения разломов поперечного и продольного направлений по отношению к общему простиранию авлакогенов</p> <p>Краевые части, области переклиналильных замыканий, области неглубоких поперечных и продольных опусканий, в формировании которых принимали участие разломы фундамента, обусловившие в общем ступенчатое его погружение от центральных частей поднятий</p>	<p>Континентальные крупно-блоковые формации; трансгрессивные лагуно-пестроцветные и морские с участием карбонатных пород; регрессивные эвапорит-красноцветные или параличские. Формации объединяют самые разнообразные по химическому и литологическому составу и текстурным особенностям осадочные и туфогенные образования</p>

5	6	7
<p>Э ф ф у з и в н ы е: лавовые и туфогенные образования, относящиеся к трапшовой формации в различных частях разрезов чехлов (имеют подчиненное значение)</p> <p>И н т р у з и в н ы е: трещинные интрузивные аналоги лавовых и туфогенных образований; более поздние дайки и силлы основного состава трапшовой формации*. Проявляются слабо, во многих рудных районах и полях не обнаруживаются.</p>	<p>Шовные глубинные тектонические зоны, ограничивающие платформы от сопредельных геосинклиналей; глубинные тектонические зоны внутри прогибов, проходящих главным образом параллельно шовным или их отдельным, меняющим свои направления интервалам. В обоих случаях эти зоны оказываются древнее чехлов, характеризуются конседиментационным этапом развития и последующим разрастанием по восстановлению после формирования осадочных пород чехла. Шовные глубинные разломы оформляются при завершении формирования сопредельных складчатых областей и в дальнейшем оказываются зонами проявления более молодых автономных тектоно-магматических активизаций. Области развития месторождений тяготеют к участкам искривления простирания шовных зон в плане. За пределами швов площади развития минерализации контролируются пересечениями, искривлениями и сочленениями региональных разломов</p>	<p>1) в шовных тектонических зонах: прибайкальский полиметаллический пояс в пределах Байкальского и Кытлакская провинция в пределах Юдомо-Майского верхнепротерозойских перикратонных прогибов Сибирской платформы; рудные провинции перикратонного краевого прогиба Великих равнин западного склона Канадского щита;</p> <p>2) внутри прогибов: рудные районы, приуроченные к горстовым поднятиям Березовского краевого прогиба западной части Алданского щита; рудные районы, приуроченные к горстовым поднятиям Прикарпатской впадины (район месторождения горы Богдо и др.), связанные с глубинными разломами</p>
<p>Э ф ф у з и в н ы е: излияния лав основного состава, относящихся к базальтовой формации, главным образом на ранних стадиях развития авлакогенов</p> <p>И н т р у з и в н ы е:</p> <p>1) доорогенные неоднократные внедрения относительно небольших секущих напластование и согласных тел, состав которых меняется от основного, близкого к ультраосновному, до щелочного;</p> <p>2) орогенные:</p> <p>а) ранние — дайки и штоки пород, относящихся к трахиабазальтовой формации</p> <p>б) поздние — дайки пород, относящихся к трахибазальтовой формации</p> <p>Во впадинах и котловинах проявляются слабо и во многих рудных районах и полях не обнаруживаются.</p>	<p>Краевые, ограничивающие авлакогены глубинные разломы; региональные, параллельные краевым, и поперечные глубинные разломы, обуславливающие морфологические особенности продольных и поперечных поднятий и флексур. Площади развития месторождений контролируются пересечениями поперечных и продольных разломов, их искривлениями в плане и сочленениями</p> <p>Краевые глубинные разломы, а также поперечные и продольные внутренние региональные глубинные разломы, ограничивающие и секущие впадины. Площади развития месторождений контролируются пересечениями поперечных и продольных разломов, их искривлениями в плане, а также сочленениями этих нарушений</p> <p>Краевые глубинные разломы, а также поперечные и продольные внутренние региональные глубинные разрывы, ограничивающие и секущие поднятия. Площади развития месторождений контролируются пересечениями, сочленениями продольных и поперечных разломов и их искривлениями в плане</p>	<p>Южные склоны Воронежской антеклизы (северный борт Днепровско-Донецкого авлакогена)</p> <p>Бахмутская, Кальмиус-Торская и другие впадины Днепровско-Донецкого авлакогена</p> <p>Донбасское антиклинорное поднятие Днепровско-Донецкого авлакогена</p>

Таблица 1а (окончание)

1	2	3	4
Молодые активизированные платформы, окаймляющие древние плиты			
<p>Антеклизы с выходящими в их ядрах остаточными массивами, сложенными породами палеозойского или мезозойского складчатого основания. Массивы испытывают тенденцию к воздыманию с начала накопления пород чехла, но основное поднятие их подчинено более поздним тектоническим движениям. Последние связаны как с заключительными стадиями формирования сопредельных геосинклиналей, так и с автономными тектоно-магматическими активизациями</p> <p>Антеклизы и более мелкие купола с остаточными массивами развиваются в краевых частях молодых платформ на границе с молодыми складчатыми областями, а также на границе с древними платформами, образования которых являются их фундаментом</p>	<p>1. Склоны антеклиз вокруг остаточных массивов. Слонистый чехол сложен нарушен региональными и более мелкими чешуйчатыми поддвигами и сбросами, возникающими вследствие восходящих движений остаточных массивов</p> <p>2. Грабенообразные впадины, сложенные слоистыми осадочными породами на площадях остаточных массивов или заходящие на них в виде заливов</p> <p>Древние платформенные чехлы остаточных массивов, являющиеся обломками древних платформ или краевых частей древних складчатых областей</p>	<p>Пологие и широкие корытообразные неглубокие синклинали, отделяющиеся узкими линейными антиклиналями, представляющими собой тектонические зоны</p> <p>Крупные, относительно неглубокие и широкие синклинали складки, развитые в древних чехлах и сохранившиеся от влияния прорывающих их интрузий. Синклинали несут признаки влияния разломов фундамента, как правило, осложнены серией складок облекания — широких антиклиналей и узких сжатых синклиналей</p>	<p>Базальные континентально-морские (красноцветные, сероцветные) формации, в основании которых залегают более ранние эффузивы дацитово-гранитные (известняково-мергелисто-глинисто-сланцевые) и эвапорит-красноцветные (с доломитами, гипсами, ангидридами) формации</p> <p>1. Сланцевато-граувакковые формации, состоящие из кварцитовидных песчанистыми, глинистыми кремнистыми и углистыми сланцами с прослоями известковых песчаников, известняков; граувакками с прослоями сланцев</p> <p>2. Карбонатные формации, включающие, помимо карбонатных пород, разнообразные сланцы, песчаники и другие образования</p>

Примечания: * Геотектонические элементы платформ, геосинклинальных орогенических областей и эпиплатформенных орогенических поясов выделены согласно их классификации по Е.В. Хаину (1973). ** Определение формаций также принято по Е.В. Хаину, который считает, что "формация — это естественное и зако-

Отличное строение разрезов наблюдается в структурно-металлогенических зонах, подвергнутых тектоно-магматической активизации, появившейся в пределах древних интрагеоантиклиналей. Здесь фундамент нередко складывается гранитоидами молодых батолитов, а чехол — более древними слоистыми толщами, образующими провесы кровли над этими массивами (зона мезозойской тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья) (Кормилицын, 1968 и др.).

В зависимости от возраста и особенностей геологического развития тех или иных рудоносных провинций фундамент и чехол обладают простым либо многоярусным строением. При этом отдельные структурные ярусы отражают конкретные циклы геотектонических процессов, проявлявшихся в различные геологические эпохи.

Для фундаментов рудоносных провинций с оруденением, сформировавшихся на древних платформах, характерно проявление нескольких структурных ярусов, что вызвано сложным и длительным процессом разрастания щитов за счет окаймляющих их доверхнепротерозойских складчатых комплексов. Чехлам этих сооружений свойственно также

5	6	7
Молодые активизированные платформы, окаймляющие древние плиты		
<p>Эффузивные: 1) наземные излияния лав андезитовой формации в низах разрезов чехлов</p> <p>2) излияние базальтов траптовой формации в поздние периоды накопления чехлов</p> <p>Интрузивные: субвулканические аналоги указанных эффузивных образований, а также жильные тела, по составу относящиеся к порфириковой формации и секущие образования чехлов</p> <p>Эффузивные: диабазы и кератофировые туфы, свойственные как нижним, так и верхним частям разрезов чехлов</p> <p>Интрузивные: 1) интрузии пред- и орогенной стадии развития геосинклиналей, относящиеся к гранитоидным формациям; 2) посторогенные дайки и силлы* основного состава</p>	<p>Крупные региональные глубинные разломы (краевые и параллельные им), определяющие формы корытообразных синклиналей и узких антиклиналей. Площади развития месторождений тяготеют к периклинальным замыканиям антеклиз, к участкам искривленных контактов осадочных массивов, как правило, ограниченных глубинными расколами. Весьма характерно влияние структур фундамента на деформации чехлов</p> <p>Древние разломы фундамента, определяющие форму складчатых образований чехла и проявляющиеся в чехле сериями надразломных складок и флексур, зонами буди-нажа, расланцевания и трещиноватости. Площади развития минерализации тяготеют к краевым, ограничивающим остаточные массивы разломам</p>	<p>Склоны и внутренние грабенообразные впадины европейских остаточных массивов (Центрального Французского, Гарда, Арденн, Рейнских сланцевых гор, Чешского и др.)</p> <p>Северо-Западный Гард, Чешский массив и др.</p> <p>номерное сочетание (парагенез, комплекс, набор, ассоциация) горных пород (осадочных, вулканических, интрузивных), связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры" (Хаин, 1973, стр. 137—138).</p>

многоярусное строение, обусловленное наличием рифейских, вендских, каледонских, герцинских и альпийских осадочных комплексов, формирование которых связано с этапами перестроек структурных планов платформ при четкой унаследованности более древних структур (Хаин, 1971, 1973; Валева, 1973; Кропоткин и др., 1971 и др.).

Фундаментам рудоносных провинций с оруденением, сформировавшимся на молодых платформах, свойственны консолидированные и метаморфизованные складчатые комплексы, предшествующие образованию чехлов. Так, в рудоносных провинциях западно-европейской платформы фундаментом рудовмещающих толщ служат каледонские и герцинские комплексы, изредка включающие ядра более древних докембрийских образований. Породы чехла, несущего оруденение, представлены в основном терригенно-осадочными и в меньшей мере вулканогенно-осадочными образованиями, разрез которых начинается с перми.

Набор осадочных формаций, сформированных как в аридных, так и в гумидных климатических зонах, в чехлах рудоносных провинций, покоящихся на древних платформах, весьма разнообразен и меняется в каждом

Таблица 16

Геотектоническая позиция провинций низко- и низко-среднетемпературных стратиформных свинцово-

Основные геотектонические сооружения, включающие области развития месторождений (провинции)		
сооружения 2-го порядка	сооружения 3-го порядка	сооружения 4-го порядка
1	2	3

Области отраженной активизации (по А.Д. Щеглову, 1968)

Перигеосинклинальные орогенные пояса

Окраинные участки платформ, вовлеченные в общие поднятия геосинклинальных областей в заключительные стадии геосинклинального цикла. Фундамент поднятий древнее, чем образования интергеоантиклиналей

Разбитые на блоки-ступени субвертикальными разломами моноклиналими или пологоволнистыми сооружениями, часто осложняющиеся поперечными поднятиями, обусловленными воздыманием гигантских тектонических блоков фундамента, ограниченных крутопадающими глубинными разломами

Брахиянтиклинории и брахисинклинории, осложняющие моноклинали или пологоволнистые сооружения. Образуются вследствие обложения крупных дифференциально приподнятых блоков фундамента, разбитого глубинными разломами. Брахиформы характеризуются ступенчатым строением. Над разломами развиваются "надразломные" (по Е.В. Хаину, 1973) складки

Области автономной активизации (по А.Д. Щеглову, 1968)

Интратратонные орогенные пояса, не имеющие геосинклинальной предьстории в формировании осадочных формаций чехлов и развитые вдоль поясов глубинных разломов, вытягиваясь на протяжении многих сотен и тысяч км. Чехлы платформ возникают на складчатом основании различных геологических эпох (от докембрия до кайнозоя).

Орогенические пояса сопровождаются компенсационными периферическими или внутренними впадинами

Краевые и периклиналильные части горстообразных мегантиклинорийных поднятий, протягивающихся до 600 км и более при ширине 30—60 км (Хаин, 1973) и связанных с воздыманием вытянутых тектонических блоков фундамента вдоль протяженных глубинных разломов. Вертикальные амплитуды воздыманий достигают 3—5 км и более. Поднятия осложнены сериями поперечных разломов фундамента, обуславливающих их сложное ступенчатое-блоковое строение

Крупные, широкие, часто асимметричные, с пологими сводами брахиянтиклинории, образованные над дифференциально приподнятыми блоками фундамента мегантиклинорийных поднятий. Брахиянтиклинории в плане ограничены глубинными разломами, выраженными в породах чехла сериями флексур и зонами линейных складок и ориентированными в продольном, поперечном и диагональном направлениях по отношению к оси мегантиклинорий. В пределах последних брахиянтиклинории располагаются кулисообразно, отделяясь один от другого узкими грабенообразными надразломными асимметричными синклиналями

цинковых месторождений в эпиплатформенных орогенных областях

Вмещающие месторождения осадочные формации, отражающие основные стадии формирования чехлов рудоносных провинций	Магматические формации характерные для провинций	Главнейшие разрывные нарушения, контролирурующие позиции провинций	Примеры провинций
4	5	6	7

Области отраженной активизации (по А.Д. Щеглову, 1968)

Платформенные формации, как служащие основаниями геосинклиналей, так и формирующиеся синхронно с геосинклинальным осадконакоплением: базальные лагуно-континентальные; трансгрессивные, существенно карбонатные; регрессивные лагуно-эвапорит-красноцветные и паралические; континентальные посторогенные моласовые во внешних и внутренних прогибах. Породы, слагающие платформенные чехлы, несут слабые признаки регионального метаморфизма, в редких случаях соответствующие лишь фациям зеленых сланцев

Э ф ф у з и в н ы е: проявлены слабо, относятся в основном к трапповой формации (диабазы, диабазовые порфириты, долериты), реже встречаются андезиты, риолиты и др.
И н т р у з и в н ы е: редкие дайки и силлы габбро-диабазов, еще более редки интрузии гранитоидов, главным образом трещинные

Региональные глубинные зоны разломов, продольные и косые по отношению к осям складчатых областей в участках клинообразных выступов платформ. Площади развития оруденения контролируются искривлениями зон разломов в плане

Площадь выступа Скалистых гор в районе плато Колорадо; Сетте-Дабанская площадь в юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой области; Башкирское поднятие в западной части Уральской складчатой области; Анти-Атлас, Высокый и Сахарский Атлас (Атласская складчатая область); Лабано-Малжинская зона и зона Перредового хребта (Северный Кавказ)

Области автономной активизации (по А.Д. Щеглову, 1968)

1. **Осадочные формации ранних, средних и поздних стадий развития древних геосинклиналей**, слагающие фундаменты активизирующихся платформ. Породы этих формаций в соответствии с геосинклинальными процессами подвержены в разной степени региональному и локальному метаморфизму и интенсивно дислоцированы

2. Осадочные формации чехлов:

а) **п л а т ф о р м е н н ы е:** от базальных лагуно-континентальных; трансгрессивных, существенно карбонатных средних циклов развития чехлов до регрессивных эвапоритово-красноцветных и континентальных красноцветных и сероцветных формаций включительно;

б) **о р о г е н н ы е:** моласовая, существенно терригенная формация (в аридных климатах красноцветная).

Региональный метаморфизм пород чехлов весьма незначителен либо не проявляется

Осадочные формации фундамента прорываются комплексами интрузивных образований, характерных для различных стадий ранних геосинклинальных циклов

Магматические образования в чехлах развиты слабо. В районах, где они проявляются, обнаруживаются в основном редкие дайки и силлы габбро-диабазовых пород. Вулканоогенные породы относятся также в основном к трапповой формации

Крупные разломы фундамента и сопровождающие их системы разрывов, ограничивающие платформенные складчатые сооружения 1-го, 2-го и более высоких порядков. Площади развития месторождений контролируются пересечениями, сочленениями, сближениями разломов фундамента и формируются в краевых и периклиналильных частях орогенных поясов и составляющих их мегантиклинорийных сооружений

Области развития свинцово-цинкового оруденения юго-западных отрогов Гиссара; Пайхой-Новоземельской орогенной области; Станового хребта и Джугджура и др.



Таблица 16 (окончание)

1	2	3
<p>Периокеанические орогенные пояса</p> <p>Пояса гигантских куполообразных поднятий, формирующиеся в периферических частях платформ в непосредственной близости от молодых океанов. В последних вдоль молодых орогенных поясов имеют место компенсационные глубоководные впадины. Пояса поднятий смыкаются с внутриокеаническими подвижными поясами. Формирование их многоэтапно и характеризуется унаследованностью древних структур</p> <p>Купола поднятий развиты многочисленными протяженными глубинными разломами, вертикальные и косые движения по которым привели к формированию систем мегагорстовых поднятий и протяженных относительно более узких ступенчатых грабенов-рифтов</p>	<p>Крайеве приподнятые части связанных с эпиплатформенным орогенезом компенсационных грабенообразных широких мегасинклинорий; внутренние части этих впадин, связанные с внутренними зонами горстовых поднятий фундамента вдоль глубинных разломов. Общее максимальное опускание во впадинах достигает 3-5 км и более.</p> <p>Мегаблоковые горстовые поднятия, ограниченные узкими или широкими протяженными рифтовыми депрессиями и сохранившие протоплатформенное строение (либо осадочный чехол образован после того, как мегаблоки были сформированы). Фундамент мегаблоков имеет неровный рельеф, прослеживаясь в виде крупных валов, интенсивно нарушенных зонами разломов</p> <p>Рифтовые долины, узкие и протяженные, возникающие в средних частях куполообразных поднятий и занимающие до 20% и более их объемов. Рифты образованы сериями ступенчатых грабенов, замыкаясь наиболее опущенными центральными грабенами, амплитуды опускания которых значительны и составляют первые км.</p> <p>Выделяются древние рифты, прошедшие стадии парагеосинклинального развития (см. авлакогены); рифты, в которых горизонтально лежащие осадки не подвергались складкообразованию, и рифты, раздвигание бортов которых имеет место и в настоящее время</p>	<p>Крупные, широкие, часто асимметричные, с пологими замковыми частями брахантиклинории, облекающие дифференциально приподнятые или опущенные блоки фундамента в зонах краевых и внутренних поднятий мегасинклинорий сооружений.</p> <p>Морфологические особенности брахиформ в плане обуславливаются наличием в фундаменте разноориентированных разломов, ограничивающих его блоки</p> <p>Валообразные поднятия, в пределах которых развиты протяженные (до 1000 км) и мощные зоны разломов, выраженные в чехле цепями горстовых выступов фундамента и сериями пологовершинных куполообразных складок диаметром в несколько километров с углами падения крыльев от 45 до 60°, облекающих погребенные выступы. Купола осложнены многочисленными флексурами, брахантиклиналями и брахисинклиналями, отражающими блоковое строение выступов. Помимо куполов, имеются серии синклиналей и мульд, ограниченных выступами фундамента</p> <p>Центральные опущенные грабены*, образующие узкие и протяженные коритообразные трюги, в пределах которых имеют место небольшие впадины (до первых километров в диаметре), ограничивающиеся поперечными поднятиями.</p> <p>Бортовые части рифтовых долин, характеризующиеся блоковым строением осадочного чехла и деформированные в общем слабо, с проявлением ступенчатых флексур и пологих складок. На древних платформах чехлы характеризуются двух-трехъярусным строением и включают комплексы пород от верхнего протерозоя до четвертичного времени</p>

* В основании коры, мощность которой составляет около 30 км, согласно данным Е.В. Хаина (1973), являются породы, промежуточные между породами мантии и коры, рассматриваемые как выступы астеносферы.

яруса от базально-лагунно-континентальных через трансгрессивные и регрессивные до континентальных (табл. 1а).

Близким либо однотипным строением разреза обладают многие свинцово-цинковые провинции, сформировавшиеся в чехлах срединных массивов. В частности, в провинциях, расположенных в среднепалеозойских

4	5	6	7
<p>Базальные лагунно-континентальные формации, сменяющиеся морскими трансгрессивными, а затем регрессивными, лагунными и континентальными</p> <p>Региональный метаморфизм незначителен</p>	<p>Во многих районах магматические образования в породах чехлов не обнаружены</p>	<p>Крупные разломы фундамента, ограничивающие и пересекающие мегаплатины. Площади развития месторождений размещаются на территориях пересечений, сочленений, сближений и искривлений разломов</p>	<p>Области развития свинцово-цинковых и медных месторождений Афгано-Таджикской депрессии</p>
<p>Трансгрессивные базальные гравийно-песчаные глинистые формации, сменяющиеся морскими глинистыми с доломитами, песчано-глинистыми с аркозами, мелководными доломитовыми и сландевыми</p> <p>Региональный метаморфизм пород незначителен</p>	<p>Силы габбро. Во многих районах в непосредственной ассоциации с рудными телами не обнаруживаются</p>	<p>Крупные сближенные зоны глубинных разломов, секущих мегаблоки. Положения рудных областей контролируются искривлениями в плане этих разрывных нарушений, обусловленными влиянием ограничивающих мегаблоков рифтов</p>	<p>Область развития медных и свинцово-цинковых месторождений медного пояса Родезии</p>
<p>Глубоководные карбонатно-глинистые илы, формирующиеся на толщах карбонатных пород и эвапоритов, залегающих на более древних литифицированных породах или породах фундамента</p>	<p>Э ф ф у з и в н ы е: мало-мощные покровы базальтов в низах карбонатно-эвапоритовых толщ</p> <p>И н т р у з и в н ы е: базальтовые трещинные интрузии, выявляемые геофизическими методами в образованиях центральных грабенов</p>	<p>Крупные региональные разломы, ограничивающие центральный грабен и серию прилегающих к нему грабенов, в целом составляющих рифтовые долины. Формирование рудовещающих впадин, видимо, связано с областями, где упомянутые разломы претерпевают искривления либо пересекаются с поперечными разрывами</p>	<p>Впадина рифта Красного моря</p>
<p>Озерно-речные, морские прибрежно-континентальные, морские формации. Признаки регионального метаморфизма не обнаруживаются либо проявлены незначительно</p>	<p>Э ф ф у з и в н ы е: покровы базальтовых и щелочнобазальтовых пород, образованных в орогенные стадии, реже ультраосновные и локальные кислые лавы</p> <p>И н т р у з и в н ы е: жильные аналоги эффузивных пород</p>	<p>Крупные региональные разломы, развитые в пределах рифтовых долин; параллельные им разломы на прилегающих к рифтам частях платформ и серии более мелких разрывных нарушений, сопряженных с ними</p>	<p>Восточно-Африканская система рифтов</p>

непогружающихся в инверсионные геосинклинальные периоды срединных массивов Тянь-Шаня (Кассанский срединный массив) фундамент сложен докембрийским и каледонским консолидированными комплексами, а чехол образован вариссийским (верхнесилурийско-нижнеперским), киммерийским и альпийским структурными ярусами (Кнауф, 1972). Первый

из структурных ярусов чехла в нижних частях разреза характеризуется широким проявлением вулканизма существенно андезитового состава, предшествующего формированию терригенных и морских песчано-сланцево-карбонатных и эвапоритовых отложений. Второй, проявившийся в позднеорогенных депрессиях, слагается лавами андезит-липаритовой формации. Третий — терригенно-континентальными образованиями.

Таблица 1в

Геотектоническая позиция провинций низко- и низко-среднетемпературных стратиформных свинцово-

Основные геотектонические сооружения, включающие области развития месторождений (или провинций)			Вмещающие месторождений осадочные формации, отражающие основные стадии формирования чехлов рудоносных провинций
сооружения 2-го порядка	сооружения 3-го порядка	сооружения 4-го порядка	
1	2	3	4
<p>Краевые либо периклинальные части эвгеосинклинальных прогибов, формирующихся на жестком основании интрагеоантиклиналей, срединных массивов и других, более древних стабильных сооружений, не подвергавшихся тектоно-магматической переработке и интенсивному региональному метаморфизму в средние стадии развития геосинклиналей</p> <p>Многоэвгеосинклинальные обращенные прогибы а) прогибы первой стадии развития геосинклиналей, расположенные в их краевых частях и на срединных массивах, а в перикратонных геосинклиналях — и во внутренних частях б) прогибы второй стадии развития геосинклиналей, возникшие как в краевых, так и нередко во внутренних их частях, окаймляющих интрагеоантиклинали или срединные массивы</p>	<p>Сложно построенные горстантиклинорийные поднятия, ограниченные глубинными разломами, параллельными основным направлениям складчатости</p> <p>Широкие в краевых частях складчатых систем на границах с платформами и узкие во внутренних их частях протяженные и ограниченные глубинными разломами сложно-построенные антиклинорийные поднятия. Последние нередко характеризуются горизонтальными или близкими к нему зеркалами складчатости, что, по Е.В. Хану (1973), указывает на слабую расчлененность консолидированных подстилающих геосинклинальных образований, близкую к платформенным</p>	<p>Поперечные поднятия, осложняющие горст-антиклинорий и обусловленные ступенчатым воздыманием тектонических блоков нижезалегающих консолидированных образований древних структурных ярусов, слагающих интрагеоантиклинали. Поперечные поднятия обуславливают ундуляцию осей горст-антиклинорий, усложняя складчато-глыбовую структуру слагающих их эвгеосинклинальных осадочных и вулканогенно-осадочных образований, выполняющих роль чехлов. В пределах поперечных поднятий получают развитие поперечные крутопадающие глубинные разломы, в участках пересечений которых с продольными размещаются рудные поля</p> <p>Узкие или широкие брахантиклинорий и брахисинклинорий второго порядка, располагающиеся кулисообразно и образующие вследствие облекания крупных дифференцированно приподнятых или опущенных тектонических блоков пород нижнего консолидированного структурного этажа. Воздымания и опускания этих блоков во многих случаях являются конседиментационными, но преимущественно происходят в постседиментационный период</p>	<p>Сланцево-граувакковая, или аспидная, формация, сложенная глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками и реже грубообломочными породами. В виде отдельных слоев развиты редкие прослои ритмично-песчанистого флиша. На склонах поднятий нередко развиты зоогенные известняки</p> <p>Региональный метаморфизм проявлен слабо</p> <p>1. Карбонатная формация (основная) с широким проявлением терригенных пород (песчаников, конгломератов и др.) 2. Флишевая формация (подстилающая или перекрывающая карбонатную), представленная переслаивающимися разнообразными по составу сланцами, песчаниками и карбонатными образованиями 3. Молассовая (верхняя моласса), существенно терригенная, представленная переслаивающимися сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами и брекчиями</p> <p>Региональный метаморфизм проявляется очень слабо либо не проявляется вообще</p>

В рудоносных провинциях, размещающихся в краевых миогеосинклинальных прогибах ранних стадий формирования геосинклиналей прилегающих к платформам и срединным массивам, фундамент слагается метаморфизованными догеосинклинальными комплексами пород. На территориях, расположенных в миогеосинклинальных прогибах поздних стадий, фундамент сложен метаморфизованными и консолиди-

рованных месторождений в эпигеосинклинальных орогенных поясах

Магматические формации, характерные для провинций	Главнейшие разрывные нарушения, контролирующие позиции провинций	Примеры провинций
5	6	7
<p>Эффузивные: подводноизлившаяся лавы, относящиеся к кератофир-спилит-диабазовой формации</p> <p>Интрузивные: 1. Пластовые тела габбро-диабазов (относящиеся к спилит-диабаз-кератофировой формации) доскладчатые и претерпевшие зеленкаменные изменения 2. Пластовые и секущие слоистость габбро-диабазовые дайки, относящиеся к базальтоидной формации и распространяющиеся вдоль разломов, пересекающих складчатые сооружения*</p>	<p>Зоны глубинных разломов, развивающиеся на границах интрагеоантиклиналей и окаймляющих их прогибов, выполненных более молодыми осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, на площадях, тяготеющих к их периклинальным замыканиям, осложненным поперечными поднятиями, ограниченными разрывами</p>	<p>Белокано-Закатальский рудный пояс (юго-восточные склоны Большого Кавказского хребта) и др.</p>
<p>Эффузивные: 1. Подводноизлившаяся в периоды накопления флишеидных толщ лавы основного состава андезитовой формации. Излияние сопровождалось образованием туфогенных осадочных образований — туфопесчаников, туфоконгломератов и др. 2. Подводноизлившаяся лавы андезитовой формации, формирующиеся в периоды накопления пород карбонатной формации. Локально развиты лавы основного состава, связанные с вулканами центрального типа.</p> <p>Интрузивные: Дайки и силы основного состава, близкие к базальтоидной формации, секущие складчатые сооружения*</p>	<p>Протяженные долгоживущие крутопадающие региональные разломы или объединяющие их более крупные линейменты, ограничивающие складчатые области и разделяющие их внутренние части с резко различным геологическим строением. Области развития месторождений контролируются искривлениями в плане, сближениями, пересечениями и сочленениями этих глубинных разломов</p>	<p>Каратаусская (Южный Казахстан, хр. Большой Каратау); Туркестано-Алайская (Южнотяньшаньская складчатая система); Атласская (Северная Африка) и др.</p>

Таблица 16 (продолжение)

1	2	3	4
<p>Срединные массивы</p> <p>1. Не погружающиеся в инверсионный период и превращающиеся в возвышенные плоскогорья</p>	<p>Сохранившиеся от тектоно-магматической переработки участки срединных массивов, обладающие платформенным строением с незначительным проявлением трещинных интрузий вдоль глубинных разломов, создающих в целом блоковую структуру фундамента массивов. Большое значение имеют также древние догеосинклинальные платформенные чехлы массивов, которые наиболее свойственны перикратонным геосинклиналям, возникшим на платформенном основании</p>	<p>а) В нижних частях платформенных чехлов: горстбрахиантиклинорий над приподнятыми тектоническими блоками фундамента в основном в краевых частях срединных массивов, ограниченных краевыми швами.</p> <p>б) В верхних частях платформенных чехлов: грабенообразные впадины, заполненные молодыми посторогенными образованиями</p>	<p>1. Карбонатная предорогенная формация, включающая мелководную, обломочно-органогенную рифовую на поднятиях, багальную пелитоморфную, нередко кремнистую и битуминозную субформации. В состав формации входят разнообразие по составу карбонатные породы, песчаники, сланцы, конгломераты, во многих случаях гипсоносные толщи. В низах формаций нередко развиты эффузивные и туфогенные свиты</p> <p>2. Терригенно-осалочно-эффузивная позднеорогенная формация, слагающаяся переслаивающимися конгломератами, песчаниками, сланцами, эффузивами с прослоями карбонатных пород (нижняя моласса?). Кроме того, месторождения нередко встречаются и в породах карбонатных платформенных формаций, подстилающих геосинклинальные осадочные формации. Это особенно ярко проявлено в срединных массивах неглубоких перикратонных геосинклиналей, формирующихся на разбитых разломами платформенных сооружениях. Региональный метаморфизм проявлен очень слабо</p>
<p>2. Массивы частично погружающиеся в эпоху инверсионных горообразовательных движений</p>	<p>Серия горстовых поднятий, ограниченных зонами глубинных разломов, возникшие над приподнятыми тектоническими блоками фундамента массивов. Поднятия в большинстве случаев тяготеют к краевым частям срединных массивов, возникая вблизи границ с внутренними предгорными прогибами. Реже они развиты во внутренних частях массивов, в зонах разломов фундамента</p>	<p>Горстантиклинорийные сооружения, оси которых вытянуты в основном согласно контурам срединных массивов. Возникновение их связано со ступенчатыми поднятиями тектонических блоков фундамента, ограниченных глубинными разломами</p>	<p>Формации нижней и верхней молассы в прогибах полного развития; либо только верхней или только нижней в прогибах неполного развития. Нижняя моласса слагается глинистыми и алевропесчанистыми породами; изредка она представлена лагунами фациями (угленосными в гумидных и соленосными в аридных климатах), в которых часто большую роль играют известняки-ракушечники</p> <p>Верхняя моласса либо континентальная, либо существенно континентальная. Представлена конгломератами, чередующимися с песчаниками, глинами, суглинками. В аридных климатах приобретает красноцветную окраску. Признаки регионального метаморфизма не обнаруживаются</p>
<p>Предгорные обращенные прогибы и впадины</p> <p>1. Внешние предгорные прогибы на границах с платформами (передовые, переклиналиные и поперечные)</p>	<p>Поперечные поднятия, связанные с воздыманием поперечно-ориентированных широких крупных блоков геосинклинального или платформенного, значительно более уплотненного и сильно дислоцированного основания, на котором формируются прогибы</p>	<p>Антиклинорий и синклинорий, ограниченные чешуйчатыми надвигами. Формирование их связано с тектоническими перемещениями блоков пород посторогенного комплекса, часто выраженными в развитии покровов. Ундуляция осей складок подвигана строением поперечных поднятий</p>	<p>Формации нижней и верхней молассы, представленные фидилитовыми и мергелистыми песчаниками, мергелями, сланцеватыми глинами, гипсами, соленосными отложениями, конгломератами. Признаки регионального метаморфизма отсутствуют</p>

5	6	7
<p>Э ф ф у з и в н ы е:</p> <p>1. Подводно и наземно излившиеся порфириды андезитовой формации, предшествующие отложению карбонатной формации</p> <p>2. Лавы андезит-липаритовой формации позднеорогенной стадии развития геосинклиналей</p> <p>И н т р у з и в н ы е:</p> <p>1. Относительно небольшие многофазные массивы гранитоидов пред- и раннеорогенной стадии</p> <p>2. Субвулканические интрузивные массивы, связанные с эффузивными циклами и развитые, как и гранитоиды, вдоль глубинных разломов</p> <p>3. Дайки и силлы базальтоидной (траптовой) формации, вытягивающиеся вдоль разломов*. На площадях развития интрузивных образований отмечаются более высокотемпературные типы полиметаллических месторождений и месторождений других металлов</p> <p>Телетермальные месторождения формируются на площадях, более удаленных от выходов изверженных пород, где получили развитие лишь самые поздние дайки и силлы базальтоидного состава</p>	<p>Краевые, ограничивающие массивы, глубинные шовные зоны разломов и им параллельные глубинные региональные разрывы, ограничивающие поднятия или опускания внутри срединных массивов и обуславливающие складчато-глыбовое строение рудоносных площадей</p>	<p>Области развития месторождений в южной части Кассанского срединного массива (Срединный Тянь-Шань); в Оранской Мезете (Атласская складчатая область) и др.</p>
<p>Э ф ф у з и в н ы е: очень редки, представлены туфами и туффитами, очевидно принадлежащими к андезит-липаритовой формации</p> <p>И н т р у з и в н ы е: дайки и силлы основного состава, относящиеся к траптовой формации*. Во многих районах не обнаруживаются</p>	<p>Глубинные региональные разломы как краевые, так параллельные и поперечные по отношению к ним, реже диагональные. Разломы в краевых частях массивов способствуют образованию узких и протяженных горстов и грабенов, зоны которых параллельны общим контурам массивов</p>	<p>Область развития месторождений юго-западной краевой части Колымского массива, западной части Паннонского массива (поднятия вдоль Припаннонского глубинного разлома)</p>
<p>Э ф ф у з и в н ы е: вулканы базальт-андезит-липаритовой формации, пользующиеся в общем незначительным развитием</p> <p>И н т р у з и в н ы е: магматические образования, близкие по возрасту с орудением обычно не обнаруживаются</p>	<p>Зоны краевых глубинных разломов, отделяющих складчатые геосинклинальные области от платформ. Эти зоны, над которыми образуются предгорные прогибы и впадины, представляют собой шовные структуры, прослеживающиеся в докембрийском фундаменте и уходящие в верхнюю мантию. Области развития месторождений тяготеют к участкам пересечения этих разломов с поперечными, ограничивающими поперечные поднятия</p>	<p>Области развития месторождений Предкарпатского, Предуральского и других внешних предгорных прогибов</p>

Таблица 1в (окончание)

1	2	3	4
2. Внутренние предгорные прогибы на границе со срединными массивами (или внутри них): а) с широким проявлением вулканизма (на границах с частично погруженными срединными массивами)	Поперечные поднятия, связанные с воздыманием поперечно-ориентированных крупных блоков геосинклинального или платформенного (развитого на срединных массивах) в различной степени консолидированного и дислоцированного основания, на котором формируются прогибы	Серии антиклинорий и синклинорий, ограниченных крутопадающими надвигами. Ундуляция их осей связана с особенностями блокового строения фундамента поперечных поднятий	Орогенные терригенные и морские фации посторогенной верхней молассы, представленные переслаивающимися красноцветными и сероцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, доломитами, мергелями, известняками (кристаллическими, пелитоморфными, органогенно-детритусовыми, битуминозными и др.), аргиллитами. В верхах разрезов развиваются соленосные отложения с ангидритами и гипсами В ряде районов рудовмещающими породами являются циклично чередующиеся, относительно тонкослоистые отложения нижней молассовой формации. Осадочные образования практически не подвержены региональному метаморфизму
б) без проявления вулканизма (внутренние погруженные участки срединных массивов, превращенные в межгорные впадины)	Впадины, располагающиеся внутри прогибов, окаймляющих срединные массивы. Отложения впадин претерпели локальные инверсионные движения вследствие блоковых воздыманий фундамента массивов	Серии параллельных или косо ориентированных, нередко сочленяющихся пологовершинных горст-антиклинорий и брахи-синклинорий, облекающих дифференциально приподнятые крупные тектонические блоки фундамента. В плане складки имеют разнообразную, часто сложную геометрическую форму, зависящую от форм облекаемых блоков. Брахиструктуры осложняются коробчатыми и корытообразными складками, куполами и флексурами, отражающими ступенчатое строение облекаемых ими блоков фундамента	
Наложённые впадины сложные образования верхнего структурного яруса и наследующие структурные особенности более древних, вмещающих их складчатых сооружений	Крайевые приподнятые части впадин и внутренние поднятия, связанные с горстовыми поднятиями фундамента впадин вдоль глубинных разломов. Фундаментом впадин могут быть образования самых различных структурных этажей и ярусов геосинклиналей	Брахиантиклинории и брахисинклинории, осложняющие крайевые и внутренние поднятия впадин и облекающие крупные тектонические выступы их консолидированного и дислоцированного фундамента. Наиболее интенсивное воздымание тектонических блоков последнего происходит в основном в процессе инверсионных движений. Во многих случаях оно носит и конседиментационный характер	В основном формации верхней, реже нижней молассы, представленные терригенными, реже терригенно-морскими отложениями орогенного и посторогенного периодов. В гумидных климатах они представлены сероцветными, в аридных — красноцветными образованиями Региональный метаморфизм очень слабый

* Формации магматических пород, близких по времени с рассматриваемыми свинцово-цинковыми месторождениями, ассоциирующие с ними в пространстве и имеющие с ними геохимическую связь (Дятряев, 1970; Абдуллаев, Курбанов, Алиев и др., 1975; и др.).

5	6	7
Э ф ф у з и в н ы е: 1. Наземно-вулканическая андезит-липаритовая (субсеквентная по Штилле или порфиритовая по А.В. Пейве) формация, включающая породы от базальтов и андезито-базальтов через андезиты, дациты до липаритов и трахитов. Широко развиты пирокласты главным образом кислого состава 2. Базальтоидная наиболее молодая (финальная по Штилле) формация И н т р у з и в н ы е: 1. Субвулканические породы, связанные с андезито-липаритовой формацией эффузивов 2. * Более поздние, чем эффузивы, малые интрузивные тела среднего и основного состава как согласные со слоистостью, так и секущие ее. Продукты магматической деятельности размещаются вдоль глубинных разломов, которые контролируют близкое по возрасту, но более позднее оруденение Во многих районах признаки магматической деятельности, близкой по возрасту к оруденению, не обнаруживаются	Зоны крайевых глубинных разломов, которые отделяют складчатые области от срединных массивов и над которыми формируются внутренние прогибы. Площади развития месторождений контролируются пересечениями этих разломов с поперечными глубинными разрывами, ограничивающими и осложняющими поперечные поднятия	Области развития месторождений Закарпатского внутреннего предгорного прогиба и др.
Э ф ф у з и в н ы е: лавы от основного до кислого и щелочного состава в различных частях разреза И н т р у з и в н ы е: дайки и силлы альбитофиритов, диабазовых порфиритов и других пород*	Протяженные глубинные разломы, контролирующие развитие впадин или их серий, размещающихся на границах ранних и поздних, более консолидированных зон геосинклинальных областей	Области развития месторождений Кокчетав-Северотяньшанского пояса Центрального Казахстана (Сейфуллин, Штифанов и др., 1974)

рованными образованиями, возникшими в ранние этапы складчатости. Чехол обычно складывается миогеосинклинальными карбонатными, песчаниковыми, сланцевыми и флишевыми отложениями.

В провинциях с месторождениями, сформировавшимися в слоистых толщах на склонах интрагеоантиклиналей, роль фундамента выполняют метаморфизованные и консолидированные отложения более ранних стадий развития геосинклиналей, в состав чехла входят слоистые осадочные либо осадочно-вулканогенные породы краевых частей эвгеосинклинальных прогибов, возникших одновременно с интрагеоантиклиналями. Чехол может складываться также осадочными образованиями миогеосинклинального типа, латерально переходящими в сторону соседних интрагеосинклиналей в типичные эвгеосинклинальные образования. Слоистые породы эвгеосинклинального типа представлены здесь в основном толщами граувакково-глинистых сланцев с аргиллитами, алевролитами, песчаниками, грубообломочными породами и породами ритмично-песчанистых флишев. Нередко в них встречаются и карбонатные, в основном зоогенные образования. Вулканогенно-осадочные породы обычно связаны с диабаз-спилит-кератофировой магматической формацией. В случае же развития на склонах геоантиклинальных поднятий миогеосинклинального комплекса отложений с ними тесно связаны и широко проявлены вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования андезитовой формации.

Во внешних предгорных прогибах фундамент складывается в различной степени метаморфизованными отложениями ранних доорогенных стадий развития геосинклиналей, прорванными интрузиями соответствующих циклов их развития. Чехлы, сложенные орогенными и посторогенными позднегеосинклинальными отложениями (обычно молассы и солёные отложения), часто обладают большой мощностью. Во внешних частях прогибов породы чехлов фациально переходят в платформенные осадочные формации того же возраста, а фундаментом служат более ранние платформенные образования, представленные в основании консолидированными метаморфизованными породами.

В чехлах внутренних предгорных прогибов широко проявляются вулканогенные образования и их субинтрузивные аналоги. Мощность чехлов слоистых пород на площадях развития рассматриваемых месторождений к моменту рудообразования обычно не превышает первых километров.

В формировании пород чехлов рассматриваемых структурно-металлогенических провинций, развивающихся в различных геотектонических условиях, наряду с присущими им специфическими особенностями, характерными для каждого из геотектонических сооружений, проявляются и общие черты, вызванные сходными тектоническими режимами процессов седиментации в мелководных частях морских бассейнов. Эти черты выражены в общей, одинаковой для платформ (или близких к ним по типу геологического развития областей) последовательной смене во времени близких или однотипных осадочных терригенных и терригенно-вулканогенных формаций, которые наблюдаются как в пределах отдельных структурных ярусов, так и в целом для всего чехла. Выражаются они также в цикличности проявлений определенных осадочных формаций

и слоистых пород в их пределах; в наличии в разрезах чехлов специфических образований, локально проявленных главным образом вдоль тектонически ослабленных зон (над тектоническими зонами фундамента). Образования эти представлены чаще всего выступами фундамента и вулканическими аппаратами, окруженными кольцевыми в плане телами конденсационных брекчий, или многообразными по форме, масштабам и генезису рифовыми постройками. К ним относятся также отложения дельт и русловых потоков, впадающих в морские бассейны; разнообразные валы, косы и банки, образующиеся вследствие гидродинамической деятельности моря, и другие структурные элементы, возникающие в процессе осадконакопления. Все отмеченные образования и сооружения значительно повышают и без того достаточно высокую тектоническую гетерогенность слоистых пород чехлов, усложненную наличием в них региональных и локальных поверхностей несогласий. В благоприятных геолого-тектонических условиях, как это будет показано на примере многих регионов, эти сооружения способствуют возникновению структурных рудолокализирующих ловушек, концентрирующих оруденение в месторождениях, формирующихся в полностью или частично литифицированных породах. Наряду с рассмотренными структурными элементами в некоторых провинциях возникают также глубоководные впадины, приуроченные к грабенам рифтов и служащие в ряде случаев местом разгрузки рудоносных гидротермальных растворов (рассолов) и формирования оруденения в нелитифицированных осадках.

Наблюдаемые в рудоносных провинциях заниженные мощности чехлов свидетельствуют об имевших место умеренных нисходящих тектонических движениях, сопровождавших их формирование по сравнению с сопредельными тектонически мобильными областями. Мощности чехлов, возникающих в упомянутых условиях платформ, оказываются меньше в два-три раза и более по сравнению с мощностью отложений геосинклинальных прогибов

3. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ И РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Общность условий формирования чехлов на рудоносных территориях, возникших на сложнблоковом жестком консолидированном фундаменте обусловила сходство в строении складчатых форм и разрывных нарушений, образующихся в процессе складчато-глыбовых деформаций пород этих чехлов. Деформации эти наиболее интенсивно проявлялись в периоды завершения складчатых движений в прилегающих геосинклинальных областях либо в зонах проявления автономных или отраженных тектономагматических активизаций. Особенностью складчатых сооружений на рассматриваемых территориях является то, что они преимущественно относятся к типу штамповых складок или складок облекания (по Бронгулеву, 1967), возникших в результате облекания слоистыми породами чехла вертикально перемещенных тектонических блоков фундамента. При этом блоки фундамента, обладающие относительно крупными раз-

мерами, осложняются более мелкими, также дифференциально воздымающимися и опускающимися блоками, образующими нередко в чехле флексуры и ступенчато расположенные складки. Складчатые сооружения различных порядков характеризуются коробчатыми, сундучными и корытообразными формами, в плане повторяющими формы блоков фундамента, ограниченных разломами. Для них характерны пологие замковые части и крутые, часто асимметричные крылья, дополнительно осложненные флексурами, возникающими на тектонических ступенях фундамента. Подобные складчатые сооружения характерны как для провинций, располагающихся в эпигеосинклинальных орогенных поясах, так и для областей, не испытывавших геосинклинальную предисторию своего развития (табл. 1а, б, в). На платформах они могут быть связаны, с одной стороны, с отголосками складкообразовательных процессов в сопредельных геосинклиналях (перигеосинклинальные орогенные пояса) либо с зонами автономной активизации (интракратонные и периокеанические орогенные пояса).

Наряду с типичными штамповыми глыбово-складчатыми сооружениями на платформах распространены также относительно крупные, очень пологие (угол наклона 5°), куполообразные сооружения, в английской литературе получившие название Dome, возникающие вследствие формирования пологих аркообразных в разрезе куполообразных сооружений фундамента (Габельмен, 1971). На примере подобных тектонических форм, охарактеризованных многими американскими исследователями Мидконтинента (южная часть Северо-Американской платформы), хорошо видно, что эти сооружения фундамента, испытывающие поднятия еще во время формирования пород чехла, также осложнены разломами, отражающимися в чехлах в виде флексур и пологих бархискладок второго порядка размером $2-6 \times 7-20$ км (Хайн, 1971). В средних частях этих сооружений иногда имечаются грабенообразные, относительно протяженные впадины. Отдельные из них, судя по некоторым фациальным отличиям выполняющих их пород, начали свое формирование еще в периоды седиментогенеза (сбросовая зона Майами—Тюрнор, 1958).

Во многих регионах развиты складки коробления, возникающие с различной степенью интенсивности в разных частях разреза в зависимости от степени проявления пластических свойств пород. В предгорных прогибах, формирующихся над шовными тектоническими зонами, широко развиты крупные складки волочения в связи с региональными чешуйчатыми покровами надвигами. Над зонами разломов фундамента в чехлах многих регионов получают распространение линейные или сложноблочные складки.

Для провинций, расположенных на платформах, очень характерны также рифтовые ступенчатые грабенообразные сооружения, отражающиеся в чехлах системами протяженных ступенчатых флексур и формирующиеся в центральных частях аркогенных или куполообразных мегаструктур, возникающих в эпиплатформенных орогенических поясах. Подобные, но более широко ступенчатые негативные и позитивные сооружения образуются и в разнообразных наложенных впадинах.

Наиболее отчетливо проявленный штамповый механизм формирования складчатых сооружений возникает непосредственно над выступами жест-

кого фундамента, блоки которого во многих случаях испытывали тенденцию к воздыманию еще в период седиментационной стадии формирования чехлов.

Во многих районах наряду со складками облекания проявляются так называемые гравитационные складки, образующиеся на поднятиях при гравитационном соскальзывании верхних частей разрезов, залегающих на пластических комплексах пород. Образующиеся корытообразные мульды обычно разделены узкими антиклиналями или редуцированными зонами разломов фундамента (Галицкий, 1967; и др.). В пределах этих разломов нередко наблюдаются диапировые трещинные и блоковые внедрения пород подстилающих комплексов, способных к пластическим деформациям.

Блоковое строение фундамента обусловлено наличием сети крупных долгоживущих крутопадающих глубинных разломов, наследующих основные элементы его древних ослабленных направлений. В чехле эти разломы, неоднократно оживающие в период длительной истории своего формирования, фиксируются линейными зонами изменения фаций или мощностей осадочных пород, сериями линейных надразломных складок и флексур, линиями периклинальных замыканий второстепенных складок, согласными со слоистостью и секущими ее зонами будинажа и разлинзования, более поздними зонами расланцевания, дробления, брекчирования и отслоения, а также зонами развития диапировых и трещинных внедрений нижележащих пластических пород (карбонатных, солей и т.д.).

Разрывы, проявляющиеся вслед за пластическими деформациями, часто обуславливают значительные, в основном вертикальные, а также и горизонтальные, перемещения блоков, приводя в контакты осадочные образования различных частей разрезов чехла. Во многих рудоносных провинциях мира зоны характеризуемых разрывных нарушений вмещают секущие напластование и согласные с ним трещинные интрузивные тела и вулканические аппараты, неоднократно функционировавшие в периоды накопления осадочных толщ чехлов. Отчетливо выделяются две системы подобных разрывов: параллельные краевым шовным зонам и поперечные. Менее отчетливо проявляются разнообразные разрывы, ориентированные диагонально по отношению к упомянутым шовным зонам. Все эти разрывы нередко сопровождаются мощными зонами брекчий. В провинциях, размещающихся в периклинальных замыканиях узких парагеосинклиналей, основную роль играют разрывы, лежащие на продолжении главных линейных ослабленных направлений (Успенская зона смятия в Центральном Казахстане) (Паталаха, Щерба, 1967).

Среди разрывных нарушений, возникших в породах чехлов в связи с многократным оживлением тектонических движений по разломам фундамента, особо важное значение приобретают согласные с напластованием межпластовые, внутрипластовые, межформационные зоны отслоения, дробления и трещиноватости, расланцевания и брекчирования. Наиболее интенсивно эти разрывные нарушения проявляются в полосах, вытягивающихся непосредственно вдоль крутопадающих разломов, нередко возникая в качестве оперяющих их трещин. В складках и флексурах, секущихся этими разрывами, в обстановке повторного сжатия подобные

пологопадающие нарушения в слоях, лежащих на границе участков с разнонаправленными векторами тектонических напряжений, как это, например, имеет место в Миргалимсае (Альжанов, Сидоренко, Гриненко, 1972).

В ряде районов, и особенно возникших на плитах, характеризующихся выдержанностью осадочных фаций на больших площадях и пологой спокойной сводовой складчатостью, а также в перигеосинклинальных орогенных поясах, и моноклинальных миогеосинклинальных зонах складчатых областей нередко образуются крупные пологие покровные надвиги. Эти разрывные нарушения приобретают региональное значение, часто предопределяя положение оруденения по вертикали и уровень его распространения в региональном плане. В предгорных прогибах, возникающих над шовными зонами глубокого заложения (Науменок, Гончарук, 1969₁), широко проявлены чешуйчатые пологие покровные надвиги, сопровождающиеся формированием согласных с напластованием зон разрывов в достаточно крупных складках волочения, возникающих в связи с движениями по этим надвигам (Предкарпатский прогиб).

4. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, ХАРАКТЕРНЫЕ ДЛЯ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для чехлов, слагающих провинции со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями, характерно проявление довольно разнообразных магматических формаций, возникающих в различные циклы, как совпадающие с периодами накопления осадочных толщ, так и в более поздние периоды, соответствующие этапам проявления тектономагматических активизаций рудоносных территорий. В данном разделе не рассмотрены магматические формации фундамента, связанные с формированием древних складчатых комплексов, поскольку большинство из них проявляется преимущественно до формирования чехлов, сложенных слоистыми осадочными породами.

Особенностью магматических формаций, развивающихся в породах чехлов интересующих нас территорий, является их основной, реже средний и еще более редко щелочной и кислый состав, также их отчетливая связь с глубинными разломами. Интрузивные массивы рассматриваемых формаций, как правило, не обладают большими размерами, относятся к типу трещинных согласных со слоистостью, реже секущих ее тел и обычно вытягиваются в виде поясов, контролируясь региональными разломами. Вулканические излияния проявляются на ранних и поздних стадиях формирования отдельных ярусов чехлов, отвечающих определенным циклам геологического развития рудоносных провинций, и формируются в наземных или подводных условиях.

На рудоносных территориях, возникших на древних платформах широко развиты эффузивные и пирокластические образования, принадлежащие к трапповой формации. Они как, правило, проявляются в начале и в конце отдельных циклов формирования чехлов (или отдельных их ярусов), и

с ними связаны интрузивные дайки и силлы основного состава (долериты, диабазы, диабазовые порфириты, габбро), относящиеся к той же трапповой формации (площади развития свинцово-цинковых месторождений Мидконтинента, арктических районов Канады, восточной части Бразилии, западной части Сибирской платформы.)

В тектонических же сооружениях типа авлакогенов на их ранней стадии развития характерны излияние лав основного состава, относящихся к базальтовой формации, и внедрение относительно небольших даек и силлов, состав которых меняется от основного, близкого к ультраосновному, до щелочного. На инверсионных стадиях развития авлакогенов вначале внедряются дайки и штоки пород трахиандезитовой, а затем дайки трахибазальтовых формаций. Во впадинах и котловинах развитие интрузивных формаций проявляется слабо либо вовсе не обнаруживается (Днепровско-Донецкий авлакоген, см. табл. 1а).

В рудоносных провинциях, находящихся в антеклизях молодых платформ, эффузивный магматизм в ранние стадии формирования чехлов, как правило, выражается в излиянии лав андезитовой формации, в поздние стадии — в излиянии базальтов трапповой формации. Среди интрузивных тел обычны субвулканические аналоги указанных эффузивных образований и жильные тела, по составу относящиеся к порфировой формации (минерализованные площади вокруг европейских остаточных массивов).

В провинциях, находящихся в областях отраженной (по Щеглову, 1968) активизации и, в частности, в перигеосинклинальных орогенных поясах (см. табл. 1б), магматические формации получают в общем слабое развитие. Из эффузивных образований здесь проявляются диабазы, диабазовые порфириты, долериты, реже андезиты и риолиты. Интрузивные же образования представлены дайками и силлами диабазов и очень редко — массивами гранитоидов.

Свинцово-цинковые провинции, размещающиеся в интракратонных орогенных поясах, возникших в областях автономной тектоно-магматической активизации, характеризуются также слабым проявлением магматизма. Вулканические и интрузивные (дайки и силлы) породы этих провинций в основном относятся к трапповой формации (области развития свинцово-цинковой минерализации юго-западных отрогов Гиссара, Пай-Хой-Новоземельской и др.).

Для провинций, находящихся в пределах периокеанических орогенных поясов (см. табл. 1б), характерно проявление базальтового эффузивного и интрузивного магматизма, реже щелочно-базальтовых и еще реже ультраосновных и кислых образований.

Провинции краевых частей экгеосинклинальных обращенных прогибов характеризуются эффузивными и интрузивными образованиями спилит-диабазово-кератофировой формации, проявленными до складчатых движений и претерпевшими в связи с региональным метаморфизмом зеленокаменное изменение. Наряду с ними проявляются интрузивные и эффузивные магматические образования андезит-дацит-липаритовой и более поздней габброидной формации, распространяющиеся вдоль разломов, пересекающих складчатые сооружения (Белокано-Закатальский рудный район Большого Кавказа).

Провинциям миогеосинклинальных обращенных прогибов свойственны наземные и подводные излияния лав андезитовой формации с широким развитием пирокластических образований (туфопесчаников, туфоконгломератов и др.), накопившихся в периоды формирования толщ чехлов. Среди интрузивных образований для этих провинций характерно, помимо интрузивных аналогов эффузивов, проявление даек и силлов основного состава (базальтоидной формации), секущих складчатые сооружения (Туркестано-Алайская, Атласская, Текелийская провинции).

В чехлах провинций, возникших в непогружающихся в инверсионные периоды геосинклиналей срединных массивах, проявлены наземные излияния порфиритов андезитовой формации, предшествующие отложению карбонатных толщ, и лавы андезит-липаритовой формации позднеорогенной стадии развития геосинклиналей. Среди интрузивных образований установлены небольшие штокообразные массивы многофазных пред- и раннеорогенных гранитоидов, субвулканические интрузии, связанные с вулканическими циклами, а также дайки и силлы базальтоидной трапповой формации. Последние часто обособляются в пространстве, и в структурной связи с ними находятся рассматриваемые стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Кассанский срединный массив).

На площадях, соответствующих частично погружающимся при орогенных процессах срединным массивам, развиты эффузивы и пирокласты, принадлежащие к андезит-липаритовой формации, а также дайки и силлы основного состава трапповой формации. Упомянутые магматические образования обычно имеют незначительное развитие и во многих рудоносных районах вовсе не обнаруживаются.

На рудоносных площадях, связанных с наложенными внутренними и обращенными прогибами и впадинами, их эффузивных образований получают развитие породы наземной вулканогенной андезит-липаритовой формации, состав которых меняется от базальтов через андезиты, дациты до липаритов и трахитов с широким проявлением пирокластических образований. Кроме этих пород, накапливаются финальные, по Штилле, более молодые эффузивы базальтоидной формации. Из интрузивных образований, помимо ранних субвулканических тел, связанных с эффузивами андезит-липаритовой формации, проявлены более молодые дайки и силлы среднего и основного состава (области развития месторождений Закарпатского внутреннего прогиба).

Во внешних прогибах складчатых эпигеосинклинальных поясов магматическая деятельность проявляется неизмеримо слабее и лишь изредка в разрезах чехлов этих сооружений выявляются эффузивно-пирокластические образования (Гофштейн, Рикун, 1968). Геофизические исследования, проведенные в предгорных прогибах на примере Предкарпатского обращенного прогиба, показали, что эти сооружения формируются над шовными тектоническими зонами, отделяющими мобильные геосинклинальные области от стабильных платформ. Эти нарушения в силу своей природы являются зонами максимального сжатия. Именно этим и объясняется отсутствие в их пределах вулканизма (Науменко, Ганчарук, 1969₁). Возможно, подобное явление характерно и для впадин предгорных прогибов (Джезказган, Аппалачская и др.), развивающихся на

границах некоторых, полностью погруженных срединных массивов, преращенных в обширные межгорные впадины.

Для рудоносных областей наложенных впадин развивающихся над активизированными региональными разрывными нарушениями, характерны эффузивные излияния лав от основного до кислого и щелочного состава, размещающихся в различных частях разреза. Здесь же развиты интрузивные дайки и силлы альбитофиров, диабазовых порфиритов и другие секущие складчатые сооружения (Прибалхашская, Туркестано-Алайская и другие наложенные впадины).

Изложенные данные позволяют заключить, что в подавляющем большинстве случаев стратиформные свинцово-цинковые месторождения формируются в различных геотектонических сооружениях, представляющих собой относительно устойчивые тектонические мегаблоки континентальной земной коры, которые характеризуются умеренными нисходящими движениями в период формирования слоистых толщ чехлов и умеренными восходящими движениями в инверсионные периоды. Этим площадям, с одной стороны, несвойственны сколь-нибудь широкие проявления ультраосновного и щелочного магматизма, с другой — они в периоды инверсионных движений не испытывали проявления гранитоидного магматизма, столь характерного для мобильных геосинклинальных и интенсивно активизированных платформенных областей, и соответственно не подвергались связанной с ним тектоно-магматической переработки. Для рассматриваемых областей не характерно проявление в слоистых толщах чехлов регионального метоморфизма либо он выражен в крайне слабой степени. Это, видимо, обусловлено малой интенсивностью проявления глубинного теплового потока, проникающего из глубин в слоистые толщи чехла в различные стадии их платформенного или полуплатформенного развития.

Исключение представляют территории, на которых региональный метоморфизм вмещающих оруденение толщ был проявлен задолго до процессов тектоно-магматической активизации древних складчатых областей. Месторождения, залегающие в таких метаморфизованных толщах, но связанные с отмеченными процессами активизации, не несут следов регионального метаморфизма. Разрывные нарушения, формирование которых сопутствовало либо предшествовало внедрению основных магм, возникали в типично платформенных условиях. Они характеризовались вертикальными перемещениями вдоль них тектонических глыб фундамента, а также широким развитием межпластовых, межформационных и внутрипластовых зон отслоения, брекчирования и трещиноватости проявлявшихся в слоистых неконсолидированных породах чехлов, т.е. разрывов, проходящих по поверхностям раздела между слоями (Белоусов, 1962).

Эти стабильные зоны, в отличие от сопряженных с ними мобильных, отличаются строением их тектоносферы. Мощность земной коры в них значительно ниже, чем в геосинклинальных участках, составляя первые десятки километров. Так, в некоторых срединных массивах мощность земной коры не превышает 25 км, тогда как в смежных складчатых областях она достигает до 55 км (Славин, Яранов, 1960; Добров и Щукин, 1967). Значительно меньше и мощность гранитного слоя, что, согласно

А.Д. Щеглову (1971), связано с процессами базификации и приближением мантии к земной поверхности. Именно эти особенности строения земной коры и обусловили своеобразие магматизма рассматриваемых петрографических провинций, в понимании В.Н. Москалевой и Е.Т. Шаталова (1974), характеризующихся проявлением преимущественно основных подкорковых (Лутц, 1975; Горшков; 1964; 1967) и в меньшей степени коровых (Науменко, 1973) дифференцированных основных магматических формаций. Возникновение этих формаций происходит в близких, хотя и в несколько отличающихся геологических условиях, обусловленных принадлежностью рудоносных площадей к различным геотектоническим сооружениям земной коры.

Относительная стабильность площадей развития упомянутого магматизма и оруденения нередко сохраняется в течение длительного времени. Так, на древних платформах известны районы, где относительная стабильность оказалась устойчивой начиная с верхнего протерозоя. К ним относятся: территория Медного пояса Родезии, где, как известно, наряду с медными месторождениями широко проявлены многочисленные медно-свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления (Рудовская, 1973); области развития месторождений восточной окраины Австралийского щита, восточных и южных окраин Сибирской платформы и др.

5. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ПОЛЕЙ В РУДОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

Близкая история геологического развития площадей распространения стратиформных свинцово-цинковых месторождений в различных геотектонических сооружениях обусловила, как уже упоминалось, проявление на их территориях очень сходных, часто даже аналогичных закономерностей размещения рудных районов, полей и месторождений. Главнейшей из этих закономерностей является то, что интересующие нас месторождения формируются практически во всех осадочных и осадочно-эффузивных формациях, присущих как платформенным, так и складчатым областям, возникающим в различные эпохи их развития. При этом характерно, что рудопроявления и месторождения каждой рудной формации рассматриваемого класса, встречаются практически в породах самого различного литологического и химического состава. Эти данные свидетельствуют об отсутствии генетической связи процессов рудообразования с седиментацией и накоплением осадочных толщ. Вместе с тем в различных рудоносных провинциях подчеркивается приуроченность месторождений, рудных полей, и даже районов, к существенно карбонатным (Каратау, Центральный Казахстан, долина Миссисипи — Миссури, США) либо сланцевым (Маунт-Айза, Австралия) и другим осадочным формациям. Такая пространственная связь, выступающая на фоне общих основных особенностей металлогении и магматизма, прежде всего отражает некоторые различия геотектонического развития рудоносных областей, обуславливающие особенности накопления пород чехлов.

Из приведенных в предыдущей главе таблиц (см. табл. 1а, б, в) видно, что месторождения внутри выделенных рудоносных провинций, развиваясь главным образом в породах чехлов, пространственно тяготеют к крупным приподнятым блокам фундамента, относящимся к положительным сооружениям второго, третьего и более высоких порядков и представляющих собой либо типично горстовые, либо аркообразные постройки.

Эти поднятия в чехлах выражены относительно пологими ступенчатыми брахиантиклинориями и сводами, обминающими приподнятые глыбы фундамента и отражающими общее блоковое строение глыб, а также развитием более мелких флексур, штамповых складок сундучной, корытообразной, куполообразной и других форм. Примерами таких поднятий являются приподнятые мегаблоки плит (своды Озарк, Висконсин, Цинциннати, Нешвилл, на Мидконтиненте — Тюрнор, 1958; Нейл, 1969; Габельмен, 1971) и миогеосинклинальных краевых прогибов эпигеосинклинальных орогенных поясов (Каратау, Южный Казахстан), обуславливающие в сочетании с относительно менее приподнятыми и опущенными блоками мозаичное строение их фундамента.

В других случаях характерны поперечные поднятия предгорных и внутренних прогибов (соответственно Предкарпатский и Закарпатский обращенные прогибы), продольные и поперечные горсты на платформах (Кыллахский) и горстовые пояса (Прикаспийская перикратонная впадина) перикратонных прогибов, зоны краевых, оконтуривающих срединные массивы поднятий (Сумсарский антиклинорий в Кассанском массиве и поднятия в юго-западной краевой части Колымского массива), поперечные поднятия на склонах отдельных интрагеосинклиналей (Белоканно-Закатальская рудная зона на Кавказе), зоны поднятий в слабо обращенных внутренних впадинах срединных массивов (Джезказганская впадина) (Зайцев, Кабанов, 1966) и в периклинальных прогибах парагеосинклиналей (Бахмутская котловина) и др.

В качестве примера поднятий, контролируемых низкотемпературное свинцово-цинковое оруденение рассматриваемого типа можно привести провинцию, расположенную в краевой части мезокайнозойского эпиплатформенного орогенного пояса, возникшего в прибрежной полосе юго-восточной части Китайской платформы. Провинция эта располагается в осевой, юго-западной части Цзяннанского платформенного антиклинория, в области стыка его с поперечным Юньнань-Гуансийским синклинорием, ограниченным серией краевых глубинных разломов (Казанский, Терентьев, 1968; Казанский, 1972).

Приуроченность рудных районов к поднятиям фундамента очень ярко проявлена и в перикратонных эпигеосинклинальных поясах, что хорошо показано на примере Атласской складчатой системы (Рудовская, 1969₁₋₂, 1973). Подобной геологической ситуацией обладают краевые части Верхояно-Колымской складчатой области, возникшей в качестве перикратонной на восточной окраине Сибирской платформы (Мельников, Израилев, 1975).

Специфической геологической обстановкой отмечены глубоководные впадины центральных грабенов рифтов. Вместе с тем и они в региональ-

ном плане развиваются в средних, наиболее приподнятых частях куполообразных поднятий, окруженных значительными по глубине компенсационными прогибами. Так, глубины прогибов, окаймляющих Восточно-Африканский периокеанический орогенный пояс, достигают 12–14 км ниже уровня современного океана. Глубина впадин в рифте Красного моря, на дне которых разгружаются рудоносные гидротермальные растворы, не превышает 2 км ниже того же уровня (Хаин, 1973).

Большинство из характеризуемых поднятий относятся к сооружениям, имеющим тенденцию к воздыманию еще в периоды накопления осадочных образований чехлов. Максимальные же амплитуды воздымания рассматриваемых поднятий связаны либо с процессами инверсий в геосинклиналях, либо с периодами тектоно-магматических автономных активизаций.

Морфологические особенности и масштабы этих поднятий тесно связаны с условиями развития тектонических деформаций фундамента в различных частях упоминавшихся ранее геотектонических сооружений земной коры. Наиболее крупные поднятия, близкие по форме к изометрическим, характерны для выступов плит в плане, окруженных разновозрастными либо разновозрастными эпигеосинклинальными орогенными поясами и разбитых сетью разломов, параллельных их шовным ограничениям (своды Озарк, Висконсин, Иллинойс-Кетукки и другие на Мидконтиненте). Более узкие и протяженные поднятия связаны с шовными зонами глубинных разломов, ограничивающих активизированные платформы (Жыллахское поднятие юго-восточной части Сибирской платформы) либо секущих их тектонических элементов (зоны горстов в Прикаспийской перикратонной впадине на продолжении Рязано-Саратовского авлакогена; поднятия вдоль разломов, секущих Бахмутскую котловину в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена и др.). Наиболее крупные и протяженные горст-антиклинорные поднятия характерны для эпиплатформенных орогенных поясов, где протяженность их нередко исчисляется сотнями километров.

Интересно, что в данной геотектонической позиции находятся не только интересующие нас свинцово-цинковые месторождения. На платформах, в предгорных прогибах и межгорных впадинах сходные позиции присущи месторождениям твердых, жидких и газообразных битумов, месторождениям серы, бора, солей, сульфатов бария и стронция, флюорита, меди, сурьмы, и ртути и других металлов. Размещение всех этих месторождений, относящихся в своем подавляющем большинстве к эпигенетическим образованиям, контролируется крупными зонами разрывов, в том, числе рифтовыми зонами, как погребенными, так и непогребенными (Валеев, 1973; Юшкин, 1968).

Отмеченные закономерности, часто подчеркивающиеся многими отечественными и зарубежными исследователями, показывают, что наиболее благоприятными геотектоническими условиями для формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений являются области поднятия фундамента, возникающие на значительных площадях в результате перестройки коры в различные тектоно-магматические циклы развития земной коры. Поднятие мегаблоков фундамента приводит к интенсивному нарушению стабильности геологических,

гидродинамических, гидрохимических и других режимов данных областей по сравнению с окружающими их менее подвижными участками. В целом такие поднятия мегаблоков, очевидно, вызывают проявление разнообразных глубинных и близкоповерхностных тектонических, литологических, магматических, метаморфических, биологических и других факторов, по совокупности обуславливающих благоприятные физико-химические условия для возникновения месторождений многих полезных ископаемых и в том числе стратиформных месторождений свинца и цинка.

В практическом и теоретическом отношении большой интерес представляют и структурно-металлогенические зоны, возникшие в период развития автономной тектоно-магматической активизации эвгеосинклинальных частей древних складчатых поясов. В этих областях часто наблюдаются зоны развития гигантских ксенолитов — останцев древних метаморфизованных осадочных пород, сохранившихся над прогнутыми частями кровли прорывающих их крупных массивов гранитоидов (Западное Забайкалье). В этом случае создаются тектонические условия, сходные с упомянутыми ранее для областей поднятия фундамента. Действительно в этих участках активизированных областей жесткий гранитоидный фундамент оказывается перекрытым в разной степени метаморфизованными и смятыми в относительно пологие складки слоистыми осадочно-эффузивными образованиями, как бы выполняющими роль чехлов. Тектонические деформации в породах гигантских ксенолитов кровли также выражались в развитии крутопадающих секущих и согласных с напластованием разрывов, вдоль которых внедрились разновозрастные, в том числе и близкие по времени формирования с оруденением, силлы и дайки основного состава, относящиеся к породам трапповой формации.

Формируясь в слоистых породах чехлов над поднятиями фундамента, свинцово-цинковая минерализация стратиформных месторождений четко контролируется крупными региональными зонами разломов, играющими важную роль как в возникновении самих поднятий, так и в формировании их внутренней складчато-блоковой структуры. В подавляющем большинстве случаев эти зоны разломов относятся к глубинным, долгоживущим, неоднократно проявляющимся в период длительной истории своего развития. Эти разломы влияют на накопление осадочных пород чехлов, контролируют излияние лав и внедрение интрузивных силлов и играют важную роль в образовании складок, флексур, диапиров з чехлах, наследующих основные ослабленные тектонические направления, существовавшие в фундаменте.

Приводимые в опубликованных работах данные свидетельствуют о значительных вертикальных амплитудах перемещения блоков пород, примыкающих к этим зонам разломов, исчисляющихся нередко первыми километрами. Горизонтальные перемещения, как правило, оказываются несравнимо меньшими. Геофизические исследования в ряде районов показали, что подобные зоны разрывов нередко пересекают гранитоидный и базальтовый слои, уходя в верхнюю мантию (Науменко, Гончарук, 1969_{1,2}; и др.).

Наиболее перспективными для размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений оказываются краевые разломы поднятий, серии которых нередко составляют шовные зоны, отделяющие рассматриваемые рудоносные территории от более мобильных или более стабильных областей. Эти закономерности особенно ярко проявляются в краевых частях остаточных массивов, что отчетливо установлено для Армориканского и Центрального Французского массивов (Лаффит, 1969; и др.) и отмечалось многими исследователями для Гарца, Чешского массива, Испанской Мезеты и других аналогичных сооружений. При этом в региональном широком плане рудные пояса, включающие свинцово-цинковые месторождения, нередко концентрически замыкаются, окаймляя упомянутые глыбы земной коры (Князев, 1973). Не менее важную роль в размещении оруденения играют и внутренние региональные разломы, параллельные краевым или ориентированные к ним в диагональном или поперечном направлении.

Контролируясь региональными разломами фундамента, свинцово-цинковая минерализация проявлена не по всему их простиранию, а концентрируется в виде отдельных узлов и рудных полей. Она сосредоточивается на определенных их интервалах, тяготеющих к участкам пересечения, сочленения, сближения продольных, поперечных и диагональных разломов и к местам их искривлений по простиранию.

Достаточно большую, но резко подчиненную по отношению к рудоконтролирующим разломам фундамента роль в размещении оруденения играют литолого-стратиграфические факторы.

Для месторождений, сформированных в полностью литифицированных слоистых породах, роль этих факторов в значительной степени связана с благоприятными физико-механическими свойствами этих пород, проявленных в периоды предрудных и внутрирудных, а во многих провинциях и преддайкиковых деформациях. Эти свойства способствуют возникновению согласных со слоистостью или кососекущих ее зон дробления и брекчирования, служащих путями проникновения рудоносных гидротермальных растворов в зону рудоотложения, где и происходит кристаллизация минералов, слагающих руду. Во многих месторождениях эти зоны рудоконтролирующих, а иногда и рудолокализирующих разрывов вмещают дайки и силлы основных базальтоидных пород, внедрившихся до оруденения и своим появлением усиливающих гетерогенность среды. Наличие хрупких горизонтов или пачек, залегающих среди более пластичных осадочных пород, развитие их в силу платформенных условий осадконакопления на обширных территориях с сохранением их фациальных особенностей и относительных мощностей во многих районах определяют однотипность деформаций пород чехлов на больших площадях и обуславливают примерно одинаковый глубинный уровень развития рассматриваемого свинцово-цинкового оруденения, приуроченного в ряде районов к определенным стратиграфическим горизонтам или пачкам пород.

Ярким примером может служить область Центрального Каратау в Южном Казахстане, где многочисленными исследованиями установлена приуроченность большинства месторождений и рудных полей к деформированным хрупким породам существенно карбонатной пачки, подстила-

ющей и перекрывающейся породами, обладающими значительно более высокими пластичными свойствами (Князев, 1959; Галицкий, 1966; Захаров, 1960; Альжанов, Сидоренко, Гриненко, 1972). То же можно сказать и о южных районах Кассанского срединного массива в Срединном Тянь-Шане (Архангельская, 1975).

В ряде районов глубинные уровни максимального развития оруденения нередко определяются поверхностями региональных стратиграфических несогласий, что наиболее ярко проявлено на Северо-Американской платформе, в районе Теннесси (Крауфорд и др., 1972).

Обуславливая определенное стратиграфическое положение максимального проявления свинцово-цинкового и другого оруденения, упомянутые благоприятные горизонты разрезов чехлов являются рудолокализирующими не на всем своем протяжении. Промышленная минерализация в них развивается локально вдоль сквозных или скрытых разломов фундамента, приурочиваясь к интервалам их искривления, сочленения, сближения и пересечения. Это одна из основных особенностей размещения рассматриваемых месторождений, многократно подтвержденная разведочными работами в ряде рудоносных районов и, в частности, в хр. Каратау (Князев, 1959, 1960).

В свете изложенного следует вывод, что литологические и стратиграфические факторы, меняющиеся в зависимости от смены условий тектонического развития провинций и обуславливающие особенности строения разрезов минерализованных площадей, влияют на морфологию складчатых форм и разрывных нарушений, проявленных на этих площадях. Они же определяют и основные черты структуры рудных полей стратиформных свинцово-цинковых месторождений, сформировавшихся в полностью литифицированных породах.

В размещении рудных полей и месторождений, частично или полностью сформировавшихся синхронно с седиментационными процессами, основное значение в контроле оруденения также имеют разломы фундамента, обуславливающие структурные условия отложения синседиментогенных руд (глубоководные впадины) и создающие иной тип геохимического барьера. Фации осадочных пород, а также осаждающиеся одновременно с выпадением из наддонных растворов фации окислов железа, марганца и сульфидов железа и цинка контролируются также разломами фундамента. Специфическая особенность фаций осадочных пород обусловлена как изменением седиментогенных частиц во время прохождения их через слой наддонных рассолов и в период диагенетических преобразований илов в условиях насыщения их термальными рассолами, так и одновременным выпадением из рассолов привнесенных из глубин веществ (Дзоценидзе, Хворова, 1974). Стратиграфо-литологический контроль в данном типе месторождений сводится к образованию в разрезах специфических фаций осадочных пород, синхронных с рудоотложением.

Третий, весьма редкий, тип свинцово-цинковых месторождений или рудопроявлений, формирующихся практически в наземных условиях, также определяется структурно-геодогическими закономерностями пространственного размещения оруденения, в основном связанными с разломами фундамента. В качестве стратиграфических рудоконтролирую-

ших факторов здесь выступают поверхности несогласия между осадками, формирующимися в периоды возможных разгрузок термальных рудообразующих рассолов, и более ранними отложениями.

Рассматривая площади развития низко- и средне-низкотемпературных стратиформных свинцово-цинковых месторождений в качестве площадей умеренных погружений и воздыманий и подчеркивая, что оруденение размещается непосредственно над поднятием фундамента, необходимо отметить, что в ряде случаев в центральных частях поднятий вдоль разломов нередко размещаются массивы гранитоидов и ассоциирующие с ними месторождения золота, вольфрама и других металлов (своды Озарк, Висконсин) (Габельмен, 1971; и др.). Интересующие нас свинцово-цинковые месторождения размещаются в краевых частях подобных сооружений либо в неглубоких депрессионных зонах, возникших в их пределах, концентрируясь главным образом в нижних частях разрезов чехла.

Отмеченная региональная зональность выявляется и для сурьмяно- и ртутно-свинцово-цинковых месторождений, но формирование их часто протекает при иных планах деформаций по сравнению с собственно свинцово-цинковыми. Сопоставление данных об условиях проявления зональности в упомянутых выше областях с типичной региональной зональностью, характерной для гидротермальной многометалльной минерализации, приводит к выводу, что и кратко охарактеризованная зональность также является типичной эндогенной, обусловленной глубинными процессами.

6. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Анализ данных по многочисленным отечественным и зарубежным стратиформным свинцово-цинковым месторождениям показывает, что в формировании руд этих месторождений принимали участие горячие высокоминерализованные растворы или рассолы, характеризующиеся достаточно высокими концентрациями металлов. Этот вывод полностью подтверждается данными изучения процессов современного рудообразования из высокоминерализованных горячих вод (полуостров Челекен, районы Камчатки, Красного моря и др.).

По условиям рудообразования, протекающего при разгрузке гидротермальных растворов различного происхождения, В.М. Барсуков, Г.С. Дзоценидзе, Ш.Е. Есенов и другие (1973), Ф.В. Чухров (1974), Д.Н. Димитров, Сл. Манков (1975) и многие другие исследователи разделяют месторождения на 2 типа а) образованные в трещинных зонах в полностью литифицированных породах, и б) частично или полностью образующиеся в синхронно накапливающихся при рудообразовании неуплотненных седиментных морских илах. Намечается еще и третий тип месторождений, формирование которых происходило за счет разгрузки рудонесных растворов практически на дневной поверхности. Из всех названных типов наиболее распространенными являющиеся эпигенетические месторождения первого типа, формирующиеся значительно позднее процессов

литификации вмещающих пород, их тектонической деформации и регионального метаморфизма (там, где он проявлен).

Структурные условия формирования этих месторождений, концентрирующих подавляющую массу руд свинца и цинка, находятся в тесной связи с гетерогенным строением слоистых пород чехлов, которое обуславливает анизотропное поле тектонических напряжений в твердых породах (Паталаха, 1973). Оно вызывается переслаиванием пород с различными физико-механическими характеристиками, с различными мощностями отдельных пластов и особенностями их латерального распространения, а также с развитием в них конседиментационных структур. Иными словами, анизотропное поле тектонических напряжений связано со всеми теми элементами, которые определяют неоднородность развития физико-механических напряжений в толщах пород в периоды тектонических деформаций, протекающих на тех или иных территориях. Эта неоднородность способствует формированию согласных и секущих слоистость зон трещиноватости, брекчирования и отслоения. Структурные условия, способствующие локализации оруденения и формированию месторождений, весьма разнообразны. Основными рудовмещающими элементами слоистых пород чехлов, определяющими эти условия, являются согласные и секущие слоистость сколы, зоны трещиноватости, брекчированности и рассланцевания. В целом же рудные тела и месторождения локализуются в следующих структурных условиях.

I. На крыльях и в замковых частях складок и флексур IV, V и более высоких порядков в породах чехлов (значительно реже в слоистых образованиях фундамента), особенно на участках разнообразных искривлений в плане и ундуляций их осей.

II. В центральных или краевых частях конседиментационных структурных элементов, создающих локальные стратиграфические несогласия и участвующих (или не участвующих) в складкообразовании: 1) палеовыступов фундамента либо выступов более ранних отложений чехлов; 2) палеовулканических построек; 3) разнообразных палеорифовых сооружений; 4) русловых и дельтовых образований палеопотоков; 5) нептунистических даек; 6) подводно-оползневых и обвальных палеосооружений; 7) образования придонных палеотечений; 8) палеокарстовых поверхностей.

III. В неподвергавшихся складкообразованию пологозалегающих неметаморфизованных породах чехлов, обладающих высокой пористостью и проницаемостью.

IV. В подвергшихся карстообразованию палеоводоносных горизонтах, карсты которых обуславливают образование структур обрушения как в периоды тектонической активности, так и в периоды их затухания.

V. На контактах межпластовых, межформационных и внутрипластовых интрузивных тел.

Различные сочетания упомянутых структурных элементов обуславливают проявление основных морфологических особенностей рудных тел, формирующихся путем выполнения открытых полостей либо в связи с метасоматическими процессами, либо в результате сочетания обоих способов рудообразования.

Среди наблюдаемых разнообразных форм рудных тел главное промышленное значение приобретают: 1) согласные с напластованием пластообразные или линзообразные тела с послойно-вкрапленными, штокверковыми, брекчиевыми и массивными рудами (часто располагающиеся многоярусно); 2) зоны линзообразных, пластообразных тел, согласных со слоистостью, секущих ее, а также комбинированных рудных тел, объединенных более убогими прожилково-вкрапленными рудами; 3) пологосекущие складчатость плитообразные тела с многочисленными секущими и согласными со слоистостью апофизами; 4) плитообразные тела, параллельные осевым плоскостям складок; 5) сложной формы тела, включающие элементы согласных и секущих; 6) цилиндрикообразные, в виде усеченных конусов тела, с многочисленными согласными со слоистостью апофизами вокруг выступов фундамента и других конседиментационных построек; 7) столбообразные, трубообразные, воронкообразные, штокообразные тела; 8) жилы (метасоматические и выполнения); 9) рудные тела, связанные с рифтовыми постройками: а) лентообразные и линзообразные в гребневых и внутренних частях рифовых сооружений вдоль контактов пород различного состава; б) аркообразные, часто располагающиеся ярусами, рудные тела в гребнях гигантских баровых рифов; в) сложные ветвящиеся тела вдоль нарушенных поверхностей ролловых рифов; г) плитообразные, секущие рифы тела.

В подавляющем большинстве случаев морфологические особенности рудных тел и их внутреннее строение обусловлены закономерностями развития в осадочных слоистых породах трещиноватости, возникшей до или в процессе оруденения. При этом большое значение также имеет химический состав, текстурные и структурные особенности, пористость и проницаемость вмещающих пород и пород, возникающих в связи с процессами околорудных изменений.

Согласные и секущие слоистость рудные тела обычно встречаются в одних и тех же месторождениях, но в зависимости от особенностей геологического строения рудоносных площадей в них преобладают одни или другие. Жильной формой обладают многие промышленные рудные тела характеризуемых месторождений, которые нередко проявляются крайне своеобразно. Например, рудные тела месторождений Маун-Айза приурочены к разрывным нарушениям, ориентированным параллельно осевым плоскостям складок и оперяющим региональный рудоконтролирующий разлом. Жильная форма рудного тела с отходящими согласными со слоистостью апофизами характерна для Филизчай, где оруденение локализовалось вдоль этого надвига, секущего складки. Месторождения Ачисай и Блубелл характеризуются развитием жильных рудных тел, локализуемых в пределах карбонатного горизонта, в лежащем и висячем боку которого залегают пласты пород, способные к пластическим деформациям.

Пластообразные многоярусные согласные рудные тела замещения нередко развиваются в благоприятных горизонтах вдоль одного и того же секущего слоистость разлома (Тьедиен — Вьетнам). При этом нередко наблюдаются переходы рудных тел с одного благоприятного горизонта на другой (Маунт Айза).

Второй из упомянутых ранее типов стратиформных месторождений характеризуется более длительным периодом минералообразования и резко меняющимися структурными условиями своего формирования. В развитии подобных месторождений, к которым в СССР, возможно, относятся месторождения Атасуйского типа, Н.М. Митряева, А.А. Рожнов, Г.Н. Щерба и другие геологи намечают два главных цикла рудонакопления. Первый из них связан с синседиментационным формированием железных (окисных и сульфидных) и марганцевых пластовых рудных тел, содержащих большие количества цинка, развитого в виде сфалерита и входящего в состав многих минералов железо-марганцевых руд.

Минеральные образования этого цикла появились в глубоководных (до 2 км и более) тектонических впадинах рифтов, возникающих в средних частях крупных сводовых поднятий фундамента при формировании перикратонных и интратектонных эпиплатформенных орогенных поясов либо в складчатых поясах на границах областей ранних консолидаций с мобильными участками земной коры. Впадины эти, приуроченные к центральным грабенам, ограничены продольными поперечными либо диагональными разломами. Последние отражают боковое строение фундамента грабенов и служат путями подъема напорных металлоносных гидротермальных растворов, разгружающихся в уплотненных донных илах или в придонных слоях впадин при смешивании их с богатыми кислородом и значительно менее концентрированными холодными морскими водами.

Типичной моделью подобного гидротермального рудообразования служит современное формирование железо-марганцевых и сульфидных (пирит, марказит, сфалеритовых) залежей Красного моря. Основным условием формирования рудных скоплений в глубоководных впадинах является весьма незначительное по объему смешивание рассолов и морской воды (Дзоценидзе, 1972). В уплотненных литифицированных породах лежа в этот же этап могут формироваться рудные тела первого типа.

Второй цикл формирования месторождений Атасуйского типа характеризуется накоплением основных промышленных концентраций свинца, цинка и бария, происходящим в период или после инверсионных движений тектонических блоков грабена, сопровождающихся внедрением до-рудных субвулканических малых интрузий среднего, реже кислого состава и диабазовых даек. Метасоматические и жильные рудные свинцово-цинково-баритовые тела формируются в уже полностью литифицированных породах, претерпевших складчатые и разрывные дислокации, т.е. в структурных условиях, характерных для первого типа стратиформных месторождений. В рассматриваемом конкретном случае видно, что минерализация, возникшая в первый и второй циклы, значительно разорвана во времени и связана с периодами развития рифтовых зон или парегеосинклиналей, возникающих на границе консолидированных и подвижных областей.

Необходимо отметить, что общее количество месторождений, формирующихся в условиях неконсолидированных осадков, по-видимому, невелико, что, очевидно, обусловлено весьма специфическими условиями возможности формирования оруденения в глубоководных впадинах.

Третий тип стратиформных свинцово-цинковых месторождений, образующийся вследствие разгрузки термальных рудоносных рассолов, прак-

тически на земной поверхности или в самых приповерхностных условиях еще более редок, и среди месторождений этого типа до настоящего времени пока еще не выявлены промышленные объекты даже относительно небольшого масштаба. Известные же рудопроявления подчиняются общим закономерностям рудоконтроля и формируются в рыхлых аллювиально-делювиальных отложениях непосредственно над разломами, подводящими напорные рудоносные рассолы. Основным условием формирования этих рудопроявлений, возможно, являющихся лишь самыми верхними частями более глубоко залегающих рудных тел, является, видимо, наличие раскрытых до самой земной поверхности рудопроводящих разрывов при относительно высоком напоре восходящих растворов.

При образовании рудных тел рассматриваемых месторождений исключительно важную роль играют горизонты мало проницаемых пород, служащих экраном для поднимавшихся снизу рудоносных растворов. В месторождениях, формирующихся в литифицированных породах, наряду с глинистыми сланцами и другими водоупорными горизонтами полупроницаемыми экранами служат силлы и дайки интрузивных пород, а также серии согласных и секущих сколов с глиной трения. Малопроницаемые осадочные и изверженные породы или тектонические глины залегают либо непосредственно над (месторождение Текели), либо над и под (месторождение Сумсар) интенсивно деформированными и высокопроницаемыми горизонтами пород, в пределах которых и происходит рудоотложение. Разрезы, характеризующиеся ритмичной повторяемостью физико-механических свойств пластов близкого состава, способствуют многоярусному расположению рудных тел.

Во многих месторождениях рудоотложение происходит в тонкоритмично полосчатых породах, представленных чередующимися тонкими слоями разнообразных сланцев, песчаников, карбонатных и других пород. В этих условиях на пути просачивания растворов вдоль либо вкрест слоистости проявляются десятки и сотни полупроницаемых микроэкранов глинистых пород, роль которых несколько усиливается при наличии плоскостей микроотслоения с дорудной тектонической глиной (Маунт-Айза) (Blanchard, 1969). Экранирующая роль отдельных глинистых слоев в силу их малой мощности, фациальной невыдержанности, частого выклинивания и трещиноватости в характеризующих толщах предопределяет формирование разнообразных слоистых текстур руд. Для формирования рудных тел в этих условиях исключительно важное значение приобретает суммарная экранирующая роль тонкополосчатых пород.

Примером полупроницаемых экранов, представленных секущими слоистость сколовыми нарушениями, служат разрывы, ориентированные параллельно осевым плоскостям складок на месторождении Маунт-Айза (Зенков, 1947; Blanchard, Hall 1942, Blanchard, 1969; и др.), пологосекущие сколы на месторождении Филизчай и др.

Экранирующими структурными элементами при формировании рудных тел в глубоководных впадинах являются в основном нижележащие и частично вышележащие нелитифицированные осадочные образования, в первом случае служащие ложем для выпадающих из наддонных рудоносных рассолов рудных образований.

7. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
И СПЕЦИФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ РУДОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Исследования, направленные на выяснение времени формирования рассматриваемых месторождений в общем ходе развития тектоники и магматизма, показывают, что они возникали на стадиях платформенного либо полуплатформенного развития рудоносных территорий в конечные этапы тектоно-магматических активизаций, заканчивающихся широким проявлением хрупких деформаций как в породах фундамента, так и в литифицированных осадочных образованиях чехлов. В неокрепших осадках рифтогенных впадин эти деформации проявляются в локальных оползневых процессах, синседиментогенном брекчировании, гофрировке слоев и т.д.

Характерной особенностью месторождений является тесная временная и пространственная связь с образованием базальтоидных магматических формаций. Интрузии, представленные дайками и силлами, контролируются теми же региональными разломами, что и оруденение, но по времени своего становления предшествуют формированию рудных тел. Отмеченная особенность характерна и для месторождений, возникающих в современный период (Дзюценидзе, 1972 и др.). Все рассматриваемые месторождения формируются главным образом в слоистых осадочных либо осадочно-вулканогенных толщах чехлов, значительно реже проявляясь в слоистых образованиях, слагающих фундамент.

Анализ всех доступных к настоящему времени геологических материалов показывает, что каждому циклу тектономагматических активизаций, вызванных процессами развития геосинклиналей или проявляющихся автономно, соответствуют свои серии магматических образований и свои серии или группы более поздних свинцово-цинковых месторождений. Каждая из них по своей принадлежности к одному и тому же генетическому типу (сформированному при участии средне- и низкотемпературных водных рудоносных растворов или рассолов), однотипным геотектоническим и геолого-структурным условиям рудообразования и близкому вещественному и минеральному составу руд может быть отнесена к самостоятельным рудным формациям в понимании С.С. Смирнова (1937)¹.

¹ При определении рудных формаций мы считаем нецелесообразным учитывать условия разгрузки рудоносных растворов (рассолов), поскольку месторождения, объединяемые в рудную формацию, несмотря на различные локальные структурные и геохимические условия, объединяются единими региональными геотектоническими и геологическими особенностями своего формирования. Вместе с тем они подчиняются единым закономерностям рудоконтроля (глубинные разломы) с одновременным выпадением и концентрацией в рудах одних и тех же главных металлов и элементно-примесей и, очевидно, единым источником металлов в рудах. Иными словами, мы приходим к выводу, что выявленные к настоящему времени условия разгрузки рудоносных растворов (рассолов) в сущности приводят к формированию месторождений, принадлежащих к одной и той же рудной формации.

Ряды этих рудных формаций связаны единством времени и места образования и отражают собой закономерные звенья в цепи процессов, формирующих интересующие нас рудоносные провинции.

Наблюдаемое зональное размещение месторождений, принадлежащих к различным рудным формациям, на рудоносных площадях в сущности повторяет последовательность отложения продуктивных минеральных ассоциаций. Развитие же этих ассоциаций в совокупности определяет проявление стадий минерализации и всю рудоносность провинций в целом. Подобное закономерное пространственное размещение различных минеральных типов месторождений, согласно Г.И. Князеву и В.И. Красникову (1967), а также повторно подтвержденное Г.И. Князевым (1973_{1,2}), является одним из важнейших показателей тесной генетической связи рассматриваемых эндогенных месторождений между собой, своим пространственным положением и определяющим региональную зональность оруденения. Генетическое родство намечаемых авторами рудных формаций свинцово-цинковых месторождений сказывается не только в пространственной и временной их близости. Оно выражается и в том, что для руд этих месторождений качественно характерны одни и те же ведущие металлы — железо, медь, свинец и цинк, образующие практически одни и те же сульфидные минералы и минеральные ассоциации, формирующиеся в одинаковой последовательности.

В рудах месторождений всех рассматриваемых рудных формаций получили развитие одни и те же редкие и рассеянные элементы, входящие в состав одинаковых минеральных образований. Сами же месторождения выделенных формаций отличаются количественными вариациями основных металлов и элементов-примесей, входящих в состав слагающих их минеральных ассоциаций. Различаются они между собой и количественным распространением нерудных минералов, образующих, с одной стороны, метасоматиты, сопровождающие оруденение, с другой — жильные образования, составляющие совместно с рудными определенными парагенетические ассоциации. В целом же рассматриваемая достаточно сложная гамма месторождений в их совокупности образует рудные формации, указанные в табл. 3.

В связи с многократно проявляющимися процессами тектоно-магматической активизации щитов, платформ, срединных массивов и складчатых областей рассматриваемые группы рудных формаций могут возникать неоднократно в истории геологического развития каждого из упомянутых геотектонических сооружений. Так, согласно Л.Н. Рудовской (1969_{1,2}), Ж. Буладона (1971) и многих других исследователей, в Атласской складчатой области установлено большое число разновозрастных рядов месторождений, возникновение которых связано с докембрийскими, нижне-, средне- и верхнепалеозойскими, мезозойскими и более поздними периодами тектогенеза. При этом происходит своеобразное разрастание областей развития месторождений в стороны более молодых складчатых систем, сопровождавшееся унаследованием основного металлогенического фона провинций в целом, что, по мнению В.И. Смирнова (1969) и Л.Н. Рудовской (1969₂), связано с особенностями строения верхней мантии данного конкретного участка планеты.

На территориях, характеризующихся неоднократным проявлением тектонической активизации, формирование разновозрастного оруденения нередко происходило в одних и тех же тектонических сооружениях. Такие месторождения, образованные в 2–3 и более фазы (этапа) известны в северо-восточной части Краков-Силезского района (Гобеска, 1974).

Ряды рассматриваемых рудных формаций в конкретных провинциях проявляются неодинаково. В одних из них резко преобладает колчеданно-свинцово-цинковая формация, в других — медно-свинцово-цинковая либо, наконец, собственно свинцово-цинковая и т.д. Иными словами, специфические черты металлогении той или иной провинции определяют интенсивностью проявления тех или иных конкретных рудных формаций. Отмеченная особенность рудоносных провинций к настоящему времени еще в должной мере не изучена и не познана. Вместе с тем при анализе всех имеющихся материалов намечается определенная связь в специфических условиях проявления упомянутых ранее рядов формаций с особенностями геологического развития рудоносных территорий.

Так, для провинций, находящихся в краевых или периклинальных частях интрагеоантиклиналей, по типу своего развития близких к средним массивам, относительно слабо активизирующихся и не подвергающихся внедрению гранитоидов в орогенные стадии развития геосинклиналией, наиболее характерны месторождения колчеданно-свинцово-цинковой формации. В качестве примера можно указать на месторождения Белокано-Закатальского рудного пояса, развившегося в мезозойском чехле восточного сегмента южного ступенчатого склона ядра мегантиклинория Большого Кавказа. Чехол здесь сложен краевыми (по отношению к мезозойской эвгеосинклинали) фациями сланцевой формации, включающей песчаники, конгломераты, граувакки, зоогенные известняки и пирокластические образования. Согласно Р.Н. Абдуллаеву, Н.К. Курбанову и Г.И. Алиеву (1975), в чехле получили развитие три возрастные группы магматических образований, представленных субвулканическими и гипабиссальными интрузивными массивами, вытянутыми вдоль разломов, и дайками, а также эффузивными их аналогами, получившими в целом небольшое развитие. Наиболее ранние из упомянутых изверженных пород, синхронные с накоплением толщ чехла, представлены потоками и покровами спиллитов и спиллитизированных диабазов, а также субвулканическими их аналогами — диабазовыми порфиритами и диабазами, абсолютный возраст их 178 млн. лет.

Второе поколение магматических формаций, возникших вслед за складкообразованием, представлено дайками и штоками базальтовых, андезит-базальтовых, андезитовых, андезит-дацитовых и дацитовых порфиритов, липарит-дацитов и липаритовых порфиров. Абсолютный возраст их 168 млн. лет. Наиболее поздние (162 млн. лет)¹ магматические тела слагаются малыми интрузиями габброидного ряда: габбро, микро-

¹ Учитывая возможную точность определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом магматические тела 2-го и 3-го поколений следует считать очень близкими по возрасту.

габбро, габбро-диоритами и диоритами, принадлежащими к группе щелочноземельных дифференциатов базальтовой магмы. Так же как и образования андезит-дацит-липаритовой формации, габброидные интрузивные массивы контролируются разломами, секущими складчатые сооружения. Интересующие нас месторождения на рассматриваемой площади (Филизчай и др.) сформированы вслед за становлением даек второго поколения, с которыми, согласно упомянутым исследователям, устанавливается четкая временная, структурная и геохимическая (сходство состава типоморфных элементов и их примесей) связь. Помимо колчедано-свинцово-цинковых месторождений, в провинции отмечаются медно-пирротитовые, связанные с третьим поколением даек, и кварц-полиметаллические.

Для провинций, находящихся в близкой к рассмотренной геотектонической позиции, но относящихся вследствие меньшей тектонической мобильности в периоды накопления осадочных толщ чехлов к миогеосинклиналям, характерно значительное преобладание месторождений существенно свинцово-цинковой формации. На примере Южно-Ферганского полиметаллического пояса, размещающегося на склоне одного из интрагеоантиклинальных поднятий Южно-Тяньшанской складчатой области, выясняется, что среди осадочных фаций в разрезе среднепалеозойского чехла заметно преобладают карбонатные породы. Фации сланцев, песчаников, конгломератов и других пород развиты в относительно подчищенных количествах. Ранняя спилит-диабазовая формация, а также подукты пироксенитовых магм проявлены здесь крайне слабо и картируются лишь вдоль основных региональных разрывов в виде согласных с напластованием силлов и даек (Кравченко, 1961). Значительно шире развиты также вдоль разломов субвулканические интрузивные массивы, подводные и наземные излияния и пирокластические образования, относящиеся к андезитовой формации и проявляющиеся в различные периоды накопления толщ чехла. Массивы гранитоидов инверсионных стадий развития геосинклиналей здесь отсутствуют. Вдоль краевых разломов проявляются серии, видимо, посторогенных малых интрузий основного состава. Наряду с преобладающими в рассматриваемом рудном поясе месторождений свинцово-цинковой формации небольшое развитие получили колчедано-свинцово-цинковые рудопроявления. Известны также месторождения или отдельные рудные тела в пределах рудных полей, несущие признаки переходных к флюорит-свинцово-цинковым, сурьмяно-свинцово-цинковым (Кравченко, 1961; Троянов, 1970; Чеботарев, 1963, 1964; Малахов, Панкратов, 1966; и др.).

В провинциях, находящихся в типичных миогеосинклинальных прогибах краевых частей геосинклиналей, чехлы сложены регрессивными и трансгрессивными формациями осадочных пород. В верхних частях районов этих чехлов существенно преобладают карбонатные формации, включающие также песчаники, конгломераты, сланцы, солевые и сульфатные толщи. Магматические породы, проявившиеся в доинверсионные периоды, относятся к дифференцированным или недифференцированным образованиям андезит-базальтовой формации, нередко с повышенным содержанием калия. Интрузии инверсионных периодов про-

являются весьма слабо, почти исключительно вдоль региональных долгоживущих глубинных разломов. Они представляют собой продукты габбро-граносиенит-гранитовой магмы. Постинверсионный базальтовый магматизм проявлен весьма слабо вдоль тех же разрывов. Во многих провинциях, контролируемых подобными глубинными разломами, непосредственно на рудоносных площадях интрузивные образования часто практически отсутствуют. Примером таких провинций является Центрально-Жаратауская в южном Казахстане, в пределах которой Е.Е. Захаровым (1955) выделены следующие генетически связанные типы месторождений: колчеданно-галенит-сфалеритовые, галенит-сфалеритовые, сфалерит-галенитовые, кварц-галенитовые, барит-галенитовые и некоторые другие. Среди этих типов месторождений, отвечающих соответствующим рудным формациям, преобладают собственно свинцово-цинковые. Вместе с тем и колчеданно-свинцово-цинковые образуют возможные промышленные объекты (Ачисай и др.). Количество барита на ряде месторождений достаточно высокое и в зонах сопровождающих их околорудных гидротермальных изменений проявляются и признаки ртутной минерализации (Мулдагалиев, Каюпов, 1969).

Согласно Д.К. Димитрову и Сл. Манкову (1975), для восточной части Атласской складчатой системы, представляющей собой провинцию, приуроченную к миогеосинклиальному прогибу, характерен более разнообразный комплекс рудных формаций рассматриваемых стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Здесь отчетливо выделяются колчеданно-свинцово-цинковые с мышьяком; колчеданно-свинцово-цинковые с баритом и сидеритом; свинцовые; свинцово-цинковые, мышьяково-свинцово-цинковые (йорданит-сфалерит-галенитовые); медно-свинцово-цинковые с сурьмой (тетраэдрит-халькопирит-галенит-сфалеритовые).

Наибольшим развитием в этой провинции пользуются месторождения свинцово-цинковой, медно-свинцово-цинковой и мышьяково-свинцово-цинковой формаций. Многие другие миогеосинклиальные провинции Атласской складчатой системы, согласно Л.Н. Рудовской (1969_{1,2} и др.), характеризуются резким преобладанием месторождений собственно свинцово-цинковой и медно-свинцово-цинковой формаций. Реже в них отмечаются месторождения, относящиеся к формациям: колчеданно-свинцово-цинковой с медной минерализацией, барит-свинцово-цинковой, флюорит-свинцово-цинковой и местами к редкометалло-свинцово-цинковой, концентрирующей ураново-ванадиевую минерализацию.

В провинциях, расположенных в наиболее стабильных, сохранившихся от тектоно-магматической переработки частях срединных массивов, проявляются сходные разрезы чехлов и близкие магматические формации — ранние андезитовые, липарит-дацитовые (Косыгин, 1969) и более поздние базальтоидные. Соответственно им характерны и спектры рудных формаций. В одних из этих провинций резко преобладают свинцово-цинковая и медно-свинцово-цинковая, часто обогащенные Ag, Ni и Co — Кассанский и Бирманский срединные массивы (Дженчураева, 1968_{1,2}, Кришнан, 1959). В других наряду со свинцово-цинковой фор-

мацией появляются флюорит-свинцово-цинковая (юго-восточная крайняя часть Колымского массива) (Омиров, 1973) и барит-свинцово-цинковая (Иранский массив (Шеглов, 1971), а также западная часть Паннонского массива). Во многих срединных массивах, особенно в их краевых частях, намечается связь свинцово-цинковых рудных формаций с формациями сурьмяных и ртутных месторождений, в которых свинцово-цинковые минеральные ассоциации возникли в более ранние этапы минералообразования, способствующие формированию переходных свинцово-цинково-сурьмяно- или свинцово-цинково-ртутно-сурьмяных месторождений.

В предгорных внешних прогибах, переходящих от орогенов в перигеосинклинальные прогибы платформ и сложенных посторогеновыми молассовыми осадочными формациями, магматизм проявляется весьма слабо, а во многих регионах практически полностью отсутствует. В подобных тектонических сооружениях получили развитие месторождения, относящиеся к медно-свинцово-цинковым, свинцово-цинковым, серно-свинцово-цинковым и колчеданно-свинцово-цинковым рудным формациям. Так, в пределах Предкарпатского прогиба на территории СССР, в районе Полярок, Дзвинячей, Белехова, Уличного, находятся месторождения и рудопроявления, которые по составу руд отчетливо делятся на свинцово-цинковые, колчеданно-свинцово-цинковые, серносвинцово-цинковые (Ициксон, Хейфец, 1947; Лазаренко, 1947; Константинов, 1963; Марковский, Рейтман, Совчик, 1967; Беспалов, 1972; и др.).

В пределах Предуральского прогиба к настоящему времени обнаружены рудопроявления, относящиеся к медно-свинцово-цинковым и свинцово-цинковым. Намечаются связи месторождений этих формаций с рудопроявлениями сульфидов железа и меди, а также с эпигенетическими месторождениями самородной серы, развитыми в основном над погребенными авлакогенами (Соколов, 1959; Алексеенко, 1967; Валеев, 1973; и др.), а также с рудопроявлениями, в рудах которых, помимо галенита, сфалерита, халькопирита, находятся киноварь, арсенипирит, ряд самородных: свинец, цинк и медь, а также пирит, марказит, барит, седедит и горный хрусталь (Тищенко, Молчанова, 1970).

Во впадинах предгорных прогибов, подобной Джекказганской, резко доминируют месторождения медно-свинцово-цинковой формации с широким развитием сульфидов железа. Месторождения, принадлежащие к этой формации, наряду с крупнейшими запасами меди концентрируют значительные запасы свинца и меньше цинка, что дает основание относить их к комплексной медно-свинцово-цинковой формации. Комплексность эта вызвана совмещением в пространстве колчеданных, медных и свинцово-цинковых руд, а также особенностями внутриминерализационного развития разрывной тектоники внутри относительно узких тектонических зон, характеризующихся унаследованным развитием одних и тех же древних разломов фундамента, не сопровождающихся разрастанием в стороны трещинных систем.

В рудоносных провинциях, размещающихся во внутренних предгорных прогибах на границе складчатых областей с почти полностью погру-

женными срединными массивами, широко развиты вулканогенные формации и их субвулканические аналоги. В Закарпатском прогибе, например, наиболее ранние из магматических образований, относящихся к дацит-липаритовой и андезит-дацитовым формациям, связаны с коровым гранитным слоем. Их очаги размещаются на глубине 6–7 и 25–30 км. Более поздние, близкие по времени к оруденению, продукты магматизма с петрографическим составом, колеблющимся от базальтов до липаритов, изучавшими их исследователями связываются с подкоровыми глубинами – 30–160 км (Науменко, 1973). Месторождения, тяготеющие к краевым поднятиям погруженного Паннонского срединного массива и залегающие среди вулканогенно-осадочных пород палеозоя, относятся к колчеданно-свинцово-цинковой формации – пирита более 50% (Коптюх, 1970; Матковский и др., 1973; Valitoni и др., 1974). В более молодых кайнозойских вулканогенно-осадочных породах наряду с преобладающими в пределах прогиба жильными месторождениями отмечаются стратиформные рудопроявления барит-свинцово-цинковые и ртутно-свинцово-цинковые (Сасин, 1972; Головченко, 1972; и др.).

В рудоносных провинциях, размещающихся на платформах в различных геотектонических сооружениях второго порядка, в зависимости от особенностей их геологического строения, магматизм ряда рудных формаций проявляется также по-разному. Так, в провинциях, возникших на плитах в краевых частях антеклиз с умеренно¹ поднятым фундаментом, основной магматизм выражен весьма слабо и главным образом разлит вдоль рудоконтролирующих глубинных разломов. В таких провинциях преобладающее значение получили месторождения собственно свинцово-цинковой формации, которая в литературе часто именуется месторождениями типа Миссиссипи – Миссури. Наряду с объектами этой формации широко развиты также месторождения медно-свинцово-цинковой, барит-свинцово-цинковой и флюорит-свинцово-цинковой формаций. Во многих месторождениях рассматриваемых провинций наблюдаются повышенные концентрации сульфидов железа, в других же приобретают существенное значение разнообразные сульфасоли меди, свинца, цинка и серебра. Примером подобных провинций являются рудоносные антеклизы Мидконтинента, в центральных частях которых, согласно данным Дж. У. Габельмена (1971), кроме того находятся месторождения меди, молибдена и вольфрама, возникшие в более ранние этапы апшалачской металлогении.

Сходная рудоносность проявляется в провинциях, приуроченных к антеклизам с остаточными массивами в наиболее приподнятой части. В этих провинциях развиты андезит-дацитовый вулканизм, формирующийся в ранние стадии накопления чехлов, и базальтоидный, проявляющийся в поздние стадии. Наряду с месторождениями типично свинцово-цинковой формации, в этих геологических условиях очень широкое развитие приобретают месторождения медно-свинцово-цинковой, а в ряде провинций также колчеданно-свинцово-цинковой, барит-свинцово-цинковой, флюорит-свинцово-цинковой и реже сурьмяно-свинцово-цин-

¹ Без проявления гранитоидных батолитовых интрузий.

ковой и ртутно-свинцово-цинковой формаций. Примером подобных провинций являются рудоносные площади в краевых частях европейских остаточных массивов: Центрального Французского (Буладон, 1963; Лаффит, 1969; Щеглов, 1971; Старостин, 1972; и др.), Чешского (Звижицкий, 1953; Лисякевич, 1958; Константинович, 1972; Е. Góřeska, 1973; Богуслав Бересь и др., 1971; Попов, 1970; и др.) и др.

В рудоносных провинциях, размещающихся в бортовых частях авлакогенов, на склонах прилегающих к ним антеклиз с выходящим древним фундаментом (северные склоны Украинского массива, южные склоны Воронежского), а также в провинциях, расположенных внутри авлакогенов, в периферических частях антиклинорных сооружений, на границах перехода их в неинверсированные впадины, проявляются вулканогенные образования основного состава, развитые лишь в нижних частях разрезов (Скаржинский, 1973). Орогенные и посторогенные магматические формации на площадях развития стратиформных месторождений в этих провинциях практически не встречаются, за исключением территорий, непосредственно прилегающих к региональным, в основном краевым, глубинным разломам. Судя по опубликованным данным, в этих условиях преобладающим развитием пользуются месторождения свинцово-цинковой (северный склон Украинского массива, южный Воронежского) и медно-свинцово-цинковой (краевые части Бахмутской котловины и блоковые поднятия внутри нее) формаций. Наряду с этим здесь известны также и месторождения флюорит-свинцово-цинковой, барит-свинцово-цинковой, свинцово-цинковой с большими количествами пирита, реже ртутно-свинцово-цинковой формаций, относящиеся в настоящий период к разряду рудопроявлений (Шульга, Храпкин, 1972; Нечаев, 1970; Панов, 1974; Надеждина, 1973; Беспалов, 1972; Князев, 1973_{1,2}; и др.), развивающихся в периферических частях, высоко- и среднетемпературных рудных полей месторождений тех же металлов.

В провинциях, развивающихся в краевых частях некоторых эпишлатформенных орогенных поясов, проявляются месторождения ртутно-свинцово-цинковой формации, а также очень своеобразные рудопроявления серно-свинцово-цинковой формации со стронциевой, флюоритовой, баритовой и борной минерализацией, для которых, кроме того, характерно широкое развитие твердых, а иногда жидких и газообразных битумов и относительно высокие содержания ртути (юго-западные отроги Гиссарского хребта).

Подводя итоги изложенному, можно высказать предположение, что развитие тех или иных рядов рудных формаций в первую очередь определяется степенью тектонической подвижности рудоносных территорий в периоды их формирования, находящейся в прямой зависимости от относительной удаленности рудоносных территорий от эпицентров мобильности геосинклиналей или зон автономной тектоно-магматической активизации. Этим же объясняются различия в проявлении фаций осадочных пород и магматических формаций. В наиболее подвижных провинциях более широко распространены колчеданно-свинцово-цинковые формации. В более тектонически устойчивых резко преобладают собственно

свинцово-цинковые и медно-свинцово-цинковые рудные. Большое значение в развитии той или иной рудоносности приобретает металлогенический профиль соседних синхронно развивающихся структурно-металлогенических зон. В связи с последним в рассматриваемых провинциях со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями появляются промежуточные рудные формации (сурьмяно-свинцово-цинковая и ртутно-свинцово-цинковая в Южно-Ферганской области; серно-свинцово-цинковая в Предкарпатском прогибе и юго-западных отрогах Гиссарского хребта, флюорит-свинцово-цинковая в Пай-Хое и т.д.).

8. СВЯЗЬ ОБЛАСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПРОВИНЦИЯМИ ДРУГИХ ТИПОВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ДРУГИХ МЕТАЛЛОВ

Рассматривая территории развития стратиформных свинцово-цинковых месторождений как относительно стабильные структурно-фациальные зоны со слабо проявленным основным, реже средним и щелочным подкоровым магматизмом, обладающие определенной металлогенической особенностью, нельзя не подчеркнуть их тесной геолого-структурной и генетической связи с другими металлогеническими зонами в рудных поясах. Сопоставление имеющихся материалов показывает, что такая связь прежде всего устанавливается между зонами развития низко- и низко-среднетемпературных стратиформных свинцово-цинковых месторождений и металлогеническими зонами развития месторождений полиметаллических руд и руд других металлов, прежде всего олова, вольфрама, золота, молибдена, висмута, сурьмы, ртути и др. В этом отношении целесообразно привести данные В.И. Казанского (1972) по юго-восточной части Китайской платформы. Здесь территория нахождения интересующего нас свинцово-цинкового оруденения окаймляется в направлении с северо-запада на юго-восток площадями развития ртутного, оловянно-сурьмяно-мышьякового, сурьмяно-вольфрамово-золотого, высоко-среднетемпературного свинцово-цинково-мышьякового и оловянного оруденений, возникших в период верхнемезозойской тектоно-магматической активизации.

Особенно отчетливо единство рудного процесса проявлено на площади развития ртутного оруденения, которое с глубиной переходит в свинцово-цинковое. В отличие от интересующих нас стратиформных свинцово-цинковых месторождений все другие из упомянутых размещаются в более тектонически мобильных областях, характеризующихся значительно более интенсивным проявлением кислого, среднего и в меньшей мере основного магматизма. Намечается также определенная связь между структурно-фациальными зонами, несущими свинцово-цинковые месторождения, и зонами развития месторождений самородной серы, твердых, жидких и газообразных битумов.

Для областей нахождения месторождений битумов характерно отсутствие инверсионных движений (помимо локальных горстовых участ-

ков над глубинными разломами), и практически не проявлены интрузивные образования.

Необходимо подчеркнуть, что, размещаясь в краевых или внутренних частях зон автономной тектоно-магматической активизации или эпигеосинклинальных орогенных поясов, площади развития стратиформных свинцово-цинковых гидротермальных полиметаллических месторождений тесно связаны с областями развития средне- и низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, обладающих резко отличающейся морфологией рудных тел (трещинные жилы, трубчатые тела, штокверковые зоны и др.), залегающих в самых разнообразных горных породах и возникших на территориях с заметно отличной историей геологического развития (Атласская складчатая область; Рудовская, 1969^{1,2}; Прибайкальский полиметаллический пояс; Шаталов, 1964). При этом следует отметить, что нередко рудные тела, обладающие несогласной со слоистостью морфологией, получают развитие и в рудных полях, несущих стратиформные свинцово-цинковые месторождения.

В ряде таких рудных полей в секущих рудных телах сосредоточивается до 50% общих запасов металлов (отдельные районы Мидконтинента, Центрального Каратау и другие районы, несущие оруденение в литифицированных породах). Решающую роль при этом играют строение стратиграфических разрезов пород, развитых на рудоносных площадях, наличие или отсутствие в них слоистых горизонтов, характеризующихся частым переслаиванием пород с различными физико-механическими свойствами. Не менее важное значение имеют надрудные и подрудные малопроницаемые толщи, экранирующие растворы, высокие коллекторские свойства и благоприятный химический состав замещаемых рудами вмещающих пород, а также общие благоприятные структурные условия рудолокализации.

На примере альпийского эпигеосинклинального пояса Кавказа М.М. Константиновым (1975) установлена тесная геологическая и структурная связь стратиформных колчеданно-свинцово-цинковых месторождений, размещающихся в северной краевой части мезо-кайнозойской эвгеосинклинали с одновозрастными месторождениями, залегающими в породах палеозойского ядра, образованными на одних и тех же глубинах (от 0,5 до 2,5 км) от поверхности земли, существовавшей в процессе оруденения. Согласно данным упомянутого исследователя, морфологические особенности месторождений в соседних металлогенических зонах находятся в тесной связи с мощностью мезо-кайнозойских отложений (и соответственно с глубиной погружения палеозойского фундамента). Ссылаясь на эксперименты Д. Хандина, М.К. Хабберта и В.В. Раби, М.М. Константинов объясняет такую зависимость различием гидродинамического напора, относительной водонасыщенности и порового давления, увеличение которых в областях опусканий фундамента приводит к уменьшению трения в слоистых породах и сокращению их прочности, предопределяя образование послойных, межслойных и подобных им разрывных нарушений в периоды тектонических деформаций, что и предопределяет возникновение стратиформных пластовых месторождений, а не жильных.

Связь рассматриваемых провинций, характеризующихся развитием стратиформных свинцово-цинковых месторождений, с другими металлогеническими и нефтегазоносными провинциями наиболее ярко проявляется в краевых частях эпигеосинклинальных орогенных поясов и прилегающих к ним областях отраженной тектоно-магматической активизации. Ярким примером такой связи может служить западная часть Аппалачского орогенного пояса с прилегающей к ней частью Мидконтинента. Площади распространения рассматриваемых стратиформных свинцово-цинковых месторождений находятся как в краевых частях платформ, так и в обращенных преаппалачских прогибах и депрессиях. В направлении ко впадинам платформы проходит граница распространения этих месторождений с нефтеносными районами. В пределах же складчатой области развиты жильные свинцово-цинковые, а также месторождения вольфрама, олова, золота, сурьмы, ртути и других металлов, которые обладают структурно-геологической и генетической связью со стратиформными свинцово-цинковыми, представляющими собой одно из звеньев в цепи процессов, определяющих всю минерализацию рудоносных провинций на определенных этапах их развития (Габельмен, 1971).

Генетическая связь стратиформных и жильных свинцово-цинковых месторождений, развитых в Южно-Ферганском свинцово-цинковом поясе, с сурьмяными и ртутными, размещающимися в соседней сурьмяно-ртутной структурно-металлогенической зоне Алайского и Туркестанского хребтов, была неоднократно показана (Щербаков, 1931, 1935; Радкевич, 1938; Поярков, 1955; и др.) исследователями.

Связь стратиформных свинцово-цинковых месторождений с находящимися на территории их развития серными месторождениями и месторождениями битумов отчетливо установлена Ю.П. Юшкиным (1968, 1972₁) для юго-западной части эпиплатформенного орогенного пояса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Этот же исследователь выявил связь интересующих нас свинцово-цинковых месторождений, с одной стороны, с медными, флюоритовыми и баритовыми, а с другой — с месторождениями битумов в Пай-Хой-Новоземельской провинции (Юшкин, 1972₂).

Наметившаяся связь в пространстве и времени месторождений ряда упомянутых металлов и месторождений битумов и других полезных ископаемых с интересующими нас свинцово-цинковыми находится в прямой зависимости и от амплитуд вертикальных перемещений (опусканий и особенно последующих подъёмов) различных участков металлогенических провинций в эпохи, предшествующие рудообразованию. При этом территориям, включающим рассматриваемые стратиформные месторождения, по сравнению с площадями нахождения более высокотемпературных гидротермальных рудных образований свойственна меньшая амплитуда как негативных, так и позитивных вертикальных движений. Соответственно для них характерны слабое проявление метаморфических и магматических коровых процессов, развитие основного подкорового магматизма и соответственно формирование более низкотемпературной минерализации.

Зависимость между вертикальными амплитудами тектонических движений регионов и их металлогенической зональностью была впервые выявлена для Восточно-Забайкальской металлогенической провинции В.В. Ивановым и Г.М. Мейтувом (1973). Эта зависимость, очевидно, обусловленная различной степенью нарушения термодинамического равновесия образований, слагающих нижние оболочки коры и верхнюю мантию, служит весьма основательным доводом в пользу признания связи рудной минерализации с глубинными процессами.

О возможности связи эндогенных рудных месторождений срединных массивов с нефтяными интересны соображения высказал А.Д. Щеглов (1971), допускающий возможность единства глубинных источников гидротермальных битумов и нефтяных месторождений. При этом для первых он предполагает связь с развитием мантийных участков тектоносферы.

А.Е. Шлыгин (1974), разбирая особенности пневмато-гидротермальных процессов в платформенных тектонических условиях, связанных с дифференциацией и дегазацией глубинных зон Земли и ведущих к образованию месторождений свинца и цинка, не исключает возможности существования и интрателлурических растворов, которые поступают со значительно меньших глубин и которые обогащены углеводородами, хлоридами натрия и калия, сульфатами и другими соединениями.

Иные взгляды о связи сульфидных и битумных месторождений высказывает В.И. Виноградов (1969 и др.), связывающий образование как тех, так и других с едиными типично коровыми процессами с широким участием при минералообразовании биологических факторов.

В советской части Карпат свинцово-цинковые низкотемпературные стратиформные месторождения, размещающиеся в передовых прогибах и составляющие краевые части Карпатского рудного пояса, тесно связаны с месторождениями внутренних металлогенических зон этого эпигеосинклинального орогенного сооружения, характеризующегося развитием мышьяково-сурьмяного, ртутного и полиметаллического оруденений.

Согласно Г.И. Князеву (1973_{1,2}), связь эта проявляется в закономерном перемещении в пространстве и во времени областей тектонической и магматической деятельности в процессе развития орогенных рудных поясов от внутренних их частей к внешним. Такое объяснение возможности возникновения региональной зональности и появления рудных поясов согласуется с традиционной трактовкой зональности оруденения и в самих рудоносных провинциях, где закономерности размещения месторождений различных рудных формаций единого комплекса многими исследователями связываются с волновым перемещением площадей с различной относительной интенсивностью тектонических деформаций, проявляющихся непосредственно перед и в процессе минерализации (Жорелев, 1949), или — что то же — разрастанием трещинных зон как параллельно простираению, так и вкрест основных рудоконтролирующих региональных разломов (Вольфсон, Невский, 1949; Вольфсон, Лукин, 1963).

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Площади нахождения низко- и низко-среднетемпературных стратиформных свинцово-цинковых месторождений известны во всех геотектонических сооружениях континентальной земной коры.

2. Эти площади характеризуются сложно-блоковым строением, представляя собой глыбовые сооружения, отделенные от более тектонически мобильных или более стабильных областей региональными глубинными разломами.

3. Обладая длительной историей развития, эти площади в общем формируются по типу платформ или близкому к нему типу и сопровождаются накоплением на сложно-блоковом консолидированном фундаменте континентальных или мелководных морских осадочных чехлов, мощность которых не менее чем в 2—3 раза оказывается меньшей по сравнению с сопряженными с ними геосинклинальными областями и составляяет 3—4 км и (реже) более.

4. Мощность земной коры этих областей в 1,5—2 раза меньше по сравнению с мощностью прилегающих геосинклинальных областей; значительно меньше оказывается и мощность гранитного слоя. Соответственно в этих областях намного выше находится поверхность Мохорoviча.

5. Будучи вовлеченными вначале в погружение, а затем в инверсионные движения вследствие проявления отраженных или автономных тектоно-магматических активизаций, интересующие нас области умеренных тектонических движений не характеризуются сколько-нибудь широким проявлением ни ультраосновного и щелочного магматизма, ни гранитоидного инверсионных периодов. Им свойственно развитие дифференцированных, реже недифференцированных продуктов основного магматизма, относящихся к базальтовой, андезитовой, андезит-дацитовой, реже кератофир-спилит-диабазовой либо андезит-дацит-липаритовой магматическим формациям. Очаги зарождения основных недифференцированных и слабо дифференцированных магм возникают, очевидно, в верхней мантии, а дифференцированных — в верхней мантии и коре. Во многих провинциях, особенно в тех из них, которые располагаются над шовными глубинными зонами, подверженными максимальным сжатиям как в периоды формирования чехла, так и в инверсионные периоды, магматизм проявляется крайне слабо либо вовсе отсутствует.

6. Относительно небольшие инверсионные тектонические движения, не вызывавшие проявления гранитоидного магматизма, предопределили весьма слабый региональный метаморфизм пород чехлов, обусловленный в основном нагрузкой вышележащих пород.

7. Характеризуемым рудоносным площадям или провинциям свойствен определенный спектр низко- и низко-среднетемпературных свинцово-цинковых рудных формаций, представляющих собой единые генетические ряды, связанные единством времени и места проявления, а также общностью регионального процесса минералообразования. Количественное проявление отдельных звеньев единого ряда формаций обуславливается степенью тектонической мобильности провинций, во многом зависящей от их геотектонического положения. Степень мобиль-

ности определяет также отличия в составе и строении слоистых осадочных пород чехлов и наборе магматических формаций.

8. Рудоносным провинциям свойственны единые структурно-геологические позиции рудных районов, полей и месторождений. В контроле оруденения главная роль принадлежит глубинным разломам, а также стратиграфическим и литологическим факторам, обуславливающим в большинстве случаев внутреннее строение и развитие согласных с напластованием дорудных разрывных нарушений. Рудные районы обычно развиваются в пределах тектонических сооружений, находящихся над приподнятыми блоками фундамента. Рудные поля, как правило, размещаются в участках сближений, искривлений, пересечений, а также сочленений глубинных разломов с оперяющими их разрывными нарушениями.

9. Подавляющее большинство рассматриваемых месторождений формируется из горячих водных высокоминерализованных растворов. По условиям разгрузки последних месторождения делятся на три типа: 1) образованные в литофицированных породах; 2) возникшие одновременно с осадконакоплением в глубоководных рифтогенных впадинах; 3) частично образованные на земной поверхности. Наиболее распространен первый тип месторождений. Он имеет основное промышленное значение. Ко второму типу относятся месторождения, выявленные, например, в нелиитофицированных осадках Красного моря. Месторождения третьего типа весьма редки и пока промышленного значения не имеют.

10. Каждому из выделенных ранее типов стратиформных месторождений свойственны свои структурные рудолокализирующие факторы. Для локализации свинцово-цинкового оруденения в месторождениях первого типа исключительно важное значение приобретают строение чехла, изменение мощностей и фаций слоистых пород, наличие конседиментационных структур (поверхностей несогласия, выступов фундамента, вулканогенных и разнообразных рифовых построек, палеорусел потоков и т.д.). Все эти структурные элементы усиливают гетерогенность разреза, вследствие этого породы более интенсивно деформируются при тектонических условиях и в них возникают сложные системы трещиноватости.

Для формирования синседиментогенных рудных залежей в месторождениях второго типа обязательным и необходимым условием является формирование глубоководных тектонических впадин, в которых обеспечивается крайне слабая смешиваемость морских вод с поступающими из глубин по разломам рудоносными растворами (рассолами).

Для формирования верхних частей рудных тел месторождений третьего типа приобретают большое значение достижение разломами, распространяющимися по восстанию до земной поверхности, участков понижения рельефа скальных пород и наличие в них пористых континентальных отложений.

11. В формировании месторождений первого типа большую роль играют малопроницаемые породы, играющие для восходящих растворов роль экранов. К ним относятся глинистые сланцы, кварциты и другие

плотные слои в осадочных породах, дайки и силлы интрузивных пород, тектоническая глинка в разрывах и др. При образовании месторождений второго типа экранами служат нижележащие уплотненные породы ложа бассейнов, прослойки глин неокрепших осадков и др.

12. В морфологическом отношении среди рудных тел рассматриваемых месторождений преобладают пластообразные, комбинированные (сочетающие в себе элементы пластообразных и секущих) и секущие. Преобладание тех или иных из них в месторождениях, сформированных в полностью (и частично) в литифицированных осадках, зависит от особенностей проявления тектонических деформаций в слоистых толщах чехлов, во многом связанных с водонасыщенностью последних и глубиной погружения фундамента.

13. Зональное размещение стратиформных месторождений, относящихся к различным формациям внутри рудоносных провинций, в основном связано с поступлением рудоносных растворов разного состава на фоне разрастания трещинных систем в чехле как вкрест, так и параллельно простиранию рудоконтролирующих разломов фундамента.

14. Рассматриваемые рудоносные провинции тесно генетически связаны с другими прилегающими к ним провинциями. Связь эта отражает закономерное поступательное перемещение во времени и пространстве разных продуктов рудообразования на фоне смены геолого-тектонических условий.

15. Рассматриваемые стратиформные месторождения, помимо возникновения в присутствии им самостоятельных провинциях, нередко образуются также в структурно-металлогенических зонах, включающих другие, более высокотемпературные полиметаллические месторождения, размещающаяся в периферических частях их рудных полей.

КЛАССИФИКАЦИЯ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

К настоящему времени разработано несколько классификаций стратиформных низкотемпературных и средне- и низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в слоистых толщах осадочных или эффузивно-осадочных породах. Эти месторождения прежде всего нашли отражение в общих классификациях свинцово-цинковых месторождений, в которых они отнесены к одному, а иногда к двум или даже трем типам (Вольфсон, 1956; Магакьян, 1955; Захаров, 1955; и др.). Некоторые из них, и в частности медно-свинцово-цинковые, выделены в качестве самостоятельного типа при классификации месторождений медистых песчаников (Наркелюн и др., 1969; Богданов, Кутырев, 1971). В последнее время опубликованы также и специальные классификации, посвященные низкотемпературным месторождениям различных металлов. Они включают и несколько типов низкотемпературных пластообразных свинцово-цинковых месторождений (Федорчук, 1968; Смирнов, 1969; Ватанабэ, 1970; и др.).

Большинство классификаций, относящихся только к низкотемпературным стратиформным свинцово-цинковым и медным месторождениям, базируется на критериях, в основном отражающих представления авторов об источниках металлов и об условиях образования этих месторождений и в целом не охватывает всех разновидностей месторождений по разнообразию их вещественного состава руд.

Так, авторы, придерживающиеся мнения о седиментационном происхождении месторождений, в основу классификации кладут палеогеографические и палеотектонические условия осадконакопления. В подобных классификациях выделяются месторождения, сформировавшиеся в сходных геотектонических условиях, но образованные в периоды разнонаправленных вертикальных тектонических перемещений отдельных участков земной коры, обуславливающих регрессии и трансгрессии морей (Пустовалов, Лурье, 1968).

Эти условия, согласно представлениям упомянутых авторов, определяют наблюдаемое различие фациального состава рудовмещающих пород и самих руд, морфологические особенности рудных тел и другие черты, присущие этим месторождениям. Так, для тех из них, которые возникли в условиях регрессивной фазы (Джезказганский тип), характерны фации подводной части дельты (Джезказган, Удокан, месторождения запад-

ного склона Урала и Бахмутской котловины). Для месторождений, образовавшихся в трансгрессивную фазу, типичны фации морских мелководных осадков и осадков заливов (Мансфельдский тип). Характерными примерами свинцово-цинковых месторождений, относящихся ко второму типу, по данным упомянутых авторов, являются Сумсар и Джергалан в Киргизской ССР, Георгиевское — в Прибалхашье, Ленское — в Сибири, а также месторождения юго-восточного Миссури и Верхнего Озера (США), Медного пояса Центральной Африки, Верхней и Нижней Силезии (ПНР). В соответствии с условиями осадконакопления в трансгрессивные и регрессивные периоды, согласно упомянутым исследователям, концентрируются в рудах главные ведущие металлы: в Джекказганском регрессивном типе — медь; в Мансфельдском трансгрессивном — медь, цинк и свинец (Пустовалов, Лурье, 1968).

Близкую систематику месторождений медистых песчаников, в ряде случаев несущих значительные концентрации свинца и цинка, предлагают Л.Ф. Наркелюн, П.М. Аносов, Ю.П. Безродных и др. (1969). Эти исследователи разделяют месторождения на два больших класса в зависимости от того, возникли ли рудоносные территории в условиях орогенного или платформенного тектонического режима. В каждом из этих классов авторы различают месторождения, образованные в условиях седиментации начального, среднего и позднего этапов развития регрессивных и трансгрессивных периодов. Согласно представлениям упомянутых выше исследователей, свинцово-цинковое оруденение в областях с орогенным геотектоническим режимом возникало как в трансгрессивный, так и в регрессивный периоды их формирования.

В первых из них в связи с осадконакоплением поздних этапов образовались месторождения типа бассейна р. Бирюса в СССР и западной части Медного пояса (Центральная Африка); в регрессивный период в связи с начальным этапом седиментации возникали месторождения типа Итауз (Джекказганский район) и Мангышлакские в Казахской ССР, а со средним этапом — месторождения типа Джекказгана и Атбасара, также находящиеся в Казахской ССР. В областях с платформенным геотектоническим режимом в трансгрессивные периоды их формирования возникали, согласно упомянутым исследователям, медно-свинцово-цинковые месторождения Мансфельдского типа, связанные с накоплением терригенно-карбонатных, карбонатных, заливно-лагунных и прибрежно-морских отложений.

В других группировках рассматриваемых месторождений в качестве основного классификационного признака принимаются условия формирования рудных залежей, которые разделяются на осадочные (седиментационно-катагенетические), вулканогенно-осадочные (в связи с подводным кислым вулканизмом) и метаморфизованные (Богданов, Кутырев, 1971).

В первом осадочном классе Ю.В. Богданов и Э.И. Кутырев различают два типа, размещающиеся на платформах и в верхнем структурном ярусе складчатых областей: 1) мелководно-морской (тип Миссисипской долины), примером которого служат месторождения трех штатов США и Миргалимсай; 2) прибрежно-морской (Сумсарский тип), представи-

телями которого являются Уч-Кулач, Сумсар, Джергалан и другие свинцово-цинковые месторождения Средней Азии.

Среди вулканогенно-осадочных месторождений упомянутые авторы также выделяют два типа: 1) алтайский, представители которого размещаются вблизи очагов вулканической деятельности (липаритовая, андезит-дацит-липаритовая, липарито-туфо-сланцевая и другие формации); к данному типу они относят некоторые месторождения Рудного Алтая; 2) атасуйский, образующийся в некотором удалении от очагов вулканической деятельности. Примером этого типа, по мнению Ю.В. Богданова и Э.И. Кутырева, являются месторождения Жайрем (Казахская ССР), Филлизчай (Азербайджанская ССР), Раммельсберг и Мегген в ФРГ.

Метаморфизованные месторождения делятся авторами также на два типа: 1) регионально метаморфизованные первично-осадочные или первично-вулканогенно-осадочные месторождения, примером которых служат Брокен-Хилл и Маунт-Айза (Австралия), Горевское, Таборное, Таежное и Холодненское (Восточная Сибирь); 2) контактово-метаморфизованные первично-осадочные или первично-вулканогенно-осадочные месторождения, к которым авторы относят месторождения Каскайгыр-Акджал, Карагайлы и Гульшад (Казахская ССР).

Авторы характеризуемой классификации, так же как Л.В. Пустовалов, А.М. Лурье, Л.Ф. Наркелюн и другие, исключительно большую роль придают палеотектоническим и палеогеографическим условиям седиментации, которые, по их мнению, и приводят непосредственно к формированию стратиформных месторождений. В связи с этим они выделяют среди свинцово-цинковых месторождений осадочного происхождения: 1) размещающиеся в чехлах платформ — прибрежно-морские (Южно-Ленские Сибирской платформы) и морские (Ленские от Жиганова до Киренска, а также Приенисейские и Прибалтийские), характеризующиеся, как правило, небольшими масштабами и относящиеся к разряду рудопроявлений; 2) прибрежно-морские, находящиеся в геосинклинальных трогах без существенного проявления вулканизма (Уч-Кулач, Сумсар, Джергалан в Средней Азии). Эти месторождения обладают разнообразными масштабами от мелких рудопроявлений до месторождений (Миргалымсай в Каратау, Горевское в Енисейском крае, Таежное и Барвинское в Прибайкалье).

В кратко рассмотренной классификации Ю.В. Богданов и Э.И. Кутырев (1971) не учитывают медно-свинцово-цинковые месторождения, которые они включили в другую классификационную схему, разработанную для стратиформных месторождений меди. В этой классификации медно-свинцово-цинковые месторождения делятся на 2 типа: 1) медистые сланцы (мелководные), примером которых служат месторождения Мансфельд в ГДР и Предсудетские в Польше; 2) медистые песчаники среди которых авторы выделяют два подтипа: а) джекказганский (Лагунно-дельтовый), представленный Джезказганским, Сары-Обинским, Итаузским и другими месторождениями Казахстана, и б) приуральский (озерно-аллювиальный), представленный месторождениями Наукат, Варзык в Средней Азии, а также месторождениями Приуралья и плато Колорадо в США.

Анализируя рассмотренные классификации стратиформных месторождений, разработанные исследователями, стоящими на позиции синседиментационного происхождения этих месторождений, нетрудно видеть, что они построены на весьма спорных, в подавляющем большинстве случаев недоказанных положениях об обязательном сингенетическо-осадочном происхождении руд. Кроме того, следует еще подчеркнуть, что упомянутые классификации строятся на весьма ограниченных данных о структурных условиях формирования рудных тел, и авторы их не учитывают наблюдаемую пространственную, временную и геохимическую связь оруденения на целом ряде приводимых в качестве примеров месторождений с интрузивными породами. Они также не принимают во внимание наблюдаемый контроль оруденения постлифтификационными структурными элементами, четко проявленные эпигенетические окологрудные изменения вмещающих пород, а также другие факторы, на базе которых строятся хорошо обоснованные поисковые критерии, опробированные во многих рудоносных провинциях и районах и всюду оправдывающие себя на практике.

Помимо отмеченного, классифицируемые месторождения рассматриваются вне связи с эндогенной металлогенией провинций и искусственно отрываются от близких по возрасту и сходных или даже аналогичных по составу месторождений, характеризующихся жильной, трубчатой, штокверковой и другими формами и залегающих не только в слоистых, но и в массивных и в том числе магматических породах.

Сторонники гидротермального генезиса рассматриваемых месторождений до настоящего времени включали их в общие классификации свинцово-цинковых и отдельно их не группировали. Относя эти месторождения к телетермальным, они различают их по морфологическим признакам, температурам образования, составу вмещающих пород, устанавливаемой форме связи оруденения с интрузивными образованиями и по их геотектонической позиции. Наряду с изложенным во многих классификациях учитываются способы отложения руд, их текстурно-структурные особенности в связи с проявлением до- и внутрирудной тектоники. При этом допускается полигенное происхождение самих гидротермальных растворов.

В классификациях, посвященных телетермальным месторождениям, интересующие нас свинцово-цинковые месторождения разделены на ряд типов. В частности, в группировке, разработанной П.Ф. Федорчуком (1968), выделены свинцово-цинковые, сурьмяно-полиметаллические, ртутно-полиметаллические, полиметаллические, медно-полиметаллические и другие. Все упомянутые типы месторождений сформировались в платформенных и складчатых областях в условиях низких и средних температур. Месторождения эти подразделяются на две группы: 1) парагенетически связанные с изверженными породами; 2) месторождения, связь которых с интрузиями не устанавливается.

В классификации телетермальных месторождений В.И. Смирнова (1969) различаются два типа рассматриваемых свинцово-цинковых месторождений: 1) борнит-халькопиритовый в песчаниках, в котором нередко находятся значительные скопления свинца и цинка (Джезказган,

Мансфельд); 2) галенит-сфалеритовый в карбонатных породах (месторождения Каратау Южного Казахстана, Киргизии, долины Миссисипи — Миссури и др.).

В классификации К. Дэнхем (1953) среди единого типа телетермальных месторождений свинца и цинка выделяются следующие 3 подтипа: 1) вкрапленные и массивные метасоматические руды, связанные с мелкими разрывными нарушениями, небольшими флексурами или трещинами в пологопадающих или слабоскладчатых известняках и доломитах (месторождения долины Миссисипи, Верхнесилезские); 2) вкрапленные и массивные руды среди известняков и доломитов в районах проявления складчатости и надвигов (месторождения Восточного Теннесси, Туиссит и Бу-Беккер, Райбл, Блейсберг, Риосин); 3) вкрапленные руды в песчаниках (Мехерних, Лайсваль). Вместе с тем К. Дэнхэм выделяет в особую группу пирит-сфалерит-баритовое месторождение Мегген в Вестфалии, которое, по его мнению, имеет возможно осадочное происхождение.

В классификации рудных формаций свинцово-цинковых месторождений Тянь-Шаня А.Д. Шмулевича, Н.Н. Королева и других (1974) среди интересующих нас месторождений выделены три генетических типа (табл. 2).

Данная классификация не охватывает всех промышленных типов рассматриваемых стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Кроме того, разделение на генетические типы основано на неодинаковых генетических критериях. Это касается колчеданного типа, выделенного в отличие от других по составу руд.

Не останавливаясь на рассмотрении других классификаций, предлагаемых исследователями, придерживающимися представления о пол-

Таблица 2

Классификация рудных формаций Pb-Zn месторождений Тянь-Шаня

Генетический тип	Способ рудоотложений	Рудная формация	Минеральный тип
Колчеданный	Преимущественно метасоматический	Колчеданно-свинцово-цинковая в зонах изменения вулканогенно-осадочных пород	Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый. Пирит-галенит-сфалеритовый. Сфалеритовый
Телетермальный	Сингенетично-диагенетический, гидротермальный	Свинцово-цинковая (иногда с Cu и Hg, Sb в карбонатных породах)	Пирит-галенит-сфалеритовый, халькопирит-сфалерит-галенитовый. Сфалерит-галенитовый. Галенит-сфалеритовый
Осадочный	Диагенетический	Свинцово-цинковая в карбонатно-терригенных породах	Галенит-сфалеритовый. Сфалеритовый

ностью или частично гидротермальном происхождении рассматриваемых месторождений, подчеркнем лишь их общую направленность, заключающуюся в том, что в качестве основных классификационных признаков принимаются конкретные, реально существующие геологические факторы: ведущие металлы, слагающие руды и (или) их минеральный состав с учетом состава вмещающих пород; учитываются также геолого-структурные особенности месторождений и геотектонические условия размещения.

Исследователи, придерживающиеся представления о полигенном генезисе рассматриваемых месторождений, относят их к осадочно-гидротермальным, возникающим при различных температурах. Это касается в основном месторождений с повышенными количествами колчеданов, которые разделяются на 3 группы, образующиеся в холодных, слегка подогретых и горячих водах (Белевцев, 1971).

А.М. Карпуниным (1974) предложена генетическая классификация стратиформных месторождений цветных металлов, учитывающая полигенность и полихронность формирования месторождений. Он предлагает выделить 4 типа месторождений: осадочные, вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные. Полихронность формирования месторождений связывается со стадиями их трансформирования. А.М. Карпунин предлагает еще учитывать дополнительные классификационные признаки: преобладающий рудный компонент, геотектоническую позицию; петрографический состав вмещающих пород; приуроченность оруденения к определенным формациям пород; фациальные особенности; морфологию рудных тел; зональность оруденения, развитую в пределах месторождений; характер органического вещества; проявление более поздней интрузивной деятельности; наличие или отсутствие контактового метаморфизма, развитие более поздней гидротермальной деятельности (в классическом представлении). Анализируя все классификационные признаки, предлагаемые А.М. Карпуниным, приходим к заключению, что и его классификация практически строится на дискуссионных генетических представлениях, так же как и классификация Ю.А. Богданова и других, и, хотя в рассматриваемой классификации сделана попытка отразить в качестве дополнительных признаков некоторые черты геологии месторождений и условия их формирования, большинство из этих признаков к рудам не имеет прямого отношения либо трактуется с позиции дискуссионных генетических гипотез. Такой признак, как геотектоническая позиция осадконакопления, параллелизуется только с учетом синхронного с ним рудообразования, а морфология рудных тел сопоставляется только с морфологией пластов осадочных пород.

В последние годы К.Д. Данэм предложил классификацию стратиформных месторождений, взяв за основу состав вмещающих пород и ведущие металлы, развитые в рудах (Белевцев, 1971). Среди стратиформных свинцово-цинковых месторождений К.Д. Данэм различает группы, залегающие среди: 1) песчаников — медно-свинцовые месторождения Европы и Африки (Заир, Замбия); медно-свинцово-цинковые (Маунт-Айза в Австралии); 2) известняков и доломитов — свинцово-цинково-флюорит-баритовые (Миссисипи—Миссури); 3) песчаников —

медно-свинцовые (Казахстан); 4) риолито-андезитовых туфов — цинково-свинцово-серебро-медные (Кууроко, Япония). При этом, согласно представлению К.Д. Данэма, рассматриваемые месторождения имеют полигенное происхождение, выраженное в том, что они могут быть образованы из металлоносных вод как вулканогенного, гидротермального и вадозного происхождения, так и в результате латерально-секционных процессов, происходящих при метаморфизме или при просачивании мигрирующих через породы растворов.

В имеющейся геологической литературе опубликовано немало классификаций месторождений применительно к конкретным рудным районам. Они чаще всего строятся на учете различных сторон геологии месторождений определенных районов или провинций. В качестве примера можно упомянуть классификацию по форме рудных тел свинцово-цинковых месторождений Марокко, предложенную А. Эмбергером (1971). Этот исследователь разделил изучаемые им месторождения на стратиформные, штокверковые, трещинные, контактовые, вкрапленные и жильные. Однако подобные классификации, учитывающие только морфологию рудных тел, естественно, имеют лишь местное значение.

Из приведенного обзора имеющихся классификаций следует, что для рассматриваемых минеральных образований назрела необходимость создать более полную систематику, которая учитывала бы по возможности все главнейшие типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений. В этой группировке важно учесть такие классификационные критерии, которые отражали бы основные сведения по их геологии.

Ниже будет сделана попытка предложить вариант такой классификации, которая в основном строится на базе реально наблюдаемых геологических и геохимических данных и учитывает важнейшие данные, которые нашли отражение в ранее проанализированных классификациях.

2. ОСНОВНЫЕ КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ

Переходя к рассмотрению наиболее характерных критериев, которые могут быть приняты для систематики интересующих нас месторождений, необходимо подчеркнуть, что все они обладают целым рядом единых или крайне сходных геологических особенностей. В частности, как уже упоминалось, общими для них являются геотектонические позиции и геолого-структурные условия формирования. Для большинства рассматриваемых месторождений наблюдается пространственная связь с продуктами базальтоидной магмы, по времени становления непосредственно предшествующих минерализации. Сама минерализация в большинстве рудоносных провинций сформировалась в единый этап и занимает четкое пространственное положение в региональной зональности оруденения, проявленной в каждой из рассматриваемых провинций.

Изложенное показывает, что для систематики рассматриваемых месторождений трудно применить общие характерные геологические и геолого-структурные критерии. Вместе с тем отчетливо выявляются

существенные отличия в составе руд характеризуемых месторождений, что уже и было подмечено авторами многих из упомянутых ранее классификаций. В результате в рассматриваемых месторождениях отчетливо выделяется целая серия групп или рудных формаций, отличающихся по содержанию в рудах тех или иных металлов. Соответственно мы приходим к выводу, что при систематике характеризуемых стратиформных месторождений наиболее целесообразно учесть следующие четыре наиболее типичных классификационных признака.

1. Количественное развитие и соотношения промышленных концентраций металлов и частью металлоидов: свинца, цинка, меди, железа, сурьмы, ртути, мышьяка, серы и других, входящих в состав руд, а также относительное распространение жильных минералов в рудах (флюорита, барита и др.), которые могут приобрести промышленное значение и извлекаться в качестве побочного продукта при условии их больших запасов и высоких содержаний, превышающих 35–40%.

Нам представляется, что данный признак является основным. Он отражает конкретное содержание полезных компонентов в рудах месторождений и позволяет разделить их на главнейшие рудные формации. Так, по преобладанию в рудах железа, свинца и цинка при условии $Fe \geq Pb + Zn$ можно выделить колчеданно-свинцово-цинковую; по преобладанию меди, свинца и цинка при условии $Cu \geq Pb + Zn$ — медно-свинцово-цинковую; по преобладанию Pb и Zn — собственно свинцово-цинковую и другие, упоминавшиеся в предыдущей главе рудные формации.

Устанавливаемые вариации относительных изменений концентраций тех или иных металлов в рудах внутри каждой из выделяемых рудных формаций, вызванные относительной сложностью и разнообразием состава руд месторождений внутри этих формаций делает целесообразным различать среди них определенные субформации. Так, в колчеданно-свинцово-цинковой формации в зависимости от преобладания свинца над цинком можно выделить колчеданно-свинцовую; при близких количествах свинца и цинка — колчеданно-свинцово-цинковую; при наличии больших количеств барита — колчеданно-свинцово-баритовую и другие субформации (см. табл. 3).

2. Минеральный состав руд. Данный признак является вторым по значимости классификационным признаком. Количественные изменения минерального состава руд обуславливают возможность выделения минеральных типов руд, а относительные количественные сочетания последних позволяют различать минеральные типы отдельных рудных тел в месторождениях или минеральные типы месторождений в каждой из выделенных субформаций. Вместе с тем выделение минеральных типов месторождений связано с определенными трудностями, обусловленными, с одной стороны, недостаточной изученностью минерального состава руд ряда месторождений, а зачастую и слабой разведенностью некоторых месторождений. С другой стороны, трудности эти вызываются также широким проявлением зональности оруденения в пределах отдельных рудных тел, месторождений и рудных полей, которая и приводит к пространственному обособлению определенных рудных минеральных ассо-

циаций и связанных с ними металлов. Отмеченное значительно усложняет возможность отнесения каждого стратиформного свинцово-цинкового месторождения к одному определенному минеральному типу.

3. Количества тех или иных элементов-примесей, которые могут попутно извлекаться из руд, в частности серебра, кадмия, кобальта, никеля, рения, германия, галлия, таллия и др. Данный признак также относится к одному из важных, поскольку конкретным минеральным ассоциациям соответствует определенный спектр редких элементов. Однако он не влияет на выделение рудных формаций, субформаций и минеральных типов и его целесообразно учитывать лишь для разработки более дробной классификации, одним из критериев которой могут служить даже низкие концентрации упомянутых выше элементов. В частности, данный критерий может быть использован при условии разделения минеральных типов месторождений на подтипы, среди которых могут иметь место обогащенные или обедненные одним или несколькими элементами-примесями. Так, среди месторождений, относящихся к свинцово-цинковой формации и свинцово-цинково-медной субформации и представленной двумя минеральными типами — галенит-сфалерит-теннантит-халькопиритовым и галенит-сфалерит-борнит-халькопиритовым, удастся выделить месторождения с высокими содержаниями германия (до 320 г/т) и кадмия (до 2800 г/т), представителями которых служат месторождения Кипуши и Принц Леопольд (Африка), Семочисленцы (НРБ) и с малым содержанием этих элементов — Сумсар и Джергалан (Кирг. ССР).

В месторождениях, относящихся к медно-свинцово-цинковой формации и соответствующей субформации, представленных борнит-халькозин-галенитовым и борнит-халькозин-халькопиритовым со сфалеритом минеральными типами, каждый из этих типов еще может быть подразделен на обогащенные рением и др. (Джезказган в Каз. ССР) и не содержащие повышенных концентраций этих элементов. Отсутствие достаточной информации о содержании редких элементов в рудах большого количества месторождений не позволяет пока использовать этот критерий для всего класса характеризуемых стратиформных месторождений.

4. Температурные условия рудообразования. Анализ текстурно-структурных особенностей руд показывает относительную сохранность "первозданных" сульфидных руд (Кормилицин, 1968; Шалдун, 1959; Юшко, 1969; и др.), характерную для очень многих месторождений, например для колчеданно-свинцово-цинковых (Озерное, Физичайское, Ачисайское и др.). Такой сохранности руд способствовали относительно спокойные платформенные или близкие к платформенным условия их формирования, сохранявшиеся длительное время и после рудоотложения. В результате этого рудоносные площади после формирования месторождений не подверглись значительным тектоническим деформациям, ведущим к переработке древних платформенных сооружений и не испытывали на себе воздействия процессов регионального метаморфизма. Именно в связи с этим не потеряла актуальность группировка месторождений по температурным интервалам кристалли-

зации сульфидов. Данные, получаемые методами декрепитации газожидких включений, определения термоэде рудных и жильных минералов, изучения типоморфных особенностей главных из сохранившихся первичных минералов, изучения структур распада твердых растворов, а также экспериментальные исследования по моделированию процессов рудообразования и т.д. дают в совокупности относительно точную информацию о температуре формирования минералов или минеральных ассоциаций. При этом выясняется, что в одних месторождениях руды кристаллизуются только в интервалах низких температур — от 50 до 180°C, а в других — от низких до средних, не превышающих 225–300°C (Фишер, 1964; и др.).

В результате данный классификационный критерий может быть использован также лишь как второстепенный, но все же важный. Это вызвано тем, что среди рассматриваемых месторождений в большинстве из выделенных рудных формаций рудные минералы кристаллизовались как в условиях первого из упомянутых температурного интервала, так и в условиях обоих интервалов. В ранее упомянутых классификациях некоторые авторы учитывали и другие классификационные признаки. Поэтому мы считаем целесообразным проанализировать те из них, которые были использованы в качестве основных. В предлагаемой же нами классификации все эти дополнительные критерии могут рассматриваться только лишь в качестве второстепенных. К ним, в частности, относятся следующие.

1. *Состав вмещающих пород.* Нам представляется, что данный критерий следует рассматривать только в качестве вспомогательного. Он может быть использован лишь в целях разработки дробной систематики месторождений внутри минеральных типов. Это вызывается прежде всего тем, что однотипные месторождения по концентрации металлов, развитию отдельных рудных минералов, рудных парагенетических минеральных ассоциаций, элементов примесей в рудах, а также по текстурно-структурным особенностям руд залегают в самых разнообразных по петрографическому и химическому составу как осадочных, так и вулканогенно-осадочных породах. Сказанное свидетельствует о том, что состав вмещающих пород сам по себе не определяет вещественного и минерального состава сульфидных руд.

2. *Околорудные изменения вмещающих пород.* Вмещающие породы оказывают влияние лишь на состав жильных минералов, а также на состав метасоматитов, возникающих в процессе их изменения. Так, карбонатные породы под воздействием растворов, предшествующих или сопутствующих минерализации, подвергаются доломитизации, сидеритизации и анкеритизации. Реже в них проявляются окварцевание и каолинизация. Последние два из упомянутых изменений, но при более четко проявленной каолинизации и частично серитизации широко развиты и среди вмещающих пород, имеющих алюмо-силикатный состав. Но известны примеры, когда эти же породы подвергнуты вблизи рудных тел и разного рода карбонатным изменениям либо баритизации, в ряде случаев характерной и для карбонатных пород. Можно напомнить, например, о зонах доломитизации развившихся в углистых сланцах месторождения Маунт-Айза (Blanchard, 1969; Зенков, 1947; Амирасланов и др., 1960), бари-

тизации карбонатных пород на Миргалимсайском месторождении (Альжанов и др., 1972), о зонах окварцевания в известняках и доломитах, вмещающих многие стратиформные месторождения Мидконтинента и ряда других районов.

Во всех наблюдаемых случаях околорудные изменения вмещающих пород проявлены вдоль согласных или секущих разрывных нарушений. Формирование измененных пород возникает не только в результате заимствования растворами определенных компонентов из вмещающих пород но их последующего отложения либо их перегруппировки на месте, но также и привноса ряда химических элементов в зону рудообразования минерализованными растворами. Следует, кроме того, отметить, что вмещающие породы не являются источником большинства редких и рассеянных элементов-примесей, входящих в состав руд. Лишь в некоторых месторождениях определенные элементы, и в частности фосфор, ванадий и в меньшей мере галлий, талий и германий, входящие в состав рудных, а иногда и жильных минералов, реже образующие самостоятельные минералы, заимствованы как из вмещающих пород, так и привнесены в зону рудоотложения горячими растворами.

Состав околорудных метасоматитов в рассматриваемом классе месторождений не определяет металлический и минеральный состав сульфидных руд. Одни и те же или близкие по составу околорудно-измененные породы часто характерны для месторождений, относящихся к различным рудным формациям.

3. *Геотектонические позиции месторождений.* Однако при анализе имеющихся материалов выясняется, что ряды рудных формаций рассматриваемых стратиформных месторождений встречаются совместно в самых различных геотектонических сооружениях. Вместе с тем положение месторождений в определенных геотектонических сооружениях обуславливает появление некоторых специфических особенностей для однотипных по минеральному составу и составу металлов руд месторождений. Эти особенности в основном проявляются в некотором различии структурно-геологических условий формирования месторождений, связанных с особенностями развития верхних частей коры в каждом из ее геотектонических спектров. В частности, в связи с большей выдержанностью фациального состава пород на достаточно обширных площадях и формированием складчатости на более жестком стабильном фундаменте для платформенных провинций характерны более крупные пологие аркообразные складки, в которых возникающие поверхности отслоения, контролирующие и вмещающие месторождения данного класса, обладают значительно большим площадным развитием, чем в складчатых областях. Соответственно при проявлении благоприятных структурных условий, в частности при наличии горизонтов пород в чехле, способных экранировать рудоносные растворы, нередко возникают значительно более крупные по своим масштабам месторождения. В связи с отмеченным данный признак в предлагаемой классификации может быть использован только для более дробной систематики внутри минеральных типов.

4. *Рудолокализирующие тектонические элементы*, определяющие морфологические особенности месторождений. Практически для месторож-

дений всех выделенных групп, различающихся по составу металлов и сопутствующим их неметаллических элементов, характерны одни и те же или весьма близкие структурные условия локализации оруденения. В связи с изложенным данный признак может быть использован также только лишь для более дробных классификационных группировок. При этом среди месторождений, залегающих в разных по составу вмещающих породах и размещающихся в различных геотектонических сооружениях и структурно-металлогенических зонах, могут быть выделены месторождения: 1) с экранирующим типом рудовмещающих тектонических элементов, способствующих значительно большему улавливанию и осаждению металлов из растворов и влияющих на проявление достаточно однородного строения рудных тел; 2) с частично экранирующим типом рудовмещающих тектонических элементов, обуславливающим более резкую смену физико-химических условий рудообразования и приводящим к неравномерному распределению компонентов в рудных телах; 3) характеризующиеся пересечением рудопроводящими разрывами всей рудовмещающей толщи и локализацией оруденения в горизонтах, благоприятных по физико-механическим свойствам и химическому составу: а) приближающиеся к палеоповерхности в период рудообразования; б) достигающие придонных частей бассейнов седиментации, характерных для глубоководных рифтовых впадин.

В зависимости от того, к какому типу можно отнести то или иное месторождение, представляется возможным оценить его масштабы, определить морфологические особенности, наметить условия проявления зональности оруденения, определить специфические черты текстур и структур руд и другие характерные особенности, в том числе и минеральные формы металлов, что в основном касается рудных залежей, формирующихся практически на поверхности.

3. ПРЕДЛАГАЕМАЯ ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Базируясь на упомянутых выше основных классификационных критериях и прежде всего на тех из них, которые отражают наличие и количественное распространение тех или иных ассоциаций металлов, развитых в рудах, мы считаем возможным выделить среди рассматриваемых месторождений десять главнейших важных в промышленном отношении рудных формаций: колчеданно-свинцово-цинковую, медно-свинцово-цинковую, собственно свинцово-цинковую, барит-свинцово-цинковую, железо-марганец-барит-свинцово-цинковую, флюорит-свинцово-цинковую, сурьмяно-свинцово-цинковую, ртутно-свинцово-цинковую, мышьяково-свинцово-цинковую и серно-свинцово-цинковую (табл. 3).

Первая из них характеризуется широким развитием сульфидов железа, составляющих 60% и более по отношению ко всей рудной массе. Ко второй – медно-свинцово-цинковой формации – относятся месторождения, в которых медные руды либо значительно преобладают над свинцовыми и цинковыми (Джезказган и др.), либо развиты примерно в

Таблица 3

Классификация стратиформных низко- и низко-среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений

Рудные формации	Рудные субформации	Основные минеральные типы месторождений	Примеры месторождений
1. Колчеданно-свинцово-цинковая	Колчеданно-свинцовая	Пирит-галенитовый Пирит-пирротин-галенитовый	Отдельные месторождения и рудные тела рудных полей Текели (Казахстан), Маунт-Айза (Австралия) и др.
$Fe \geq Pb$; $Pb + Zn$; Zn (сульфиды Fe достигают 60%, иногда и более всей массы руд)	Колчеданно-свинцово-цинковая (с Cu и без нее)	Пирит-пирротин-галенит-сфалеритовый Пирит-галенит-сфалеритовый с медной минерализацией и без нее	Маунт-Айза, Мак-Артур (Австралия), Текели (Казахстан), Катехское, Филизчайское (Кавказ), Пьерфит (Пиренеи), Феровангорд (центр. Юкон) и др.
	Колчеданно-цинковая (с Cu и без нее)	Пирит-сфалеритовый Пирит-пирротин-сфалеритовый Пирит-халькопирит-сфалеритовый Пирит-марказит-сфалеритовый с галенитом	Озерное (Бурятская АССР), Мегтен (ФРГ), Лаура (ФРГ), Оутокумпу (Финляндия), Лачинхана (Узбекистан)
	Колчеданно-свинцово-баритовая (с Ag)	Пирит-галенит-баритовый Пирит-галенит-сфалерит-баритовый	Раммельсберг, Нейен-Альгер (Мегтен, ФРГ) отдельные рудные тела района Рио-Тинто и др.
	Колчеданно-свинцово-цинковая (с As)	Пирит-галенит-сфалеритовый с арсенопиритом	Ачисай, Смена, Бетпаксу, Талды-Булак (хр. Каратау Южный Казахстан)
2. Медно-свинцово-цинковая	Медно-свинцовая	Борнит-халькозин-галенитовый Борнит-халькозин-халькопирит-галенитовый со сфалеритом	Джезказган, Сары-Обинское, Кызыл-Обинское и др. (Казахстан); Эльбекдаш (Азербайджан); Мериж (Высокий Атлас); Букдем (Алжир)
$Cu \geq Pb$; $Pb + Zn$; Zn (на некоторых месторождениях $Pb + Zn > Cu$)			
	Медно-свинцово-цинковая	Халькопирит (борнит)-халькозин-галенит-сфалеритовый Борнит-халькозин-галенит-сфалеритовый	Ленское; месторождения Таджикской депрессии; Гуте Хоффнунг (Рур); Злате Горы (Польша); М'Пасса, Мибура, Чукумба (Заир); месторождения Бахмутской котловины, Игарского района и др.
	Медно-цинковая	Борнит-халькозин-халькопирит-пирит-сфалеритовый с галенитом	Мансфельд, некоторые месторождения медного пояса Родезии
	Медно-колчеданно-свинцово-цинковая	Халькопирит-пирит-сфалеритовый с галенитом Халькопирит-борнит-халькозин-пирит-сфалерит-галенитовый с уранинитом	Бу-Суфа (Алжир); Астролейбиа (Папуа); месторождения Северо-Судетской и Предсудетской впадин (Польша)
3. Свинцово-цинковая	Существенно свинцовая (с Cu и без)	Галенитовый Галенит-баритовый	Галина (Верхне-Миссисипская Долина); Бу-Дахар (Высокий Атлас); Аули-Мибладен (Алжир), Сан-Джованни и др. (Сардиния); некоторые месторождения в районах Миссури и штатов Иллинойс, Кентукки в США; Зейда, Бу-Миа (Марокко); Сиди Мамар (Тунис)
Pb ; $Pb + Zn$; $Zn >$ чем Fe, Cu и других металлов	Pb значительно $>$ Zn ; барита и флюорита $<$ 20–25%	Галенит-барит-флюоритовый Галенит-тетраэдрит-халькопиритовый	Пайн-Пойнт, Роб-Лейк (Канада); Бу-Беккер, Эль-Абед (Алжир); Миргалимсай (Казахстан); Олькуш (Польша); Арренсе (верхн. Пиренеи); Ривандж (Иран); Круа-де-Пальере (Франция), Итакарамба-Вазанти, Бокюра (Бразилия); Лайсвалль (Швеция); Монтепони (Сардиния); Сардана и др. (Сибирская платформа, СССР); Бу-Дахар (Марокко)
	Свинцово-цинковая	Галенит-сфалеритовый Галенит-сфалерит-баритовый Галенит-сфалерит-флюоритовый	
	Pb и Zn примерно в равных количествах		
	Существенно цинковая (с Cu и без)	Сфалерит-галенитовый Сфалерит-галенит-халькопиритовый	Месторождения рудных районов США (Джефферсон-Сити; Верхне-Миссисипской долины, штатов Теннесси (Флет-Геп, Треузэй) и др.; Ле-Малин, Трев (Франция), Ирельско-Ленские (СССР)
	Zn значительно $>$ Pb		

Таблица 3 (продолжение)

Рудные формации	Рудные субформации	Основные минеральные типы месторождений	Примеры месторождений
3. Свинцово-цинковая Pb; Pb + Zn; Zn > чем Fe, Cu и других металлов	Свинцово-цинково-медная (с германиевой минерализацией и без нее) Pb + Zn значительно > Cu	Галенит-сфалерит-борнит-халькопиритовый Галенит-сфалерит-теннантит-халькопиритовый	Сумсар, Джергалан, Уч-Кулач (СССР), Седмочисленцы (Болгария), Бу-Селям (Высок. Атлас)
4. Барит-свинцово-цинковая Барита > 35-40%; Pb + Zn; Pb; Zn > Fe, Cu	Барит-свинцовая Барит-свинцово-медная Барит-цинково-свинцовая Барит-цинково-свинцово-медная	Барит-галенитовый Барит-галенит-халькопиритовый Барит-сфалерит-галенит-пиритовый Барит-сфалерит-галенит-пирит-халькопиритовый	Мибладен (Марокко), Тана-Верды (Тянь-Шань), Мужинайское, Фестивальное, Молоконское (Прибайкалье) Кайрақты (Казахстан) Кужинское (Урал) Бестюбе (Казахстан) Станислав (н. Силезия)
5. Железо-марганец-барит-цинково-свинцовая	Железо-марганец-барит-цинково-свинцовая Железо-марганец-барит-цинково-свинцово-медная	Гематит-магнетит-браунит-гаусманит-цинковые, гаусманит и олигонит-цинковый, ферро-якобсит-пирит-сфалерит-барит-галенитовый Гематит-магнетит-браунит-гаусманит-цинковые, гаусманит и олигонит-цинковый, ферро-якобсит-пирит-сфалерит-барит-галенит-халькопиритовый	Месторождения рудных полей Жайрем (Ц. Казахстан), Бурултасское (Ю. Казахстан) Ушкатын I. Атабай-Дутулинское (Казахстан)
6. Флюорит-свинцово-цинковая Флюорита > 30-35%; Pb + Zn <=, иногда > флюорита; Pb + Zn; Pb; Zn > Fe; Cu	Флюорит-цинково-медно-свинцовая Флюорит-цинковая Флюорит-свинцово-цинковая Флюорит-свинцовая Флюорит-барит-свинцово-цинковая	Флюорит-сфалерит-халькопирит-галенитовый Флюорит-сфалеритовый Флюорит-галенит-сфалеритовый Флюорит-галенитовый Флюорит-барит-галенит-сфалеритовый Флюорит-барит-галенит-сфалеритовый с целестином	Амдерма (Пай-Хой); Дудесай, Алмаганское, Кумынгуурское (Угамский хр. Тянь-Шаня); Гансонбург (Нью-Мехико); рудопоявления Волновахской зоны разломов (Донбасс) Месторождения штата Иллинойс (США); Гансонбург (Нью-Мехико); Таскайнар и Леонтьевское (Казахстан) Месторождения штата Иллинойс (США); Марковской зоны (Донбасс); Урультуно-Тасханского района (Магаданская область); Барвинского, Соболиное, Зеленое, Луговое (Прибайкалье); Дербент, Ангуран (Иран) Отдельные рудные тела месторождений районов Амдермы и штата Иллинойс Каменистое, Куркула-Ульканское (Прибайкалье); месторождения Дербишира (Англия); Саррабус (Сардиния) Отдельные месторождения и рудопоявления Пай-Хойской провинции, Гаурдакского района и др.
7. Сурьмяно-свинцово-цинковая Pb, Zn, Pb + Zn > Sb	Сурьмяно-свинцово-цинковая Сурьмяно-мышьяково-свинцово-цинковая Сурьмяно-ртутно-свинцово-цинковая	Галенит-сфалерит-бурнонитовый с буланжеритом Галенит-сфалерит-антимонитовый Галенит-сфалерит-антимонитовый с реальгаром и аурипигментом Галенит-сфалерит-антимонит-киноварный	Лякан, Канигут (Южн. Ферганский пояс; Ришальдон (Центр. Франц. массив) и др. Месторождения районов Саррабус-Джергей (Сардиния) Рудопоявления в отдельных рудных полях Южно-Ферганского полиметаллического пояса Месторождения хребтов Таласского Алатау и Кугитанг

Таблица 3 (окончание)

Рудные формации	Рудные субформации	Основные минеральные типы месторождений	Примеры месторождений
8. Ртутно-свинцово-цинковая $Pb, Zn, Pb + Zn > Hg$	Ртутно-свинцово-цинковая	Галенит-сфалерит-блеклорудно-киноварный Галенит-сфалерит-киноварный Галенит-киноварный	Сан-Джованни, Кандиашус, Небида, Масауа, (Сардиния); некоторые месторождения Закарпатского прогиба (СССР)
9. Мышьяково-свинцово-цинковая $Pb; Zn; Pb + Zn > As$	Мышьяково-свинцово-цинковая	Сфалерит-Йорданит-галенитовый Галенит-сфалерит-Йорданитовый	Сиди-Бу-Ауан (Тунис) Хауария, Узд-Барш (Тунис)
10. Серно-свинцово-цинковая $S_{\text{самор}} < Pb + Zn;$ $S_{\text{самор}} > Pb + Zn$	Серно-свинцово-цинковая Серно-свинцово-цинковая со стронциевой, флюоритовой, баритовой и борной минерализацией	Галенит-сфалеритовый с самородной серой, гипсом, карбонатами и самородной ртутью Галенит-сфалеритовый с самородной серой, целестином, стронцианитом, баритом, флюоритом, борной минерализацией (в отдельных месторождениях отмечаются ре-альгар и аурипигмент) Для рудных и жильных минералов характерны высокие содержания ртути	Трускавец (Предкарпатский прогиб); отдельные рудопроявления в авлакогенах Русской платформы Гаурдак; Сульфур-Бенн. некоторые рудопроявления, связанные с рифейскими авлакогенами Русской платформы

равных количествах, либо по своей концентрации уступают свинцово-цинковым (Мансфельд и др.). В месторождениях третьей, собственно свинцово-цинковой рудной формации, упомянутые металлы резко доминируют, значительно превышая количества колчеданных и медных руд. В четвертой — барит-свинцово-цинковой, наряду со свинцом и цинком приобретает промышленное значение барит, содержание которого превышает 30—45%, достигая местами иногда 90%, а запасы равны либо значительно превышают запасы основных металлов. В некоторых рудных полях сульфидно-баритовые рудные тела оказываются пространственно совмещенными с железомарганцевыми и железомарганцевыми пластовыми рудами. Эти месторождения, известные в СССР как месторождения атакусского типа, выделяются в качестве самостоятельной, пятой, рудной формации. Шестая рудная формация, включающая флюорит-свинцово-цинковые месторождения, характеризуется большими запасами и высокими содержаниями (до 30—35%) флюорита, нередко значительно превышающего суммарные запасы металлов. Седьмая, сурьмяно-свинцово-цинковая, рудная формация объединяет свинцово-цинковые месторождения с достаточно высокими содержаниями сурьмы, присутствующей в рудах как в виде сульфосолей, в том числе в виде сульфоантимонитов свинца, меди, серебра, так и в виде простых сульфидов. Общее количество сурьмы, как правило, существенно меньше суммарных запасов свинца и цинка.

Ртутно-свинцово-цинковые месторождения, относящиеся к восьмой рудной формации, так же как и месторождения седьмой, характеризуются значительно большими запасами свинца и цинка. Ртуть в этих месторождениях добывается лишь в качестве попутного металла. Девятая, мышьяково-свинцово-цинковая, рудная формация характеризуется широким развитием йорданита, являющегося наряду с галенитом и сфалеритом главным минералом руд. Однако общее количество мышьяка значительно меньше запасов свинца и цинка. Десятая, серно-свинцово-цинковая, рудная формация объединяет месторождения, являющиеся связующим звеном между свинцово-цинковыми, с одной стороны, и месторождениями битумов — с другой. Общей особенностью этих месторождений являются непостоянные соотношения между концентрацией серы и металлов. Промышленная значимость данных месторождений к настоящему времени еще в достаточной мере не определена. Тем не менее опубликованные геологические данные по месторождениям самородной серы показывают достаточно высокую перспективность сероносных рудных полей и на свинцово-цинковое оруденение.

Промышленные перспективы сурьмяно-свинцово-цинковой, ртутно-свинцово-цинковой и мышьяково-свинцово-цинковой рудных формаций также пока недостаточно определены.

Намечаются и другие рудные формации, включающие месторождения, среди которых может быть упомянута свинцово-цинково-урановая, и месторождения еще более сложного состава, известные на Американской и Африканской платформах. Однако, к сожалению, имеющаяся информация по ним в опубликованной доступной литературе крайне недостаточна, вследствие чего пока не представляется возможным включить их в предлагаемую систематику. Эта систематика не охватывает

также и рудопроявления фосфоритов, содержащих в своем составе свинцово-цинковую минерализацию. Имеющиеся к настоящему времени геологические данные позволяют прийти к выводу об отсутствии прямой зависимости между концентрацией сульфидов и содержанием пятиоксида фосфора в фосфоритах, возникших на стадии диагенеза осадков и являющихся, также как и включающие их литифицированные песчано-аргиллитовые и алевролитовые толщи, лишь благоприятной средой для локализации свинцово-цинкового оруденения. Последнее на площадях развития фосфоритовых конкреций наблюдаются не только в горизонтах, их содержащих, но и в породах, не несущих скоплений фосфоритов.

И в самих фосфоритсодержащих пластах свинцово-цинковое оруденение распределяется неравномерно, находясь в прямой зависимости от степени тектонической нарушенности этих пластов. В частности, исследования А.В. Копелиовича (1960), Л.Г. Ткачук и Э.Я. Жовинского (1970) показали, что свинцово-цинковая минерализация сформировалась в полностью литифицированных породах, содержащих конкреции фосфоритов. Об отсутствии генетической связи свинцово-цинковой минерализации и фосфоритов свидетельствует также и изотопный состав серы в сульфидах, близкий к изотопному составу серы метеоритов (Виноградов, 1969). На это указывают выявленные Е.П. Фурман (1954) температуры кристаллизации галенитов и сфалеритов, равные 50–60°C, а также отчетливая последовательность выделения рудных минералов, соответствующая последовательности выделения минералов в обычных гидротермальных месторождениях.

Анализируя предлагаемую сводную таблицу, нетрудно видеть, что в связи с существенным непостоянством количества отдельных членов ассоциации металлов, входящих в состав месторождений выделенных рудных формаций, в пределах каждой из них представляется возможным различать субформации, в свою очередь разделяемые на характерные для них минеральные типы. В субформациях в целом удастся выделить не более 2–3, изредка 4 минеральных типа. Это вызвано тем, что форма нахождения главнейших металлов в рудах в общем характеризуется относительно небольшим разнообразием промышленных минеральных видов. Так, основным промышленным минералом свинца является галенит. Лишь на небольшом количестве месторождений приобретает промышленное значение буланжерит (отдельные месторождения Армянской ССР, Сардинии, Центрального Французского массива и др.) или йорданит (Марокко). Основным промышленным минералом цинковых руд является сфалерит либо вюртцит; колчеданных — пирит, марказит, изредка пирротин; медных — халькопирит, борнит и халькозин.

Разнообразие минеральных типов месторождений определяется относительным количеством развития основных продуктивных минеральных ассоциаций, входящих в состав руд (колчеданной, меднорудной, свинцово-цинковой, баритовой, флюоритовой и др.).

Производить более дробное подразделение намеченных минеральных типов не представляется целесообразным, поскольку, находясь в

различной геологической обстановке (в различных геотектонических сооружениях, разных структурных ярусах чехлов, в различных осадочных формациях и фациях), они характеризуются в общем значительным постоянством как по вещественному составу руд, рудным минеральным ассоциациям и последовательности их формирования, так и по составу околорудно-измененных пород и геохимическим особенностям. В целом оказываются также сходными структурные условия формирования рудных тел и их морфологические особенности, независимо от того, в каких осадочных образованиях они залегают. Вместе с тем металлы, входящие в состав руд, остаются постоянными для намеченных субформаций и минеральных типов. Лишь в некоторых случаях представляется целесообразным разделить и минеральные типы по особенностям их геологического строения, и в частности по составу вмещающих осадочных пород, наличию или отсутствию магматических образований на рудодносных площадях, составу гидротермально измененных вмещающих пород и по ряду других, в общем второстепенных критериев, которые, впрочем, существенно не влияют на выбор методов их поисков.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При общем описании рудных формаций в таблицах суммируются данные по целому ряду месторождений и приводится их общая характеристика с целью получению обобщающих сведений по всей формации в целом. При этом, как уже упоминалось во введении, по колчеданно-свинцово-цинковой рудной формации, приводится описание лишь двух примеров, тесно связанных с собственно свинцово-цинковыми месторождениями, а по медно-свинцово-цинковой формации примеры месторождений не описываются. Для всех остальных выделенных авторами рудных формаций дано описание геологии конкретных примеров месторождений, которое существенно дополняет обобщенные сведения по каждой из выделенных формаций и в то же время обосновывает правильность предложенной классификации рудных формаций.

Описание примеров типичных месторождений строится на основе учета лично собранных материалов и опубликованных новейших данных по их геологическому строению, форме и условиям залегания рудных тел, вещественному составу руд и околорудных измененных вмещающих пород, зональности оруденения, характеризуются также структурные и геохимические особенности рассматриваемых месторождений и в кратком виде излагаются высказанные исследователями представления об условиях их формирования. Основное внимание при рассмотрении геологии месторождений уделяется вскрытию тех ее особенностей, которые, с одной стороны подтверждают обоснованность отнесения рассматриваемых месторождений к конкретной рудной формации, а с другой — более полно раскрывают важные дополнительные данные, характерные для каждой из рудных формаций. Предлагаемое общее описание формаций и конкретных примеров месторождений приводится в порядке, намеченном в сводной классификационной таблице, начиная с месторождений, относящихся к колчеданно-свинцово-цинковой рудной формации.

1. КОЛЧЕДАННО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Колчеданно-свинцово-цинковая рудная формация объединяет достаточно большое число месторождений, получивших широкое распространение во многих свинцово-цинковых провинциях мира. Многие из них обладают очень крупными запасами свинца и цинка, исчисляющимися

десятками миллионов тонн богатых руд (Маунт-Айза) (Антонова, 1974; и др.). Для таких месторождений характерны не только развитие богатых свинцово-цинковых руд, но также и достаточно высокие для попутного извлечения количества пирита, Cu, As, Ag, Cd, Ga, Ge, Bi, Tl и других металлов, а из нерудных минералов — барита, что существенно повышает практическую ценность описываемых месторождений и всей рудной формации в целом.

Не останавливаясь на рассмотрении общегеологических особенностей, обобщенных в главе 1-й, отметим лишь, что месторождения, относящиеся к рассматриваемой рудной формации, находятся практически во всех металлогенических провинциях, несущих стратиформные свинцово-цинковые месторождения, но наибольшим развитием они пользуются в провинциях, располагающихся на склонах древних ядер, в краевых частях окружающих их эвгеосинклинальных прогибов, сформированных на сложно-блоковом фундаменте консолидированных раннегеосинклинальных образований. Именно в этих областях отчетливо выявляется пространственная связь оруденения с магматизмом — в одних случаях со спиллит-диабазовой магматической формацией, в других — с более поздними постскладчатыми образованиями — базальт-андезитовой, андезит-дацитовой и андезит-дацит-липаритовой формациями еще более поздними габброидными трещинными интрузиями (Текели) (Казанин, 1964; Дегтярев, 1970). Связь эта проявляется в основном в единстве путей поднятия магм и рудоносных растворов, которыми являются многократные глубинные разломы фундамента.

Широкое развитие месторождения характеризуемой рудной формации получили и в зонах автономных тектоно-магматических активизаций. В ряде районов в пределах последних пространственная, временная и геохимическая связь интрузий базальтоидного состава с оруденением также отчетливо намечается (Хрянина, 1967, 1968).

Для месторождений, развитых в миогеосинклинальных прогибах и в других структурно-металлогенических провинциях, подобная связь устанавливается часто лишь в региональном плане, что находит объяснение в несколько различно ориентированных планах деформаций, существовавших при формировании магматических тел и руд.

Среди месторождений рассматриваемой формации получило развитие большое количество структурных типов. Основные из них: согласные пластообразные в осложненных разрывами S- и Z-образных складчатых сооружениях, возникшие на пересечении разломов фундамента (Текели, Казахская ССР) (Мурсалимов, Орлов, 1964; Никитченко, Никитченко, 1970; и др.); согласные пластообразные в замковых частях коробчатых складок, на пересечениях последних дорудными разрывными нарушениями (Катехское, Азербайджанская ССР) (Заири, Добровольская, 1971); согласные пластообразные в замковых частях узких линейных надразломных складок, с отходящими, секущими слоистость апофизами (Раммельсберг, ФРГ) (Шнейдерхен, 1958); несогласные пластообразные залежи, приуроченные к разрывным нарушениям, ориентированным параллельно осевым плоскостям складок, и сопровождающиеся многочисленными согласными со слоистостью апофизами (Маунт-Айза, Австралия)

(Blanchard, Hall, 1942; Carter, 1953; Knight, 1953); несогласные пластообразные залежи, развившиеся в пологосекущих складчатость надвигах, с многочисленными апофизами, развившимися согласно со слоистостью (Филизчайское, Азербайджанская ССР) (Курбанов и др., 1967); сближенные серии секущих плитообразных и согласных пластообразных тел, приуроченные к одному горизонту хрупких пород, залегающему между более пластичными, и развившиеся в участках искривления рудоконтролирующих разломов фундамента (Ачисай, Казахская ССР) (Затолокина, 1956) и др.

Главным рудным минералом месторождений данной рудной формации является пирит. Сфалерит и галенит относятся к широко распространенным. Среди второстепенных получают развитие пирротин, халькопирит, мельниквит-пирит, марказит, арсенопирит, магнетит, гематит. К редко встречающимся минералам относятся: тетраэдрит, джемсонит, буланжерит, валлерит, дискразит, прустит, пираргирит, аргенит, самородное серебро, полибазит, халькостибнит, пентландит, штернберgit, висмутин, гудмундит, линнеит, бурнонит, пирсеит, борнит, халькозин, кобальтин и вольфрамит. Основными жильными минералами являются кварц, карбонаты (сидерит, доломит, кальцит, нередко также барит); к второстепенным относятся анкерит, флюорит, хлорит, серицит и др.

По преобладанию в рудах промышленных концентраций свинца и цинка, барита, наличию меди и мышьяка среди месторождений рассматриваемой рудной формации различаются пять субформаций, или подгрупп, для каждой из которых свойственны свои минеральные типы месторождений и рудных тел (см. табл. 3).

Сульфиды железа выделялись во всех рудных стадиях минералообразования и концентрировались в относительно больших количествах во всех соответствующих им минеральных ассоциациях и минеральных парагенезисах. Но основное количество колчеданных руд накапливалось в течение более ранних сульфидных колчеданных стадий, предшествуя отложению более поздних свинцово-цинковых или полиметаллических руд.

Наиболее ранний пирит образует в породах широкие ореолы тонкодисперсной вкрапленности, объемы которой намного превышают объемы богатых колчеданных рудных тел (Роговер, Шадлун, 1938; Байкенов, 1968, 1969, 1970; и др.). Последние обычно заключены внутри ореолов вкрапленных руд и приурочены в основном к согласным со слоистостью и реже к секущим слоистость зонам разрывов, сопровождаемых дроблением, расщеплением или брекчированием вмещающих пород. Характерной особенностью рассматриваемых месторождений является развитие оруденения в слоистых толщах, сложенных различными по составу осадочными, туфогенными и эффузивными породами (Жуков и др., 1964). В некоторых случаях минерализации подвергаются также дайки и силлы диабазовых порфиров, близкие по времени к оруденению (Вейц, 1945; и др.), но предшествующие ему (месторождения Текелийского рудного поля и др.). Преобладающими формами выделения тонкодисперсного вкрапленного пирита являются колломорфные, оолитовые и глобулярные, с четко выраженными явлениями собирательной перекристаллизации. Наряду с пиритом в ряде месторождений на глубоких горизонтах появляется тонкодис-

персная вкрапленность пирротина, возможно, за счет замещения которого развита часть пирита и марказита. Вкрапленность в ореолах неравномерная. В основном она подчиняется слоистости пород и развивается послойно. Вместе с тем отмечаются участки, где вкрапленность подчинена редкой трещиноватости, секущей слоистость.

Богатые колчеданные рудные тела, имеющие обычно сложную линзовидную форму, либо залегают согласно с вмещающими породами (Текели), либо занимают по отношению к слоистости секущее положение, образуя сложные по форме тела, несущие признаки согласных и секущих слоистость образований. В минерализованных зонах они часто располагаются многоярусно и в то же время кулисообразно по отношению одного к другому. На многих месторождениях наблюдаются переходы согласных рудных тел по секущим слоистость зонам трещиноватости с одного горизонта на другой (Маунт-Айза) (Фишер, 1964). В некоторых месторождениях отдельные рудные тела объединяются зонами развития прожилково-вкрапленных руд, развивающихся на их периферии. В результате возникают более крупные рудные тела сложной формы, ориентированные в секущем по отношению к слоистости направлении (Филизчай). На отдельных рудных полях рудные тела ограничиваются по простиранию либо дорудными разрывными нарушениями (Раммельсберг), либо разломами и дайками (Озерное, Текели).

Важной и характерной особенностью руд описываемых колчеданных залежей является их тонкозернистость. Слагающие их пиритовые массы обладают часто скрытокристаллическим строением, в основном же это очень мелкозернистые руды, сохраняющие колломорфное строение или его реликты. Рассматриваемые колчеданные руды характеризуются разнообразными текстурными особенностями. Наиболее распространены массивные (массивно-полосчатые, массивно-слоистые, линзовидно-полосчатые, пятнистые, шойчатые, цементационные, колломорфные); прожилково-вкрапленные (штокверковые, вкрапленно-слоистые, прожилково-слоистые, прожилково-пятнистые); брекчиевые и псевдобрекчиевые текстуры (Ramdohr, 1953; Кормилицын, 1968; Бородаевская и др., 1969; Дистанов и др., 1972, 1975). Среди них резко преобладают текстуры, обусловленные метасоматическим замещением сульфидами вмещающих тонкослоистых деформированных пород, что отчетливо проявлено как на отечественных, так и на зарубежных месторождениях (Кунаев, 1956; Курбанов и др., 1967; Алиев, 1974; Шнейдерхен, 1958; Schouten, 1946^{1,2}; Андреев, 1969; и др.). При этом состав руд пластообразных и секущих слоистость залежей в большинстве случаев оказывается полностью идентичным.

Сульфиды железа колчеданных минеральных ассоциаций, как правило, в своем составе содержат примеси: никель и кобальт (сотые и тысячные доли процента), мышьяк, серебро, титан, ванадий (сотые и тысячные доли процента), изредка вольфрам. Иногда для них характерны примеси таллия — до 7 г/т и более (Рипп, 1969).

Свинцово-цинковая минерализация в месторождениях рассматриваемой формации обычно является прожилковой и прожилково-вкрапленной и во всех случаях формируется позднее колчеданных руд. Это оруденение

сечет и цементирует ранее отложенные колчеданные руды и часто проникает в них по слоистости. Основные минералы этих более поздних руд — галенит, сфалерит, халькопирит и пирит — обычно представлены несколькими разновидностями, отличающимися друг от друга как по формам выделения, так и по составу примесей. Последнее особенно характерно для сфалерита, который в процессе кристаллизации руд становится маложелезистым, обогащаясь кадмием (Юшко, 1969). Для свинцово-цинковых руд, формирующихся либо в одну, либо в две стадии минералообразования, характерно также мелкозернистое, иногда коллоидное строение.

В минеральном отношении свинцово-цинковые образования более разнообразны. Помимо основных упомянутых минералов, в них нередко в очень небольших количествах выявляются сульфосоли свинца, меди и серебра; сульфиды серебра; самородные металлы — серебро, и висмут. Отмечаются также висмутин, кобальтин, линнеит и другие образования, количества которых увеличиваются в минеральных ассоциациях с преобладанием поздних масс галенита. Соответственно свинцово-цинковые руды по сравнению с колчеданными несут большие количества элементов-примесей; галениты: серебро (до 0,1%), молибден (до 0,01%), висмут, кадмий, галлий, сурьму, ртуть; сфалериты: кадмий (до 0,1%), германий и галлий (0,01—0,001%), титан (до 0,001%), серебро (0,001%), индий, иногда олово, ртуть; пириты: никель, кобальт, титан, мышьяк, ванадий, ртуть и другие элементы; халькопириты: мышьяк, серебро.

Среди месторождений рассматриваемой группы известны рудные тела, включающие повышенное количество минералов меди, преимущественно халькопирита и борнита, которые по времени кристаллизации предшествуют отложению сульфидов свинца и цинка. Большая же часть этих минералов выделяется близко одновременно со сфалерит-галенитовыми минеральными ассоциациями, на отдельных месторождениях сопутствуя выделению основных галенитовых масс.

В ряде месторождений широким развитием пользуется баритовая минерализация, составляющая до 20—25% объема руд (Раммельсберг), которая, тяготея в пространственном отношении к свинцово-цинковым рудам, часто развивается по секущим их разрывам. Вместе с баритом выделяются весьма небольшие количества поздних сульфидов.

Для месторождений рассматриваемой формации весьма характерны признаки им специфические околурудные изменения вмещающих пород и особенно изменения, предшествующие отложению руд. Состав их не всегда находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород, что отчетливо проявлено на месторождении Маунт-Айза, где, как уже упоминалось ранее, доломитовые метасоматиты образуются по сланцам разного состава (Hall, 1934; Амирасланов, Иванова, 1960; и др.).

Сульфидные руды обычно формируются в несколько стадий минерализации. Наблюдается четкая смена во времени колчеданных минеральных ассоциаций сфалерит-галенитовыми, существенно галенитовыми с халькопиритом или комплексом редких сульфидов и сульфосолей. Иногда после отложения основных масс свинцово-цинковых руд в относительно повышенных концентрациях проявляется пирротиновая минерализация, несущая в небольших количествах кобальтовые и никелевые минералы

Таблица 4

Состав минеральных типов руд, вес, %

Руда	Пирит	Халькопирит	Сфалерит	Галенит	Барит	Кальцит
Галенит-сфалерит-баритовый	11-15	2	27-31	12	28-50	2
Галенит-сфалеритовый	5-17	2-11	33-50	9-17	8-14	5
Сфалерит-пиритовый	32-45	3-5	18-48	6-8	1	7
Пиритовый	62	3	6	2	1	2-7
Пирит-халькопиритовый	26-36	29-35	12-18	5	1	7

(Филизчайское месторождение). Процессы минерализации заканчиваются отложением практически безрудных жильных минералов — кальцита, барита, реже флюорита. Внутри стадий проявляется в общем одинаковая последовательность минералообразования.

Для месторождений рассматриваемой группы характерно обособление в пространстве различных минеральных типов руд. Так, согласно В.И. Смирнову и В.И. Казанскому (1972), на месторождении Раммельсберг выделяются следующие минеральные типы руд, показанные в опубликованной ими таблице (табл. 4).

На Филизчайском месторождении: пиритовые, пирит-халькопирит-карбонатные, пирит-сфалерит-галенитовые, пирротиновые (Бородаевская и др., 1966). На Маунт-Айза: пиритовые, пирит-сфалерит-галенитовые, галенит-сфалеритовые, галенитовые с серебряной минерализацией (Blanchard, 1969; Carter, 1953; Blanchard, Hall, 1942; Зенков, 1947; и др.). На месторождении Мегген: пиритовые, пирит-баритовые, пирит-сфалеритовые (Шнейдерхен, 1958).

Анализ опубликованных данных свидетельствует о том, что пространственное обособление типов руд связано с проявлением стадийности минералообразования и с закономерностями внутриминерализационного трещинообразования, т.е. в данном случае проявляются два типа зональности: прерывистого поступления растворов и зональности отложения. В связи со стадийностью минералообразования, протекающего на фоне внутрирудных тектонических подвижек, руды рассматриваемой группы месторождений несут следы динамо- и гидротермального метаморфизма, особенно вдоль рудовмещающих разрывных нарушений, неоднократно подновлявшихся в процессе минералообразования.

Основной массе руд свойственна исключительно хорошая сохранность форм первичного колломорфного образования, что особенно отчетливо проявлено на Озерном месторождении (Миронов, 1967; Миронов, Златогурская, 1965; Кормилицын, 1968), Филизчайском (Бородаевская, Злотник-Хоткевич, 1969), Катехском (Заири, Добровольская, 1971). Ачисайском (Митряева, 1955) и многих других, залегающих в поро-

дах, подвергнутых как интенсивному, так и слабому региональному метаморфизму.

Исследования изотопического состава серы колчеданных и колчеданно-свинцово-цинковых руд свидетельствует для ряда месторождений о глубинном ее происхождении. Так, согласно Н.М. Заири и М.Г. Добровольской (1971), $\delta S^{34} = +3,0\%$ ($\pm 0,5\%$) — для пиритов ранней стадии Катехского месторождения и $\delta S^{34} = +4,0\%$ ($\pm 0,5\%$) — для пиритов II стадии минералообразования.

Для пиритов колчеданных руд из Филизчайского месторождения значение δS^{34} колеблется от +0,50 до +0,30%, что также указывает на магматогенное их происхождение (Бородаевская, Злотник-Хоткевич, 1969). Вместе с тем в рудовмещающих осадочных толщах обоих месторождений упомянутые исследователи отмечают развитие, но в весьма незначительных количествах сингенетического пирита со значением δS^{34} от $-1,16$ до $+1,05\%$ и с большим разбросом значений δS^{34} , указывающим на биогенное происхождение серы.

Филизчайское месторождение

Филизчайское месторождение, являющееся типичным представителем колчеданно-свинцово-цинковой субформации, относится к пирит-галенит-сфалеритовому минеральному типу. Район рудного поля размещается в восточной части Кавказского мегантиклинория, заложенного на герцинском основании южной части Русской платформы. Область, к которой приурочивается рудное поле, тяготеет к горстовым поднятиям докембрийских и палеозойских образований Центрального Кавказа, образующим в совокупности древнее ядро упомянутого геосинклинального сооружения. Область эта находится в южной краевой части обширной эвгеосинклинальной зоны, которая в юре претерпела два этапа тектонического развития, связанного: 1) с глубоким прогибанием и накоплением мощных морских и терригенных осадков в нижней и средней юре, воздыманием и складкообразованием и 2) с менее интенсивными и более локальными прогибами и накоплением верхнеюрских, существенно терригенных толщ.

Согласно В.Е. Хаину (1960), Э.Ш. Шихалибейли (1956), М.Б. Бородаевской, М.А. Мустафабейли (1966), Н.К. Курбанову (1967) и другим исследователям, район, в пределах которого находится рудное поле, имеет сложное блоковое строение с общекавказским северо-западным и поперечным простираниями тектонических элементов. Юрские толщи района смяты в серии складок, параллельных ограничениям блоков и косо ориентированных к ним. Складки нарушены многочисленными зонами разрывных нарушений, главным образом запад-северо-западного и широтного простирания, падающими на северо-северо-восток под различными углами, косо секущими слоистость, реже проходят параллельно слоистости.

Интрузивный магматизм представлен габбро-диабазовым комплексом, служащим, согласно Э.Ш. Шихалибейли (1956) и др., корнями юрских вулканогенных фаций, развитых к югу от грабена. По данным упомяну-

тых исследователей, дайки участвовали в складкообразовании и претерпели зеленокаменное изменение. В последние годы С.Б. Зульфугуровым и другими установлены секущие складчатость дайки и дайковые пояса, фиксирующие протяженные зоны согласно секущих взбросов и взбросо-надвигов (Курбанов и др., 1967; Абдуллаев, 1975).

Особенностью Сарыбашского горстантиклинория является формирование его на жестком палеозойском фундаменте, разбитом серией древних глубинных разломов субмеридионального простирания на блоки, характеризующиеся дифференциальными движениями в период воздымания региона. В результате в Сарыбашском горстантиклинории намечаются блоки поперечного воздымания и опускания. Положение рудных районов в пределах Сарыбашского антиклинория определяется поперечными поднятиями, границы которых подчеркиваются флексуорообразными изгибами пластов и многочисленными разрывными нарушениями.

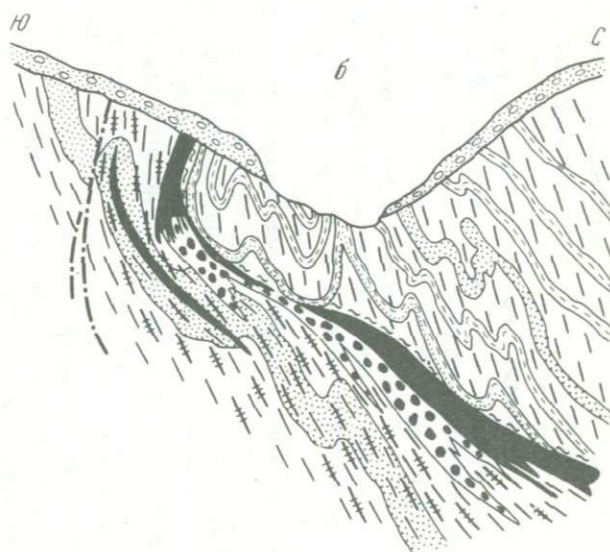
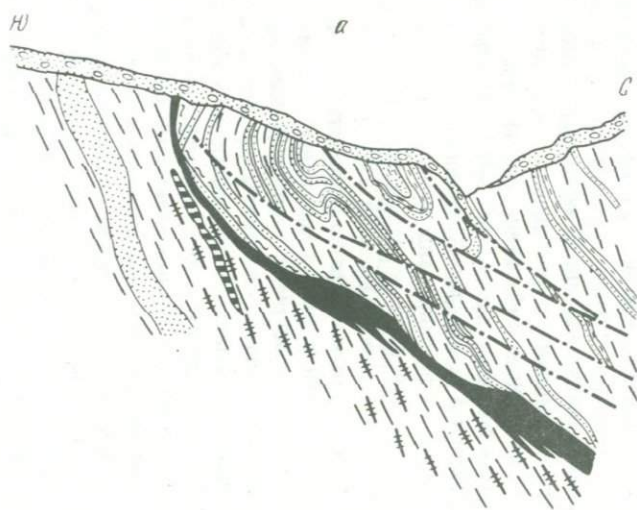
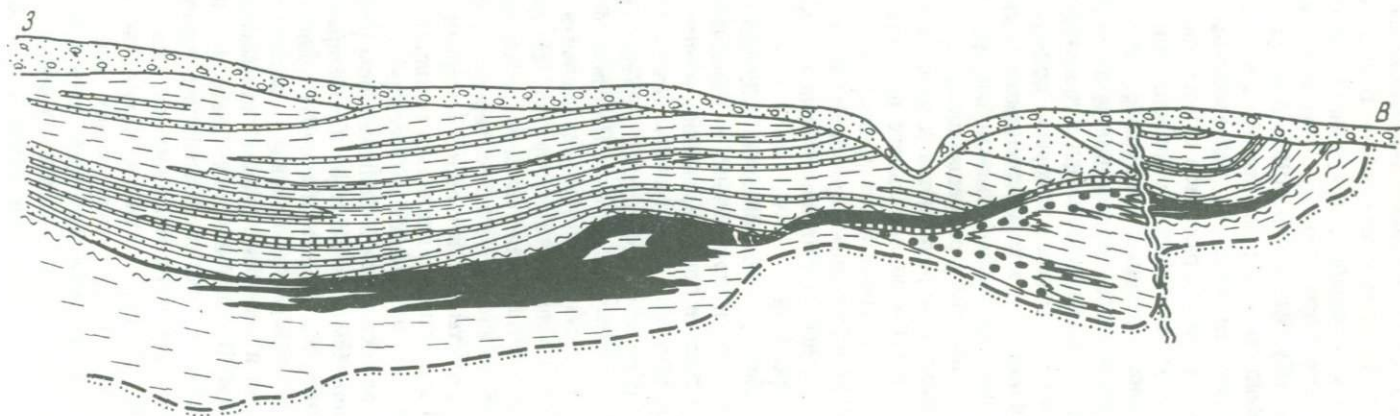
По данным М.Б. Бородаевской и др. (1966) и Н.К. Курбанова и др. (1967), рудные поля, размещающиеся в присводовых частях антиклинальных складок, приурочиваются к участкам пересечения разломов северо-западного и субмеридионального простирания. При этом отсутствует избирательная приуроченность рудных тел к каким-нибудь четко выраженным стратиграфическим горизонтам и соответственно стратиграфический контроль не играет решающей роли в локализации оруденения рассматриваемого региона.

Филизчайское месторождение находится в Мазамгат-Белоканчайском рудном районе и приурочено к Карабчай-Кандальской антиклинальной складке, широко ориентированной и опрокинутой на юг, имеющей асимметричное строение в поперечном сечении: относительно пологий, осложненный серией мелких складок широкий свод с крутым южным и более пологим северным крылом. Площадь Филизчайского месторождения сложена ааленскими песчано-сланцевыми отложениями, подразделяющимися на 3 толщи (снизу вверх): а) существенно глинистые сланцы с редкими песчаниками ритмично-песчаного флиша, мощностью 500 м; б) песчано-глинистая толща с чередованием глинистых и песчаных слоев с возрастанием песчаного материала вверх по разрезу, мощность 300 м; в) существенно глинистая толща, мощность 100 м.

Рудное тело Филизчайского месторождения залегает в пологом замковом интервале складки в Филизчайском разломе, секущем напластование и искривляющемся по падению и простиранию в связи с влиянием погребенного разлома фундамента субмеридионального направления. Рудное тело имеет сложную уплощенную линзообразную форму с пережимками и раздувами и многочисленными апофизами как по его падению, так и простиранию. Верхний контакт повторяет изгибы поверхности взброса. Нижний характеризуется сложным строением в связи с появлением сложных линзообразно отщепляющихся согласных со слоистостью и секущих ее апофиз, сформировавшихся вдоль отходящих от разлома (в участке его искривления) крутопадающих зон расланцевания и дробления (фиг. 1). Эти апофизы слагаются густо прожилковыми рудами в отличие от основной залежи, сложенной массивными метасоматическими рудами, включающими реликты гидротермально измененных вмещающих пород.

Фиг. 1. Продольный (1) и поперечные (2) разрезы Центральной части Фелизчай (а) (по Бородаевской и др. 1969)

Восточный фланг (б): 1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – мелко- и среднезернистые песчаники; 3 – алевриты; 4 – глинистые сланцы; 5 – пакки флиша среди глинистых сланцев нижней подсвиты нижнесидеритовой свиты; 6 – разрывные нарушения; 7 – полосчатые и массивные колчедано-полиметаллические руды; 8 – пятнисто-вкрапленные руды; 9 – пирротиновые руды; 10 – прожилковые руды; 11 – зона плейчатых сланцев



В плане основная рудная залежь образует изгибы, повторяя флексуобразные перегибы пород, отражающие погребенные, разломы фундамента, влияние которых сказывается в постепенном уменьшении интенсивности оруденения к востоку от последних.

Основным минералом, слагающим руды, является пирит. К распространенным относятся сфалерит, галенит и пирротин. Второстепенные представлены халькопиритом, марказитом, арсенопиритом, магнетитом и блеклой рудой. Из редко встречающихся обнаружены кобальтин, висмутин, магнетит. Наиболее распространенными жильными минералами являются кварц и карбонаты, менее развиты серицит и хлорит. Количество жильных минералов составляет от 2–3 до 20% от общей массы руды.

Среди редких и рассеянных в рудах месторождения установлены Ni, Co, As, Bi, реже Sn, V и другие, содержание которых колеблется от следов до тысячных и реже сотых долей процента (Мазанов, 1969). Отложению руд предшествуют околорудные изменения пород, проявившиеся в их карбонатизации, окварцевании и хлоритизации и развитые главным образом в лежачем боку Филизчайского взброса, поверхность которого, согласно М.Б. Бородаевской и др. (1966), выполняла роль экрана для поднимавшихся снизу рудоносных растворов.

Сульфидные руды образованы в три последовательные стадии минералообразования: пиритовую, пирит-сфалерит-галенитовую и халькопирит-пирротиную. Процесс минерализации заканчивается формированием безрудных кварц-кальцит-хлорит-кварцевых прожилков.

В связи с многостадийным развитием руд и закономерностями проявления внутрирудного трещинообразования в рудных телах отмечается пространственное обособление следующих минеральных типов руд: пиритовых, пирит-сфалерит-галенитовых, пирит-сфалерит-халькопирит-галенитовых, пирит-сфалерит-галенит-пирротиновых и пирротиновых с небольшими количествами сфалерита, кобальтина и висмутина.

Согласно М.Б. Бородаевской и др. (1966), Н.К. Курбанову и др. (1967), М.Б. Бородаевской и А.Г. Злотник-Хоткевич (1969), А.А. Алиеву (1974), руды месторождения сформированы при широком развитии метасоматических процессов, приведших к замещению рудными минералами измененных вмещающих пород. Главная залежь сложена полосчатыми и пятнистыми массивными колчеданно-полиметаллическими рудами. В меньшей степени получили развитие массивные равнозернистые разновидности. Массивно-полосчатые руды распространены преимущественно висячем боку рудного тела. Полосчатость повторяет ориентировку верхнего его контакта и параллельна плоскости Филизчайского разлома, секущего напластование пород. Разнообразие полосчатых руд обуславливается чередованием полос различной мощности, сложенных пиритом с карбонатом; галенитом, сфалеритом, пиритом и карбонатом; карбонатом с примесью сульфидов железа, свинца и цинка; халькопиритом и пиритом; карбонатом и пиритом. При этом полосчатость руд развивалась не только по сланцеватости. Она нередко наследует первичную слоистость пород, осложненную плейчатостью. Массивные текстуры проявлены в рудах совместно с полосчатыми.

Реликтивно-полосчатые, прожилково-полосчатые, прожилковые текстуры развиты в лежачем боку рудного тела, постепенно сменяясь в сторону последнего массивными. Они также характерны для языкообразных апофиз. Пятнисто-вкрапленные руды, отличающиеся различными количественными соотношениями рудных и жильных минералов, характерны для восточной части рудной залежи, где наблюдаются постепенные переходы в прожилковые через брекчиевидные, брекчиевые и сетчатые. Прожилковые руды образуют широкий ореол, сдвинутый к востоку по отношению к участку развития массивных руд.

Руды месторождения характеризуются весьма тонкозернистыми структурами с величиной зерен в сотые доли мм. Тонкозернистые структуры характерны для агрегатов пентагон-додекаэдрического пирита, сохранивших элементы первичного метакolloидного сложения. Помимо тонкозернистых структур, широко развиты цементационные и брекчиевые, коррозионные, метакolloидные (почковидные, ритмично-зональные, фестончатые и др.), а также структуры, обусловленные явлениями перекристаллизации.

Наряду с преобладающими метасоматическими рудами на месторождении отмечаются рудные образования, возникшие путем выполнения приоткрытых интервалов вдоль Филизчайского разлома, где отлагались массивные и менее четко выраженные полосчатые руды.

Характерной особенностью руд является то, что они не несут следов регионального метаморфизма. Вместе с тем им присущи локальный динамометаморфизм, связанный с внутриминерализованными тектоническими подвижками по Филизчайскому взбросу. Кроме того, проявляется метаморфизм руд, обусловленный воздействием меняющихся по составу порций гидротермальных растворов на ранее образованные минеральные комплексы, отложившиеся из более ранних порций, характеризовавшиеся другими физико-химическими параметрами. Что же касается генезиса Филизчайского месторождения, то его исследователи приходят к единому мнению о его гидротермальном происхождении. Однако пока точно не решен вопрос о возрасте процесса рудообразования и остается неясным, является ли оно верхнекеммерийским или альпийским.

Ачисайское месторождение (Южный Казахстан)

Месторождение относится к колчеданно-цинково-свинцовой с мышьяком рудной субформации, к пирит-галенит-сфалеритовому с арсенопиритом минеральному типу. Находится оно в одном из северных отрогов Тянь-Шаня и располагается в пределах глубинной тектонической зоны, известной под названием Главной структурной линии Тянь-Шаня (Николаев, 1933; Князев, 1959; Галицкий, 1966, 1967; и др.), к югу от которой в девон-нижнекарбовое время на жестком каледонском фундаменте формировался прогиб с миогеосинклинальным типом осадконакопления. По данным М.И. Клаповской (1958), Е.Е. Захарова (1960) и Н.И. Николаева (1961), фундамент характеризуемого района разбит на ряд блоков, дифференциальные вертикальные движения которых обусловили различные состав и строение накапливающихся над ними пород овадочных фаций чехла.

В целом район сложен образованиями четырех структурных этажей: байкальского, включающего протерозойские эвгеосинклинальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, с полным, но слабо развитым магматическим комплексом; каледонского, представляющего собой чехол байкальской платформы и сложенного мелководными осадочными и терригенными толщами в юго-западной части хребта и морскими карбонатными — в северо-восточной (толщи смяты в пологие и широкие складки, осложненные более мелкими); варисцийского, отложения которого по составу пород и тектоническим условиям осадконакопления делаются на три подъяруса: нижний, сложенный молассовыми красноцветными песчаниками тюлькубашской свиты $D_2-D_3^{fr}$ и согласно сменяющей их вверх по разрезу корпешской свитой, состоящей из алевролитов, аргиллитов и мергелей D_3^{fm2} ; средний, включающий карбонатную толщу фамена, согласно подстилающуюся корпешской свитой и перекрывающуюся нижнетурнейскими осадками; верхний; сложенный карбонатными толщами турне и визе.

Верхний структурный этаж представлен мезокайнозойскими отложениями предгорий.

Интрузивные образования сравнительно немногочисленны. В области развития байкальских пород получили развитие массивы гранитоидов докембрийского и нижнепалеозойского возраста. Верхнепалеозойские интрузивные массивы представлены лейкократовыми и другими гранитоидами, приуроченными к крупным разломам и прорывающими как докембрийские и нижнепалеозойские породы, так и образования среднего палеозоя.

Проявившиеся в варисцийскую эпоху тектонические процессы, связанные с инверсионными движениями в срединно-тяньшанской геосинклинальной области, привели к формированию в среднепалеозойских осадочных образованиях пологой брахимальной складчатости. Особенности возникших при этом складчатых форм, по данным Л.И. Клаповской (1958), обусловлены положением по отношению к зоне Главного Каратауского разлома и блоковым строением докембрийско-нижнепалеозойского фундамента. В пределах прогиба выделяются 5 складок первого порядка (Николаев, 1961; Клаповская, 1958): антиклинорий северо-западного Каратау, Боролдайский антиклинорий, Байджансайский антиклинорий, синклиний Центрального Каратау, Бугульский синклиний.

Осадочные образования варисцийского структурного яруса в силу различия физико-механических свойств и глубин залегания слагающих их пород обладают различными складчатыми формами. Для пород тюлькубашской свиты характерны сравнительно пологие поднятия и прогибы, для карпешской — мелкие, узкие, неправильные, часто опрокинутые складки. В карбонатной свите развиты сложные складки, нарушенные многочисленными соскладчатыми разрывами. Резко отлично проявилась складчатость в породах верхнего подъяруса, карбонатные толщи которого смяты в пологие крупные складки, среди которых сохранились лишь брахисинклинали с почти горизонтальным залеганием пород в их осевых частях.

Для варисцийского структурного яруса, формирующегося на жестком платформенном основании и выполняющего роль чехла, весьма характер-

ны региональные покровные надвиги, или надвиги сдирания, с большими вертикальными амплитудами (Ажгирей, 1947; Галицкий, 1938, 1967; и др.), сопровождавшие складкообразование. Отмечаются две зоны надвигов. Нижняя из них развилась в корпешской пачке аргиллитов, слагающих основание фаменских карбонатных толщ среднего структурного этажа и повсеместно превращенных в гидротермально метаморфизованные тектониты, которые в силу своей текучести выжимались не только в ядра антиклиналей, но и по трещинам, удаляясь от своего стратиграфического положения на сотни метров по вертикали (Галицкий, 1967; Алексеев, 1972), что особенно наглядно на площади Ачисайского месторождения (см. фиг. 2). Верхняя зона надвигов возникла на границе среднего и верхнего структурных подъярусов в нижней пачке турне и верхней пачке фамена. Представлена брекчиями и серией чешуйчатых надвигов. Обе зоны надвигов возникли при перемещении крупных блоков покровов по схеме левого сдвига параллельно Главному Каратаускому разлому (Галицкий, 1967). Эти перемещения, очевидно, вызвали образование согласных и секущих слоистость разрывных нарушений более мелкого масштаба, основная масса которых развилась вдоль Главного Каратауского разлома в участке его искривления по простиранию.

Особенности стратиграфического разреза в каждой из упомянутых брахискладок, формы проявления в них складчатости, магматизма и последующих деформаций предопределили и закономерности размещения в них руденения (Клаповская, 1958). При этом эндогенная минерализация региона пространственно тяготеет к площадям проявления средне-верхнепалеозойских продуктов магматизма. Для брахиантиклинорий, где последние более интенсивны, характерны, помимо свинцово-цинковых месторождений, скарново-магнетитовые, а также другие, пространственно связанные с комплексом габброидных, сиенитовых, граносиенитовых, сиенит-порфировых интрузий (Боролдайский антиклинорий). В брахисинклинориях складчатых форм магматизм (граниты и сиениты) проявлен только вблизи Каратауского разлома, не обнаруживаясь в сооружениях, удаленных от него. К подобным сооружениям относится синклинорий Центрального Каратау, в котором сосредоточена основная масса выветленных к настоящему времени промышленных стратиформных месторождений свинца и цинка.

Свинцово-цинковая минерализация в Каратау сформировалась в породах, образующих все структурные этажи, кроме мезо-кайнозойского. Вместе с тем основные промышленные концентрации металлов связаны с карбонатными породами девона и нижнего карбона (турне и визе), внутри которых размещение месторождений обусловлено складчатыми формами и разрывными нарушениями. При этом большое значение имели физико-механические свойства пород. Благоприятными явились наиболее хрупкие прослойки доломитов и известняков, залегающих среди более пластичных сланцев, мергелей и других пород.

Основным рудоконтролирующим нарушением района является Главный Каратауский разлом с многочисленными опряющими его разрывами, как секущими слоистость, так и согласными с ней. Контролирующее значение имеют и зоны пологих надвигов. По морфологическим признакам

месторождения делятся на две группы: 1) трещинно-метасоматические тела с богатыми агрегативными рудами в массивных карбонатных породах, контролирующиеся разрывными нарушениями (Ачисайский тип); рудные тела этой группы развиты в определенных пластах и редко выходят за их пределы; 2) месторождения с послойным, прожилково-вкрапленным оруденением (Миргалимсайский тип), проявленным в тонкоплитчатых карбонатных породах фамена. Морфология рудных тел обоих типов во всех деталях определяется литологическими и структурно-тектоническими факторами.

В целом в пределах Центрального Каратау выделяются месторождения двух рудных формаций: колчеданно-свинцово-цинковая и свинцово-цинковая, включающие следующие минеральные типы: 1) колчеданно-галенит-сфалеритовый (Ачисай, Карасай, Смена); 2) галенит-сфалеритовый со штокверковыми, вкрапленно-прожилковыми рудами (Кантаги, Садыгас, Баялдыр, Спорное); 3) сфалерит-галенитовый с баритом (послойные вкрапленно-прожилковые руды — Миргалимсай, прожилково-вкрапленные — Тюетас); 4) кварц-галенитовый, барит-галенитовый, карбонатно-галенитовый, представленные маломощными непромышленными жилами.

Отмеченные типы месторождений связаны между собой единством возраста, закономерностей формирования рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, вещественного и минерального состава руд и близкими физико-химическими и термодинамическими условиями рудоотложения. Месторождение тяготеет к краевой части синклинория Центрального Каратау и контролируется пересекающими синклинорий разрывными нарушениями северо-западного и широтного простирания, сопряженными с Главным Каратауским разломом и развитыми с веро-западной части искривленного его участка по простиранию.

В строении рудного поля принимают участие красноцветные песчаники Тюлькубашской свиты (1500–2500 м), аргиллиты и аргиллитовые брекчии корпешской (50–100 м), мергели и глинистые известняки карбонатной свиты (700–800 м), плотные известняки и доломиты нижнего турне (500 м). Последние подразделяются на: а) базальный горизонт тонкослоистых и плитчатых известняков желтовато-серого цвета; б) искристый горизонт черных доломитов; в) турланский горизонт светло-серых; г) рудничный горизонт тонкослоистых темно-серых известняков; д) бельмазарский горизонт массивных грубослоистых светло-серых известняков.

Свита нижнего карбона отделена от нижележащих пород девона пологим надвиговым швом (фиг. 2) и смята в основное складчатое сооружение рудного поля — Бельмазарскую корытообразную брахисинклиналь, рассеченную сложной системой разрывов. Наиболее крупные из них — Бельдургенский — субмеридионального и Бельмазарский — широтного направлений, характеризуются сложным строением и сопровождаются серией определяющих трещин.

Рудные тела месторождения приурочены к системе менее крупных секущих разрывов северо-западного простирания, оперяющих Бальзамарский разлом в участке его максимального искривления в плане и разветвления (фиг. 3). Наиболее крупными из них являются жилы Екатерина,

Южная, Сидоровской аномалии и др. (Соловов, Фурсов, 1959). В свою очередь разрывы, вмещающие рудные тела, оперяются сериями более мелких трещин, простирающихся в субширотном и северо-западном направлениях. Отдельные из них параллельны слоистости. Все разрывы, вмещающие оруденение, развиты в всячем боку надвига, главным образом в пределах полого залегающего наиболее хрупкого горизонта черных искристых известняков, мощность которого составляет 50–70 м. Рудные тела локализуются в блоке, ограниченном с запада Бельдургенским, с юга Бельмазарским разломами, а с севера и востока – надвиговым швом. В ряде случаев оруденение проникает в верхний турланский горизонт, а местами – в нижнедевонские отложения.

Морфологические особенности рудных тел находятся в тесной зависимости от строения разрывных нарушений. В верхних частях месторождение представлено крутопадающими на север трубообразными телами и сложноветвящимися жилами, а на более глубоких горизонтах пластобразными залежами.

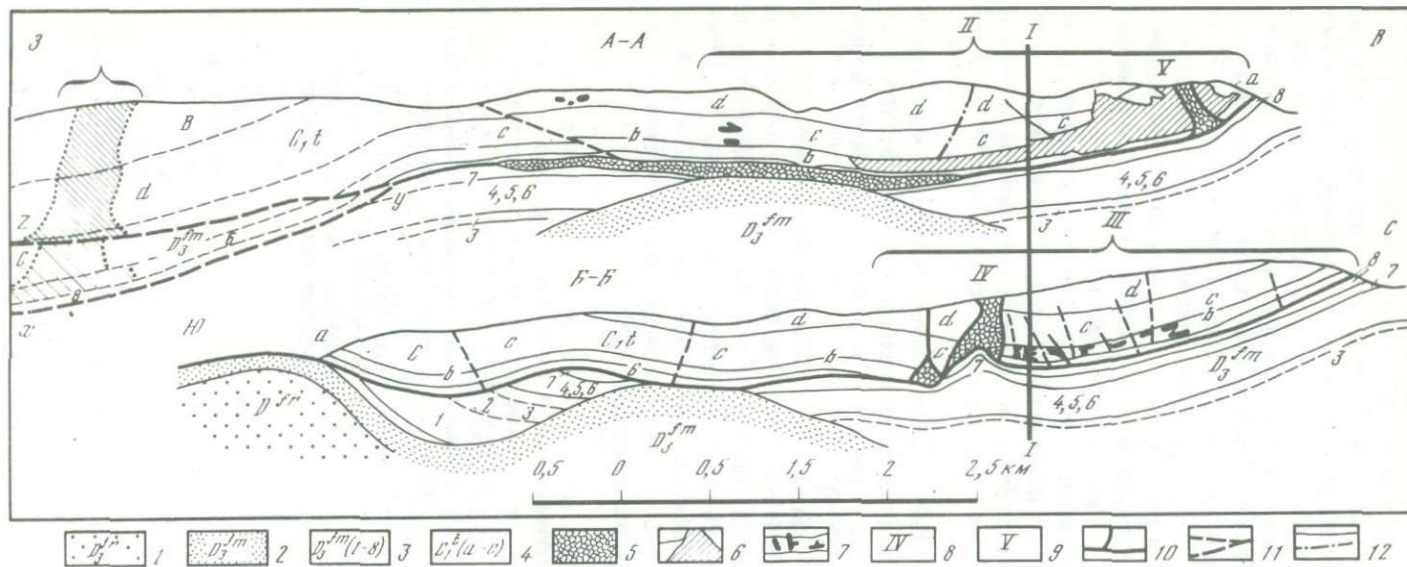
По составу руд Ачисайское месторождение относится к колчеданно-цинково-свинцовым с мышьяковой минерализацией (табл. 5). При этом "стратиграфический контроль" связан с развитием послонных разрывных нарушений (Алексеев, 1975).

Каждый из основных сульфидных минералов, как установлено С.А. Юшко (1969), характеризуется несколькими разновидностями, отражающими условия их кристаллизации. Так, среди пиритов выделяются пентагон-додекаэдрический крупнозернистый, скрытокристаллический с коллоидным строением, крупнокристаллический пластинчатый и кубический, глобулярный и др. Основная масса колчеданных руд месторождения Ачисай слагается скрытокристаллическим пиритом.

Таблица 5

Минеральный состав руд Ачисайского месторождения

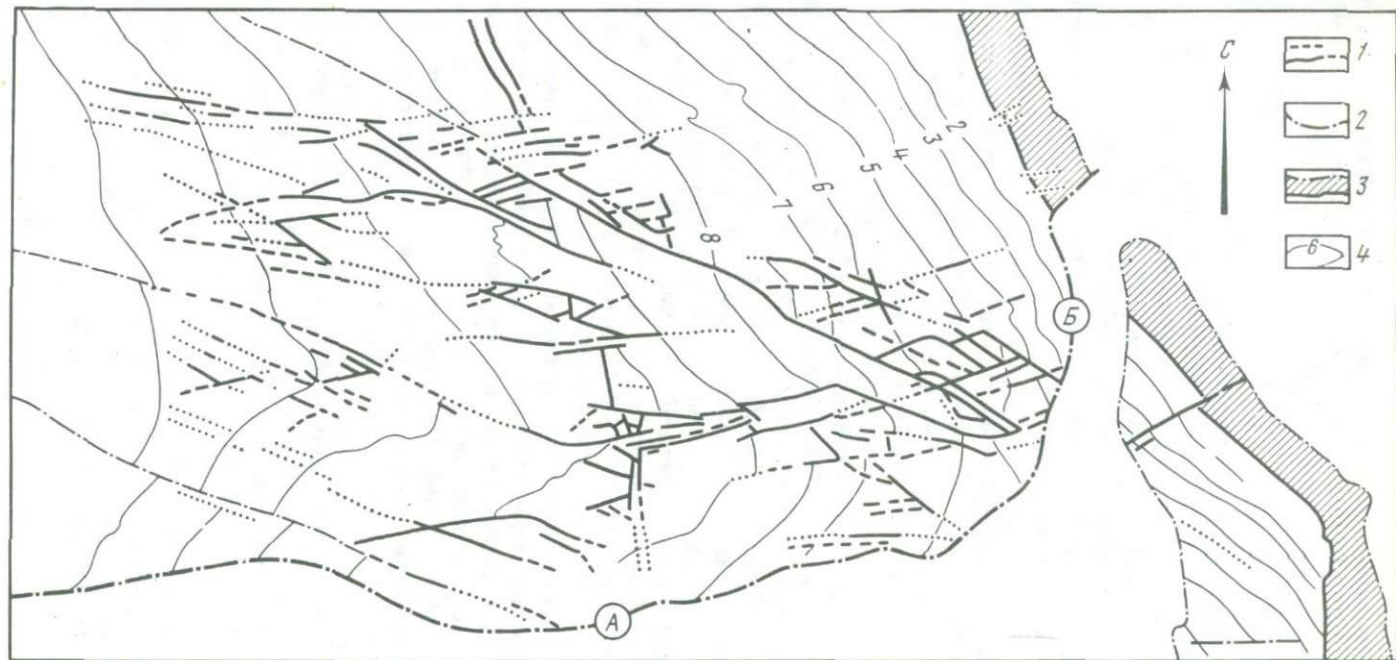
Минералы	Степень распространенности				
	Главные	Распространенные	Второстепенные	Редко встречающиеся	Минералы зоны окисления
Рудные	Пирит (до 50–60%), сфалерит	Галенит (до 15–20%)	Арсенопирит, халькопирит, борнит	Магнетит, гематит, марказит, халькозин, вурцит, гриноцит	Гидроокислы Fe и Mn, церуссит, англесит, ледгиллит, вульфенит, плюмбоярозит, ярозит, смитсонит, гидродинкит, аурихальцит, каламин, цезаролит, вторичные минералы As, вольфцит, госларит, платнерит, халцедон, гипс. Опал и др.
Жильные	Доломит	Кальцит, кварц	Барит анкерит		



Фиг. 2. Геологические разрезы Восточной части Бельмазарской синклинали в районе Ачисайского месторождения в широтном направлении (А-А) и меридиональном (Б-Б)

I-I — линия пересечения разрезов (Галицкий, 1966) I — франские аркозовые песчаники (толькубашская свита) — D_2^{fr} ; 2 — тектонические брекчии и милониты пород (главным образом аргиллитов) корпешской пачки (D_3^{fm}) в основании фаменского покрова; 3 — пачки карбонатных пород фаменского яруса; 4 — пачки карбонатных пород нижнего турне (а — е); 5 — тектоническая брекчия карбонатных пород в основании нижнекаменноугольного покрова; 6 — обобщенный схе-

матизированный контур рудных тел, проекция на продольную плоскость; 7 — рудные тела в поперечном разрезе; 8 — Бельмазарский разлом — трещина растяжения в верхнем подэтаже; 9 — северо-восточная ветвь Бельмазарского разлома; 10 — зоны покровных надвигов и крутых трещин; 11 — возможные варианты положения покровной надвиговой зоны: x-y — при сохранении нижних пачек турне, z-y — при срезании пачек; 12 — металлотрический первичный ореол Икансу и предлагаемое его продолжение на глубину в двух вариантах. На участках II и III разрезы составлены по данным детальных геологических съемок буровых скважин и эксплуатационных горных выработок, в остальных частях — по данным детальных съемок



Фиг. 3. Схематический план поверхности Искристого горизонта (по Затолокиной, 1956)

1 - рудовмещающие трещины; 2 - границы зоны разлома;

3 - выход Искристого горизонта на поверхность; 4 - изолинии Искристого горизонта, сечение через 30 м; А - Бельмазарский разлом; Б - северо-восточная часть Бельмазарского разлома

Среди сфалеритов выделяются разновидности, отличающиеся по цвету — от темно-коричневых до белых, оранжевых, зеленых и желтых; по крупности зерен и степени кристалличности, по содержанию железа и марганца. Сфалериты в общем маложелезисты (до 4,41%). Галениты представлены кубической, ромбододекаэдрической и другими морфологическими разностями.

Выделяются следующие минеральные типы руд (Юшко, 1959): 1) существенно пиритовые, содержание сфалеритов в которых колеблется от 0 до 20%, а галенита от 0 до 5%; 2) существенно сфалеритовые, в которых количество пирита составляет от 5 до 20%, а галенита от 1 до 8%; 3) существенно галенитовые, в которых сфалериты составляют от 1 до 10%, а пирит — от 10 до 20%. В отвалах колчеданных руд встречаются ощутимые количества арсенопирита.

Рудные тела месторождения Ачисай окислены на значительную глубину, в связи с чем информация о характере сульфидных руд, залегающих на верхних горизонтах, крайне недостаточна. Зона окисления концентрирует богатые церусситовые руды, наряду с которыми развиваются часто обособленные, не менее богатые смитсонитовые скопления.

Рудам присущи многие редкие и рассеянные элементы, входящие в виде идиоморфных примесей в минералы либо образующие собственные самостоятельные соединения (Ильющенко, 1973). Для галенитов характерны содержания молибдена (от 0,001 до 0,01%), теллура, реже висмута. В сфалеритах отмечаются большие количества кадмия (до 1%), нередко образующего мелкие выделения гринокита. Помимо кадмия, в сфалеритах получили развитие галлий, германий, молибден и др. В пиритах ранней стадии присутствуют кобальт и никель (Митряева, 1955), титан, мышьяк. Характерной особенностью руд является наличие в них примеси ртути (Фурсов, 1958; Соловов и Фурсов, 1959), содержание которой редко превышает $1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-5}\%$.

Согласно И.И. Князеву (1959), руды Ачисайского месторождения сопровождаются широким ореолом доломитизации искристых известняков вдоль тектонически ослабленных зон, которая сопровождалась заметным увеличением пористости пород и образованием своеобразных карстов и пустот. Доломитовые метасоматиты занимают значительные объемы, в несколько раз превышающие объемы рудных тел, и характеризуются весьма сложной формой. В значительно меньшей степени проявлены баритизация, окварцевание и анкеритизация, в незначительных количествах — серицитизация, хлоритизация и пиритизация. Все эти изменения в основной своей массе предшествовали отложению сульфидных руд, которые относятся к метасоматическим образованиям и в меньших количествах — к образованиям, выполняющим пустоты (карсты, зоны брекчий).

В связи с морфологическими особенностями рудных тел выделяются два типа руд (Князев, 1959) — трещинного типа, с богатыми агрегативными рудами, и послойно-вкрапленного, с более бедной минерализацией. Наиболее распространенные текстуры руд: массивная, цементная, вкрапленно-прожилковая, брекчиевая, вкрапленная прожилковая, полосчатая. Согласно Н.М. Митряевой (1955), массивная и цементная текстуры, характери-

зующие крайнюю степень замещения, развиты только в разрывных нарушениях. В зонах повышенной проницаемости широко развиты колломорфные текстуры, в пустотах — кокардовые. В непосредственной близости от разрывных нарушений проявлены катакластические текстуры: давления, струйчатые, бластические, которые связаны с внутри- и пострудными тектоническими подвижками.

Руды Ачисайского месторождения исключительно мелкозернисты (тысячные и сотые доли миллиметров). В них, по данным Н.М. Митряевой (1955) и С.А. Юшко (1969), широко развиты идиоморфнозернистые, гипидиоморфно-зернистые, аллотриоморфнозернистые, субграфические, реликтовые, пестельчатые, пересечения, катакластические, периферических каевок, колломорфные, глобулярные, брекчиевые, перекристаллизации и др.

Колломорфные структуры весьма характерны для пирит-марказитовых агрегатов и богатых свинцово-цинковых руд. В сфалеритах и галенитах широко развиты структуры распада твердых растворов: соответственно галенита и серебросодержащих минералов и сфалерита-халькопирита и сфалерита-пирротина.

подавляющее большинство исследователей Ачисая отмечают многостадийность формирования его руд. Вместе с тем в связи с различным подходом к их генезису стадии эти трактуются по-разному. Сторонники осадочной гипотезы выделяют седиментогенные, диагенетические, катагенетические, метаморфические стадии (Юшко, 1969). Большая степень сохранности первичных текстур и структур руд, приуроченность основных, наиболее богатых рудных тел к секущим разрывам, отсутствие признаков переотложения сульфидов из пластовых рудных тел — все свидетельствует в пользу гидротермального метасоматического генезиса месторождений. В формировании руд устанавливают следующую закономерность, выражающуюся в последовательном проявлении существенно колчеданной, затем сфалерит-галенитовой и галенитовой минеральных ассоциаций, смена которых во времени происходила по мере внутрирудного трещинообразования. Сопоставляя имеющиеся данные, авторы считают более обоснованным представление упомянутых выше авторов о гидротермальном происхождении характеризующихся месторождений.

2. МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения медно-свинцово-цинковой формации известны в литературе как свинец- и цинксодержащие месторождения медистых песчаников. Многие из них в различных частях мира по запасам только свинца и цинка относятся к крупнейшим. Помимо меди, являющейся на многих месторождениях данной группы основным металлом, а также свинца и цинка, в рудах характеризующихся месторождений концентрируются серебро, кадмий, рений, молибден, индий, таллий и другие редкие и рассеянные элементы, значительно повышающие их общую ценность. В отдельных месторождениях в составе руд заключено повышенное количество пирита, извлекаемое для получения серной кислоты.

Во многих месторождениях (Мансфельд, Мегген и др.) запасы свинца и цинка намного превышают запасы меди. Причем свинцово-цинковая минерализация развита на значительно больших площадях по сравнению с медной (Динс, 1953).

Месторождения рассматриваемой рудной формации особенно большое развитие приобретают в обращенных предгорных прогибах и внутренних впадинах, сопровождающих эпигеосинклинальные орогенные области, где они вместе с собственно медными месторождениями, не содержащими в составе руд свинец и цинк, образуют протяженные рудные пояса. Ярким примером подобных поясов является Кокчетав-Северотяньшанский (Сейфуллин и др., 1974) в Казахской ССР, протягивающийся более чем на 1500 км вдоль восточной полосы краевых прогибов, окаймляющих каледонские и герцинские складчатые сооружения (Кокчетав, Арганаты, Улуту, Карсакапай, Каратау), горные цепи которых образуют в плане огромную дугу. Упомянутый медно-свинцово-цинковый пояс заключен между двумя региональными глубинными разломами, вытягивающимися параллельно друг другу. Все меднорудные и медно-свинцово-цинковые месторождения пространственно тяготеют или даже приурочены к этим разломам. Сами же эти нарушения представляют собой краевые долгоживущие зоны разрывов, вмещающих продукты магматической и гидротермальной деятельности каледонского и позднегерцинского времени.

В разрезе толщ среднего и верхнего палеозоя, развитого вдоль характеризуемого рудного пояса, отсутствует единый уровень распространения медных руд, но наибольшая их концентрация наблюдается среди пермокарбонových отложений. Именно в этих отложениях, по данным упомянутых выше исследователей; наиболее широко проявлены телетермальные стратиформные месторождения. Вообще же в рудном поясе получили развитие и жильные медные гидротермальные месторождения, но они имеют меньшее развитие. В то же время указанные исследователи считают, что в интервалах разреза среднего и верхнего палеозоя размещаются и медные образования синседиментогенного происхождения, пока не получившие промышленного значения и относящиеся к рудопроявлениям.

Месторождения медно-свинцово-цинковой формации достаточно широко распространены также на платформах, где они концентрируются на плитах, размещаясь на склонах разнообразных антеклиз, особенно тех из них, в которых породы фундамента либо обнажаются на дневной поверхности, либо залегают неглубоко (антеклизы Западно-Европейской эпипалеозойской плиты). Месторождения рассматриваемой рудной формации возникли и в сооружениях типа авлакогенов, где они размещаются на склонах поднятий на границах со впадинами либо находятся в самих впадинах, приурочиваясь к поднятиям более высоких порядков (Бахмутская котловина).

Отмечаются интересующие нас месторождения и рудопроявления также и в краевых частях эпиплатформенных орогенных поднятий (Юго-западный Гиссар) и в некоторых других геотектонических сооружениях. Что же касается структурно-геологических позиций и геолого-структурных условий формирования, то месторождения медно-свинцово-цинковой формации подчиняются общим закономерностям для всего комплекса рас-

матриваемых рудных формаций, характеризуясь практически теми же структурно-морфологическими особенностями, которыми обладают и другие стратиформные месторождения.

Прежде всего следует отметить, что рассматриваемые стратиформные медно-свинцово-цинковые месторождения залегают в осадочных образованиях самого различного возраста, начиная от протерозойского и до мелового включительно. Так, месторождения Медного пояса Замбии заключены в верхнепротерозойских отложениях; месторождения Восточной Сибири, находящиеся в бассейне р. Лены, — в кембро-силурийских; казахстанские — в девонских каменноугольных и пермских; приуральские — в пермских; Мансфельдское и польские месторождения — в пермских; Таджикской депрессии — в меловых. Вмещающие породы интересующих нас месторождений имеют различный петрографический состав и относятся к различным фациям и формациям. Так, месторождения рудного пояса Центральной Африки залегают в песчаниках, глинистых сланцах и доломитах (Seyer, 1938; Мишель, Сколари, 1964; и др.); Центрального Казахстана (Джезказган, Сары-Оба, Кызыл-Оба и др.) — в терригенных песчаниках и частично в конгломератах (Сапаев, 1961; Нуралин, 1961; и др.); месторождения Мансфельдского района и Нижней Силезии — в различных по составу сланцах, мергелях, известняках, песчаниках и частично в эвапоритовых толщах (Шнейдерхен, 1958); месторождения бассейна р. Лены — в известняках, песчаниках, мергелях, мергелистых сланцах, конгломератах (Константинов, 1963; и др.); Британских островов — в магнезиальных известняках, и т.д. Из сказанного выше следует, что для рассматриваемой рудной формации, так же как и для других формаций стратиформных месторождений, нехарактерна связь со строго определенными формациями либо фациями осадочных пород. Вместе с тем в докализации оруденения на этих месторождениях, так же как и на месторождениях всего характеризуемого комплекса рудных формаций в целом, отчетливо выступают благоприятные физико-механические свойства вмещающих пород, определяемые их литологическими и стратиграфическими особенностями.

При формировании рассматриваемых месторождений органическое вещество во вмещающих породах, как правило, играло второстепенную роль. Так, песчаники Джезказгана, концентрирующие повышенные скопления металлов, характеризуются ничтожно малыми содержаниями органического вещества в отличие от глинистых сланцев Мансфельда, весьма богатых органикой. Кроме того, рудные тела в месторождениях располагаются как в красноцветных образованиях, образующихся в окислительных условиях азрируемых бассейнов, так и в сероцветных осадках, возникших в восстановительной обстановке. В обоих случаях отложению руд предшествует окolorудное изменение вмещающих пород вдоль секущих и согласных со слоистостью разрывных нарушений и трещинных зон, что очень отчетливо проявляется на Мансфельдском месторождении (Trask, 1925; White, 1942) и в Джезказгане (Нуралин, 1961; Тажибаева, 1961; Реброва, 1948).

Для многих крупных в промышленном отношении месторождений рассматриваемой рудной формации в литературе не отмечалось нахож-

дения непосредственно ассоциирующих с рудными телами интрузивных образований. Вместе с тем известно, что в медном рудном поясе Центральной Африки медное оруденение развито не только в верхнепротерозойских слоистых толщах осадочных пород, но и в прорывающих их габбро. В некоторых месторождениях вдоль рудоконтролирующих разломов геофизическими и другими исследованиями устанавливаются интрузивные тела, залегающие в породах фундамента, что характерно, например, для Джекказганского месторождения (Сатпаев, 1961). На площади других рудных полей и месторождений в нижних и верхних частях разрезов чехлов залегают эффузивные образования, относящиеся к базальт-андезитовой и базальтовой формациям. Массивы интрузивных аналогов этих пород в своем размещении контролируются теми же разломами и оперяющими их нарушениями, которые определяют размещение интересующего нас оруденения. Это, в частности, характерно для месторождений Польской Народной Республики (Лисякевич, 1969). Тем не менее следует отметить, что в имеющейся литературе отсутствуют описания деталей взаимоотношения упомянутых магматических пород с оруденением.

Для руд рассматриваемой рудной формации весьма характерны относительно малая сернистость и малая железистость при исключительной насыщенности медью (Сатпаева, 1957, 1961). Благодаря этому и в этих рудах в значительно меньших количествах по сравнению с колчеданно-свинцово-цинковыми месторождениями развиты сульфиды железа, а основными минералами медных руд являются, помимо халькопирита, борнит и гипогенный халькозин. Галенит и сфалерит в рудах рассматриваемых стратиформных месторождений относятся к широко распространенным минералам, а в ряде примеров по своему суммарному количеству превышают общую массу медных минералов. Среди второстепенных минеральных образований отмечаются арсенипирит, блеклые руды, бетехтинит и гематит. Среди редко встречающихся развиты молибденит, штроейерит, дискразит, аргентит, альгодонит, домейкит, клейофан, иордизит, Ag-самородное, кобальтин, линнеит, никкелин, хлоантит, уранинит, леллингит, марказит, энаргит, тетраэдрит, касситерит. Главные жильные минералы представлены кварцем, кальцитом; второстепенные — баритом, сидеритом; редко встречающиеся — флюоритом, целестином, гипсом, самородной серой. Во многих месторождениях получили развитие битумы.

В зависимости от преобладания в рудах основных промышленных металлов месторождения характеризуемой рудной формации можно подразделять на четыре субформации: медно-свинцовую, медно-свинцово-цинковую, медно-цинковую, медно-колчеданно-свинцово-цинковую. Каждую из них представляется целесообразным разделить на минеральные типы в зависимости от преобладания в рудах тех или иных минеральных видов (см. табл. 3).

Одним из ведущих исследователей Джекказганского месторождения, принадлежащего к рассматриваемой рудной формации, Т.А. Сатпаевой (1957) установлено, что состав руд этого месторождения в целом не отличается от состава руд медно-порфириновых месторождений Казахстана, а на

отдельных горизонтах — от состава гидротермальных полиметаллических, залегающих в различных породах.

Медно-свинцово-цинковым рудам рассматриваемой формации свойственна четко проявленная многостадийность минералообразования. Наиболее ранней среди сульфидных стадий в характеризуемых рудах оказывается серно-колчеданная, предшествующая отложению медных руд. Минералы этой стадии проявлены главным образом в виде широких ореолов вкрапленных мелкозернистых пиритовых с марказитом и реже пирротинного образований, пространственное распространение которых контролируется теми же тектоническими элементами, что и медное, а также медно-свинцовое оруденение. При этом общие массы пиритизированных пород в ряде случаев обладают значительно более крупными объемами по сравнению с объемами самих рудных тел (Джезказган). В ряде месторождений сульфиды железа формируются близко одновременно с сульфидами меди, выделяясь в виде мелкой вкрапленности, рудные обособления которой слагаются округлыми стяжениями глобулей пирита и халькозина (Мансфельд, Северо-Судетская мульда и др.). Меднорудные стадии сопровождаются отложением либо борнит-халькозин-халькопиритовых руд, либо халькопирит-борнит-халькозин-пиритовых. На таких широко известных месторождениях, как Мансфельд и Джезказган, после отложения основных масс сульфидов меди выделяются арсениды никеля и кобальта.

Характерной общей особенностью месторождений рассматриваемой формации является отчетливо проявленное наложение свинцового и свинцово-цинкового оруденения на медное. При этом свинцово-цинковые руды накапливаются в свои самостоятельные стадии минерализации, как это, в частности, наблюдается на Джезказганском (Сатпаев, 1961; Нуралин, 1961) месторождениях Таджикской депрессии (Карпунин, Заболотнова, 1968) и на месторождении Бу-Суфа в Алжире (Рубцов, 1972). Некоторые же количества галенита и сфалерита, а также сопутствующих им минералов на ряде месторождений кристаллизуются и совместно с минералами меди, концентрируясь в минеральных ассоциациях меднорудных стадий (месторождения Нижней Силезии, М'Пасса и др.) (Мишель, Сколари, 1964; Nicolini, 1957; Колотухина и др., 1964; Vaund, 1949; Bigotte, 1955; и др.).

С каждой из стадий минералообразования отмеченных субформаций связаны свои, характерные для них, спектры редких и рассеянных элементов. Для минералов медных минеральных ассоциаций обычны Re, Mo, Os, а для свинцово-цинковых — Bi, As, Sb. Относительно высокие процентные содержания кадмия, селена и таллия характерны как для медной, так и для свинцово-цинковой минерализации (Сатпаева, 1957). Иногда в составе свинцово-цинковых руд находится богатый такими редкими элементами, как (висмут, таллий, селен) комплекс сульфосолей, более характерных для средне- и высокотемпературных месторождений свинца и цинка. В минералах, слагающих медные и свинцово-цинковые руды месторождения Мансфельд, установлены Au, Co, Ni, Pt, Re, Se, W, Pd и некоторые другие элементы (Шнейдерхен, 1958; Парк, Мак-Дормид, 1966; Trask, 1925). А в Северосудетских месторождениях Pt отсутствует, но развиты, кроме отмеченных еще Mo, B, Ga, Sr, Sn, Li, и другие элементы.

Медные руды рассматриваемых стратиформных месторождений в большей своей части образуются путем метасоматического замещения сульфидами меди и железа цемента и отчасти обломков вмещающих высокопроницаемых для растворов пород вдоль их слоистости и других поверхностей раздела. Большое значение в процессе замещения имеют также дорудная микротрещиноватость, согласная либо секущая слоистость.

В формировании свинцово-цинковых руд месторождений характерной формации также заметную роль играют процессы замещения, но более важное значение по сравнению с медными приобретает и выполнение открытых пустот (преимущественно трещин). На примере Джекказганского месторождения отчетливо видно, что свинцово-цинковое оруденение, связанное с более поздней стадией, наложено на медные руды (Сатпаева, 1961). Это оруденение преимущественно развивается вдоль подовлеянных либо возникших в процессе минерализации согласных со слоистостью и секущих разрывов и зон мелкой трещиноватости.

В зависимости от проявления в пространстве внутрирудной тектоники, сопутствующей свинцовому оруденению, оно локализуется как в верхних, так и в средних и нижних частях медных согласных и секущих пологих залежей. Соответственно галенитовые руды, сопровождаемые кальцитом, на разных горизонтах ассоциируют с различными парагенетическими ассоциациями медных руд. Во многих случаях в рудных жилах галенит отлагался совместно с халькопиритом, борнитом, халькозином и двойным сульфидом меди и свинца — бетехтинитом.

Характерной особенностью галенитовых рудных тел является распространение их вдоль разрывных нарушений и незначительное проникновение этого минерала в боковые породы, в которых развиты отложившиеся ранее минералы медных руд. Это, очевидно, вызвано снижением коллекторских свойств песчаников в процессе формирования медных руд. Часто совместно со свинцовыми рудами встречаются и цинковые, промышленные скопления которых преимущественно тяготеют к нижним горизонтам. На Джекказганском месторождении Т.А. Сатпаева (1957) установила, что основная масса сфалерита слагающего цинковые руды, по времени выделения предшествует галениту и частично кристаллизовалась с минералами меди. Близко одновременно с галенитом выделяется серия других минералов. В целом же выделяются две основные минеральные ассоциации, характерные для второй стадии: существенно сфалеритовая и существенно галенитовая. Свинцово-цинковая минерализация достаточно интенсивно проявлена и на Мансфельдском месторождении (ГДР), где она также возникла во вторую стадию и наложена на медную. Минеральные ассоциации, связанные со свинцово-цинковым оруденением, развивались вдоль трещин и отлагались с широким участием метасоматических процессов.

Тектонические деформации, предшествующие отложению сульфидов свинца и цинка, проявлялись более интенсивно и на значительно более широких площадях по сравнению с деформациями, предшествовавшими и сопутствовавшими первой медной стадии минерализации. Экранирующее значение для поступающих снизу рудоносных растворов второй, свинцово-цинковой, стадии, по-видимому, имело согласное с напластова-

нием и проходящее на контакте рудовмещающего горизонта сланцев и известняков цехштейна разрывное нарушение, сопровождаемое тектонической глиной мощностью до 30–40 см, выдержанное на большой площади и известное в литературе (Шнейдерхен, 1958) под названием "трухлявой породы".

Свинцово-цинковые руды достаточно широко проявились в медных стратиформных месторождениях Северосудетской мульды. Они также наложались на медные по секущим зонам трещиноватости и развились на более широких площадях по сравнению с медными рудами (Динс, 1953; Лисякевич, 1958; Рыдзевски, 1969).

Для медных и связанных с ними свинцово-цинковых руд характерны вкрапленные цементные, реже массивные и брекчиевые текстуры. Однако для последних из этих руд особенно характерны прожилково-вкрапленные текстуры. Нередко метасоматические руды наследуют первичные, текстурные особенности вмещающих пород, их слоистость, полосчатость, косую слоистость, оолитовое строение и другие особенности, подчеркивающие направления максимальной проницаемости для рудоносных растворов. Отмеченные текстуры в общем свойственны и свинцово-цинковым рудам.

В медных рудах наиболее развиты структуры взаимных границ и субграфические (главным образом во взаимоотношении главных минералов — халькопирита и борнита), распространены структуры распада твердых растворов (графические, решетчатые, эмульсионные). В некоторых месторождениях широко развиты разнообразные тонкозернистые колломорфные образования сульфидов железа и меди, возникновение которых Г. Шнейдерхен (1958) связывает с жизнедеятельностью анаэробных бактерий в период формирования оруденения, синхронного, по его представлениям, с седиментационными процессами, а другие геологи, в частности С. Лисякевич (1969), объясняет это с позиции разложения железосодержащих медных сульфидов в гипогенных восстановительных условиях и, возможно, в связи с сульфуризацией халькопирита и борнита, как это проявлено на Дарасунском месторождении (Воробьев, 1974). Некоторые геологи подобные структуры руд связывают с результатом раскристаллизации гелей.

Характерной чертой руд месторождений рассматриваемой формации является отсутствие в них следов регионального метаморфизма. Вместе с тем в них отчетливо проявлен метаморфизм, обусловленный внутриминерализационным трещинообразованием и изменениями состава и физико-химических параметров рудоносных растворов в процессе минералообразования. Формированию руд подавляющего большинства рассматриваемых месторождений предшествуют и отчасти сопутствуют околорудные изменения вмещающих пород, которые в ряде случаев проявлены достаточно интенсивно, и обычно с них и начинается процесс минералообразования. Среди этих изменений наиболее часто проявляются карбонатизация, серицитизация, окварцевание, альбитизация, каолинизация и хлоритизация.

Для месторождений рассматриваемой рудной формации проведены многочисленные изотопические исследования, направленные на раскрытие

источников тех или иных рудосоставляющих элементов и выяснение условий формирования руд. Наиболее интересные из них касаются соотношений, с одной стороны, изотопов свинца, с другой — изотопов серы.

Анализ результатов исследований, проведенных на Джекказганском месторождении (Богданов, Голубчина, 1970), показывает, что для руд характерен широкий диапазон вариаций изотопного состава сульфидной серы — 50‰ δS^{34} при резком преобладании легких изотопов, значение которых достигает 40,2%. Изотопный состав серы различных сульфидов почти один и тот же: в пирите δS^{34} — 9,0‰ (5 случаев), в халькопирите — 12,0‰ (4 случая), в борните — 12,9‰ (7 случаев), в халькозине — 13,4‰ (7 случаев), в галените — 13,0‰ (5 случаев). Между вкрапленными и жильными рудами по изотопному составу серы существенных различий не устанавливается. Ю.В. Богданов и М.Н. Голубчина приходят к выводу, что источником образования сульфидов служит биогенная сера, генерируемая анаэробными бактериями в иловых водах. Соглашаясь с этими выводами Ф.В. Чухров (1972) установил, что дальнейшее обогащение сульфидов изотопом S^{32} может происходить в условиях гипергенного изменения первичных сульфидных руд, когда по ним образуются вторичные сульфиды (халькозин — по первичному халькопириту) в условиях циркуляции нисходящих вод с небольшим количеством кислорода. Вместе с тем Ф.В. Чухров и Л.П. Ермилова (1970), пришли к выводу, что отрицательные значения δS^{34} и большой разброс этих величин могут быть свойственны не только сульфидам месторождений медистых песчаников, но и месторождениям других генетических типов, сера в которых может иметь целиком либо в существенной части биогенную природу, и что сама по себе осадочная природа серы не является информативной для выявления источников свинца (Чухров, 1969).

В приведенном кратком обобщении по месторождениям медно-цинково-цинковой формации, естественно, не содержится ряда важных моментов и особенно деталей, которые могут быть показаны лишь при описании геологии конкретных примеров месторождений. Однако, не имея возможности в рамках данной книги дать эти описания и учитывая большую имеющуюся литературу по многим из этих месторождений, мы ограничиваемся лишь приведенными общими данными и отсылаем читателей прежде всего к опубликованным работам по наиболее детально изученным месторождениям — Джекказгану и Мансфельду, которые включены в список цитируемой литературы по всей работе в целом.

3. СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Собственно свинцово-цинковая рудная формация в рассматриваемом ряду рудных формаций по общим запасам металлов является основной, поэтому остановимся на ее описании более подробно. В литературе месторождения этой формации относятся к типу Миссисипи-Миссури.

Отличительной особенностью этих месторождений является резкое преобладание в их рудах свинца и цинка, являющихся главными продуктами добычи. На многих из них наряду с упомянутыми металлами из

руд извлекают также и медь, запасы которой в некоторых случаях достигают трети общих запасов свинца и цинка. Из рассматриваемых руд на большинстве месторождений попутно извлекаются, кроме того, серебро, кадмий, реже германий и галлий. В отдельных случаях в достаточных для попутной добычи концентрациях в них содержатся таллий, кобальт, серебро. В ряде месторождений попутно получают также пирит, барит и флюорит. Являясь составным членом генетических рядов родственных рудных формаций, рассматриваемые месторождения занимают близкие или сходные геотектонические позиции с ранее охарактеризованными.

Наиболее важные в промышленном отношении свинцово-цинковые рудные районы размещаются в краевых частях плит древних платформ, обрамляющихся более мобильными эпигеосинклинальными орогенными поясами. Именно такую позицию занимают месторождения на Мидконтиненте (Северо-Американская платформа). С востока и юго-востока плита обрамляется герцинидами Аппалачей, с запада, юга и юго-запада — киммерийскими и альпийскими складчатыми эпигеосинклинальными сооружениями Кордильер. В пределах очерченной территории находятся крупнейшие рудные районы Три-Стейт, юго-восточного Миссури, Верхнемиссисипской долины, Джефферсон-Сити, Иллинойс и другие, в течение многих десятилетий играющие исключительно важную роль в добыче свинца и цинка в США. В СССР подобными геотектоническими позициями обладают районы развития стратиформной свинцово-цинковой минерализации, находящиеся во многих пунктах Сибирской и Русской платформ. В частности, подобную позицию занимает крайняя юго-восточная часть Сибирской платформы, ограниченная с востока и юга соответственно Верхояно-Калымским эпигеосинклинальным орогенным поясом и перикратонным орогенным поясом Становика-Джугджура, относящимся к мезозойскому возрасту. Районы, несущие рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения, известны и внутри древних платформ и более молодых плит. Они приурочиваются к краевым частям щитов (рудные районы Северной Канады, Прибалтийских республик СССР, склонов Украинского щита и др.), бортовым и внутренним частям авлакогенов (Днепровско-Донецкий), отмечаются на склонах остаточных массивов (Богемский, Гарц, Центральный французский, Сардиния и др.).

Значительные по масштабам рудные районы размещаются в краевых и периклинальных частях эпигеосинклинальных складчатых областей, формирующихся на жестком консолидированном фундаменте более древних образований. Примеры подобных позиций известны на Скандинавском полуострове (Северная Швеция — Лайсвалль и др.), в Северной Африке в краевых частях герцинских, мезозойских и отчасти кайнозойских складчатых систем, в Западной Европе в краевых частях альпийских складчатых сооружений и во многих других частях земного шара.

Крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения находятся и внутри складчатых областей, где они чаще образуются на срединных массивах (Сумсарский рудный район в Кассанском срединном массиве Тянь-Шаня, рудные районы Туиссит-Бу-Беккер и другие в срединных массивах Атласского эпигеосинклинального орогенного пояса).

Месторождения характеризуемой формации обладают общими для всего рассматриваемого ряда рудных формаций закономерностями размещения, освещенными в первых главах работы. Эти закономерности в основном связаны с особенностями развития в чехлах разрывных нарушений, которые возникают над поднятиями фундамента, унаследуют направления ослабленных зон в последнем, в то же время в своем развитии подчиняются строению слоистых толщ чехла.

Формы рудных тел месторождений свинцово-цинковой формации в своей главной массе сходны с ранее охарактеризованными формами рудных тел других рудных формаций и находятся в прямой связи со строением тех разнообразных тектонических сооружений, в пределах которых они локализируются. Среди рудных тел отчетливо выделяются три основных морфологических типа: согласные со слоистостью, секущие ее и комбинированные, характеризующиеся сочетанием элементов согласных и секущих тел.

К согласным обычно относятся пластообразные, линзообразные и лентообразные рудные тела. Они локализируются либо вдоль зон разрывных нарушений или зон трещиноватости по контактам пластов слоистых пород различного состава, либо внутри отдельных, наиболее хрупких и более проницаемых пластов, либо распространяются вдоль поверхностей несогласия.

Пластообразные тела возникают на крыльях, замковых частях или периклинальных замыканиях разнообразных по форме складок третьего и более высоких порядков, осложняющих более крупные аркообразные своды и складки платформенного типа. Наиболее крупные из этих рудных тел чаще встречаются в типично платформенных активизированных областях, чехлы слоистых осадочных пород которых представлены фациями, выдержанными по составу и мощности на больших площадях. Так, отдельные согласные рудные тела в Верхнемиссиссипской долине на Мидконтиненте, согласно А.В. Хейлу, имеют протяжение до 1,6 км, а запасы руд, слагающих их, колеблются от 50 000 до 3 000 000 т (Хейл, 1972). Внутреннее строение рассматриваемых рудных тел сложное, что обусловлено фактом образования их путем сочетания разнообразных тел замещения, жил, гнезд, штокверков. Отдельные из этих сложно построенных пластообразных тел связаны со структурами минерализованного обрушения, возникшими вследствие дорудного выщелачивания вмещающих карбонатных пород водными растворами.

К пластообразным относятся также рудные тела, приуроченные к гребневым частям гигантских рифов, известных, например, в рудном районе юго-восточного Миссури (Снайдер, Гердеман, 1972). Здесь получили развитие аркообразные и гребнеобразные залежи, характеризующиеся ответвлением от них пластообразных апофиз, обычно распространяющихся по контактам пластов различного состава, вмещающих рифовые постройки. Внутреннее строение упомянутых рудных тел еще более сложное. Оно находится в прямой связи с особенностями напластования, проявленного во вмещающих породах, и текстурами слагающих рифы пород, осложненных предрудной и внутрирудной трещиноватостью.

Лентообразные рудные тела обычно возникают в разнообразных флексурных изгибах осадочных толщ, осложненных разрывными нарушениями. Они известны на многих месторождениях, находящихся в различных геотектонических обстановках. Общей их особенностью является значительное протяжение при относительно небольшой ширине и малой мощности. В СССР пример таких залежей главное рудное тело месторождения Икки-Чат (Джержаланская группа в Тянь-Шане). Согласно З.Е. Бурыхиной (1957), протяженность этого лентообразного тела измеряется сотнями метров. Лентообразные рудные тела залегают также в осложненных трещиноватостью гребневых частях рифов. В зависимости от формы последних они нередко разветвляются или имеют боковые апофизы, ориентированные почти перпендикулярно к направлению вытянутости основных рифовых построек (месторождения юго-восточного Миссури).

Лентообразные рудные залежи, развивающиеся вдоль изгибающихся разрывов, получили широкое развитие в месторождениях Пичер-Филд, находящихся в районе Три-Стейт, США (Броки, Хейр, Дигнес, 1972), где концентрируется большая часть разведанных запасов. Размеры залежей по ширине колеблются от 3 до 150 м, по мощности — от 1,5 до 30 м, а их протяжение меняется от нескольких сот до нескольких тысяч футов. На месторождении Джоплин того же рудного района отмечаются кольцевые рудные ленты, вытягивающиеся вокруг доломитовых ядер куполов.

Плащеобразные рудные тела имеют в плане сложную разветвляющуюся, а в разрезе грибовидную форму. Примеры их наблюдались в пластах карбонатных пород на месторождениях цинкового района Джефферсон-Сити (Крауфорд, Хогланд, 1972; и др.).

Линзообразные рудные тела характерны для большинства рассматриваемых месторождений. Наиболее часто они проявлены в складчатых областях, где локализуются в различных частях антиклинальных и синклинальных складок и флексурных изгибов. Они тяготеют либо к контактам пород различного состава, либо залегают внутри более хрупких горизонтов, заключенных среди пластов пород, способных к пластическим деформациям. Примеры подобных форм рудных тел широко распространены на месторождениях юго-западного Узбекистана, Киргизии, Каратау (Южный Казахстан), Северо-Западной Африки и многих других районов.

Согласные рудные залежи на очень многих месторождениях располагаются многоуровнево и часто формируются вдоль одних и тех же крутопадающих разрывов. Это, видимо, обусловлено ритмичным повторением в разрезе пород, обладающих одинаковыми физико-механическими свойствами, в результате чего они испытывали одинаковые предрудные деформации. Согласно рудные залежи на большинстве месторождений концентрируют основные запасы руд и представляют собой главные источники их добычи.

Секущие рудные тела обычно обладают меньшими размерами. Однако запасы руд и металлов, заключенные в них, на некоторых месторождениях составляют иногда 50% по отношению к общим запасам. Эти рудные тела нередко залегают в одних стратиграфических подразделениях с пластообразными рудными залежами. Так, на месторождении Блубелл (Канада)

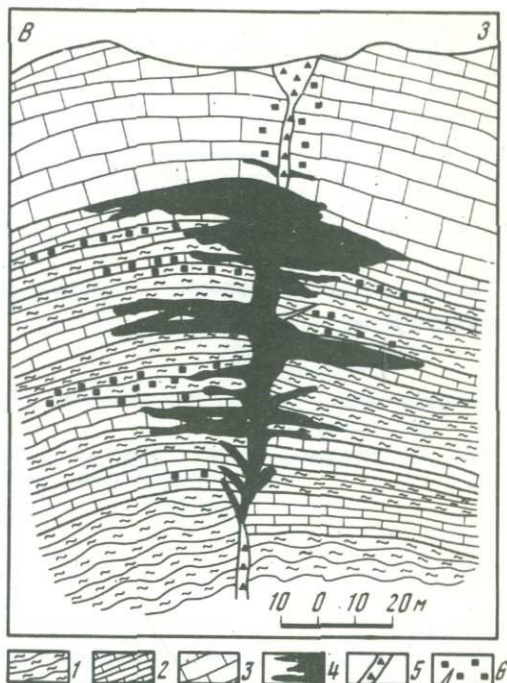
секущие рудные тела прослеживаются в горизонте известняков, перекрытых кварцитами и подстилающихся кварцево-сланцевыми кварцитами. Рудные тела здесь имеют сложную жилообразную, линзообразную и гнездообразную форму, разобщены в пространстве, тяготея к участкам развития поперечных даек зеленокаменных пород. Они приурочиваются к поперечным разрывам, пересекающим пласт известняков от подошвы до кровли. Вдоль этих разрывов развились и пластообразные метасоматические рудные тела с неравномерной мощностью, нередко переходящие с одного разрыва на другой. Секущие рудные тела достаточно большое распространение получили в рудном районе Верхне-Миссисипской долины, северо-восточной Потоси и других, где они имеют форму рубцовых либо трещинных жил, неправильных тел, штокверков и т.д. (Хейл, 1972); очень широко они развиты в рудном районе Иллинойс-Кентукки (Грегган, Бредбери, 1972). В СССР секущие слоистость жильные, трубообразные и другой формы рудные тела известны на ряде месторождений хребта Каратау в Южном Казахстане (Князев, 1959; и др.). Такой же формой обладают доломитовые жилы со сфалеритовой минерализацией и рудные тела, возникшие в зонах пластового обрушения в рудном районе Маскот-Джефферсон-Сити (Крауфорд, Хогланд, 1972), а также секущие тела месторождений района Бингем (Рубрайт, Харт, 1972). Секущие рудные жилы получили, кроме того, широкое распространение на многих месторождениях Алжира, Марокко, Западной Европы. Характерной их особенностью является идентичность минерального состава слагающих их руд с составом руд согласных тел. Лишь в тех редких случаях, когда в секущих рудных телах при их формировании проявилось больше или меньше стадий минерализации, чем в согласных, их минеральный состав может несколько и различаться.

Так же как и согласные, важное промышленное значение имеют комбинированные рудные тела, в некоторых случаях концентрирующие значительные запасы металлов. Среди них отмечаются по форме достаточно своеобразные залежи, приуроченные к погребенным и выходящим на поверхность выступам фундамента, контакты которых осложнены кольцевыми зонами трещиноватости. Формируясь вдоль последних, рудные тела в то же время развиваются и в благоприятных для замещения пластах пород, залегающих почти горизонтально и окаймляющих массивы докембрийских образований, нередко отделяясь от последних разрывными нарушениями. В результате рудные тела приобретают кольцевые и полукольцевые в плане и одновременно цилиндрические в вертикальном разрезе формы с отходящими от них пластообразными, нередко многоярусно расположенными апофизами. Подобная морфология рудных тел отмечается в месторождениях юго-восточной части штата Миссури на Мидконтиненте (Снайдер, Гердеман, 1972).

Более распространены рудные тела, представляющие собой секущие залежи, с отходящими пластообразными апофизами в участках пересечения рудоносными разрывами благоприятных для рудоотложения горизонтов. Такие апофизы могут быть двух-трехъярусными (месторождение Тьедиен во Вьетнаме) (Железнов, 1969) и многие другие (фиг. 4). Распространены также пластообразные рудные тела с отходящими от них

Фиг. 4. Схематизированный разрез рудной зоны на участке Донг-Хой полиметаллического месторождения Тё-Диен (Железнов, 1969)

1 — переслаивающиеся глинисто-серицитовые сланцы и алевролиты; 2 — переслаивающиеся углисто-серицитовые известковистые серпентин-тальковые сланцы, тонкоплитчатые доломиты и известняки; 3 — массивные, известняки; 4 — массивные и полосчатые полиметаллические руды; 5 — зоны дробления с вкрапленностью полиметаллических руд; 6 — прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение



апофизами, имеющими форму трещинных жил. Последние могут залегать как в лежащем боку пластообразных тел, напоминая собой своеобразные "корни" (месторождение Малин во Франции), либо проникать в висячий их бок, или одновременно развиваться как в висячем, так и лежащем боку (месторождения Алжира).

Нередко встречаются тела коленообразной формы, образованные вследствие перехода пластообразных тел с контактов одного пласта на контакт выше или ниже расположенного. Часто встречаются сложные трубообразные рудные тела, прослеживающиеся на сотни метров по падению пластов и приуроченные к пересечению дорудных разрывов, согласных и секущих напластование (месторождение Сумсар). На ряде месторождений отмечаются крупные рудные тела, одна часть которых приурочена к секущим, другая — к согласным разрывным нарушениям (месторождение Тсумб) и т.д.

Как уже отмечалось, в каждом конкретном случае форма рудных тел в первую очередь определяется сочетанием дорудных разрывов, осложняющих те или иные складчатые, конседиментационные либо другие сооружения. Эти факторы в сочетании с метасоматическими процессами, сопровождающими рудоотложение и наиболее интенсивно проявляющимися в карбонатной среде, и определяют наблюдаемое разнообразие сложных форм рудных тел.

Так же как и на месторождениях других, ранее охарактеризованных рудных формаций, собственно свинцово-цинковые стратиформные место-

Таблица 6

Минеральный состав руд месторождений свинцово-цинковой рудной формации

Минералы руд	Субформации	
	существенно свинцовая (с медью и без нее)	свинцово-цинковая
Рудные		
Главные	Галенит	Галенит, сфалерит
Распространенные	Пирит, марказит	Пирит
Второстепенные	Сфалерит, халькопирит	Вюртцит, гематит, халькопирит
Редко встречающиеся	Зигенит, бравонит, халькозин, борнит, миллерит	Магнетит, аргентит, самородное, Ag, Ag — содерж. блеклая руда, борнит, энаргит, ковеллин, сульванит, фрейбергит, буланжерит, теннантит Со — содержащий пирит, арсенипирит, штромейерит, киноварь, гринокит
Жильные		
Главные	Кварц, джаспероид	Доломит, кальцит
Распространенные	Доломит, кальцит	Барит, кварц
Второстепенные		Анкерит, халцедон, флюорит, серицит, глинистые минералы
Редко встречающиеся	Диккит	Опал, витерит
Битумы	Антраксолит	Антраксолит, асфальтиты, гагат, нефть и др.

рождения возникают в породах, обладающих различными химическим и литологическим составом и физико-механическими параметрами. Оруденение, как правило, залегает не в каком-то одном, строго определенном, стратиграфическом горизонте, а получает распространение на незначительном вертикальном интервале, часто образуя несколько ярусов, развиваясь в нескольких стратиграфических горизонтах различного состава. Так, для некоторых месторождений Мидконтинента характерно проявление рудной минерализации по всей мощности осадочного чехла, т.е. на вертикальном интервале более чем на 2000 м, сложенном породами разного возраста и состава (от кембрия до перми включительно). На достаточно большом вертикальном интервале развилось оруденение рассматриваемой группы в рудных районах Западной Европы, Юго-западной, Центральной и Северо-западной Африки и в других регионах.

Хотя в отдельных рудных провинциях наибольшее количество известных в настоящее время промышленных месторождений и залегает в карбонатных породах, но идентичные по составу руд месторождения получили развитие и в слоистых толщах, обладающих алюмосиликатным составом.

	Субформации		
	существенно цинковая (с медью и без нее)	Свинцово-цинково-медная	
		Свинцово-цинково-медная	Свинцово-цинково-медная с германиевой минерализацией
Сфалерит, галенит	Галенит, сфалерит	Галенит, сфалерит	
Марказит	Пирит, халькопирит, теннантит	Халькозин, халькопирит, энаргит, теннантит, цинкосодеждающий теннантит	
Вюртцит, халькопирит, миллерит	Марказит	Борнит, вюртцит, неодитенит, германит, халькозин	
Халькозин, энаргит, кобальтин, самородные Ag и Au, Ag — Со — минералы	Самородное Ag, аргентит, арсенипирит, биннит	Арсенипирит, молибденит, галлит	
Кальцит, доломит, кварц	Доломит, барит	Кварц, доломит, кальцит	
Барит, анкерит	Кварц, кальций		
Серицит, иллит и др., глинистые минералы	Серицит, хлорит, каолинит	Серицит, кальцит, хлорит, мусковит, полевой шпат и др.	
Антраксолит	Антраксолит		

Аналогично месторождениям других рудных формаций, первостепенное значение при рудолокализации приобретают физико-механические свойства вмещающих пород, определяющие условия проявления в них дорудных деформаций и обуславливающиеся химическим и литологическим составом и мощностями пластов переслаивающихся пород.

В процессе рудоотложения особое значение приобретают такие физические свойства вмещающих пород, как их хрупкость и проницаемость. Химические же их свойства наиболее ярко выступают уже непосредственно в период минералообразования в тектонически нарушенных зонах, характеризующихся широким развитием трещиноватости и брекчированности, резко повышающих проницаемость пород. Связь рудоотложения с зонами разрывных нарушений наблюдается на подавляющем большинстве рассматриваемых месторождений. Карбонатные породы как осадочного, так и эпигенетического происхождения при этом являются наиболее благоприятной средой для отложения сульфидов вне зависимости от того, какие металлы входят в их состав.

Минеральный состав руд рассматриваемой рудной формации достаточно разнообразен. Количественные вариации основных и второстепенных

Стадии минералообразования	Субформации		
	Существенно свинцовая (с Си и без)	свинцово-минеральные	
		галенит-сфалеритовый	галенит-сфалерит-баритовый
Дорудные	Окварцевание, выщелачивание, доломитизация	Доломитизация, окварцевание, баритизация	Окварцевание, реже карбонатизация (Fe-кальцит), декальцитизация известняков, доломитизация
Рудные	1. Пирит-марказитовая. 2. Халькопирит-галенитовая с зигенитом 3. Существенно галенитовая со сфалеритом 4. Существенно галенитовая с марказитом	1. Пирит-марказит-кальцит-кварцевая 2. Галенит-сфалерит-пирит-баритовая 3. Сфалеритовая с кальцитом, пиритом, галенитом	Флюорит-сульфидно-баритовая
Послерудные	Кальцитовая	Кальцит-халцедоновая с незначительным количеством сульфидов и гематита	Кальцит-кварцевая
Литературные источники	Снайдер, Гердеман, (1972), Agard, Dresnaу (1965), Bauchau etall (1965), Heyl, Hosterman, Brock, (1969)	Митряева (1956); Юшко (1969, 1960), Альжанов и др. (1972), Князев (1932, 1959) и др.	Греган, Бредбери (1972), Кормилицын и др. (1966), Шаталов (1964), Heyl (1969) и др.

минералов руд позволяют различать внутри формации еще и субформации и в их пределах — минеральные типы (см. табл. 3). Относительные количественные соотношения минералов руд иллюстрируются табл. 6.

В рассматриваемых месторождениях проявлены практически те же минеральные ассоциации, возникшие в той же последовательности, что и для месторождений ранее охарактеризованных формаций (табл. 7). Вмес-

Субформации			
цинковая	существенно цинковая (с Си и без)	свинцово-цинково-медная	свинцово-цинково-медно-редкометаллическая (с германиевой минерализацией)
типы			
галенит-сфалерит-флюоритовый			
Окварцевание, доломитизация	Окварцевание, доломитизация, серицитизация	Доломитизация (в карбонатных породах), серицитизация и аргиллизация (в сланцевых), окварцевание, пиритизация, хлоритизация, баритизация	1. Карбонатная (доломит-кальцитовая). 2. Кварцево-сланцевая
Галенит-сфалерит-флюоритовая	1. Пирит-сфалеритовая с галенитом 2. Сфалерит-галенитовая с марказитом 3. Барит-пирит-халькопиритовая с галенитом, сфалеритом, энаргитом	1. Халькопирит-теннантитовая 2. Галенит-сфалеритовая с баритом (иногда с незначительным количеством халькопирита и борнита)	1. Пиритовая (в некоторых месторождениях со сфалеритом, галенитом, германитом и халькопиритом) 2. Сфалерит-блеклорудная с халькопиритом (иногда с Zn-содержащим тенантитом и энаргитом) 3. Галенитовая 4. Халькозиновая (с борнитом, халькопиритом, штроемейеритом, самородным Ag)
Доломитовая, кальцитовая, кварцевая	Кальцитовая	Кальцит-халцедоновая	
Кормилицын и др. (1966), Шатлов (1964), Heyl (1969); и др.	Хейл (1972), Heyl, 1969, Вардебассо (1953), Новарес (1953); и др.	Дженчураева (1965, 1967, 1968 _{1,2}), Лурье (1963), Асаналиев (1969, 1963), Чеботарев (1963, 1964 _{1,2,3})	Чернышева (1959 ₁), Иванов 1972, Atanasow e.a., 1973 и др.

те с тем в количественном отношении в них резко преобладают свинцовые и цинковые минеральные ассоциации.

Колчеданные минеральные ассоциации, характеризующиеся развитием в основном пирита, марказита и мельниковит-пирита с кварцем, серицитом и карбонатом, на месторождениях характеризуемой рудной формации преимущественно распространены в виде широких ореолов тонковкрапленной минерализации. Лишь изредка они слагают относительно небольшие

залежи колчеданных руд, не имеющих самостоятельного промышленного значения. В этих телах в существенно цинковой подгруппе месторождений данная ассоциация сопровождается кристаллизацией относительно больших количеств сфалерита и меньших галенита (месторождения Верхне-миссисипской долины) или сфалерита, халькопирита и минералов Ga и Ge (Седмочисленице, НРБ). На многих месторождениях колчеданная минеральная ассоциация сменяется во времени меднорудной (халькопиритовой и халькозиновой), сопровождающейся относительно большим количеством сфалерита (Кипуши и др.) либо галенита с зигенитом (месторождения Юго-западного Миссури), либо блеклыми рудами с халькопиритом, цинкосодержащим теннантитом, энаргитом (Сумсар, КиргССР). Нередко меднорудная ассоциация проявляется в достаточных для извлечения количествах. Она слагает обособленные рудные тела либо развита в ощутимых объемах в существенно свинцовых и свинцово-рудных телах, сложенных более поздними продуктивными минеральными ассоциациями. В рудах других месторождений продукты данной ассоциации либо отсутствуют, либо получают развитие в весьма незначительных количествах.

Основные продуктивные минеральные ассоциации, к которым относятся существенно сфалеритовая, сфалерит-галенитовая и существенно галенитовая, на месторождениях различных подгрупп проявляются по-разному как в качественном, так и в количественном отношении. Вместе с тем порядок выделения основных, слагающих ассоциации минералов практически сохраняется. В общем он выражается в наиболее ранней кристаллизации основных масс железосодержащих сфалеритов, перекрывающейся с выделением галенита, в конце образования которого накапливаются маложелезистые светлые, богатые кадмием разности сфалерита, сопровождающиеся появлением гринокита, редко встречающегося комплекса сульфосолей, простых сульфидов серебра и других образований.

В рудах существенно свинцовых месторождений обычно проявлены две основные существенно галенитовые минеральные ассоциации: наиболее ранняя со сфалеритом и более поздняя с марказитом. В существенно цинковорудных месторождениях важное значение приобретают такие же минеральные ассоциации как сфалерит-галенитовая с марказитом, а затем барит-пирит-халькопиритовая с галенитом, сфалеритом и энаргитом. И если в первой из них, являющейся основной продуктивной, резко преобладает сфалерит, то во второй галенит и сфалерит содержатся в весьма малых количествах.

В рудах свинцово-цинковой субформации обычный порядок смены минеральных ассоциаций в общем сохраняется. Вместе с тем на многих месторождениях процесс рудоотложения заканчивается проявлением существенно сфалеритовой минеральной ассоциации с относительно небольшими количествами пирита и галенита.

На месторождениях свинцово-цинково-медной субформации конечные рудные стадии характеризуются проявлением поздней медной, главным образом халькозиновой, минерализации.

В свинцово-цинково-флюоритовых месторождениях галенит и сфалерит кристаллизуются позднее основных масс флюорита, частично выделяются

синхронно с последним, заканчиваясь формированием баритовых жил. Интересной особенностью этих месторождений является широкое развитие разнообразных битумов, выявляемых как в виде сферических включений во флюоритах, так и в виде пленок на поверхности кристаллов флюорита и кальцита, по стенкам трещин во вмещающих породах (месторождения района Иллинойс-Кентукки в США, Прибайкальские в СССР). Битумы и, в частности антраксолит, характерны также и для месторождений других субформаций, встречаясь в свинцово-цинково-медных рудных телах (месторождение Уч-Кулач) и собственно свинцово-цинковых (месторождение Миргалимсай) и в других. Он образуется часто одновременно с сульфидами (Чеботарев, 1964_{1, 2, 3}).

На свинцово-цинково-флюоритовых и свинцово-цинково-баритовых месторождениях отложению продуктивных минеральных ассоциаций предшествует кристаллизация основных масс флюорита (месторождения штатов Иллинойс и Кентукки в США) и барита (Прибайкальские месторождения — Каменистое и др.). Эти же минералы сопровождают кристаллизацию сульфидов цветных металлов и заканчивают процесс минералообразования.

Для каждой рудной минеральной ассоциации в зависимости от ее минерального состава характерен свой спектр редких и рассеянных элементов. Так, для колчеданных минеральных ассоциаций обычны Ni, Co, Tl, As, Au, реже и в значительно меньших количествах отмечаются Ag, Sb, Bi, Se и другие, входящие в основном в состав дисульфидов железа. На месторождениях, в колчеданных минеральных ассоциациях которых развиты сфалерит и халькопирит, последние содержат в своем составе Cd, Ge, Ga, редко In и, кроме того, увеличивается содержание в рудах Ag. Все эти редкие элементы, содержание которых в рудах и минералах колеблется от следов до тысячных и сотых долей, присутствуют в отмеченных минералах в виде примесей, не образуя самостоятельных минеральных видов. Исключение представляет Ga и Ge на месторождениях свинцово-цинково-медно-редкометалльной субформации, в колчеданных ассоциациях которых получают развитие германит и галлит, содержащие эти элементы в целых процентах.

С меднорудными минеральными ассоциациями связаны практически те же и в тех же количествах редкие и рассеянные элементы. Вместе с тем на ряде месторождений повышается содержание Ag, связанного с халькопиритом и блеклыми рудами, в которых оно присутствует в виде примесей. Значительно повышаются концентрации Ni и Co, которые наряду с примесями в халькопиритах, пиритах, сфалеритах и блеклых рудах образуют самостоятельные соединения, входя в состав миллерита, кобальтина, кобальт-никель-мышьяксодержащих минералов, бравоита и др. В свинцово-цинково-медно-редкометалльной субформации данная ассоциация более богата минералами Ca и Ge по сравнению с пиритовой, вместе с которой она продуктивна в отношении этих двух элементов.

Наиболее распространенными редкими элементами существенно цинковых минеральных ассоциаций является Cd, имеющий промышленную ценность. В меньших количествах в этих рудах концентрируются Ga, Ge, редко In и некоторые другие элементы, такие как Tl, Co, Ni и Sb,

изредка Sn. Все они входят в виде изоморфной примеси в состав минералов, слагающих ассоциацию. Некоторые элементы встречаются в самородном состоянии в виде мельчайших и очень редких включений в сфалеритах и галенитах.

Для свинцово-цинковых и существенно свинцовых минеральных ассоциаций характерны те же основные и второстепенные элементы. Вместе с тем несколько повышается количество Ag, входящего не только в виде изоморфной примеси в сфалериты и галениты, но и образующего гамму самостоятельных сульфидных соединений и сульфосолей и встречающегося в виде самородного главным образом в ассоциации с галенитом.

В связи с появлением сульфосолей повышаются содержания Sb, развитой, кроме того, и в виде примесей в галенитах; появляются незначительные количества Bi. В галенитах данной ассоциации обнаруживаются Mo, следы Se и Te. Относительно высокие содержания Cd связаны как с увеличением его содержания в поздних маложелезистых разностях сфалерита, так и с появлением гринокита.

Флюоритовым минеральным ассоциациям свойственны примеси Nb, Ti и It; баритовым — высокие содержания Sr, присутствующего в виде изоморфной примеси в баритах и входящего в состав стронциобарита и стронцианита.

Среди редких и рассеянных элементов основное промышленное значение в рудах рассматриваемой группы месторождений имеют Ag и Cd. В месторождениях, относящихся к существенно цинковым и свинцово-цинково-медным субформациям, наряду с этими элементами для попутного извлечения приобретают немаловажное значение Co, Ni и другие концентрирующиеся в сфалеритах и галенитах. Ряду месторождений свинцово-цинково-медной субформации свойственны промышленные содержания Ga и Ge (Чернышева, 1959; Иванов, 1970). Руды этих месторождений представляют интерес и по таллию, содержащемуся в халькопиритах (157 г/т), пиритах (до первых сотен г/т), сфалеритах (39 г/т), галенитах (14 г/т) (Чеботарев, 1964₃).

Свинцово-цинковым месторождениям рассматриваемой рудной формации свойственно интенсивное проявление околорудных изменений вмещающих пород, объемы которых значительно превышают объемы рудной минерализации. Главная масса околорудно-измененных пород образована до формирования руд. В карбонатных породах широко проявлены доломитизация, реже кальцитизация с развитием Fe-содержащего кальцита, очень часто перед оруденением происходит выщелачивание вмещающих карбонатных пород с образованием доломитовой сыпучки. В алюмосиликатных породах, а часто также в известняках проявляется нередко интенсивное окварцевание. В первых из них и особенно в сланцах местами широко проявлены аргиллизация, реже серицитизация или кварцево-слюдистые образования. В более редких случаях по песчанникам развиваются низкотемпературные калиевые полевые шпаты.

Досульфидные метасоматиты нередко формируются в несколько стадий. Каждая из них при этом характеризуется резко отличными ми-

неральными продуктами и связана с поступлением растворов на фоне новых импульсов внутриминерализационного трещинообразования. Так, на Миргалимсайском месторождении выделяются две стадии окolorудных изменений — более ранняя доломитизация и поздняя пиритизация, развивающаяся в зонах трещиноватости в эпигенетических доломитах. Для продуктов каждой стадии окolorудных изменений характерны свои метасоматические колонки. При доломитизации карбонатных пород Миргалимская такая колонка выражается в смене зон доломитизации зонами выщелачивания и отложения новообразованного кальцита (Альжанов, Сидоренко, Гриненко, 1972).

В ряде месторождений наблюдается частичное или полное разобщение в пространстве окolorудных изменений и сульфидных рудных тел, очевидно, связанное с закономерностями развития интраминерализационного трещинообразования. Непосредственно в период рудообразования на рассматриваемых месторождениях проявляются сравнительно небольшие изменения вмещающих пород, среди которых выделяются доломитизация, хлоритизация, баритизация, флюоритизация, окварцевание, развитие глинистых минералов и др. Послесульфидные изменения развиты слабо и, как правило, в литературных источниках не рассматриваются.

В данном разделе необходимо упомянуть также о том, что на многих характеризуемых месторождениях весьма широко развиты дорудные процессы выщелачивания, приводящие к образованию во вмещающих породах дорудных карстов и пустот. Они возникают в наиболее тектонически нарушенных участках и пространственно контролируются теми же разрывами, что и рудные тела. В одних случаях карстообразование связывается исследователями с окolorудными изменениями вмещающих пород, в частности с доломитизацией, в других, — видимо, имеет более ранний возраст и связано с воздействием на вмещающие породы подземных вод.

Образование пустот часто обуславливает формирование зон минерализационного обрушения, которые в дальнейшем цементируются рудными и сопровождающими их жильными минералами. Рудные тела, связанные с этими зонами обрушения, весьма распространены в рудных полях Мидконтинента, Центрального Каратау, Аджира и других регионов.

Руды большинства месторождений являются типичными эпигенетическими образованиями, возникшими в литифицированных осадочных породах. Преобладающие количества руд образованы путем метасоматического замещения вмещающих пород. Значительно меньшая часть возникла путем отложения в пустотах. И те, и другие в своем развитии связаны с внутриминерализационной трещиноватостью, масштабы проявления которой колеблются от относительно крупных разрывов до микротрещиноватости, ориентировка которой, с одной стороны, совпадает с ориентировкой основных тектонических элементов рудных районов, с другой — со слоистостью вмещающих пород. Большое значение при этом, так же как и на месторождениях других форм, играли сульфидно-стилолитовые эпигенетические образования, возникающие в сло-

стых неметаморфизованных осадочных образованиях в процессах деформации (Каплан, 1975), а также общая повышенная пористость пород, обычно не подвергавшихся процессам регионального метаморфизма.

Наиболее распространены вкрапленные, пятнистые, прожилковые, прожилково-вкрапленные и полосчатые текстуры. В значительно меньшей мере среди них развиты массивные, брекчиевые, псевдобрекчиевые, цементные, крустификационные, колломорфные, слоистые и другие образования.

Каждый из этих основных типов текстур может быть разделен на серию подтипов. Так, среди вкрапленных текстур руд выделяются подтипы с различными размерами вкраплений, с различными их формами, с различным текстурным рисунком, зависящим или независящим от первичных текстурных особенностей пород; с различной плотностью вкраплений, зависящей от степени тектонической микронарушенности пород, их первичной пористости и от других особенностей. Прожилковые руды различаются также по ориентировке прожилков по отношению к слоистости, по сочетанию различно ориентированных прожилков, по их относительной плотности распространения, мощности состава и т.д. Среди массивных руд выделяются собственно массивные, массивно-слоистые, массивно-полосчатые, массивно-брекчиевые, массивно-пятнистые; в этих рудах различаются также разновидности по крупности агрегатов, по составу минералов, по степени внутрирудного катаклаза и т.д. Среди колломорфных выделяются метасоматические и возникшие путем отложения в пустотах. Они разнятся по составу слагающих их образований, по текстурным особенностям переслаивающихся полосок и зонков внутри полос, по интенсивности и пространственному сочетанию раскристаллизованных минералов, слагающих отдельные маломощные полосы. Все отмеченные текстуры руд проявлены практически в каждой из основных минеральных ассоциаций.

Структуры руд в основном медно- и среднезернистые, лишь изредка руды или отдельные минералы образуют относительно крупнозернистые агрегаты. В целом же среди структур преобладают разновидности, развившиеся в процессе замещения новообразованными минералами пороодообразующих и ранее возникших рудных и нерудных минеральных образований. Среди них широко распространены псевдоморфные, коррозионные, петельчатые, реликтовые, пойкилитовые и многие другие разновидности, сформированные при замещении ранних минералов по краям их зерен, по трещинкам спайности, зонам роста, вдоль контактов зон колломорфных агрегатов, по двойниковым швам и т.д. Процессы замещения минералов нередко сопровождаются их переотложением с образованием более мелкозернистых, обладающих либо кристаллической, либо колломорфной структурой агрегатов. Эти же процессы нередко приводят к возникновению вокруг замещаемых минералов реакционных кайм. Последние, с одной стороны, сложены новыми минеральными видами, заимствующими элементы замещаемых и замещающихся минералов, с другой стороны, проявляются в образовании зонок перекристаллизации замещаемых минералов, загрязнении побочными продуктами или очищении от них.

В зернистых образованиях, возникающих в процессе замещения и частично при выполнении пустот, широко проявлены различные кристаллически-зернистые структуры — идиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, структура взаимных границ и др. В колломорфных сульфидных массах, возникших как в процессах замещения, так и при отложении в пустотах, проявлены структуры, связанные с коагуляцией гелей и их дальнейшей раскристаллизацией. В них возникают разнообразные криптозернистые, фестончатые, радиально-лучистые, концентрически-зональные, цементные структуры, а также структуры, связанные с трещинами усыхания, с преобразованием колломорфных агрегатов в кристаллические.

Относительно широко развиты разнообразные структуры распада твердых растворов — эмульсионные, пластинчатые, решетчатые и другие, особенно отчетливо наблюдающиеся в медно-рудных минеральных парагенетических ассоциациях, где, например, борнит и халькопирит с ковеллином часто возникают в качестве продуктов распада халькозина. Эти же структуры руд характерны для галенитов, содержащих нередко мельчайшие включения серебросодержащих минералов — аргентита, штроемейерита; для ранних сфалеритов, в которых наблюдаются включения халькопирита, галенита, пирита; для халькозина, содержащего мелкие включения штроемейерита (Миргалимсай), и т.д.

Вдоль разрывных нарушений на большинстве месторождений проявлены катакластические структуры — структуры рассланцевания, давления, растрескивания, развальцевания, blastoporfирования и др. Неоднократно подвергавшиеся катаклазу в процессе минерализации, минеральные агрегаты часто пронизываются прожилками, цепочками зерен, гнездами и разнообразными по форме более поздними минеральными образованиями, подвергаясь местами относительно интенсивному гидротермальному метаморфизму.

Во многих месторождениях проявлен в рудах и пострудный катаклаз, обусловленный пострудными тектоническими подвижками, подновлявшими в основном дорудные и интратрудные разрывы.

Характерной чертой руд подавляющего большинства известных месторождений является отсутствие признаков регионального метаморфизма слагающих их минералов, что тесно связано с историей геологического развития территорий, к которым приурочены месторождения.

Для месторождений характерны все известные виды зональности оруденения, проявленные в свинцово-цинковых месторождениях. Анализируя данные многочисленных исследований, нетрудно видеть, что зональность оруденения, наблюдаемая на многих месторождениях, находится в тесной связи с развитием разрывных нарушений, прослеженных на рудоносных площадях. Эта особенность хорошо выражена в свинцово-цинковых месторождениях Алайско-Гиссарского (Южно-Ферганского) полиметаллического пояса, в пределах которого известно более семи рудных районов со стратиформным оруденением (Кравченко, 1961; Щербаков, 1931). То же присуще месторождениям хребта Каратау в Южном Казахстане (Брызгалов, 1932; Галицкий, 1945, 1967; Князев, 1932, 1959, 1960). Связь зональности оруденения с разрывными нарушениями

четко проявляется в Атласских горах (Северная Африка), где вдоль региональных разрывов вытягиваются рудные пояса со свинцово-цинковым и медным оруденением (Рудовская, 1969_{1,2}). Эта же особенность неоднократно подчеркивалась многочисленными исследователями США для рудных районов Мидконтинента, и в частности Юго-Восточного Миссури (Снайдер, Гердеман, 1972 и др.), а также для многих других районов развития стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

Во всех упомянутых выше районах и провинциях наблюдается зональность оруденения как региональная, так и в пределах рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел. При этом наиболее отчетливо выражены элементы горизонтальной зональности. Так, Алайско-Гиссарский полиметаллический пояс вкрест простирается переходит в сурьмяно-ртутный Южно-Ферганский с проявлением месторождений, относящихся к сурьмяно- и ртутно-свинцово-цинковой формации. В рудных полях пояса зональность наиболее отчетливо проявлена на Уч-Кулацком месторождении, где существенно пиритовая и пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовая минеральные ассоциации, развитые на восточном фланге, по направлению к западу сменяются свинцово-цинковой с пиритом, а затем свинцовой с флюоритом (Чеботарев, 1964₁).

Интересно выражается зональность оруденения в юго-восточном Миссури, где оруденение тяготеет к участкам искривления в плане системы рудоконтролирующих крутопадающих секущих слоистость разломов. В центральной части района находятся галенит-сфалеритовые (сфалерит ранний) руды. Галенитовые руды занимают значительную площадь, более чем в 3 раза превышающую площадь развития свинцово-цинковых руд. Свинцово-медные руды размещаются на периферии контура свинцовых руд, где они развиты в виде обособленных участков (Снайдер, Гердеман, 1972). В существенно цинковорудном районе Верхнемиссисипской долины в центральной части основного купольного сооружения Висконсин находится полоса развития месторождений с повышенными содержаниями меди, которая сменяется широкой зоной существенно цинковорудных, а затем свинцоворудных месторождений (Хейл, 1972).

На Сумсарском месторождении в Киргизии зональность ярко выражена в развитии теннантит-халькопиритовых руд в участке пересечения рудолокализирующей складки главным рудоконтролирующим разломом и в наложении на эти руды галенит-флюоритовых и галенит-баритовых минеральных ассоциаций, развитых на значительно большей площади в пределах той же складки (Дженчурова, 1967, 1968₁). Зональность оруденения на месторождении Пичер-Филд (рудный район Три-Стейт, США) концентрическая. Она проявляется в развитии центрального метасоматического доломитового ядра, окруженного сульфидными рудами, а затем зонами джаспероидов, сменяющимися неминерализованными вмещающими известняками (Броки, Хейр, Дингес, 1972).

Элементы вертикальной зональности оруденения на месторождениях наблюдаются менее отчетливо. Они лучше всего выявляются в многоярусных месторождениях или рудных полях. Эти элементы проявляются в заметном обогащении рудных тел более глубоких горизонтов колчеданными и меднорудными минеральными ассоциациями, не-

сущими Ni и Co, в обогащение средних горизонтов цинковорудными и верхних свинцоворудными и баритовыми, сформированными в близ-поверхностных условиях. Сказанное отчетливо проявляется в существенно цинковорудных месторождениях Верхнемиссисипской долины (Хейл, 1972), где вертикальная зональность подчеркивается также значительным увеличением кремнезема с глубиной.

Гипогенная зональность выражается и в развитии зон свинцовых руд с различными изотопными соотношениями свинцов и серы (Brown, 1967). Она проявляется как в пределах отдельных рудных тел и месторождений, так и в целом для рудных районов. На месторождениях она нередко концентрическая и находится в связи с разрывными нарушениями и их пространственными сочетаниями, в частности с пересечениями (Броки, Хейр, Дигнес, 1972; и др.).

Исследования минеральных парагенезисов, их текстурно-структурных особенностей, а также определение температур кристаллизации отдельных жильных и рудных минералов, установленных методом гомогенизации и декрепитации, показало, что руды наиболее крупных месторождений сформированы при температурах, колеблющихся от 50—75 до 120—270°C (Юшко, 1969; Горбатов, 1957^{1,2}; Хейл, 1972; Снайдер, Гердеман, 1972; Броки, Хейр, Дигнес, 1972; и др.).

Месторождения района юго-восточного Миссури

Район юго-восточного Миссури находится в одной из крупнейших провинций стратиформных свинцово-цинковых месторождений — плите Мидконтинент, занимающей юго-восточную часть Северо-Американской платформы. Район относится к крупнейшим по добыче свинца в США. Согласно Ф.Р. Снайдеру и П.Э. Гердеману (1972), обобщившим данные многочисленных исследователей, месторождения района размещаются в пределах северо-восточной части купола Озарк и приурочены к окраине положительного сооружения Франсуа, осложняющего упомянутый купол. Ядро этого сооружения слагается докембрийскими риолитовыми порфиритами, прорванными гранитами и диабазами и представляет собой конседиментационное сложноблоковое поднятие.

Докембрийские образования перекрываются кембрийскими и ордовикскими осадочными породами общей мощностью до 2400 футов, которые в порядке последовательности представлены:

- 1) песчаниками Ламотт с базальными конгломератами, прослоями алевролитов и пластами доломитов в верхней части толщи; мощность 450 футов;
- 2) формацией¹ Бонн-Терр, сложенной преимущественно известняками, а в пределах района — доломитами, обрамляющими выступы фундамента; толща имеет сложное фашиальное строение;
- 3) глинистыми сланцами Девис с пачками, содержащими прослой карбонатов, тонкозернистых глауконитовых песчаников, глауконитовых алевролитов и плоскогалечных конгломератов; общая мощность 170 футов;
- 4) доломитами Дерби-Де-Ран. Нижняя часть их сложена тонкослоистыми глинистыми, а верхняя — массивными оолитовыми доломитами или рифовыми водорослями;

¹ В данном случае понятие "формация" принимается в качестве синонима свиты, или толщи.

5) формацией Потоси, в составе которой главную роль играют грубослоистые доломиты с обильными водорослевыми рифами и участками дерекристаллизованных оолитовых доломитов. Отмечаются кремнистые обособления в виде полосчатых хальцедоновых обособлений и друз;

6) доломитами Эминенс — средне-грубозернистыми, часто светло-серыми кремнистыми;

7) доломитами Гасконейд — средне-грубозернистыми, светло-серыми кремнистыми;

8) песчаниками, доломитовыми песчаниками и кремнистыми доломитами Рубиду;

9) доломитами Джефферсон-Сити — глинистыми тонко-среднезернистыми; в кровле выявляется отчетливое эрозионное несогласие.

Мощность осадочных формаций, перекрывающих породы ядра, увеличивается с удалением от выступов. Падение очень пологое. Местами наблюдаются пологие складки.

В локальных участках района в породах чехла проявлены палеозойский эксплозивный магматизм и интрузивные дайки и некки, а также трубки взрыва (диадермы). Все эти образования контролируются разрывными нарушениями. Одно из них, наиболее крупное, прослеживается в северной части района в широтном направлении на протяжении более 400 км. Вдоль него отмечаются конседиментационные вулканические аппараты, окруженные вулканическими пепловыми образованиями. В районе известны относительно протяженные разрывные нарушения северо-западного и других направлений, а также кольцевые сбросы, локализующиеся вокруг выступа докембрийских пород в ядре купола.

Свинцово-цинково-баритовая минерализация рассматриваемого района получила развитие во всех без исключения породах, начиная от верхнекембрийских песчаников Ламотт и до нижнеордовикской формации Джефферсон-Сити включительно. При этом в семи из упомянутых выше формаций установлены промышленные рудные тела. Вместе с тем основное количество стратиформных рудных тел связано с тектонически нарушенной приконтактной зоной формаций Бонн-Терр и Ламотт. Подавляющее большинство этих рудных тел размещается в основном в нижних 200 футах доломитов Бонн-Терр, характеризующихся весьма сложным стратиграфическим строением вследствие развития в них сложной системы рифов, обвальных тел брекчий вокруг выступов архейских блоков, тонких переслаиваний быстро выклинивающихся карбонатных и в меньшей степени сланцевых пород и других элементов фациальной неоднородности толщ. В докембрийских магматических породах фундамента свинцово-цинковая минерализация проявлена в форме жил. Среди пород формаций Потоси и Эминенс развиты свинцовая и свинцово-баритовая минерализация.

В районе выделяются 4 основных участка с повышенной концентрацией оруденения: Ламотт, Олд-Рид-Белт, Вибурнум-Лид Белт, Индиан-Крик. Каждый из них обладает своими особенностями строения и локализации оруденения. На площади рудника Ламотт структурно-геологические позиции оруденения определяются положением выступов докембрийского фундамента среди песчаников Ламотт. Стратиформные рудные тела залегают непосредственно в кровле пород формации Ламотт или вблизи их выклинивания и повторяют конфигурацию контакта меж-

ду выступами докембрийских изверженных пород и выклинивающихся горизонтов песчаников Ламотт. На территории Индиан-Крик оруденение отчетливо тяготеет к пачке пород, в которой широко проявлены водорослевые береговые рифы, развитые в северо-восточном ограничении докембрийских поднятий. Главная рудная зона вытянута на несколько тысяч футов при ширине 190 м, охватывая стратиграфический интервал пород 45 м. При этом промышленные рудные тела распространяются по наиболее проницаемым рифовым телам, используя их внутреннее строение. На территории Вибурнум основная масса промышленных руд размещается к западу от докембрийского выступа Сант-Франсуа, в верхних горизонтах формации Бонн-Терр, ниже контакта горизонта кремнисто-глинистых сланцев, игравших для рудоносных растворов роль экранов. В отдельных случаях руда развивается и выше этого горизонта.

В пределах Олд-Лид-Белт, являющегося основным поставщиком свинцовых руд, в отличие от других полей минерализации оруденение развилось более чем на 150-метровом интервале, распространяясь в песчаниках Ламотт и по всей мощности формации Бонн-Терр. Породы разреза, затронутые рудной минерализацией, имеют весьма сложное строение, обусловленное закономерностями мелководного морского осадконакопления на неровной эрозионной поверхности в условиях тропического климата. Здесь в отложениях Бонн-Терр широко развиты: 1) фация "обратных" рифов, образующая полосу в несколько миль шириной, сложенную средне- и грубозернистыми калькаренитами и оолитами; 2) фация рифовых доломитов, обладающая шириной 3—4 мили. Для нижнего интервала этой полосы характерны фациальные изменения калькаренитовых баров до нормальных осадков замкнутого бассейна, а баровые фации вверх сменяются водорослевыми; 3) фация мелководных доломитов предрифовой зоны, клиновидно чередующихся с известняками.

Нижние 60 метров формации Бонн-Терр отличаются чрезвычайно сложными и разнообразными рифовыми постройками, резко повышающими тектоническую анизотропию толщ. Именно в них вблизи контакта и на контакте с песчаниками Ламотт и локализуются основные запасы свинцовых руд. Согласно данным Ф.Г. Снайдера и П.Э. Гердемана (1972), главным фактором, определяющим локализацию рудных тел в пределах сложно построенных осадочных толщ Олд-Лит-Белт, является система секущих слоистость и согласных с ней дорудных разрывных нарушений и зон трещиноватости, протягивающихся через всю минерализованную площадь и входящих в еще более крупную систему разрывов, окаймляющих поле распространения докембрийских пород. Основные из этих нарушений представлены сбросо-сдвигами.

Поля развития наиболее интенсивного оруденения пространственно тяготеют к участкам изменения простирания этих разрывных нарушений и зон трещиноватости и к местам пересечения разрывов разных направлений. Рудные тела сформировались на площадях наиболее интенсивной дорудной трещиноватости, наследующей основные особенности строения вмещающих толщ, их конседиментационных структур (рифов, поднятий и т.д.). За пределами же развития разрывных нарушений руд-

ная минерализация не проявляется, несмотря на благоприятные конседиментационные структуры.

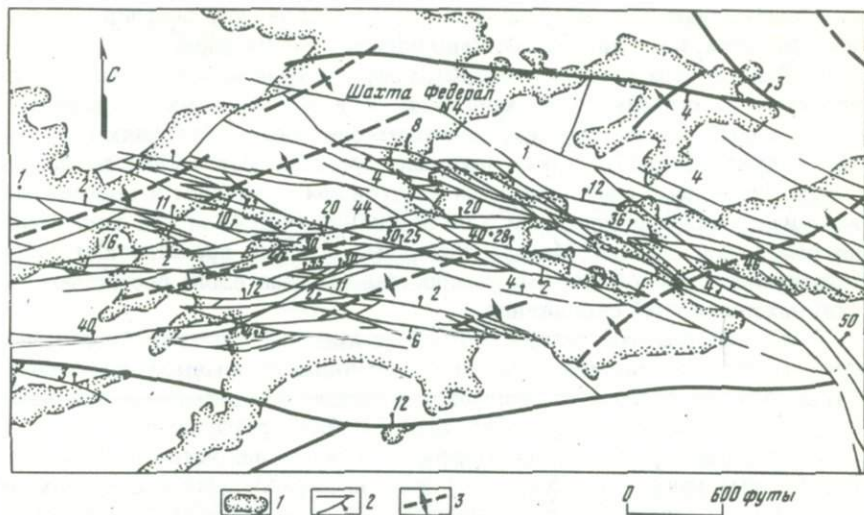
В районе отмечается большое разнообразие структурно-морфологических типов рудных тел, основные особенности внутреннего строения которых определяются структурой вмещающих толщ на участках пересечения их разломами и зонами трещиноватости. Главные из них следующие.

1. Кольцевые в плане тела, развитые вокруг захороненных выступов фундамента, или тела, образующие в плане неполный круг. Эти тела, залегающие в различных горизонтах формаций Бонн-Терр и на контакте песчаников Ламотт, приобретают многоярусное залегание в том случае, если захороненные выступы "проникают" в формацию по вертикали на 30 м или более). Ширина рудных тел от 15 до 45 м. Мощность около выступов до 12 м, в удалении от выступа она уменьшается до первых метров. Минерализация непрерывно развивается по осложненному разрывными нарушениями контакту выступов фундамента с осадочными породами. Рудные же тела распространяются в стороны от контакта вдоль плоскостей напластования, нарушенных согласной и секущей дорудной трещиноватостью. К рассматриваемому структурно-морфологическому типу относятся также рудные тела, залегающие в гранитных галечниках с песчаным или доломитовым цементом, размещающиеся по краям выступов фундамента среди пород формаций Ламотт и низов Бонн-Терр. Оруденение и здесь в основном формировалось метасоматически. Оно развивается главным образом по доломитовому цементу и в виде прожилков в гальках гранитов.

2. Удлиненные по простиранию линзообразные (лентообразные) рудные тела преимущественно связанные с гребневыми сооружениями, проявленными на контактах отдельных горизонтов формации Бонн-Терр в западной части района. Эти сооружения (гребни), представляющие собой бары, вытянуты в северо-восточном направлении и сложены грубозернистыми осадками. В высоту они достигают десятков футов, в длину — несколько тысяч футов. Рудные тела в одних случаях залегают на флангах баров в участках выклинивания отдельных горизонтов, в других — в надвершинных зонах баров, где они связаны с черными сланцами. Рудные тела залегают в самых различных горизонтах баров, развиваясь главным образом в приконтактных частях слоев с различными фаціальными особенностями. Среди линзообразных рудных тел получили развитие тела значительные по размерам, обладающие протяженностью до 750 м при ширине до 180 м. В некоторых случаях наблюдается разветвление рудных тел.

Рудные тела размещаются в тектонических блоках, в участках развития в них сложных систем пересекающихся дорудных разрывов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний (фиг. 5). При этом в локализации оруденения важную роль сыграла мелкая, дорудная трещиноватость, секущая и согласная с напластованием (Снайдер, Гердеман, 1972).

3. Аркообразные рудные тела, часто располагающиеся многоярусно, приурочены в основном к карбонатным песчаникам, переходящим или



Фиг. 5. Концентрация оруденения на участке проявления сложной системы пересекающихся субширотных разломов (по Снайдеру, Гердеману, 1972)

1 — горные выработки; 2 — разломы; 3 — конседиментационные структуры

чередующимся с карбонатными сланцами и другими породами. Эти тела залегают в комплексных баровых рифах северо-восточного простирания, представляющих собой гигантские сложные гребни, протяжение которых достигает 45 км, ширина — 300 м и вертикальный интервал захватывает нижние 60 м системы Бонн-Терр. Оруденение развивается вдоль контактов пород, обладающих различным литологическим составом. Максимальная мощность рудных тел проявляется в участках наибольшей вертикальной неоднородности. Среди аркообразных рудных тел Ф.Г. Снайдер и П.Э. Гердеман (1972) выделяют два структурных типа. Первый из них характеризуется развитием оруденения как в рифовых фациях, так и в подстилающих их горизонтах. Общая мощность таких рудных тел достигает 200 м, т.е. занимает почти всю нижнюю часть доломитовой формации Бонн-Терр. Оруденение рассеянное. Минерализация развивается главным образом в серых доломитах, переслаивающихся с рыжевато-коричневыми. Второй структурный тип характеризуется развитием рудных тел вдоль контактов переслаивающихся серых и рыжевато-коричневых доломитов тех же фаций на флангах калькаренитовых баров. Мощность их меньше по сравнению с телами первого типа и составляет в надгребневых частях рифов 6 м, в других — 15 м.

4. Рудные тела сложной формы, вытягивающиеся по контактам водорослевых рифов с подстилающими кластическими карбонатными породами. Водорослевые рифы представляют собой сложные сооружения с отходящими роллами, ориентированными перпендикулярно общей вытянутости рифовых полос. Рудная минерализация часто развивается и в самих рифах, вся масса которых в этом случае оказывается оруденевшей и представляет собой промышленную руду. Отмечаются

и обособленные рудные тела в пределах рифов, что обусловлено как их строением, так и интенсивностью разрывных нарушений.

5. Рудные тела покровного типа, приуроченные к поверхностям эрозионного несогласия и локализующиеся в участках их искривления.

6. Рудные тела в секущих слоистость оползневых брекчиях на флангах калькаренитовых баров, которые представляют собой по форме плиты или зоны с очень сложным внутренним строением и прослеживаются на протяжении до 1,8 км, а по вертикали — до 48 м при относительно небольшой ширине. Минерализованные брекчи представляют собой тела крайне сложной формы, распространяющиеся вдоль достаточно вытянутых плоскостей скольжения.

7. Столбообразные залежи, локализующиеся в участках благоприятного сочетания секущих слоистость дорудных разрывных нарушений. Такие залежи обычно размещаются в пределах конседиментационных структурных элементов в участках пересечения их разломами.

В ряде месторождений в песчаниках Ламотт вскрыты протяженные (до 4,8 км) узкие (до 45–120 м) полосы вкрапленных руд, отдельные интервалы которых характеризуются промышленным содержанием металлов.

Заканчивая рассмотрение основных морфологических типов рудных тел, необходимо еще раз подчеркнуть, что в их формировании решающее значение имеет структурная подготовка участков их локализации, выраженная в интенсивном трещинообразовании, происшедшем до и в процессе рудоотложения с унаследованием элементов конседиментационных структур. При этом минерализованными оказались лишь 10% всех выявленных рифов и баров.

Принимая содержание серебра за единицу, относительное содержание металлов в рудах юго-восточного Миссури выражается в следующих цифрах: свинец — 25 000, цинк — 1500, медь — 500, никель — 40, кобальт — 20, кадмий — 10, серебро — 1 (Снайдер, Гердеман, 1972).

Эти соотношения и развитие в ряде участков относительно больших количеств барита свидетельствуют, что по своему составу основные месторождения района относятся к существенно свинцовой субформации и к галенитовому и галенит-баритовому минеральным типам. Вместе с тем в связи с локальными концентрациями сфалеритовых и халькопиритовых руд на месторождениях получили распространение и другие минеральные типы, имеющие подчиненное значение: галенит-сфалеритовый, галенит-халькопиритовый, галенит-сфалерит-халькопиритовый, относящиеся к свинцово-цинковой субформации (см. табл. 3).

Руды месторождений слагаются следующими минеральными ассоциациями, проявленными в порядке последовательности их образования: 1) пирит-марказитовая, слагающая небольшие рудные линзы или развитая в виде рассеянной вкрапленности; 2) халькопирит-галенитовая, в основном проявленная в периферических частях рудного района; 3) галенитовая, слагающая основные промышленные рудные тела; 4) галенит-сфалеритовая, входящая в состав рудных тел центральной части района; 5) сфалеритовая, отмечающаяся локально в виде небольших тел. Минеральный состав руд приводится в табл. 8.

Таблица 8

Минеральный состав руд месторождений юго-восточного Миссури

Минералы	Степень распространенности			Зоны окисления
	главные	второстепенные	редко встречающиеся	
Рудные	Галенит	Пирит, марказит, сфалерит (темноокрашенный), халькопирит, зигенит	Бравойт, борнит, халькозин, миллерит	Церуссит, англезит, арагонит, гидроокислы Fe и Mn ковеллин, малахит, самородная Cu
Жильные	Кварц, джаспериоид	Доломит, кальцит, диаксит		

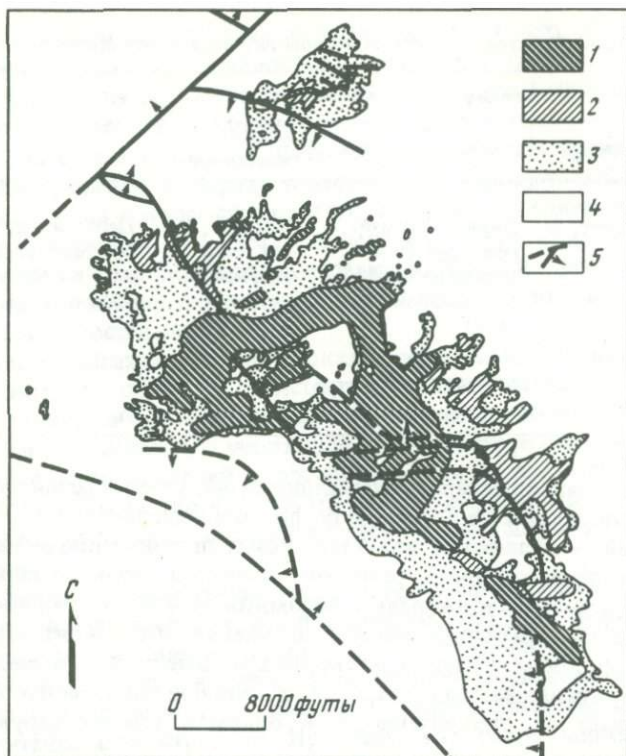
Среди основных минералов, слагающих руды, удается различать разновидности, отличающиеся в основном по формам выделения.

Интересной особенностью является весьма широкое проявление мелкозернистого раннего пирита, развитого в участках тонкого переслаивания серых и рыжевато-коричневых доломитов и черных сланцев вне зависимости от их стратиграфического положения. Этот пирит многие исследователи склонны считать сингенетичным. Вместе с тем анализ размещения пиритизированных участков и свинцово-цинкового оруденения показывает их приуроченность к одним и тем же структурным элементам.

Руды месторождений содержат обычные для них примеси — Ag, Cd, Ni, Co, Sb, As, Bi и другие элементы, из которых только два — Cd и Ag — представляют промышленный интерес при попутной добыче. Оба они встречаются в виде изоморфной примеси: Cd — в сфалерите, Ag — в галените и сфалерите. Среднее содержание кадмия неодинаково и колеблется в пределах 1%. Отношение цинка к кадмию, по Девису (Davis, 1958), изменяется от 38:1 до 100:1. Упомянутый выше автор подсчитал, что отношение Ag : Zn в сфалерите примерно в 20 раз превышает отношение Ag : Pb в галените.

Для района характерны горизонтальная и вертикальная зональность. На опубликованных схемах (Снайдер, Гердеман, 1972) видна четкая зависимость наблюдаемого пространственного размещения типов руд от интенсивности проявления и внутреннего строения разрывных нарушений. Свинцово-цинковые руды занимают здесь центральное место и приурочены к участку изменения простирания главной системы рудоуправляющих разломов с северо-западного на субширотное. Свинцовые руды распространены на более значительной площади, превышающей больше чем в три раза площадь распространения свинцово-цинковых руд. Свинцово-медные руды находятся в пределах контура свинцовых руд в виде обособленных участков (фиг. 6).

Согласно упомянутым выше авторам, окологорудные изменения вмещающих пород представлены незначительным досульфидным окварце-



Фиг. 6. Зоны преимущественного распространения руд свинца, цинка и меди (по Снайдеру, Гердеману, 1972)

Руды: 1 – свинцово-цинковые; 2 – свинцово-медные; 3 – свинцовые; 4 – неминерализованные породы; 5 – системы разломов

ванием, наиболее интенсивно проявляющемся вблизи выступов докембрия и в песчаниках. Наряду с этим получили значительное развитие растворение и окисление карбонатов вмещающих пород. Доломитизацию же вследствие отсутствия доказательств постлитификационного ее происхождения исследователи относят к диагенетической. Растворение местами достигает большой интенсивности, способствуя образованию брекчий обрушения. Оно проявлялось как до, так и одновременно с отложением руд.

Руды, распространяющиеся по напластованию либо слагающие секущие залежи, образованы главным образом метасоматическим путем, но местами большое значение приобретает и выполнение открытых полостей, возникавших как до, так и в период рудоотложения. Среди текстур наибольшим развитием пользуются вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, прожилковые, брекчиевые, в меньшей степени массивные (мозаика мелких и крупных зерен); массивно-слоистые (чередование мелкозернистых и крупнозернистых полос); выполнения небольших открытых трещин или пустот растворения.

Среди структур руд основное развитие получили разноминеральные, кристаллически зернистые структуры замещения, коррозии, двойниковые и др. Вблизи разрывных нарушений, характеризующихся внутрирудными подвижками, — деформационные, катакластические, струйчатые, рассланцевания.

Отложение сульфидов, согласно опубликованным данным, происходило после окварцевания в одну стадию. Порядок отложения их следующий: пирит, марказит, галенит, зигенит, халькопирит и сфалерит. При этом основная масса пирита, распространенного в виде тончайшей распыленной вкрапленности в отдельных пластах и прослоях пород, согласно представлению упомянутых ранее исследователей, видимо, сингенетична накоплению последних. Процесс отложения других сульфидов происходил на фоне внутрирудного трещинообразования (Снайдер, Гердеман, 1972).

Сера сульфидов из месторождений юго-западного Миссури, согласно данным тех же авторов, относится к биогенным образованиям. Свинцы относятся к типу J с различным количеством радиогенных изотопов, отражающих длительность формирования свинцовых руд.

Вопросы генезиса исследователями месторождения анализируются с двух позиций — эпигенетической и сингенетической. Странники эпигенетического происхождения руд предполагают различные источники: глубинные очаги основных магм, не выходящие на поверхность, гранитные магмы, нагретые породы фундамента, вмещающие руду породы, артезианские воды, метаморфизованные морские воды и т.д. Странники сингенетического происхождения руд связывают их формирование с осадконакоплением. Источником металлов при этом они считают морскую воду или подводные вулканические эксталяции.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕМИССИСИПСКОЙ ДОЛИНЫ

Месторождения Верхнемиссисипской долины являются типичными представителями третьей, существенно цинковой субформации (см. табл. 3). По добыче цинка они занимают ведущее место в США. Из руд их извлекаются большое количество свинца, а также барит и пирит (Хейл, 1972).

Район характеризуемых месторождений отстоит на 160 км к югу от выхода докембрийских пород Канадского щита, и месторождения размещаются в западном крыле куполообразного поднятия Висконсин, вытянутого в меридиональном направлении. Рудоносная площадь локализуется в области, прилегающей с юга к впадине Иллинойс и с юго-запада к впадине Форест-Сити, ограничивающихся, как известно, сериями региональных разломов, прослеживающихся в докембрийском фундаменте платформы.

Рудоносный район тяготеет к участку изменения простирания осадочных толщ с субширотного на северо-западное аз. 315°. Породы смяты в очень пологие, широкие удлинённые асимметричные складки с несколько большим углом падения северных крыльев. Наиболее крупные

складки, являющиеся сооружениями второго порядка по отношению к Висконсинскому своду, характеризуются размерами: 32–48 км в длину, 4,8–9,6 км в ширину, амплитуда 30–60 м. Более мелкие складки простираются в основном в двух направлениях: восток-северо-восточном и северо-западном. Геофизические исследования (Хейл, 1972) показали, что складчатость, выявляемая в осадочных породах чехла платформы на данной площади, отражает блоковое строение докембрийского фундамента.

Складчатые сооружения чехла вследствие более поздних вертикальных движений блоков фундамента осложнены разрывными нарушениями — взбросами, межпластовыми и нормальными сбросами, зонами скалывания с амплитудами в основном 0,3–3 м, реже 7,5–15 м. Изредка они достигают больших амплитуд. Согласно сбросы с оперяющими их секущими взбросами получили наибольшее развитие в некомпетентных породах верхней части формации Платфилл и нижней — Декора, ограничивая фланги складок. Все они образуют сложную систему согласных со слоистостью и секущих разрывов, отражающую глубинную разрывную тектонику докембрийского фундамента. Мощность пород нижнепалеозойского чехла на площади района более 600 м. Разрез осадочного чехла иллюстрируется стратиграфической колонкой (фиг. 7). Для отложений Платфилл, Декора и Галина характерны четкая фациальная выдержанность и выдержанность по мощности, отсутствие рифов, биогерм, баров, каналов размыва и других признаков несогласия. Для большинства членов формации Платфилл наблюдается лишь уменьшение мощности к западу на 0,6 м; для горизонта Декора — увеличение мощности на 1,5 м в том же направлении. Доломиты Галина изменяются от грубозернистых до существенно глинистых в западной и северо-западной частях района. Рудные тела месторождений залегают в основном в формациях ордовикского возраста, но местами свинцовое оруденение установлено как в подстилающих кембрийских, так и в перекрывающих силурийских отложениях.

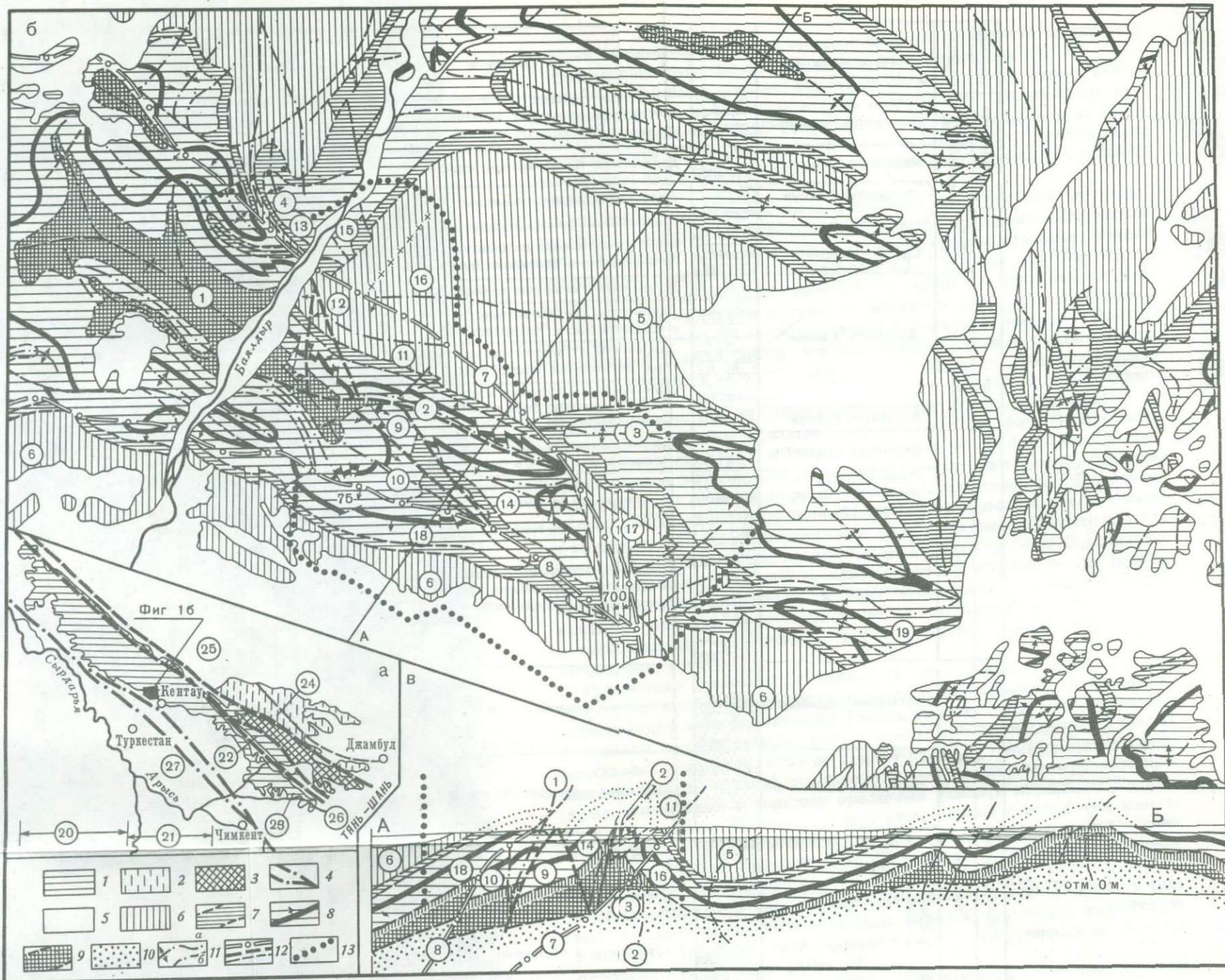
Рудоносная ордовикская толща, за исключением тонкослоистого, несколько глинистого верхнего горизонта, представлена однородными крупнозернистыми доломитами Галина, содержащими тонкие прослои глинистых сланцев, а также зоны и пласты кремнистых пород и пласты массивных доломитов. Вниз по разрезу горизонт Галина сменяется формацией Декора, верхний горизонт которой представлен крупнозернистыми доломитами с тонкими прослоями зеленых глинистых сланцев. Средний горизонт Декора слагается известняками с прослоями известковистых сланцев, включающих фосфорсодержащие конкреции в нижней части. Нижний горизонт Декора представлен глинистыми сланцами с прослоями известняков.

Месторождения в характеризуемом районе развиты примерно в равных количествах во всех известных породах, слагающих рудоносную площадь, начиная от верхнекембрийских и до силурийских независимо от глубины их залегания (Хейл, 1972).

Рудные тела всех месторождений локализируются вдоль относительно небольших разломов и главным образом вдоль межпластовых сбросов

Система	Отдел	Группы или формации	Описание	Примерная мощность, футы		
Силурийская	Средний	Доломиты Хопкинсон	Доломиты розоватые, кремнистые; обычные <i>Pentamerus oblongus</i>	190+	300+	
		Формация Канкаки	Доломиты темно-желтые, кремнистые	45—50		
	Нижний	Доломиты Эджвуд	Доломиты серые, глинистые	9—116		
Ордовикская	Верхний	Несогласие	Несогласие	108—240		
		Сланцы Макокета	Глинистые сланцы доломитистые, голубовато-розового цвета; в основании бедная фауна			
	Средний	Доломиты Галина	Доломиты глинистые тонкосл. желто-розовые	40	225	
			Доломиты грубослоистые; в средней части <i>Receptaculites</i>	80		
			Доломиты от светло- до темно-розовых; близ основания <i>Receptaculites</i>	105		
		Формация Декора	Доломиты, известняки и сланцы зеленоватые и коричневатые, близ основания — нодули фосфатов и бентониты	35—40		
	Формация Платвилл	Известняки и доломиты коричневатые и серые; зел. песчаные сл., в основании нодули фосф.	55—75			
	Нижний	Несогласие	Песчаники Сент — Питер	Песчаники кварцевые, грубозернистые, с окатанными зернами; мощность не выдержанная	28—340	280—340
			Группа Прейри-ду-Шин (нерасчлененная)	Доломиты кремнистые светло-розового цвета: песчаные у основания и в верхней части; глинистые в верхней части	Q	
			Несогласие	Несогласие		
Кембрийская	Верхний	Формация Тремпело	Песчаники, алевролиты и доломиты	120—150		
		Песчаники Франкония	Песчаники и алевролиты глауконитовые	110—140		
	Группа Дресбач	Песчаники Гейлсвилл	Песчаники	60—140	700—1050	
		Песчаники	Алевролиты и песчаники	70—330		
		Песчаники Маунт-Симон	Песчаники	440—780		

Фиг. 7. Стратиграфическая колонка района Верхнемиссисипской долины (по Хейлу, 1972)



Фиг. 11. Схематическая тектоническая карта Каратау (а), геологическая карта Кантаги-Баялдырского рудного поля (б) и геологический разрез рудного поля (б) (по Альжанову, Сидоренко, Гриненко, 1972)

1 — герциниды Большого Каратау; 2 — каледониды Малого Каратау; 3 — зона Главного Каратауского разлома; 4 — предполагаемый разлом; 5 — мезокайнозойский структурный этаж, развитый в депрессии; 6 — карбонатные породы (C_1^4) верхнего жесткого комплекса PZ_2 ; 7–9 породы пластического комплекса PZ_2 ; 7 — известняковые брекчи (верхняя зона доколлеме́нта) D_2^3 ; 8 — известняки, эпигенетические доломиты D_2^3 и рудовмещающий горизонт; 9 — аргиллиты, эпигенетические доломиты D_2^3 и рудовмещающий горизонт; 10 — алюмосиликатные корнешского горизонта (нижняя зона доколлеме́нта) D_2^3 ; 11 — осевые линии:

а — антиформ, б — синформ; 12 — секущие разрывные нарушения: основные, оперяющие их и прочие; Цифры в кружках: 1–6 — главные складчатые формы: 1 — Кенкольская, 2 — Миргалимсайская, 3 — Сонкульсайская, 4 — Даулетсайская антиклинали, 5 — Биресекская, 6 — Майданталская синклинали; 7, 8 сдвиги: 7 — Главный, 8 — Южный, 9–18 — тектонические блоки, включающие одноименные минерализованные участки рудовмещающего горизонта: 9 — пологий, 10 — Западный, 11 — Северный, 12 — Мухамед, 13 — Айналма, 14 — Центральный, 15 — Даулетсай, 16 — Биресекский, 17 — Сонкульсайский, 18 — Южный, 19 — Кантагинское месторождение; 20–23 — участки Большого Каратау: 20 — Северо-западный, 21 — Центральный, 22 — Байжансайский, 23 — Юго-восточный; 24 — Малый Каратау; 25–27 тектонические депрессии: 25 — Чуйская, 26 — Леонтьевская, 27 — Сырдарьинская

и взбросов, прослеживающихся на крыльях или в замковых частях складок, в основном на участках их сочленения (территория Хейзел-Грин), изгибов их осей в плане, ундуляции осей, и на других участках, на которых проявились аномалии в простирании и падении осевых плоскостей. Контроль в размещении рудных тел и месторождений разрывными нарушениями весьма ярко проявлен в рудных полях Потоси, Коунер и др. (фиг. 8). При этом в локализации рудных тел на упомянутых месторождениях большую роль играли наряду с разрывными также мало проницаемые для рудоносных растворов горизонты пород, к которым относятся различные сланцы. На некоторых месторождениях экранирующую роль для растворов сыграли разрывные нарушения, сопровождаемые тектонической глиной.

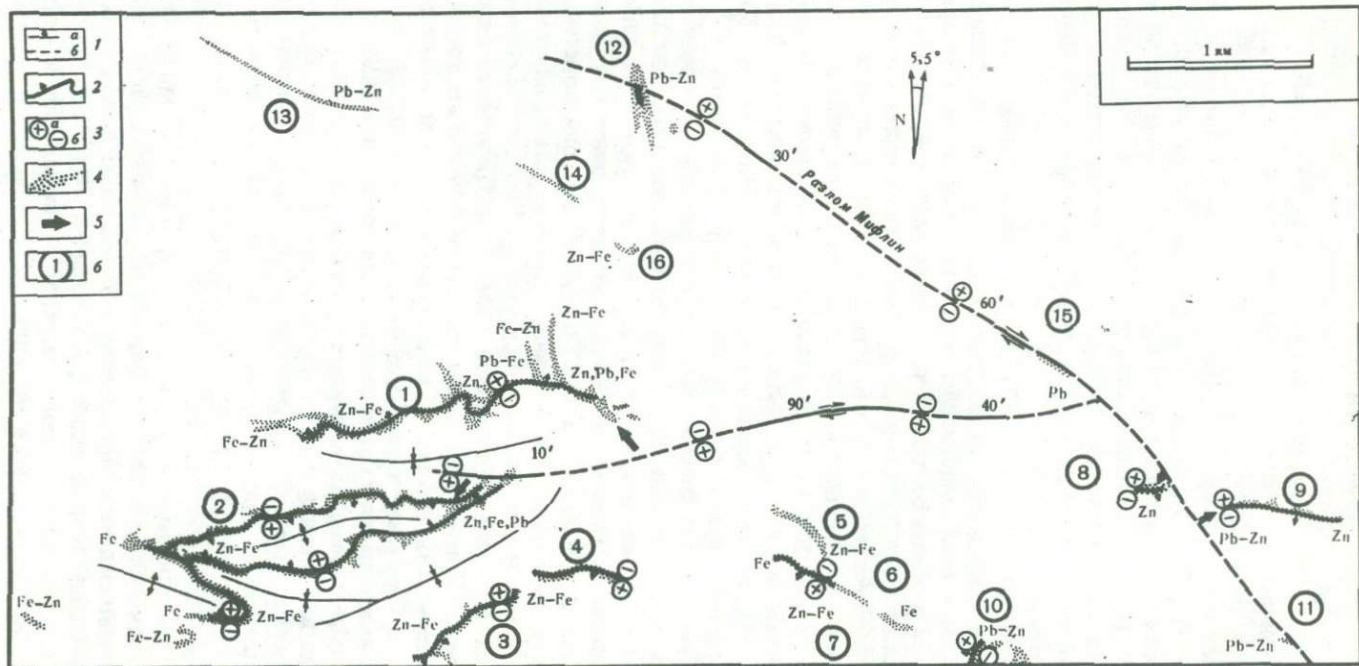
Согласно А.В. Хейлу (1972), на характеризуемых месторождениях выделяются следующие типы рудных тел: 1) наклонно-пологие залежи, представленные комбинацией жил и тел замещения. Они приурочены к взбросам и зонам согласных послонных разрывов, развившихся в пологих складках; в связи с имевшим место гидротермальным выщелачиванием вмещающих пород эти тела в некоторых случаях сопровождаются брекчиями обрушения; 2) рудные тела типа рубцовых жил (дизбирательное замещение вдоль разрывов); 3) штокверки; 4) тела пластового замещения; 5) рудоносные брекчии интерминерализационного обрушения; 6) трещины, жилы и неправильные тела; 7) редко встречающиеся гигантские пустоты, инкрустированные сульфидами.

Наклонно-пологие рудные тела являются наиболее крупными в южной части района. Форма их в плане дугообразная (Хоскине Майн) и эллиптическая. Размещаются они на крыльях складок и их периклинальных замыканиях. Размер их 0,4—1,6 км по длинной оси. Запасы руды колеблются от 50 000 до 3 000 000 т. Местами они подстилаются пологозалегающими пластами брекчий, рудными телами пластового замещения с согласными жилами, которые контролируются плоскостями послонных разрывов и подошвой надвигов. Наклонно-пологие и подстилающие их залежи образованы как путем выполнения трещин и плоскостей напластования, так и выполнением полостей в тектонических брекчиях и брекчиях, образующихся за счет растворения пород, а также путем импрегнации в благоприятных для оруденения пластах.

Пластовые залежи вкрапленных руд встречаются реже, образуются в результате выполнения пор в благоприятных горизонтах. Они контролируются вертикальными зонами разрыва, несущими прожилковые руды.

Рубцовые жилы связаны с трещинами отдельности, развиты главным образом в доломитах Галина. Они залегают стратиграфически выше пластов с наклонно-пологими залежами. Руды связаны с небольшими жилами, выполняющими вертикальные трещины, с линзовидными телами в брекчиях, с телами замещения и брекчиями растворения среди доломитовой сыпучки, приуроченной к участкам пересечения трещин.

Линзовидные тела нередко располагаются одно над другим в различных пластах вдоль одного разрывного нарушения и связываются между собой галенитовыми прожилками и рубцовыми жилами. Содержат от 10 до 10 000 т свинцовой руды (реже цинковой, медной и ба-



ритовой) и имеют сходные черты с рудными залежами, развитыми в южной части Сан-Хуан, Колорадо. Большинство трещинных жил и жилообразных тел находится в северной, периферической, части района, где они приурочены к разломам, секущим доломиты и песчаники раннего ордовика и позднего кембрия (свинцово-цинковые жильные тела в рудниках Демби-Вейст, Ленсинг и др.).

Руды месторождений, по А.В. Хейлу (1972), относятся к существенно цинковым. Содержания последнего в наиболее богатых телах — 3–10%, а в некоторых богатых карманах — до 20–25%. Среднее содержание цинка около 5%, а свинца 0,5%. В некоторых месторождениях содержание свинца достигает до 5% и более (в рубцовых жилах). Зона окисления опускается до 30–100 футов от современной поверхности, до 30 м ниже уровня грунтовых вод. Состав руд иллюстрируется табл. 9).

Основные и второстепенные минералы характеризуются несколькими разновидностями, различающимися по форме, цвету и примесям, возникающими в разные периоды рудообразования. Так, для галенита отмечаются 3 последовательно образованные разновидности: ранний — кубический, следующий за ним — кубоктаэдрический и поздний — октаэдрический. Ранние разновидности сфалерита обладают более темной окраской. Кальцитам свойственны изменения ромбоэдрических форм до скаленоэдрических.

Характерной особенностью месторождений является идентичность состава руд в согласных и секущих слоистость рудных телах, которая подчеркивается также одним и тем же спектром редких элементов и одинаковой их концентрацией (Bradbury, 1961; Хейл, 1972).

Для руд месторождений характерна обычная для всей рассматриваемой формации последовательность минералообразования, включающая в основном 4 главные стадии: 1) окремнение, 2) доломитизацию; 3) отложение сульфидов, 4) кристаллизацию безрудного кальцита. Обобщая опубликованные данные, можно составить следующую схему последовательности минералообразования (фиг. 9). Каждая последующая стадия минерализации следовала вслед за новыми импульсами внутриминерализационного трещинообразования. Порядок выделения минеральных ассоциаций сульфидной стадии следующий: пирит-сфалерит-галени-товая, сфалерит-галенитовая, барит-халькопиритовая с сульфосолями.

Среди элементов-примесей наиболее распространены Ag (до 2 унции на 1 т), отмеченные в галенитах и в сфалеритах; Au также присутству-

Фиг. 8. Соотношения крупных разломов, пологих нарушений и наклонных рудных тел в районе рудников Коукер, Айова (по Хейлу, 1972)

1 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 2 — пологие срывы; 3 — направления движений блоков пород: а — вверх, б — вниз; 4 — цинковые, свинцовые и железные сульфидные тела, разрабатываемые и неразрабатываемые (символами указаны главные минералы в порядке их относительного распространения: Рв — галенит, Zп — сфалерит, Fe — пирит); 5 — предполагаемое направление потоков рудоносных растворов; 6 — рудники: 1 — Коукер № 1, 2 — Коукер № 2, 3 — Коукер № 3, 4 — Сенатор, 5 — Нью-Дефенс, 6 — Дефенс, 7 — Олд Груно, 8 — Окей, 9 — Слак, 10 — Пениментари, 11 — Олд Слак, 12 — Долфин, 13 — Лидд, 14, 15 — старые свинцовые разработки, 16 — рудное тело Норт-Коукер

Таблица 9

Минеральный состав руд месторождений Верхне-Миссисипской долины

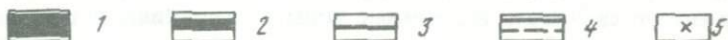
Минералы	Степень распространенности			Зоны окисления
	главные	второстепенные	редкие	
Рудные	Сфалерит, галенит	Марказит, пирит, халькопирит	Вуртцит, кобальтин, халькозин, миллерит, энаргит, Са-минералы, дигенит? джарлеит, и -, самородные, бравоит, виоларит, гринокит, ковеллин	Смитсонит, гидродинкит, аурихальцит, церуссит, англезит, гемиморфит, соконит, -монтмориллонит, гидроокислы, и мелантерит, коциаптит, малахит, азурит, тенорит, куприт, смитсонит, гипс, сера самородная, и др.
Нерудные	Кварц, джаспероид, иллит, доломит	Кальцит, барит	Серицит	

ет в небольших количествах в галенитах и сфалеритах. Оба элемента, согласно А.В. Хейлу (1972), относятся к главным элементам-примесям. Кроме того, в рудах установлены: Cd, Mn, Ge, Mo, Zr, Sb, Co, Ni и As. Cd свойствен сфалеритам. В небольших количествах он образует самостоятельный сульфид-гринокит. Со установлен в миллерите, а также в составе Co-Ni-As-содержащих минералов. Ni входит в состав последних, отмечаясь в бравоите, виоларите. Sb находится в качестве примеси в галените.

Сульфидные руды месторождений образовались главным образом путем выполнения пустот при относительно небольшой роли замещения вмещающих пород (Хейл, 1972). Вместе с тем Хейл указывает на широкое развитие минерализации путем импреньяции, когда кристаллы рудных минералов не замещают, а пронизывают мягкую измененную в процессе выщелачивания породу во время своего роста от определенных центров. В общем же руды являются отчетливо эпигенетическими по отношению к вмещающим породам. Соответственно в них широко развиты следующие текстуры: вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, цементные, кокардовые, колломорфные, прожилковые и реже массивные, массивно-полосчатые и некоторые другие. Наблюдаемые структуры руд следующие: кристаллически зернистые, колломорфные (в пиритах, сфалеритах); полосчатые, выражающиеся в смене полос разной окраски в сфалеритах, кальцитах, пиритах; коррозионные, замещения, растворения и др. Проявленные структуры и текстуры руд указывают на отсутствие явных следов воздействия на них регионального метаморфизма, не проявленного также во вмещающих породах чехла платформ.

Рудные залежи сопровождаются зонами изменения вмещающих пород, среди которых выделяются: 1) растворение (в основном карбонатных

Минералы	Стадии						Кальцитовая
	Окременнеце	Доломитизация	Сульфидная				
			Пирит-сфалерит-галенитовая	Сфалерит-галенитовая	Барит-галенит-пирит-ангритовая		
Кварц	1						
Доломит		1					
Иллит							
Пирит			1				
Марказит				1			
Сфалерит			1	1			
Кобальтин				1			
Галенит				1	1		
Барит					1		
Халькопирит					1		
Халькозин						1	
Миллерит						1	
Знаргит							1
Дигенит							1
Джарлеит							1
Co-Ni-As-минералы							3
Бравоит							3
Виоларит							3
Гринокит							3
Вюртцит							3
Ag самор.							3
Au самор.							3
Кальцит							1
Калишпат							5



Фиг. 9. Обобщенная схема последовательности минералообразования на месторождениях Верхнемиссисипской долины

Минералы руд: 1 – главные, 2 – второстепенные, 3 – редко встречающиеся, 4 – очень редкие, 5 – импульсы трещинообразования

пород); 2) окварцевание; 3) доломитизация; 4) аргиллизация; 5) образование доломитовой сыпучки. А.В. Хейл (1972) упоминает также процесс калишпатизации в глинистых сланцах и отмечает развитие серицита, который в целом встречается крайне редко. Растворение пород, прошедшее до отложения сульфидов на многих месторождениях, вызвало образование дорудных открытых трещин и полостей, а брекчиями – обрушения. Окварцевание и доломитизация пород проявляются также

до отложения руд. Аргиллизация и образование сыпучки сопутствуют процессу рудоотложения.

В рассматриваемых месторождениях наблюдаются вертикальная и горизонтальная зональность оруденения. Первая из них проявляется в увеличении концентраций свинца близ поверхности и в возрастании с глубиной количества цинка, сульфидов железа, доломита, никеля и кремнезема. Горизонтальная зональность проявляется отчетливо в региональном плане. Она выражается в появлении в центре восточной части района полосы развития месторождений с повышенным содержанием меди.

На месторождении установлена принадлежность свинцов из руд к радиогенному типу. Установлено также возрастание отношений Pb^{206}/Pb^{207} , Pb^{208}/Pb^{209} , Pb^{206}/Pb^{208} от месторождений, расположенных вблизи впадин Форест-Сити и Иллинойс, к месторождениям в осевой части свода Висконсин. В самих же месторождениях заметных изменений упомянутых соотношений свинцовых изотопов не отмечено (Хейл, 1972).

Хейл и Фридман (1963) установили, что флюидные включения в ранних рудных минералах представлены натрий-кальциево-хлоридными растворами. Сфалерит и галенит содержат включения, в которых отношения D/H, Mg/Na и Cl/Na подобны отношениям этих элементов в рассолах нефтеносных областей, отличаясь более высокими значениями Ca/Na и K/Na и особенно высокими содержаниями Ca. Растворы поздних жильных кальцитов значительно менее концентрированы и по отношениям D/H сходны с метеорными водами.

Бейли и Камерон (1951) установили, что кристаллизация сфалеритов из руд характеризуемых месторождений происходила в пределах 121–75°C, а кальцита – 78–50°C (без поправки на давление).

К настоящему времени основное значение имеет гипотеза образования руд метеорными и артезианскими водами с самыми различными источниками металлов. Высказываются также предположения о формировании месторождений из термальных вод, поднимающихся из-под кембрийских пород, включающих оруденение. Источником тепла, как предполагал А.В. Хейл (1972), могли служить интрузии, прорывающие докембрийские породы. Отсутствие признаков сколько-нибудь значительных проявлений регионального метаморфизма не дает возможности упомянутому автору связывать термальные воды с разогревом пород, а отложение рудных минералов – с выщелачиванием металлов из вмещающих пород. Он приходит к выводу, что рудоносные растворы – смесь остаточных морских и метеорных вод, разогретых поступившими с глубин гидротермальными растворами.

Месторождения района Бу-Дахар (Восточная часть Высокого Атласа)

Рассматриваемые месторождения относятся к существенно свинцовой субформации, к галенитовому минеральному типу. Район месторождений находится в пределах северо-западного окончания Африканской платформы, в Атласском складчатом поясе, располагаясь в свинцово-цинковой металлогенической провинции Высокого и Среднего Атласа.

Эта провинция развилась в пределах мезо- и кайнозойской внутрикратонной впадины, наложенной на древнее складчатое основание (Agard, Dresnay, 1965). Эпипалеозойский чехол, сложенный породами в основном мезозойского времени, испытал складчатость в альпийское время. В провинции проявлены основной габброидный и реже щелочной интрузивный магматизм и излияние базальтовых лав вдоль главнейших региональных глубинных разломов. Наряду с этим наблюдается временное и геохимическое родство между свинцово-цинковым оруденением и габброидными породами. Месторождения района сформировались в пределах краевых частей вытянутого в субширотном направлении выступа палеозойского консолидированного фундамента, несогласно перекрытого отложениями триаса, сменяющимися вверх по разрезу породами нижнего лейаса, верхнего мела, а местами и неогена.

Образования палеозойского фундамента слагаются чередующимися пластами сланцев и кварцитов, моноклинально падающими под полными углами к югу.

Мезозойские толщи чехла начинаются с триасовых маломощных горизонтов известняков, включающих мощные базальтовые потоки, перекрытые пластами кремнистых известняков и местами горизонтами красных и зеленых глин с прослоями доломитов. Обрамляющие выступ юрские породы начинаются с нижнего лейаса, в низах которых развит маломощный пласт плотных слоистых темных известняков, залегающей согласно на отложениях триаса. На упомянутом слое с размывом и угловым несогласием залегают рифовые серые и светлые оолитовые известняки, образующие кольцевую рифовую постройку вокруг выступа. Отмечаются два горизонта рифовых известняков, разделенных пластами красных плотных известняков. Верхний из них перекрывается базальными конгломератами среднего лейаса. Мощность горизонтов рифовых известняков колеблется от первых до первых десятков метров.

Оба горизонта тектонически нарушены и вмещают пластообразные рудные залежи, локализующиеся в основном в десятиметровом слое верхней части первого горизонта (вдоль контакта с плотными красными известняками) и в двухметровом слое верхней части второго горизонта, приурочиваясь к контакту его с базальными конгломератами среднего лейаса.

Вышележащие осадочные, в основном карбонатные образования, отлагались на фоне тектонических движений, сопровождавшихся поднятиями и опусканиями территории. Наиболее интенсивные движения связаны с фазой тектогенеза, проявившейся в конце домера, когда район претерпевал медленное сводовое поднятие. Тектонические деформации этой фазы привели к смятию пород в складки и заложению многочисленных разрывов субширотного простирания, многие из которых залечивались отложениями среднего тоара.

Согласно J. Agard и R. Dresnay (1965) в эпоху атласского орогенеза отложения района были повторно смяты в складки. Этот процесс сопровождался возникновением крутопадающих продольных разрывных нарушений субширотного простирания и разрывов, ориентированных на северо-восток, особенно интенсивно развившихся по периферии выступа

и в средней его части. Вдоль упомянутых разрывов выявляются признаки свинцовой сульфидной минерализации, проявленной во всем разрезе пород — от палеозойских до верхнемеловых включительно. Из интрузивных образований в районе отмечаются лишь триасовые базальты, излившиеся вдоль краевых разломов.

Среди рудных тел наибольшим развитием в районе пользуются трещинные жилы различной мощности, приуроченные к основным сбросам и более мелким разрывам широтного и субмеридионального простирания. Они концентрируют большую часть запасов свинца и служат объектами его промышленной добычи.

Агард и Дресней (1965) выделяют среди упомянутых рудных жил две основные разновидности. Первая из них сформировалась вдоль контактов разновозрастных осадочных образований, наследуя древние разрывы. Они слагаются крупнокристаллическим кальцитом, сидеритом, баритом, тонкоигольчатым кварцем. С этими минералами ассоциируют галенит и сфалерит, которые, кроме того, развиваются метасоматически во вмещающих породах. Вдоль отдельных жил вмещающие породы подвергнуты доломитизации. В целом же рудные жилы образуют серии рудных тел суммарным протяжением до 8 км. Жилы эти сосредоточены в южном и северном краевых частях выступа и в его средней части.

Вторая разновидность жил залегает во всех горизонтах известняков, слагающих разрез. В отличие от первой разновидности в этих жилах среди сульфидов резко преобладает галенит. Сульфидные минералы, слагающие жилы, часто сконцентрированы в рудных столбах, прослеживающихся на глубину до 100 м и более. Жилы и прожилки в совокупности нередко образуют рудоносные зоны, приурочивающиеся к секущим разрывам, ориентированным параллельно главному.

Рудные залежи, залегающие согласно со слоистостью, концентрируют значительно меньшие запасы металлов. Они представлены лентообразными залежами, развившимися вдоль сбросов субширотного простирания по контакту нижнего горизонта оолитовых рифовых известняков с красноцветными известняками. В отличие от жильных рудных тел и рудных зон упомянутые лентообразные залежи характеризуются развитием более равномерно распределенного оруденения, связанного как с проявлением дорудной мелкой трещиноватости, так и с повышенной пористостью метасоматически замещаемых оолитовых известняков. Руды согласных со слоистостью тел не отличаются по своему минеральному составу от руд, слагающих трещинные жилы и рудоносные зоны. Галениты, входящие в состав руд, характеризуются низкими содержаниями серебра.

Наиболее распространенными текстурами руд являются прожилковые и прожилково-вкрапленные, образованные в основном метасоматическим путем вдоль секущих разрывов и ориентированных параллельно им. Вблизи последних минерализация распространяется и по стилолитовым швам, что впервые было отмечено М. Даура. Х. Пелиссонье подчеркнул, что интенсивность оруденения в обоих структурно-морфологических типах рудных тел находится в прямой зависимости от интенсивности дорудной трещиноватости (Agard, Dresnay, 1965).

Помимо жильных и пластовых рудных тел, в районе получили развитие различно проявленные переходные формы. Особенностью всех упомянутых структурно-морфологических типов рудных тел являются их совместное развитие и связь с послеседиментационными тектоническими элементами. Пространственная связь пластообразных залежей с палеорельефом, в свою очередь влияющим на развитие рифов, их форму, мощность, площади распространения, текстурные и структурные особенности и другие, является также чисто структурной связью. Поскольку упомянутые структурные элементы, возникшие в процессе осадконакопления, оказались законсервированными в разрезе чехла, это определило их важную роль в формировании постлифтификационных эпигенетических структурных ловушек, возникавших в определенных геолого-структурных условиях, менявшихся в различных частях рудоносной площади. Возраст оруденения, согласно упомянутым ранее авторам, постдоггерский или, возможно, постолигоценый. Изотопические соотношения свинцов в галенитах, по данным А. Бернара (Agard, Dresnay, 1965), соответствуют современному свинцу.

Рудные залежи сопровождаются околорудными изменениями вмещающих пород. В зальбандах ряда жил проявились доломитизация и окварцевание, предшествующие формированию рудных прожилков. С пластовыми рудными телами связано осветление серых известняков вследствие окисления в них углистого вещества. Для месторождений района в целом характерна единая последовательность минералообразования: доломит-кварц-кальцит-галенит-барит.

Все изложенные признаки позволяют согласиться с Агардом и Дреснеем об образовании жильных и пластовых тел в период проявления эпигенетического рудообразования в одну металлогеническую фазу — постдоггерскую или, возможно, постолигоценую. Этот вывод подтверждается еще и тем, что изотопические определения свинцов в галенитах, входящих в состав обоих упоминавшихся структурно-морфологических типов рудных тел, одинаковы и, как уже отмечалось, соответствуют современному свинцу.

Месторождение Пайн-Поинт (Северо-Американская платформа)

Это месторождение относится к свинцово-цинковой субформации. Приводимое ниже описание его строится по данным В.Л. Барсукова, Г.С. Дзюценидзе, Ш.Е. Есенова и др. (1973). Н. Кемпбелла (1964, 1967; и др.).

Характеризуемое месторождение находится на южном берегу Невольничьего озера. Оно размещается в западной, краевой, части Северо-Американской платформы вдоль границы ее со Скалистыми горами. С востока рудное тело тяготеет к выходу докембрийских кристаллических пород Канадского щита. Отмеченная часть платформы слагается породами палеозойского осадочного чехла, залегающими горизонтально с резким несогласием на неровной эродированной поверхности слюдястых кварцитов и биотитовых гранодиоритов докембрия, отстоящих от современной земной поверхности на глубинах от 36 до 360—420 м.

Основание палеозойских пород чехла представлено красноцветной толщей ордовика (30 м), сложенной песчаниками, брекчией, доломитами, гипсами, аргиллитами и алевролитами. Выше залегают среднедевонские эвапориты Мирейдж (или Фишджеральд по Н. Кемпбеллу, 1964) со следами соли в базальных слоях, перекрытых ангидритами, доломитами и глинистыми сланцами.

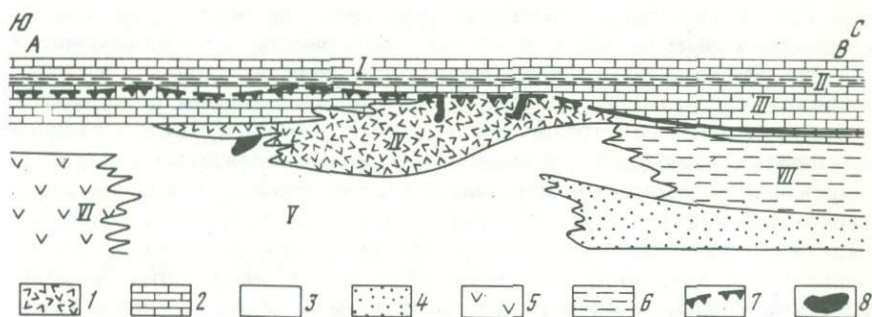
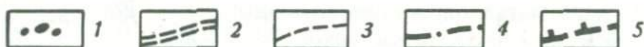
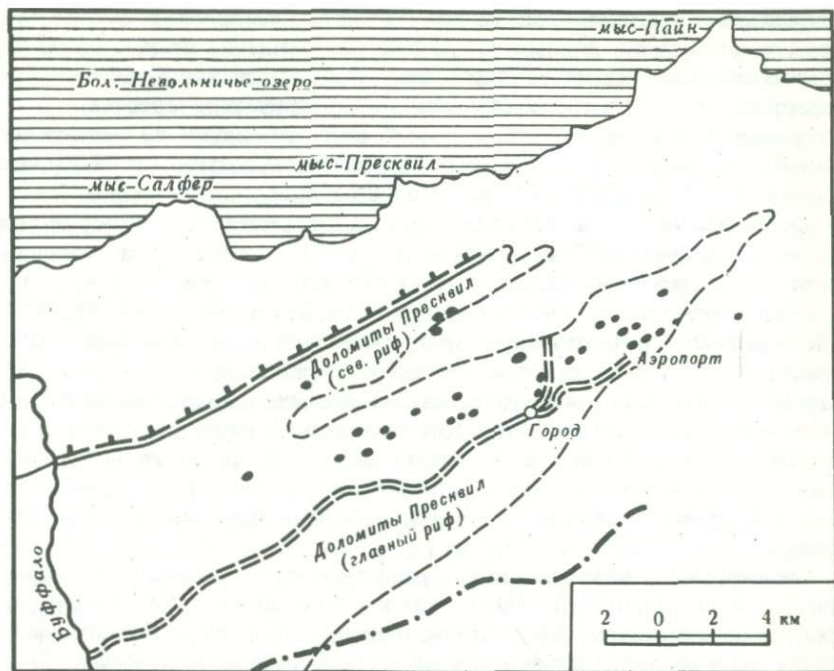
Региональная трансгрессия, проявлявшаяся в районе в эйфельское время, привела к накоплению карбонатных осадков группы Грейт-Слейв, для которых характерно изменение фациального состава пород по простиранию. Нижним членом группы является формация Пайн-Поинт, сложенная битуминозными глинистыми известняками, плотными доломитами, постепенно переходящими в известково-глинистые сланцы (фиг. 10).

Осадконакопление в девонском бассейне происходило в неодинаковых условиях, что было вызвано возникновением Кордильер после отложения нижней части формации Пайн-Поинт. Вдоль Кордильер накапливались грубозернистые кавернозные рифовые доломиты формации Пресквилл мощностью 120–170 м в пограничных зонах. В северной части в условиях открытого моря отлагались битуминозные известняки, а на юге в закрытой впадине — эвапориты формации Маскидж мощностью 120 м. После продолжительной регрессии на рассматриваемой территории накопились тонкозернистые доломиты формации Воут Маунтин, перекрытые глинистыми сланцами Амко. Имевшая место трансгрессия способствовала накоплению доломитов Слейв-Поинт. Наиболее высоким стратиграфическим членом разреза являются верхнедевонские известково-глинистые сланцы формации Хей-Ривер.

Грубозернистые доломиты, аналогичные доломитам Пресквилл, встречаются и в других формациях группы Грейт-Слейв. Среди формации Пресквилл прослеживается маркирующий горизонт "С", сложенный тонкослоистыми, мелкозернистыми плотными доломитами.

По Н. Кемпбеллу (1964), рудное поле размещается на продолжении крупнейшего регионального глубинного разлома, прослеживающегося в пределах Канадского щита грубо параллельно берегу Большого Невольничьего озера и ограничивающего с юга область протерозойских отложений. Структура рудного поля представляется в следующем виде: эродированная поверхность фундамента полого погружается к западу. Породы чехла погружаются в том же направлении под более пологим углом вплоть до горизонтального. В чехле местами отмечаются пологие флексуры с амплитудами до нескольких сотен и тысяч футов. Большинство из них имеет тектоническое происхождение и связано с тектоническими движениями по разломам фундамента. Отмечаются пологие складки с осями, вытянутыми параллельно рифам, а также более мелкая складчатость с углом падения крыльев до 45° (Кемпбелл, 1964). Породы чехла рассекаются многочисленными разрывными нарушениями двух систем: полого-падающими волнистыми, видимо, согласными со слоистостью¹ и крутопадающими. Многие из разрывов этих систем соп-

¹ Возможно, что эти нарушения являются "отголоском" широко проявленных покровных надвигов на сопредельной территории Скалистых гор.



Фиг. 10. Схематический геологический план рудного поля Пайн-Пойнт

a: 1 – рудные тела, 2 – дорога, 3 – граница доломитов Пресквила, 4 – северная граница эвапоритов формации Маскедж, 5 – южная граница сланцев р. Буффало (по Кемпбеллу, 1965) *б* – вертикальный геологический разрез рудного поля Пайн-Пойнт (Барсуков и др., 1973). 1 – кавернозные кристаллические доломиты, 2 – известняки, 3 – светлые песчаные доломиты, 4 – битуминозные известняки, 5 – эвапориты (гипс, ангидрит), 6 – сланцы, 7 – линия несогласного залегания (перерыв в осадконакоплении), 8 – рудные тела. Ф о р м а ц и и: I – Слейв-Пойнт, II – Воут-Маунтин, III – Амко, IV – Пресквила, V – Пайн-Пойнт, VI – Маскидж, VII – Буффало.

ровождаются тектонической глиной трения, плоскостями скольжения и включают брекчии доломитов. Амплитуда смещения по ним достигает 30 м. Наибольшее их число приурочено к рифам, находящимся в зонах фациального перехода пород, отражающих тектоническое строение.

Рудное поле площадью 48 x 10 км² включает около 40 рудных тел различного размера, запасы руд которых на 1971 г. составляют 43,5 млн. т со средним содержанием 2,5% свинца и 6,0% цинка.

Подавляющее большинство рудных тел залегает в грубозернистых доломитах формации Прексвилл, среди которых выделяется разновидность, образованная согласно результатам изучения изотопов кислорода и газово-жидких включений в минералах при температуре около 100⁰С и являющаяся соответственно продуктом низкотемпературной гидротермальной деятельности (влияние интрузий исключается в силу их отсутствия на площади месторождения). Данные разновидности доломитов контролируются в пространстве Восточноармским глубинным разломом, который также контролирует и размещение рудных тел (Campbell, 1967). Подавляющее их большинство вытянуто вдоль двух узких параллельных зон, являющихся, видимо, составляющими Восточноармского разлома.

В морфологическом отношении среди рудных тел выделяются призматические и табулярные. Первые из них имеют относительно крупные размеры в вертикальном направлении, вторые — в горизонтальном, залегая согласно со слоистостью в нижней части формации Пайн-Пойнт. Средние содержания металлов в призматических телах: Pb — 4,5%, Zn — 7,8% (Pb : Zn = 1 : 1,7), а в табулярных: Pb — 1,8% и Zn — 4,7% (Pb : Zn = 1 : 2,6).

Призматические рудные тела, относящиеся к главному промышленному типу, связаны с брекчиями обвального происхождения, известного среди американских геологов как брекчии минерализованного обрушения, вызванные образованием доминерализационных карстов, происхождение которых многие геологи США связывают с дренированием грунтовых вод трещинами (Campbell, 1967). Канадские геологи приходят к выводу, что рудная минерализация произошла после формирования доломитовых метасоматитов, захвативших почти все рифовые отложения и смежные с ними слои. Доломитизация, сопровождавшаяся удалением (или усвоением) углекислого вещества и резким увеличением пористости с образованием пустот, высланных жеодами кристаллов доломитов, предшествовало интенсивное трещинообразование, развившееся вдоль ранее заложенных зон разрывных нарушений фундамента.

По данным Н. Кемпбелла (1964), рудная минерализация, представленная сфалеритом, галенитом и марказитом, развивается в доломитовых метасоматитах в виде рассеянных зерен, неправильных скоплений и жилок, замещающих доломит и кальцит, реже рудные минералы выстилают стенки пустот. В пустотах сульфидные агрегаты имеют тонкополосчатое колломорфное строение. Местами в рудах выявляется самородная сера, отложившаяся после главного этапа рудоотложения. Ag и Cu в рудах развиты в незначительных количествах, приурочиваясь

главным образом к участкам силификации пород. Наиболее обильное оруденение связано с горизонтами, залегающими у основания рифовых образований.

Анализируя опубликованные данные, приходим к выводу, что процесс минерализации протекал многостадийно на фоне внутрирудных тектонических подвижек. Рудоотложению предшествует интенсивно проявленная доломитизация, охватившая рифовые образования, нарушенные доминерализационной тектоникой. После дробления во вторичных гидротермальных доломитах по трещинам и в пустотах отлагалась основная масса сульфидов, слагающих промышленные руды. Последующие тектонические движения привели к отложению безрудных кальцитовых и доломитовых жил.

Абсолютный возраст свинца из галенитовых руд составляет 250—275 млн. лет, т.е. оказывается значительно более молодым по сравнению с вмещающими среднедевонскими породами. Эти данные и факт приуроченности оруденения к глубинным разломам, а также явное проявление гидротермальной минерализации и наличие структур минерализационного обрушения, позволяют считать рассматриваемое оруденение типичным эпигенетическим. Это же подтверждается развитием брекчированных вмещающих пород и цементации их обломков сульфидами, а также развитием секущих по отношению к слоистости рудных жил и прожилков.

Вопросы, касающиеся источников металлов и серы на месторождении, решаются многими геологами Канады. Изотопные исследования серы из сульфидов, сульфатов и атомарной серы (Sasaki, Krouse, 1969) показали, что наиболее возможными источниками серы являются морские сульфаты среднедевонских эвапоритов при восстановлении сульфатной серы до сероводорода или атомарной серы.

В отношении металлов проведенное изучение изотопного состава свинца (Cumming, Robertson, 1969) показывают на их глубинное мантийное происхождение. По газово-жидким включениям в минералах устанавливается температура рудоотложения порядка 100°C (Roedder, 1968; Roedder, Heyl, 1968).

Процесс доломитизации и рудоотложения происходил в течение единого гидротермального этапа.

Миргалимсайское месторождение

Месторождение по составу своих руд относится к свинцово-цинковой субформации. Разрабатывается более 40 лет. Изучалось многими исследователями: Н.А. Брызгаловым (1932), Г.С. Лабазиным (1935, 1940), В.М. Крейтером (1933), И.И. Князевым (1959, 1960), В.В. Галицким (1938, 1945, 1966, 1967), Н.М. Митряевой (1955, 1956), Ю.Л. Шнейдером и П.П. Сидоренко (1962), С.А. Юшко (1960, 1969 и др.), И.Т. Альжановым, П.П. Сидоренко и В.В.Гриненко (1972) и многими другими исследователями.

Месторождение находится в северо-западных отрогах Тянь-Шаня и размещается в юго-западной части синклиория Центральный Каратау

(фиг. 11,а; см. вклейку), сложенного в различной степени метаморфизованными и дислоцированными породами трех структурных этажей: нижне-средне-протерозойского, палеозойского (нижнепалеозойского и среднепалеозойского структурных ярусов) и мезо-кайнозойского. В строении среднепалеозойского структурного яруса, в котором в основном размещается свинцово-цинковое оруденение региона, В.В. Галицким (1967) выделяются по физическим свойствам 2 комплекса карбонатных пород (франкий и каменноугольный), разделенных свитой фаменских образований, включающих слои пород, способных к пластической деформации (фиг. 11,б). Наличие этих последних привело к тому, что в период складкообразования широко проявились своеобразные региональные межпластовые срывы типа цокровных надвигов, развившихся по контактам отмеченных выше комплексов пород. Наряду с этим пачка пластичных слоев влияла на возникновение складчатых форм в каменноугольных отложениях, в которых возникли широкие корытообразные, относительно пологие брахисинклинали северо-западного простирания, разделенные узкими сложнопостроенными брахиантиклиналями. Морфология последних осложнена процессом нагнетания в их ядра пластических аргиллитов карпешской свиты фамена с последующим развитием межпластовых и секущих разрывных нарушений. Вдоль последних позднее проявилось околорудное изменение и сформировалось свинцово-цинковое оруденение.

Месторождение Миргалимсай, находящееся в Кантаги-Баялдырском рудном поле, приурочено к одной из таких брахиантиклинальных складок, граничащих с севера и юга с пологими брахисинклиналиями (фиг. 11, б). Фаменские отложения, в которых формировались основные рудные тела месторождения, характеризуются переслаиванием карбонатных пород, хотя в общем и близких по своему составу, но резко различающихся по текстурным особенностям (Альжанов и др., 1972). Среди них выделяются два горизонта тонкослоистых неразлинзованных мергелистых известняков с угнетенной фауной (верхний и нижний ленточные); три горизонта — тонко-, средне- и толстослоистых разлинзованных известняков с фауной, обладающих комковатой текстурой горизонты плитчатых средне- и толстослоистых неразлинзованных и слабо разлинзованных известняков и доломитов.

Залегающий в средней части фаменских отложений так называемый рудовмещающий горизонт, общая мощность которого составляет около 2—3% мощности всех фаменских отложений, характеризуется крайней неоднородностью. Мощность его изменяется от 8 м в купольских частях до 13 м в крыльях брахиантиклиналей. В его разрезе выделяются 11 пачек известняков, отличающихся по составу, текстурным особенностям, степени проявления пластических и разрывных дислокаций, интенсивностью доломитизации, пиритизации и по мощностям, колеблющимися от 0,3 до 2 м. Брахиантиклинальная складка, в пределах которой сформировалось месторождение, имеет сложное строение, разветвляясь в периклинальных замыканиях и осложняясь более мелкими складчатыми формами с осями, простирающимися от северо-западного до субширотного направления. Наиболее крупной из складок второго

порядка являются Кенкольская и Сонкульсайская брахиантиклинали, а также Миргалимсайская (см. фиг. 10,б), образованная в восточном периклинальном замыкании Кенкольской при ее разветвлении. Возникновение асимметричной и узкой Миргалимсайской брахискладки И.Т. Альжанов, П.П. Сидоренко и другие (1972) связывают с явлением диапирового протыкания.

Нам представляется, что формирование складчатых форм, развитых на месторождении и в рудном поле, происходило не без влияния скрытых разломов поперечного (северо-восточного) направления.

Признаки этих разломов на геологической карте, опубликованной упомянутыми исследователями, следующие: 1) наличие поперечно ориентированных по отношению к основным складчатым сооружениям линий, вдоль которых замыкаются брахиантиклинали второго и более высоких порядков; 2) развитие поперечно ориентированных второстепенных складок; 3) флексуобразные изгибы пластов на крыльях крупных брахискладок; 4) искривления по простиранию разрывных нарушений, секущих складки; 5) специфические формы рельефа, в частности развитие поперечно ориентированных русел и сухих долин. Одно из подобных скрытых нарушений намечается, например, вдоль русла р. Баялдыр, а также в западном периклинальном замыкании Конкольской и в восточном замыкании Сонкульской брахиантиклиналей.

Складчатые формы значительно усложнены широко проявленными разрывными нарушениями разных порядков и типов. Наиболее крупными и ранними по времени образования являются мощные согласные разрывные нарушения в основании и кровле фаменского яруса, разделившие разрез среднепалеозойских пород на упомянутые 3 структурных комплекса.

Основные секущие разрывные нарушения представлены двумя крутопадающими на юго-запад сдвигами — Главным и Южным. Первый из них, падая к юго-западу под $\angle 45-50^{\circ}$ и простираясь в северо-западном направлении, проходит по северо-восточному крылу брахиантиклинальной складки. На участке месторождения он меняет свое простирание на субмеридиональное, пересекая складчатую зону на площади периклинального замыкания Миргалимсайской и южного ответвления Кенкольской брахиантиклиналей. Южный сдвиг, прослеживающийся в южном крыле брахиантиклинального сооружения, имеет то же северо-западное простирание и юго-западное падение и сочленяется с Главным. Крупный тектонический клин между ними, занимающий центральную часть месторождения и включающий миргалимсайскую и восточную части Конкольской брахиантиклинали, имеет юго-восточное склонение и осложнен многочисленными, в основном секущими разрывами более высоких порядков, оперяющих Главный и Южный сдвиги и характеризующихся амплитудами смещения от 40 до 200 м. Эти трещины оперения меняют свое простирание от северо-западного до субширотного.

Оруденение месторождения локализуется в упомянутом выше рудовмещающем горизонте, залегающем в средней части фаменской пластической свиты. В этом горизонте несколько условно различаются три

залежи: основная, залегающая в нижней части горизонта, промежуточная — в средней части и параллельная — в верхней. Рудовмещающий горизонт несет рудную минерализацию как внутри тектонического клина, где оруденение развивается в пределах Миргалимсайской брахиантиклинали и в восточном замыкании Кенкольской, так и за его пределами. Многочисленными разрывными нарушениями, возникшими еще до оруденения, этот горизонт разбит на блоки.

Исследования И.Т. Альжанова и другие (1972) отчетливо показали, что формирование эпигенетической промышленной минерализации и возникновение пластообразных залежей в рудовмещающем горизонте были обусловлены тектоническими элементами. Специфические условия проявления этих элементов были связаны с положением рудовмещающего горизонта при складкообразовании в средней части антиклинальных складок, в области максимального изменения напряжений, вызывавших растяжение в породах висячего бока и сжатие — в подстилающих горизонтах. Возникшие в периоды пластических деформаций текстуры разлинзования и микроскладчатости в дальнейшем, в периоды, переходные к хрупким деформациям, способствовали возникновению в горизонте мощной согласной со слоистостью зоны микробрекчирования, обусловившей исключительно высокие коллекторские свойства и высокую проницаемость пород горизонта, который на крыльях брахиантиклиналей явился крайне благоприятной и значительной ловушкой для рудоотложения.

Экранирующую роль для рудоносных растворов играли слабо деформированные породы висячего бока. Подводящими каналами служили основные крутопадающие секущие разрывные нарушения и оперяющие их трещины.

На месторождении резко преобладают пластообразные рудные тела, развивающиеся локально в породах рудного горизонта. В плане рудного поля они занимают относительно небольшую площадь горизонта и развиваются в благоприятных участках складок (в основном брахиантиклинальных), осложненных согласными разрывными нарушениями и пересекающими их или сочленяющимися с ними крутопадающими зонами дробления. Те и другие нарушения прослеживаются прежде всего вдоль плоскостей локального растяжения, возникших еще в периоды регионального сжатия (Белоус, Королев, 1973). Секущие рудные тела и жилы не имеют самостоятельного промышленного значения и нередко слагаются более поздними минеральными образованиями (например, баритовые жилы с медной минерализацией, приуроченные к надвику Мухаммед, и др.).

Миргалимсайское месторождение относится к галенит-сфалеритовому минеральному типу с баритом. В состав его руд входят следующие минералы (табл. 10).

Халтаев Ж.Г., Зориң Е.С., Малечник Д.Н., Сидоренко П.П. (1969) выделяют следующие типы руд: свинцово-баритовые с повышенным содержанием серебра, существенно свинцовые с несколько меньшим количеством серебра и свинцово-цинковые — с максимальным содержанием серебра. Эти типы, развитые соответственно сверху вниз отра-

Таблица 10

Минеральный состав руд Миргалимсайского месторождения
(по Н.М. Митряевой, 1955, 1956; С.А. Юшко, 1969; Ж.Т. Халтаеву
и А.П. Слюсареву, 1970 и др.)

Минералы	Степень распространенности				Зоны окисления	
	главные	распространенные	второстепенные	редкие		
Рудные	Галенит, сфалерит	Пирит	Вюртцит	Магнетит, блеклая руда халькопирит, борнит, ковеллин	Сульванит, фрейбергит, буланжерит, теннантит, Со-содержащие, пирит, ансенопирит, штромейерит, ялпаит, пирсеит	Англезит, церуссит, вульфенит, пироморфит, смитсонит, монгеймит, гидрочинкит, аурихальцит, вольтцит, гидрореттит, геттит, гематит, гидроокислы, цезаролит, гипс
Жильные	Доломит, кальцит, барит, кварц	Анкерит, хальцедон, флюорит, серицит			Опал	

жают вертикальную зональность, обычную для свинцово-цинковых месторождений. Согласно И.И. Князеву (1959 и др.), Н.М. Митряевой (1955, 1956), Г.С. Лабазину (1940 и др.), И.Т. Альжанову и многим другим, отложению сульфидных руд предшествовали широко проявившиеся процессы окolorудных изменений вмещающих пород фамена. Наиболее ранними из них являются эпигенетическая доломитизация окварцевание, развившиеся вдоль главных секущих слоистость разрывных нарушений и оперяющих их трещин. Эти изменения захватывают широкие объемы, значительно превышающие объемы развития сульфидных руд.

Доломитизация наиболее интенсивно развита в горизонтах более чистых известковых разностей карбонатных пород. Органические примеси известняков в процессе доломитизации подверглись перераспределению и концентрируются в виде углеродистых образований, приуроченных как к контактам слоев и микростилолитовых поверхностей, так и к трещинкам. Доломитизированные породы слагают массивы, характеризующиеся формой, часто достаточно строго соответствующей рудоносному стратиграфическому горизонту, а также неправильными линзообразными или гнездообразными телами, секущими слоистость. Частичной доломитизации подвергаются и другие пачки рудовмещающего горизонта, в которых она проявляется в основном по наиболее тонкораздробленной их части, сопровождающей милониты, а также по более

крупнообломочной брекчии. В последнем случае замещаются доломитом края обломков карбонатных пород, и участки, в которых они развиты, приобретают псевдооолитовое строение (Альжанов и др., 1972).

Менее интенсивно, по данным тех же авторов, и более локально, в основном в зонах разломов, развилась пиритизация, распространяющаяся по трещинкам, секущим доломитизированные или кальцитизированные милонитизированные пачки пород рудовмещающего горизонта. Наиболее интенсивно пиритизация наблюдается в центральной части месторождения. Она связана с новым этапом трещинообразования, максимальная интенсивность которой проявлена в согласных со слоистостью зонах милонитов и брекчирования. Наряду с развитием тончайших прожилков и целочек пиритизация выразилась в замещении псевдоболигов известняков с образованием вокруг них тонкозернистых пиритовых каемок. Реже псевдооолиты замещаются пиритом полностью. Пиритизация сопровождается выделением некоторых количеств кальцита, кварца, марказита. Н.М. Митряева (1955) связывает проявление пиритизации со вторым этапом (или стадией) минералообразования, названным ею серноколчеданным.

В определении рудных стадий минералообразования на месторождении существуют два различных подхода, в основе которых лежат различные взгляды на генезисе руд. Большинство исследователей, придерживающихся гипотезы гидротермального происхождения месторождения, выделяют в порядке последовательности следующие рудные стадии (или этапы) минералообразования (Митряева, 1955): 1) серноколчеданную, которой соответствует пирит-марказит-кальцит-кварцевая минеральная ассоциация; 2) основную рудную, в период которой образована галенит-сфалерит-пиритовая минеральная ассоциация с относительно небольшим количеством халькопирита и других редких сульфидов. Из жильных минералов в данной ассоциации получили развитие кальцит, доломит, анкерит, флюорит, барит. Порядок минералообразования: кальцит — доломит — анкерит — флюорит — пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит. Рудные тела в основном слагаются минеральными образованиями данной ассоциации; 3) сфалеритовая, проявленная в небольших масштабах в основном в зонах разломов. В парагенетической ассоциации со сфалеритом развиты кальцит, пирит и галенит. Порядок выделения: кальцит, пирит, сфалерит, галенит; 4) завершающая, проявленная в образовании прожилков безрудного кальцита и халцедона с незначительным количеством сульфидов и гематита и следующим порядком выделения минералов: кальцит — пирит, халькопирит — сфалерит — галенит — халцедон — гематит.

Сторонники полигенного происхождения руд, относя процессы околорудного изменения вмещающих пород и процессы формирования части руд к сингенетичным образованиям, выделяют 4 типа рудных минеральных ассоциаций, связанных: 1) с седиментогенезом рудовмещающих осадков; 2) с их диагенезом; 3) с катагенезом и региональным метаморфизмом первично-осадочных руд; 4) с поздними гидротермальными процессами. Так, С.А. Юшко (1969), относя месторождение к первично-осадочным метаморфизованным с наложенной эпигенетичес-

кой гидротермальной минерализацией, выделяет 6 последовательно сменяющихся минеральных ассоциаций.

Первая, наиболее ранняя, слагается пиритом, галенитом, сфалеритом с небольшим количеством марказита, халькопирита. Жильные в ней представлены баритом, кварцем и доломитом, в меньших количествах — кальцитом и анкеритом. Вторая характеризуется образованием пирита, галенита и сфалерита, сопровождаемых жильными доломитом и кальцитом. Сфалерит содержит примеси Ga, Ge и Mn. Наблюдается зависимость состава жильных карбонатов от вмещающих пород: в известняках преобладает кальцит, в доломитах — доломит. Ассоциация пространственно совмещается с первой. Третья минеральная ассоциация слагается только пиритом и представлена небольшими колчеданными линзами, местами динамометаморфизованными. Четвертая минеральная ассоциация, являющаяся основной продуктивной, включает значительные количества галенита, сфалерита и пирита и незначительные — халькопирита, халькозина, фрейбергита, теннантита и др. Жильные в этой ассоциации представлены баритом, кварцем, кальцитом, анкеритом и серицитом. Пятая слагается галенитом, сфалеритом и пиритом или вюртцитом и марказитом с кальцитом и флюоритом. Количественно в ассоциации преобладает сфалерит. Шестая представлена сульванитом, халькопиритом, Со-содержащим пиритом, арсенопиритом и кварцем. Для ассоциации характерны относительно большие количества магнетита и гематита.

Образованию II, III и IV из этих ассоциаций предшествует, согласно С.А. Юшко (1969), внутриминерализационное трещинообразование. Первая ассоциация связывается с седиментогенезом, вторая — с диагенезом осадков, остальные — с деятельностью гидротермальных растворов.

Нетрудно заметить, что основная разница двух разбираемых схем рудного минералообразования заключается в выделении С.А. Юшко двух первых минеральных ассоциаций — седиментогенной и образованной в результате ее диагенетических преобразований. Анализируя критерии выделения данных ассоциаций, к которым относятся в основном текстурно-структурные особенности слагающих их минеральных образований (Юшко, 1969), приходим к выводу, что ни один из них, так же, как все они в совокупности, не несет бесспорных осадочных или диагенетических признаков, поскольку подобные же ассоциации проявляются и в других типичных эпигенетических гидротермальных месторождениях, в том числе и залегающих в изверженных породах.

Прожилковые и просечковые текстуры второй диагенетической минеральной ассоциации характеризуются тем, что сульфиды метасоматически развиваются вдоль трещин, секущих и послойных, генетически связанных с основными разрывными нарушениями месторождения, возникшими во вмещающих породах после их литификации. Соответственно руды этой ассоциации не имеют отношения к процессам диагенеза осадков. Недостаточно данных и для вывода об имевшем место разрыве во времени между формированием первой и второй минеральных ассоциаций, характеризующихся одним и тем же составом и совмещенных в пространстве.

Развитие первой и второй минеральных ассоциаций вдоль зон дорудных разрывных нарушений; установленный факт их наложения на эпигенетичные, секущие слоистость тела гидротермальных доломитов; отсутствие признаков регионального метаморфизма руд; их метасоматический характер — все это указывает на их эпигенетическое происхождение. Это же подтверждается наблюдаемым аналогичным составом первой и второй минеральных ассоциаций с образованиями основной продуктивной стадии минералообразования, отсутствием пересечений их колчеданными образованиями.

Все упомянутые и многие другие признаки противоречат связи упоминавшихся минеральных образований с диагенетическими преобразованиями вмещающих руды осадочных пород и позволяют подтвердить схему, выдвинутую сторонниками гидротермального эпигенетического происхождения месторождений.

В опубликованной литературе к настоящему времени отсутствуют сведения о проявлении на месторождениях и особенностях баритовой минерализации. Вместе с тем геологическая документация горных выработок, систематически проводящаяся по мере отработки и разведки рудных тел геологической службой Миргалимсайского рудника, показывает значительную роль барита в процессе рудообразования. Барит сопутствует отложению сульфидных руд, проявляется в околорудных метасоматитах.

Данные, изложенные в работах С.А. Юшко (1969), Ж.Т. Халтаева, А.П. Слюсарева (1970), Ж.Т. Халтаева, Е.С. Зорина и другие (1969), указывают на то, что в рудах Миргалимсая развиты следующие элемент-примеси. Для первой рудной минеральной ассоциации характерно незначительные количества Cd (в сфалеритах), Sr (в баритах, доломитах). В сфалеритах второй ассоциации обнаружены Cd, Ga, Ge, и другие, в карбонатах — стронций, в общих пробах руд — незначительные количества Mo. Пириты третьей ассоциации содержат весьма малые количества Co. Для четвертой, продуктивной, минеральной ассоциации характерно повышенное содержание Ag (в галените в виде изоморфной примеси, самородное в виде мелких включений сульфидов и сульфосолей серебра), Cd (в сфалеритах), Sr (в баритах и карбонатах). В рудах этой ассоциации в небольших количествах обнаружены Tl, Se, Ge, Bi, Ni и Co. Для пятой минеральной ассоциации свойственны Mn (в карбонатах и сфалерити), Cd, Ga и Ge (в сфалеритах). Для шестой — V, As и Co Ag. Согласно В.В. Галицкому (1945), оно ведет себя независимо от свинца и бария, в основном обособляясь в комплексе Ag-содержащих минералов.

Руды Миргалимсайского месторождения в основном сформированы в условиях широкого развития метасоматических процессов. В меньшей степени они образованы путем выполнения пустот. Наиболее широким развитием пользуются вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные текстуры и в значительно меньшей мере — массивные, колломорфные, брекчиевые, пересечения, вкрапленно-полосчатые, слоистые. В зонах разломов локально проявлены сланцеватые текстуры перекристаллизации, бластические и др. Эти текстуры характерны для всех рудных минеральных ассоциаций.

Структуры руд более разнообразны. Так, для первой минеральной ассоциации, выделенной С.А. Юшко (1969), свойственны скрытозернистая колломорфно-метаколлоидная, цементная (между псевдооолитами и оолитами доломита); для второй — аллотриоморфно-коллоидная, гипидиоморфно-зернистые и коррозионные; для третьей — колломорфно-метаколлоидные, идиоморфно-зернистые, гипидиоморфно-зернистые, субграфические, перекристаллизации; для четвертой — гипидиоморфно-зернистые, коррозионные, распада твердых растворов (галенита-аргентита, галенита-штроемейерита, халькозина-штроемейерита и др.), эмульсионные; пятой — метазернистые, гипидиоморфно-зернистые, коррозионные.

Особенностью миргалимсайских руд является отсутствие признаков регионального метаморфизма минералов. Катакластические, бластические, сланцеватые, струйчатые и другие текстуры и структуры проявляются весьма локально вдоль разрывов и связаны как с внутри-, так и с пост-минерализационными тектоническими подвижками, а также с изменением состава и физико-химических параметров рудоносных растворов во времени.

Произведенное измерение методом термоЭДС отдельных минералов, в частности галенитов (Горбатов, 1957^{1,2}; Юшко, 1959) показали, что руды относятся к низкотемпературным образованиям, возникшим в интервале температур от 50–70 до 100–125°С.

Изотопические исследования сульфидной серы показали на увеличение количеств легких изотопов в ряду пирит—сфалерит—галенит. Причем "легкость" серы у галенита возрастает на + (3–4 ‰) по сравнению со сфалеритом. Намечаются различия по изотопному составу сульфидной серы по простиранию, падению и мощности рудовмещающего горизонта. Констатируется высокое содержание тяжелых изотопов серы в сульфатах, и в частности в баритах, при узких диапазонах их вариаций (Богданов, Голубчина, 1971).

И хотя при трактовке всех этих данных к настоящему времени не учитывается дорудная разрывная тектоника, определяющая пути проникновения и физико-химические условия разгрузки рудообразующих растворов, полученные данные целесообразно учесть, анализируя геохимию изотопов серы в гидротермальном минералообразовании. Если учесть установленную стадийность минералообразования, то, сопоставляя данные по изотопному составу серы в отдельных минералах, можно предположить, что в процессе снижения температур и давлений при сульфидообразовании легкие изотопы серы становятся более химически активными в реакциях с металлами. В то же время и сами металлы, находящиеся в растворах, реагируют с изотопами серы избирательно. Резкое же увеличение в растворах Ва, увеличение кислородного потенциала и уменьшение рН приводит к активности тяжелых изотопов, связывающихся в сульфат Ва.

Исследования изотопов Рb показали, что наряду с первичным изотопом Рb²⁰⁴ развиты и радиогенные изотопы, образующиеся при разложении U и Th. Но соотношения изотопов первичного и радиогенного свинца в анализирующихся породах оказались ниже, чем в месторождениях Мидконтинента.

та. В то же время эти отношения оказались идентичными отношению изотопов свинца на полиметаллических и медных месторождениях Казахстана других генетических типов (алтайских, прибалхашских).

*Месторождения Юдомо-Майского перикратонного прогиба
Сибирской платформы*

Характеризуемые месторождения относятся в основном к свинцово-цинковой субформации. Находятся они в Кыллахской структурно-металлогенической зоне, представляющей собой вытянутую в меридиональном направлении приподнятую глыбу, развившуюся в пределах перикратонного Юдомо-Майского краевого прогиба юго-восточной части Сибирской платформы. Глыба располагается в шовной зоне (Нелькано-Кыллахский краевой шов), проходящей вдоль границы платформы и Верхояно-Колымской складчатой области, и включает систему взбросо-надвигов, заложенных в протерозое в процессе формирования упомянутого выше прогиба. Эти нарушения представляют собой глубинные разломы, вдоль которых выявляются магнитные аномалии, вызванные дайкообразными телами габбро и диабазов. Сама упоминавшаяся глыба также разбита серией разрывных нарушений, параллельных и ориентированных поперек шовной зоны.

В стратиграфическом разрезе пород, слагающих глыбу, выделяются следующие отложения: 1) терригенно-карбонатные верхнепротерозойские — 1500–2000 м; 2) нижнекембрийские карбонатные — 1500–1700 м; 3) ордовикские терригенно-карбонатные — 60–900 м; 4) нижнекаменноугольные карбонатные — 700–1100 м; 5) верхнекаменноугольные терригенные, реже карбонатные — 2500 м; 6) пермские терригенные отложения — 150–900 м; 7) юрские терригенные — 400–600 м. Упомянутый общий разрез является в структурно-металлогенической Кыллахской зоне невыдержанным вследствие блокового ее строения и поднятия различных блоков на разные амплитуды как в периоды осадконакопления, так и в последующее время.

Важно отметить, что суммарная мощность верхнепротерозойских и кембрийских отложений характеризуемой глыбы значительно меньше этих же отложений в прогибе, где они составляют 7–8 км. Таким образом, амплитуда поднятия глыбы составляет, по одним данным, 4–4,5 км (Ворона, Механошин, Мокроусов и др., 1972), а по другим — не более 3 км. Весь комплекс отмеченных выше пород смят в крупные асимметричные складки, у которых обычно восточные крылья пологие ($10-20^\circ$), а западные крутые ($60-85^\circ$).

В районе, тяготеющем к одному из наиболее изученных месторождений, из разреза полностью выпадают отложения ордовика, нижнего и верхнего карбона. Среди верхнепротерозойских отложений, в их нижней части, залегают известняки, переслаивающиеся с аргиллитами (Лахандинская свита), выше которых распространены алевролиты, перемежающиеся с прослоями песчаников (Кандыкская свита), в свою очередь перекрытые алевролитами, частью песчаниками (Усть-кирбинская свита). Выше со стратиграфическим и угловым несогласием — $20-30^\circ$ залегают Юдомский

комплекс нижнего кембрия, в основании представленный мергелями с прослоями алевролитов и песчаников, сменяющихся известняками и доломитами, включающими горизонт темных известняков с органикой (Юдомская свита). Общая мощность этой свиты составляет 140–220 м, причем значительную ее часть занимает рудомещающий горизонт (90–120 м). Он слагается в направлении снизу вверх: 1) искристыми светло-серыми доломитами; 2) битуминозными черными доломитами и известняками; 3) светло-серыми доломитами; 4) известняками с линзами и прослойками кремней и доломитов. Оруденение выявляется в светло-серых искристых доломитах, под черными битуминозными, а также в светло-серых доломитах, залегающих над последним. Рудоносный горизонт подстилается пачкой слоистых пород, именуемой нижней подсвитой, мощностью 50–100 м, сложенной девятью пластами перемежающихся доломитов, известково-глинистых сланцев, аргиллитов, кварцевых песчаников и других пород.

Юдомский комплекс перекрывается отложениями нижнего и среднего кембрия мощностью около 800 м, слагающимися часто переслаивающимися пластами известняков, аргиллитов и других пород. В основании этих пород находятся аргиллиты и глауконитовые доломиты. На среднекембрийских отложениях несогласно залегают песчано-глинистые образования нижней перми, которые сохранились лишь на отдельных участках, где максимальная их мощность достигает 900 м. Эти образования в свою очередь со стратиграфическим несогласием перекрываются песчано-глинистыми отложениями нижней юры с максимальной мощностью 580 м. Отмеченные мезозойские образования слабо дислоцированы, в то время как нижележащие кембрийские и верхнепротерозойские отложения смяты в серию антиклинальных и синклинальных складок с осями, вытянутыми в субмеридиональном направлении.

В районе одного из рудных полей в общей сложности выявляются шесть таких складок. При этом в синклиналях обнажаются надрудная толща нижнего кембрия, среднекембрийские, пермские и юрские отложения. В ядрах антиклиналей на дневную поверхность выходят верхнепротерозойские отложения. В направлении с востока на запад картируются три антиклинальные и три синклинальные складки. Восточные крылья антиклиналей падают полого под углом 10–15°, а западные наклонены круто под углом 75–85° и даже вертикально.

Наряду со складчатыми формами в районе широко проявлены разрывные нарушения, особенно меридионального простирания, параллельные основному направлению Нелькано-Кыллахского шва. В полого-наклонных крыльях складок они секут слоистость, а в крутопадающих прослеживаются согласно с ней. Кроме того, закартированы крутопадающие разрывы северо-восточного и частью широтного простирания, а также круто- и пологопадающие разрывы северо-западного простирания. Вдоль отдельных из меридиональных нарушений внедрились дайки диабазовых порфиров.

Наиболее интересное свинцово-цинковое месторождение рудного поля приурочено к западному крылу одной из антиклиналей. Вдоль этого крыла развилось разрывное нарушение, совпавшее с рудоносной пачкой пород

Юдомской свиты. Оно представляет собой зону смятия и дробления, охватившую верхний и средний горизонты доломитов и заключенные между ними черные битуминозные известняки и доломиты. Зона смятия, особенно в ее южной части, пересечена серией трещин широтного простирания, и к ней также примыкают разрывы, ориентированные на северо-восток и северо-запад, преимущественно падающие в южные румбы.

В местах сочленения этих нарушений с основной зоной смятия и сформировались свинцово-цинковые рудные тела. В целом на протяжении около 10 км вдоль упомянутой выше зоны смятия находится серия разобщенных рудных тел. В их локализации, помимо послонных разрывов, важное значение приобретают упоминавшиеся выше нарушения, падающие под различными углами, преимущественно в южные румбы. Эти косоориентированные к основной зоне разрывы, очевидно, и определяют направление склонения рудных тел, которые для некоторых из них, по-видимому, происходят под достаточно пологими углами. Оруденению предшествуют перекристаллизация доломитов и замещение их белыми и светло-серыми кристаллическими разностями эпигенетических доломитов. Последние нередко обладают массивной текстурой, но чаще сложно-прожилковой. Руды в основном замещают упомянутые эпигенетические доломиты. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом и галенитом. Пирит в повышенных концентрациях вплоть до развития сплошных пиритовых руд наблюдается лишь в одном рудном теле, находящемся примерно в средней части зоны, в месте сочленения с ней достаточно крупного разрывного нарушения, ориентированного на северо-восток. В остальных рудных телах на их выходах пирит имеет крайне небольшое распространение, но на глубине 200–300 м концентрация его повышается. Наибольшее распространение имеют медово-желтые и светлые разности сфалерита, развивающегося метасоматически по эпигенетическим доломитам и обычно образующего слоистые текстуры, несколько приближающиеся к бурундучным. Галенит нередко характеризуется более крупнокристаллическими разностями по отношению к сфалериту, и для его скоплений характерны не только слоистые, но и массивные текстуры. Отношение свинца к цинку колеблется от 1 : 10 до 1 : 3.

В распределении оруденения, помимо плоскостей напластования со следами скольжения, важную роль имеют различно ориентированные трещины, секущие слоистость. В некоторых случаях, особенно в участках развития убогих руд, определенное значение приобретают стилолитовые швы и углубления подводного карста. Вертикальные размах оруденения в упомянутых выше крутопадающих телах уже прослежен на 300–400 м и еще, видимо, составит многие сотни метров.

Помимо крутопадающих тел, на пологих восточных крыльях антиклиналей и в прилегающих синклиналях установлено несколько пологопадающих лентообразных залежей. Они локализируются вдоль крутопадающих разрывных нарушений субмеридионального простирания, пересекающих благоприятную рудоносную пачку пород Юдомской свиты. На отдельных интервалах этих разрывов выявляются дайки диабазовых порфиритов. От упомянутых разрывных нарушений оруденение развилось по рудовмещающим пластам, наклоненным к ним под углом 10–20°. Распространяет-

ся оно только по восстанию пласта на 10–20 м. Соответственно и ширина лентообразных тел соответствует этим величинам. Ширина этих тел увеличивается в том случае, если субмеридиональные разрывы представлены не одной плоскостью скольжения, а целой серией крутопадающих нарушений. В этом случае ширина рудных лент достигает 40–50 м и более. Дальнейшее ее увеличение наблюдается в тех участках, где субмеридиональные разрывы пересекаются нарушениями другого направления, вдоль которых по рудоносной пачке оруденение также распространяется.

По простираанию в субмеридиональном направлении упомянутые лентообразные тела, очевидно, могут распространяться на очень большое расстояние. Однако в северном направлении мощность благоприятной для оруденения пачки пластов Юдомской свиты все более и более увеличивается и она обогащается кластическим материалом. В результате вначале оруденение в пределах рудоносных лент по мере изменения литологических особенностей вмещающих пород становится все более убогим, а затем вовсе прекращается.

В минералогическом отношении руды лентообразных тел существенно не отличаются от ранее рассмотренных крутопадающих. В них только несколько больше проявлен галенит, и отношение свинца к цинку в некоторых рудных телах составляет 1 : 1. Руды обоих кратко охарактеризованных структурно-морфологических типов рудных тел в целом обеднены редкими и рассеянными элементами. Однако в них постоянно выявляется Ge, концентрация которого равна или несколько больше $4 \cdot 10^{-3}\%$. Содержание других рассеянных элементов в рудах непостоянное и колеблется от 7–10 до 35 г/т в каждом 1% свинца. При этом намечается тенденция повышения этого содержания в убогих рудах.

По вопросу о генезисе месторождений у исследователей не сложилось единого мнения. Одни из них, базируясь на факте приуроченности оруденения к строго определенной пачке пород Юдомской свиты, относят его к первично осадочным и тем самым определяют его возраст как нижнекембрийский. Развитые на месторождении разрывные нарушения они относят к послерудным, но считают, что они играли важную роль в процессе эпигенетического перераспределения оруденения. Другие исследователи относят месторождение к телетермальным и приходят к выводу, что оно сформировалось из рудоносных растворов, поступивших в зону рудоотложения из более глубоких горизонтов земной коры в процессе верхнемезозойской тектоно-магматической активизации. Этот вывод они подтверждают фактом контроля оруденения разрывными нарушениями; наблюдаемым окolorудным изменением, выраженным в эпигенетической доломитизации; формированием оруденения после внедрения по разломам даек диабазовых порфириров.

Месторождение Уч-Кулач

Месторождение характеризует собой пример свинцово-цинково-медной субформации. В.И. Кнауфу (1972), В.А. Арапову, В.И. Бухарину и других (1972), геотектоническая позиция этого рудного пояса определяется положением его в узком (20–30 км) и протяжением (> 700 км) средне-

палеозойском миогеосинклинальном прогибе предорогенной стадии формирования Южно-Тяньшанской складчатой системы, геосинклинальное развитие которой завершилось в верхней перми. Ограниченный с обеих сторон крупными глубинными разломами, служившими каналами конседиментационных излияний альбитофировых и основных лав, прогиб формировался между Среднетяньшанским срединным массивом и Зеравшано-Туркестанским интергеоантиклинальным поднятием в краевой части обширной эвгеосинклинали ранней стадии развития упомянутой складчатой системы. Исключительно широкое распространение в среднепалеозойском прогибе получили карбонатные фации, переслаивающиеся с терригенными. Локально вдоль разломов накопились кислые и основные, излившиеся под водой лавы и связанные с ними туфогенные осадочные образования.

Инверсионная стадия в прогибе не сопровождалась внедрением гранитоидных масс. В этот период было образовано узкое и протяженное поднятие, начавшее свое формирование еще в процессе накопления осадочных толщ и дифференцированное на крупные, простирающиеся согласно с общей вытянутостью прогиба антиклинории и синклинории, расположенные кулисообразно. В южной части прогиба, на границе с Центральным геоантиклинальным поднятием, образуется обширный трог (Туркестанская зона), ограниченный глубинными разломами, в котором накапливается верхнепалеозойская моласса. К северу формируется Ферганская депрессия, испытывавшая в карбоне энергичное опускание.

Заключительные тектонические движения, приведшие к смятию верхнепалеозойских отложений в трог, залегающих на среднепалеозойских образованиях миогеосинклинального прогиба, выразились в развитии разрывных нарушений, осложнивших его складчатые формы. Возникшие на границе синклинальных и антиклинальных сооружений, крутопадающие разломы создали сложное блоковое строение территории и расчленили ее на системы горстообразных и грабенообразных поднятий и опусканий, вытянутых в основном параллельно простиранию интересующего нас рудного пояса и расположенных кулисообразно. К югу полиметаллический пояс сменяется серией ориентированных параллельно ему других рудных поясов. Непосредственно к полиметаллическому примыкает пояс сурьмяно-ртутного оруденения, пространственно совпадающий с Туркестанской верхнепалеозойской троговой зоной. Южнее, в пределах интергеосинклинального Зеравшано-Туркестанского поднятия, прослеживается редкометальный пояс, характеризующийся развитием высокотемпературных месторождений S, W, Mo, As (Щербаков, 1931, Кравченко, 1961).

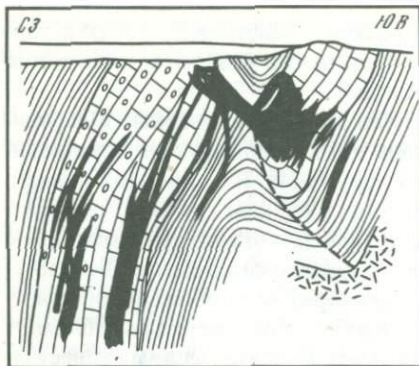
Между полиметаллическим и сурьмяно-ртутным поясом выявляется тесное геохимическое родство руд, развитых в их пределах месторождений, показанное Д.И. Щербаковым, Е.А. Радкевич, В.Э. Поярковым, В.Т. Сургаем, В.П. Федорчуком, Н.А. Озеровой, Г.Г. Кравченко и др. Месторождение разместилось в северо-западном окончании Ханбандытауской антиклинали и приурочено к приосевой ее части, ограниченной двумя разломами, круто падающими в сторону более полого наклонных крыльев и ориентированных параллельно оси сооружения (Аверин, Маринов,

1964). Блок, ограниченный этими разломами, приподнят, образуя горстообразное поднятие. Амплитуда перемещения по разломам изменяется от сотен метров и до 1 км (Северный разлом).

Наиболее древними породами являются хлоритизированные и серицитизированные туфы кварцевых порфиров нижнедевонской бандской свиты, обнажающиеся в ядре отмеченного сооружения. На размытой поверхности порфиров залегает нижнеучкулачская свита известняков, мергелистых сланцев, алевролитов, песчаников и гравеллитов общей мощностью 150–250 м. Эта свита, относящаяся к нижнеживетскому возрасту, К.А. Набиевым и другими делится (снизу вверх) на карбонатно-обломочную, нижнюю обломочно-карбонатную, карбонатную, верхнюю обломочно-карбонатную и обломочную. Выше залегает толща массивных известняков верхнеучкулачской свиты того же возраста мощностью около 250 м, которая сменяется вверх по разрезу известняками среднеживетского ханбанды-нтасского горизонта и франскими известняково-глинистыми породами ментской и усть-куруксайской свит мощностью до 1000 м. Верхнедевонские отложения несогласно перекрываются туффитовыми песчаниками, аргиллитами и мергелями предгорноуратинской свиты. На Восточном участке известняки верхнеучкулачской свиты несогласно перекрыты известняками среднего карбона (южнописталитаусская свита).

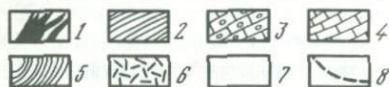
Упомянутое выше горстантиклинальное сооружение имеет асимметричное строение. Северное его крыло более крутое, иногда слегка запрокинутое; южное — пологое (СЗ до 70°). В целом же в этом сооружении выделяются две складки, изгибающиеся в плане с общим погружением в юго-восточном направлении. С севера и с юга характеризуемое горстантиклинальное сооружение обрамляется верхнедевонскими и нижнекарбонowymi известняками. Горстантиклиналь рассекается диагональными разрывами субширотного направления, оперяющимися главные, ограничивающие ее разломы. Особенно густая сеть разрывных нарушений прослеживается в западной части рудного поля. В толще пород ядерной части антиклинали, ограниченной разломами, широко проявились зоны внутрислового дробления доломитов, оказавшиеся наиболее благоприятными для локализации сульфидных руд.

Оруденение сформировалось в различных горизонтах стратиграфического разреза, проявляясь в породах от нижнедевонских туфов до карбонатно-глинистых отложений верхнефранского подъяруса верхнего девона. Оно концентрируется преимущественно в средне- и верхнедевонских породах, залегая как в терригенно-известняковых пачках нижней части разреза, так и в карбонатных пластах верхней части на площади, измеряемой несколькими десятками квадратных километров. Рудная минерализация развилась главным образом в наиболее тектонически нарушенных участках как в зонах трещиноватости, секущих напластование, так и в согласных зонах разрывов, проходящих внутри пластов (фиг. 12). В западной части рудного поля ведущими в локализации оруденения являются секущие разрывы, локализирующие до 70% всех руд данного участка; в восточной части — согласные зоны разрывов, в которых заключено 73,2% запасов руд этого второго участ-



Фиг. 12. Схема геологического строения Дальнего участка, разрез по разведочной линии 756 (Г.В. Касавченко, А.П. Пожникова)

1 — контуры рудных тел; 2 — переслаивающиеся известняки и алевролиты устьнуруксайской свиты; 3 — массивные афанитовые известняки меньшей свиты; 4 — массивные известняки верхнеучкулачской свиты; 5 — переслаивающиеся известняки, алевролиты, песчаники и конгломераты нижнеучкулачской свиты; 6 — туфы кварцевых порфиров; 7 — наносы; 8 — предполагаемые разломы



ка. Максимальные концентрации руд и металлов связаны с доломитизированными известняками (Чеботарев, 1964).

Ю.А. Авериним и Т.М. Мариповым (1964) выделены 3 морфологические группы рудных тел: согласные, секущие и комбинированные. Среди согласных рудных тел отмечаются: 1) седловидные залежи в сводах антиклиналей, приуроченные к отслоениям на участках поперечных поднятий. Локализовались они преимущественно висячем боку гравеллитового горизонта; 2) пластовые тела на крыльях складок, приуроченные к зонам внутрипластового дробления, проявленным на участках изгибов пород. Они включают следующие формы рудных тел: чашевидные, корытообразные, лентовидные, линзовидные. Наибольший интерес представляют лентовидные тела, локализующиеся на крутых частях флексурных изгибов и вытягивающиеся вдоль контакта гравеллитового горизонта с доломитизированными известняками; 3) внутрипластовые полого секущие жилы, вытягивающиеся вдоль внутрипластовых трещин скола на крыльях антиклиналей, параллельно в плане ограничивающим горст разрывам, прослеженным в доломитизированных известняках верхней свиты; 4) седловидные и куполовидные залежи, локализующиеся в участках отслоения и зонах дробления в своде антиклиналей.

Секущие рудные тела упомянутыми ранее авторами подразделяются на: 1) рудные тела в искривлениях разломов (линзы, стручкообразные жилы); 2) рудные тела в сопряжениях главных разломов и трещин оперения (пологие рудные столбы); 3) рудные тела в трещинах оперения (столбы и жилы).

Комбинированные рудные тела представлены лентовидными залежами, вытягивающимися вдоль оперяющих трещин и тяготеющих к участкам пересечения рудоносными разрывами благоприятных горизонтов.

Среди согласных рудных тел наиболее продуктивны лентообразные, размещающиеся во флексурообразных изгибах. Среди секущих — струч-

кообразные жилы, локализующиеся в местах главных искривлений разрывных нарушений по простиранию. Важное значение имеют и более сложные в морфологическом отношении комбинированные рудные тела.

Согласные зоны срывов, трещиноватости и брекчирования, локализующие рудные тела, прослеживаются в основном в свитах, характеризующихся высокой неоднородностью физико-механических свойств, слагающих их слоистых пород, вызванной ритмичным чередованием тонких (1–3 см) прослоев доломитов, известняков, алевролитов, песчаников, алевропитов и аргиллитов, в которых наблюдается также невыдержанность фациального состава и по простиранию.

Рудные тела, по данным Г.М. Чеботарева (1964₁), размещаются в сводовой части и на крыльях антиклинали, образуя две — Северную и Южную рудоносные зоны. В рудных телах Северной зоны соотношение свинца к цинку равно 1:0,5. В Южной зоне рудные тела в восточном направлении и с глубиной несколько обогащаются цинком. Зона значительно богаче пиритом и халькопиритом, количество которых к восточному флангу зоны заметно увеличивается. В восточной части зоны прослеживается богатая свинцом и цинком колчеданная залежь с соотношением Pb : Zn = 1:1. С глубиной содержание свинца уменьшается, а цинка возрастает. Количество меди местами достигает промышленных содержаний.

Минеральный состав руд месторождения иллюстрируется табл. 11.

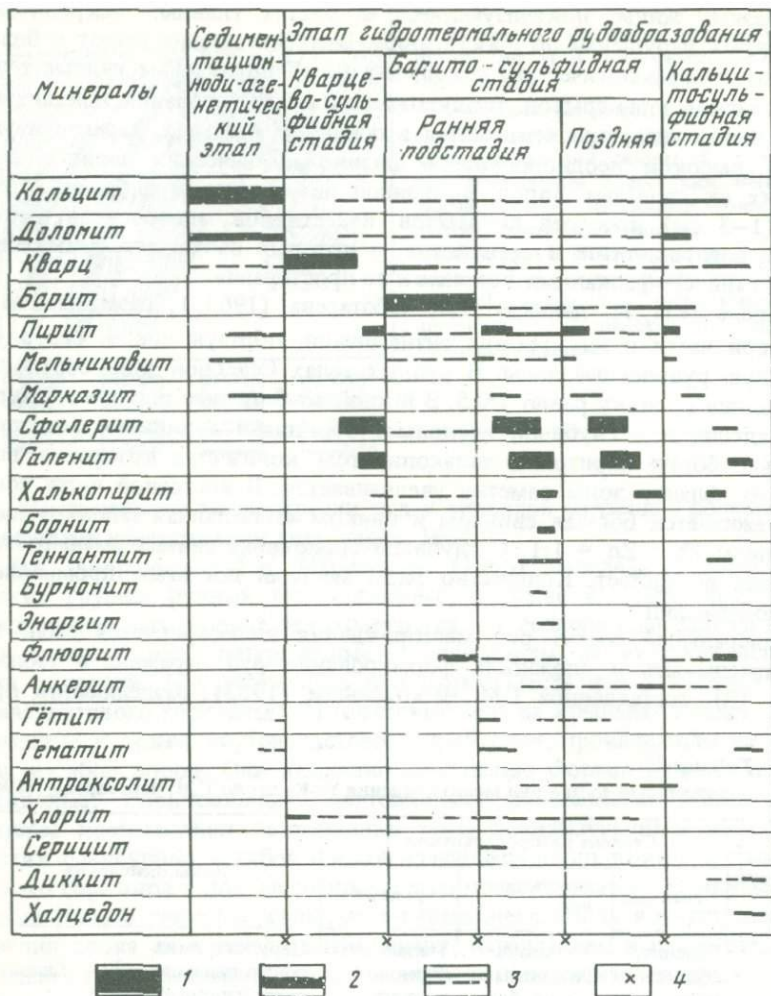
Длительность и сложность формирования руд отражена в таблице (фиг. 13), составленной Г.М. Чеботаревым (1963), разделяющим про-

Таблица 11

Минеральный состав руд месторождения Уч-Кулач по Г.М. Чеботареву (1963)

Минералы	Степень распространения			Зоны окисления
	главные	второстепенные	редкие	
Рудные	Галенит, сфалерит, пирит, марказит	Халькопирит, мельниковит, борнит	Теннантит, бурнонит, энаргит, гематит, мушкетовит, вюрцит, молибденит, халькозин	Церуссит, смитсонит, каламин, гетит, гидрогетит } Главные псиломелан, гипс, англезит, Вульфенит } Второстепенные Плюмбозит, коронадит, платнерит, малахит, галлуазит, госларит, миметезит, гидроцинкит, аурихальцит, пиролюзит, вакеродит, медь самородная, лампадит, ковеллин, опал, линарит } Редкие
Нерудные	Кальцит, барит, доломит	Кварц, хальцедон, флюорит, анкерит	Асбест, антракосилит, арагонит, цеолит, магнетит	

* Минеральный состав руд в пластовых и секущих слоистость рудных телах одинаков.



Фиг. 13. Схема стадийности процесса рудообразования месторождений и рудопроявлений Учкулачского рудного района (по Чеботареву 1963)

М и н е р а л ы р у д : 1 – главные; 2 – второстепенные; 3 – редко и редковстречающиеся; 4 – импульсы интравидного трещинообразования

цесс минералообразования на 2 этапа: седиментационно-диагенетический и гидротермальный. Первый из них характеризуется кристаллизацией пирита и марказита, сопровождаемой кальцитом, доломитом и кварцем и развит преимущественно в породах устькуруксайской надрудной свиты. Гидротермальный этап упомянутым автором разделяется на 3 стадии.

Кварцево-сульфидная стадия, связанная с кристаллизацией минералов из гидротермальных растворов, имеет небольшое распространение. Она включает пирит, темно-бурый сфалерит, галенит и редкий халькопирит,

находящийся в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и включений в галените.

Сульфидно-баритовая стадия, продукты которой слагают основную массу руд месторождения, началась с интенсивной баритизации вмещающих пород. Часть барита кристаллизовалась вместе с сульфидами (в порядке последовательности): пиритом, марказитом, сфалеритом, вурцитом, галенитом, блеклой рудой, энаргитом, бурнонитом, баритом, халькопиритом. Из жильных минералов, помимо барита, для данной стадии характерны флюорит, кальцит, кварц, антраксолит, доломит. В барите постоянно устанавливаются микровключения сероводорода.

В сульфидно-карбонатную стадию кристаллизовались сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, блеклая руда, кальцит, кварц, доломит, барит, флюорит. В эту стадию сформировались маломощные прожилки кальцита с мелкими включениями сульфидов.

По минеральному составу руды месторождения разделяются на галенит-сфалеритовые, сфалерит-галенитовые, сфалерит-галенит-пиритовые, существенно галенитовые и другие, среди которых по крупности зерен выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые (Чеботарев, 1964₁). Разнообразие руд обусловлено различными сочетаниями минеральных ассоциаций упомянутых выше стадий минералообразования (Чеботарев, 1963). Характерной особенностью руд и вмещающих их пород является отсутствие следов регионального метаморфизма.

Руды месторождения в основной своей массе образованы путем замещения сульфидами вмещающих пород. Наиболее широко развиты пятнистые, вкрапленные, гнездовые, прожилковые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры, а также псевдобрекчиевые, массивные полосчатые, слоистые, кокардовые, крустификационные.

Структуры руд разнообразны. Для первого этапа минералообразования характерны мелкокристаллическая, кубическая и пентагондодекаэдрическая структуры (до 1 мм) выделения пирита и радиально-лучистые выделения марказита, по которому пирит образует параморфозы. Для сульфидно-кварцевой стадии наиболее распространены кристаллическая форма выделения сульфидов и разнообразные кристаллически-зернистые структуры их агрегатов. Для галенита типична крупнокристаллическая структура пирита — пентагондодекаэдрическая. В сфалеритах выявляются преимущественно зональные и эмульсионные структуры. Для минералов и их ассоциаций сульфидно-баритовой стадии широко проявлены разнообразные колломорфные образования. Сульфиды железа выделяются в виде почек, бесформенных образований, червеобразных вrostков, корок концентрически-зонального, фестончатого и радиально-лучистого строения. Колломорфные выделения характерны также для сфалерита и халькопирита. В заключительную сульфидно-кальцитовую стадию возникли кристаллические формы рудных минералов и кристаллически-зернистые структуры их агрегатов. И если пирит выделяется в виде одиночных мелких кристаллов пентагондодекаэдрической формы, то галенит и медно-желтый сфалерит образуют крупнокристаллические агрегаты гипидиоморфнозернистой и алло-триоморфнозернистой структур.

Рудоотложение сопровождается гидротермальными изменениями пород, наиболее раннее из которых связано с широким проявлением доломитизации и несколько более поздним окварцеванием, предшествующим кварц-сульфидной стадии рудоотложения. Более поздние окolorудные процессы изменения вмещающих пород выражаются в их баритизации, предшествующей отложению сульфидно-баритовых ассоциаций, в окварцевании, пиритизации и флюоритизации.

Г.М. Чеботаревым (1963) установлена четко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность оруденения. Так, для восточного фланга характерно развитие свинцово-цинково-медно-колчеданной минерализации, которая в направлении на запад сменяется свинцово-цинковой с пиритом, а на западном фланге — свинцовой. С глубиной увеличивается количество сфалерита, что привело к накоплению существенно сфалеритовых руд.

Особенностью руд Учкулачского месторождения являются низкие содержания Ag и повышенные количества Tl, что неоднократно подчеркивали Г.М. Чеботарев (1964_{1,2,3}), А.А. Малахов и Панкратьев (1966), С.Т. Бадалов (1964) и другие исследователи.

Наибольшие концентрации Tl свойственны дисульфидам железа. Так, в кубическом и радиально-лучистом пирите первого колчеданного этапа он содержится в количестве от 4,0 до 26,0 г/т; в мельниковит-пиритах и мельниковит-марказитах почкообразного, коркообразного и лучистого строения сульфидно-баритовой стадии количество его колеблется от 6,0 до 516,0 г/т, в среднем достигая 225 г/т в мельниковит-марказитах. Tl концентрируется также в колломорфной тонкозернистой разновидности сфалерита (до 110 г/т), колломорфном халькопирите (до 285 г/т, в среднем 157 г/т), а также в мелко- и среднезернистом галените (до 94 г/т) сульфидно-баритовой стадии. В минералах сульфидно-кальцитовой, завершающей, стадии количество Tl резко падает. Он встречается лишь в последней разновидности галенита в количествах, не превышающих 4 г/т.

В проведенных изотопических исследованиях (Чеботарев и Виноградов, 1967) наибольший интерес вызывают те из них, которые посвящены выяснению участия тяжелых и легких изотопов серы в процессе минералообразования. Этими исследователями установлено, что сера баритов не отличается от серы океанического сульфата: сульфиды I (седиментационной) генерации обогащены тяжелым изотопом (на 15^{0/00}); сульфиды III генерации обогащены легким изотопом; сульфиды II занимают промежуточное положение, обнаруживая большой разброс в изотопных соотношениях серы; общий разброс изотопного состава сульфидной серы превышает 30%, что, по мнению авторов, указывает на участие в рудном процессе биогенной серы.

По вопросу об условиях образования месторождения существует несколько точек зрения: 1) первично-осадочное происхождение с последующим метаморфизмом (Троянов, 1970); 2) осадочно-гидротермальное (осадочное для колчеданной I стадии и эпигенетическое гидротермальное для основной массы руд) (Чеботарев, 1964₁, 1964₂); 3) эпигенетическое гидротермальное (Малахов, Панкратьев, 1966); 4) В.М. Па-

нин делает попытку обосновать представление о пневмато-гидротермально-осадочном (по классификации В.И. Попова) или эксгальационно-осадочном генезисе месторождения. При этом он в качестве возрастных факторов привлекает изотопические соотношения свинцов в рудных телах и вмещающих их породах, помимо учета обычных для сингенетического происхождения факторов (Панин, 1974).

Вместе с тем анализ имеющегося геологического материала позволяет поддержать две возможные точки зрения: А.А. Малахова, П.В. Панкратьева и Г.М. Чеботарева.

4. БАРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения барит-свинцово-цинковой формации имеют важное промышленное значение, концентрируя значительные запасы Pb, Zn, барита, Cu. Кроме того, в рудах этих месторождений содержится ряд сопутствующих элементов: Ag, Cd, Bi, Tl, In, Ga, Ge, As, Sb, Sr, Ni, Co, которые при соответствующей технологии могут попутно извлекаться. Среди месторождений формации известны достаточно крупные, средние и мелкие.

Отличительной особенностью характеризующихся месторождений является развитие в рудах значительного количества барита, часто превышающего количество сульфидов. Барит накапливается как в процессе околорудного изменения вмещающих пород в ассоциации с кварцем, карбонатом и другими минералами, так и в период рудоотложения, обуславливая образование массивных барит-сульфидных, барит-кварцевых и мономинеральных баритовых метасоматических рудных тел, концентрирующих барита до 70% и более.

Второй особенностью месторождений является нахождение в рудах разнообразных сульфосолей, среди которых выделяются сульфоантимониты Pb, Cu и Ag, реже сульфовисмутиты и другие сложные сульфидные соединения, образующиеся в основном в поздние стадии рудообразования. На отдельных месторождениях, помимо упомянутых компонентов, руды содержат повышенные количества висмута, проявляющегося на ранних стадиях процесса в виде мельчайших обособлений в теннантите, халькопирите, реже в интерстициях барита. Вместе с тем отмечается и Bi в виде крайне редко встречающихся галеновисмутита, висмутина, самородного висмута и др. Важной особенностью месторождений является также высокое содержание Sr (до 1%). Пиритам свойственно изменение от глобулярных, насыщенных большим количеством примесей редких элементов до кристаллических, с меньшим количеством этих примесей. Сфалеритам, форма выделений которых меняется от колломорфных до кристаллически зернистых, характерно уменьшение в более поздних их разностях содержания Fe и Mn и увеличение Cd. В более поздних генерациях галенита увеличивается количество Ag, Sb и некоторых других компонентов. Баритам свойственно изменение от мелкозернистых в околорудных метасоматитах до крупнокристаллических в более поздних парагенезисах.

При формировании руд месторождений рассматриваемой формации обычная последовательность выделения минеральных ассоциаций, характерная для всего ряда рудных формаций в целом, сохраняется. Наиболее ранними из них и здесь выступают ассоциации, богатые сульфидами железа, но они обычно накапливаются в небольших количествах. Эти ассоциации сменяются во времени более продуктивными, включающими сфалерит с кварцем, пиритом и небольшими количествами галенита. Позднее кристаллизуются минералы сфалерит-галенит-кварцевой ассоциации с карбонатами, пиритом и другими минералами, а затем барит-галенитовая парагенетическая минеральная ассоциация с комплексом относительно малораспространенных сложных сульфидов и сульфосолей, а также ряд других. На некоторых месторождениях отложение галенитовых руд сменяется кристаллизацией кальцит-барит-халькопиритовой минеральной ассоциации, самостоятельная промышленная значимость которой в общем незначительна. Процесс отложения сульфидов заканчивается проявлением кварц-кальцитовых жил с незначительным количеством пирита, халькопирита и других сульфидов, возможно, переотложенных.

Основная масса рудных образований рассматриваемых месторождений сформирована с широким участием метасоматических процессов. Наиболее отчетливо последние выражены при отложении сфалеритовых, галенит-сфалеритовых и галенит-баритовых минеральных ассоциаций, а также в периоды окolorудных преобразований вмещающих пород. Во многих месторождениях также широко развиты рудные, сформированные путем заполнения пустот. В обоих типах руд широко проявлены разнообразные колломорфные, ритмично зональные, глобулярные, лучистые и другие текстуры и структуры руд.

Стадийность минералообразования, протекающая на фоне интенсивного трещинообразования, приводила к довольно широкому внутриминерализационному метаморфизму ранее отложенных минеральных комплексов с их замещением, растворением, перекристаллизацией и переотложением.

Каждой из рудных минеральных ассоциаций соответствуют свои, присущие ей редкие элементы, спектр которых меняется в зависимости от состава слагающих их минералов, условий их образования и количественных проявлений в рудах. Они аналогичны в общем элементам-примесям месторождений других рудных формаций. Так, для пирит-сфалеритовых руд характерны Ni, Co, Tl, As, V и Ge, входящие в состав пиритов; Mn, Cd, Ga, Hg, Sb, концентрирующиеся в сфалеритах. Для существенно сфалеритовых руд в целом характерны эти же элементы, а также Tl; для существенно галенитовых — Cd, Tl, Bi, Sb, As, реже Ga и другие элементы. Особо необходимо отметить высокие содержания Sr, связанные с образованиями баритов, накапливающихся в парагенезисе со сфалерит-галенитовыми и галенитовыми минеральными ассоциациями. Упомянутые элементы встречаются в обычных для свинцово-цинковых месторождений формах: они либо входят в состав минералов в качестве изоморфных или других примесей, либо образуют самостоятельные минералы; отдельным из них (Ag, Sb, Co, Ni и др.)

свойственны и те, и другие формы, что, видимо, в основном обуславливается изменением их концентраций в процессе рудообразования.

Так же как и месторождения других родственных формаций, рассматриваемые рудные образования формируются в самых разнообразных по составу осадочных и осадочно-вулканогенных породах, возраст которых меняется от докембрия до кайнозоя.

Подчиняясь региональной металлогенической зональности внутри-металлогенических провинций со стратиформным свинцово-цинковым оруденением и размещаясь в периферических частях наиболее мобильных тектонических зон, месторождения рассматриваемой рудной формации характеризуются общими для всего комплекса рудных формаций основными геолого-структурными условиями своего формирования.

Морфология рудных тел рассматриваемых месторождений достаточно разнообразна. Наряду с согласными пластообразными и линзообразными рудными телами, локализующимися в условиях проявления послонных срывов, проходящих по контакту пород с различными физико-механическими свойствами и размещающихся многоярусно, часто отмечаются секущие рудные тела, достаточно глубоко проникающие за пределы благоприятных горизонтов как в сторону их лежащего, так и висячего боков. Большое развитие приобретают рудные тела, имеющие сложную морфологию и распространяющиеся одновременно как по слоистости, так и по секущим разрывам. В целом же рассматриваемые месторождения обладают достаточно сложной геологической структурой и характеризуются отчетливым проявлением процессов телескопирования в образовании руд. Процессы эти обусловлены закономерностями внутриминерализационного трещинообразования, развивающегося на фоне прерывистого поступления в зону рудоотложения рудоносных растворов разного состава. Процесс рудообразования осложнялся еще в связи с тем, что сама зона рудоотложения для разных месторождений обладала непостоянным петрографическим составом и физическими свойствами рудовмещающих толщ.

Определение температур образования минералов, произведенное на месторождениях Центрального Казахстана в различных разновидностях барита, выделяющегося на протяжении всего процесса минералообразования, показало интервал температур от 260° до температур земной поверхности (Ли, Егембаев и др., 1967).

В зависимости от колебаний количества главных металлов, входящих в состав руд, среди месторождений характеризуемой группы выделяются следующие субформации: 1) барит-свинцовая, 2) барит-свинцово-медная, 3) барит-цинково-свинцовая, 4) барит-цинково-свинцово-медная (см. табл. 3).

Месторождение Кайракты

Месторождение изучалось многими исследователями: И.С. Яговкиным, М.П. Русановым, М.И. Вагановым, Н.А. Штрейсом, Е.Е. Колотухиной, Я.А. Агаповым, Г.И. Бедровым, В.В. Герасимовым, А.В. Орловой, Г.Н. Еникеевой и др. Описание приводится по данным В.Г. Ли, К.М. Егим-

баева, Б.Г. Сафаргалиева, А.Ф. Грекова, М.К. Януловой, Р.М. Мартяновой (1967).

Находится месторождение на восточном продолжении Успенского рудного пояса в Центральном Казахстане. Сформировалось оно в пределах обширной Кайрактинской грабен-синклинали северо-восточного простирания, вытянутой параллельно общему "успенскому" направлению и развившейся на раннепалеозойском консолидированном комплексе пород.

Площадь месторождения сложена породами верхнего девона и нижнего карбона, подразделяемыми на франские — $D_3^{fr 1}$ (пестроцветная свита), фаменские — D_3^{fm} (сульфидеровые слои), нижнетурнейские C_1^{t1} (кассинские слои). Пестроцветная свита складывается зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками с отдельными прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов, алевролитов, аргиллитов, туфов кислого и смешанного состава, пепловых туфов. Фаменская свита подразделяется на три горизонта: подрудный (130 м), рудоносный (150 м), надрудный (113 м). Подрудный сложен темно-серыми алевропесчаниками, в которых мелкие обломки кварца, калиевого шпата и алевролитов сцементированы карбонатным, глинисто-углистым, реже кремнистыми веществами. В верхах горизонта многочисленны прослои глинистых сланцев, мелкообломочных брекчий и конгломератов. Рудный горизонт подразделяется на 10 пачек и отдельных пластов (снизу вверх): 1) чередующиеся тонкослоистые глинисто-углистые сланцы с различными количествами кварца, кальцита, серицита и углисто-глинистого материала, мощность 20 м; 2) конгломераты, в которых обломки серых мелкозернистых полимиктовых песчаников и кремнистых алевролитов цементируются песчанистой массой, мощность 10 м; 3) переслаивающиеся алевролиты и конгломераты, общей мощностью 26 м; 4) седиментационная брекчия, в которой обломки алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников цементируются песчаниковым, реже углисто-глинистым цементом, мощность 26 м; 5) углисто-глинистые сланцы, мощность 20–25 м; пачка включает вторую метасоматическую пластообразную залежь барита; 6) массивные светло-серые известняки, мощность 6 м; 7) углисто-глинистые сланцы, мощность 25 м; 8) полимиктовые песчаники светло-серые мелкозернистые, мощность 7 м; 9) мелкогалечные конгломераты, аналогичные второму пласту, мощность 8–10 м; 10) углисто-глинистые сланцы, аналогичные первой пачке мощность 7 м.

Надрудный горизонт складывается комковатыми известняками. В верхах горизонта отмечаются прослои углистых сланцев и пласт конгломерато-брекчий. В обломках — известняки, углистые сланцы, алевролиты, алевропесчаники. Цемент песчанистый, кремнисто-карбонатный, мощность 35 м.

Отложения нижнего турне, обнажающиеся в северо-западной части площади, сложены ритмично-чередующимися песчаниками и сланцами. Песчаники — полимиктовые, с глинисто-известковистым цементом. Сланцы — серицит-глинистые, состоят из пелитоморфного глинистого материала, серицита и незначительного количества кремнезема. Контакт турнейских отложений с надрудным горизонтом тектонический.

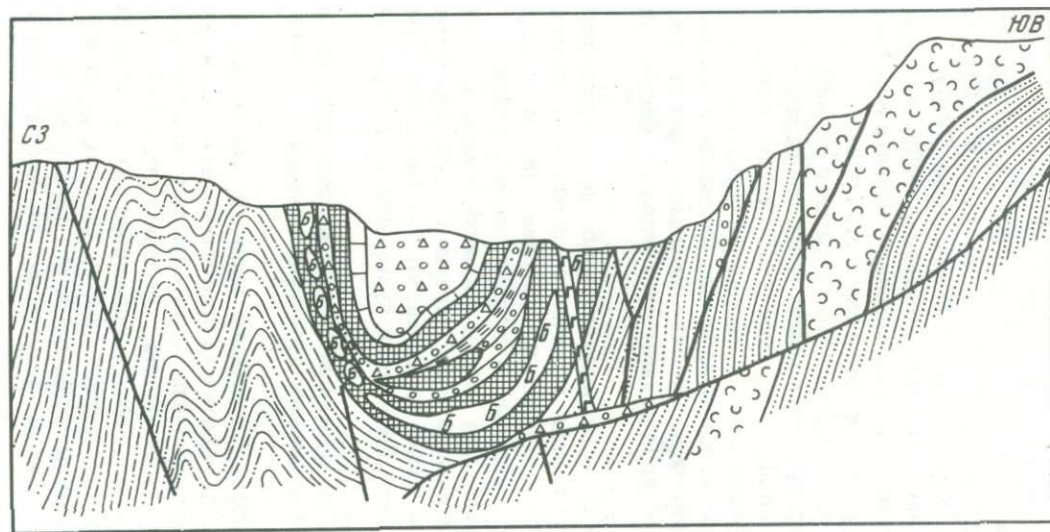
В северо-восточной части месторождения обнажается небольшой шток (250 x 600 м), сложенный интенсивно карбонатизированными и лимонитизированными кварцевыми диоритами. Кроме того, закартирована дайка диабазовых порфиритов, секущая низы фаменской свиты и простирающаяся на северо-восток с крутым юго-восточным падением под $\angle 75-85^\circ$.

Породы, слагающие дайку, в приконтактовой части изменены (осветлены).

Антиклиналь 2-го порядка, в пределах которой сформировалось месторождение, осложнена складчатостью 3-го и более высоких порядков. К периклинальному замыканию одной из них — синклинальной складке и приурочено месторождение. Крылья складки сложены породами фамена, ядро — отложениями турне. К юго-западному крылу по серии разломов примыкают образования фаменского яруса (фиг. 14). Участок интенсивно осложнен разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний. В пределах центроклинального замыкания складки широко развиты послойные тектонические срывы, сопровождающиеся проявлением вдоль них складок волочения и будинированных зон. Эти пластические деформации наиболее интенсивно проявлены в углисто-сланцевых породах рудовмещающего горизонта и менее интенсивно — в подобных же образованиях подрудного и надрудного горизонтов. В менее пластических породах возникла более спокойная складчатость или волнистость, а в периоды, предшествующие и сопутствующие рудообразованию, в них проявлены главным образом хрупкие деформации. Согласно опубликованной графике, интенсивно нарушенная зонами пластических и хрупких деформаций рудовмещающая складка находится в лежащем боку достаточно протяженного доминерализационного сброса, падающего на северо-восток под $\angle 60-77^\circ$. Сброс в виде интенсивно перемятых и брекчированных пород, подвергшихся окремнению и баритизации, ограничивая распространение нижнего (Малого) рудного тела. В сочленении со сбросом отмечается увеличение мощности последнего.

Оруднение приурочено к зонам интенсивного развития послойных тектонических срывов, прослеживающихся в низах фаменских и верхах франских отложений, и ограничивается мощной зоной брекчий, сложно изгибающейся в плане. Северная ее ветвь простирается в обычном для месторождения северо-западном, а южная — в северо-восточном направлении. В участке сочленения этих ветвей мощность брекчий достигает 16 м. Восточный контакт зоны брекчий залегает согласно с породами синклинали, а на всем остальном протяжении зона эта сечет слоистость. Брекция возникла в связи с деформацией баритовых залежей. На всем протяжении она включает будинированные обломки баритовых агрегатов, облекаемые глинисто-углистым веществом.

Рудные тела, представляющие собой метасоматические залежи, располагаются в разрезе в несколько ярусов. Нижнее из них, самое крупное ("малое"), представлено прожилково-вкрапленными рудами, развитыми в двух баритовых телах, образующих изогнутую в плане пластобразную залежь с максимальной мощностью в центроклинальном замыкании складки. Вмещают их углистые сланцы, конгломераты и алевролиты. Фланговые ее части, мощность которых 10–20 м, представляют собой крутопадающие, почти вертикальные залежи, расщепляющиеся на отдельные линзы и выклинивающиеся несколько ниже 270 м от поверхности. Залегаящее над ними Главное рудное тело линзообразной формы локализовано в зоне дробления среди углисто-глинистых сланцев и складывается баритовыми метасоматитами с прожилково-вкрапленным оруднением. Повторяет оно конфигурации нижнего рудного тела. Третье ("Верхнее") рудное тело, сменяющее в разрезе Глав-



Фиг. 14. Схема геологического строения месторождения Кайракты-баритовое (а) и разрез (I-I) восточного замыкания синклинали рудолокализирующей складки третьего порядка (б) (по Ли и др., 1967)

Отложения девона: франкий ярус D_3^{fr} (пестроцветная свита): 1 – песчаники, 2 – аргиллиты, алевролиты, 3 – конгломераты, 4 – пепловые туфы липаритового состава, 5 – туфопесчаники; фаменский ярус D_3^{fa} (сульфидеровые слои): 6 – алевропесчаники с прослоями глинистых сланцев; 7 – углистые

сланцы, 8 – алевролиты; 9 – конгломераты, 10 – брекчии седиментационные; 11 – известняки серые, комковатые с редкими прослоями глинистых сланцев; 12 – известняки лиловые, комковатые; 13 – известняки; 14 – конгломерат-брекчии. Отложения карбона (кассинские слои): 15 – глинистые сланцы; 16 – баритовые тела; 17 – обломки баритовых тел; 18 – тектонические брекчии; 19 – диабазовые порфириды; 20 – разрывные нарушения; 21 – рудные тела; 22 – элементы залегания

ное и другие, по своей морфологии и условиям залегания сходно с только что отмеченным. Пластообразные рудные тела залегают и среди франкских отложений, где они локализируются на контактах песчаников и туфогенных пород.

На месторождении по условиям отложения, составу, текстурам и структурам выделяются 4 основных типа руд: крустификационной текстуры, ранние метасоматические, поздние метасоматические и секущих прожилков. Минеральный состав руд упомянутых типов иллюстрируется табл. 12, составленной В.Г. Ли, К.М. Егембаевым, Б.Г. Сафаргалиевым, А.Ф. Грековым, М.К. Януловой и Р.М. Мартыановой (1967).

Руды крустификационной текстуры наиболее разнообразны по составу и широко распространены на месторождении, особенно в Верхнем рудном теле. Они образованы при зарастании свободных полостей от стенок к центру и представляют собой продукт многократного ритмичного колломорфного отложения чередующихся между собой зон барита и сульфидов. Зоны баритов, согласно М.К. Януловой (1965), имеют лучисто-дрозовое строение. Зоны сульфидов состоят из множества подзон, каждая из которых сложена главным образом одним из входящих в состав руд сульфидов и многократно чередуется с подзонами других сульфидов. Для сульфидов этих подзон характерна колломорфно-зональная структура.

Ранние метасоматические руды получили наиболее широкое распространение. Они замещают породы различного состава (конгломераты, углисто-глинистые сланцы и другие образования). В конгломератах они представляют собой гнездовые и прожилково-вкрапленные сульфидно-баритовые руды зернистой или колломорфно-зональной структуры. В углисто-глинистых сланцах они наследуют полосчатость замещаемых пород. Состав их несколько меняется, что сопровождается уменьшением барита, а также развитием среди сульфидов и метакристаллов доломита.

Поздние метасоматические руды приурочены к зонам внутрирудных брекчий, возникших после отложения крустификационных и ранних метасоматических руд.

Разновозрастные рудоносные прожилки сложены кальцитом, доломитом, баритом, кварцем, сульфидами (с преобладанием блеклой руды).

Среди структур широко развиты разнообразные колломорфные: ритмично-зональные (для халькопирита, сфалерита, галенита); скорлуповатые и лучистые (в сфалеритах, халькопиритах); глобулярные, дендритовые (в галенитах), усыхания гелей (в блеклых рудах и др.).

Основными извлекаемыми компонентами руд месторождения являются Pb, Cu и барит. В качестве сопутствующих получили развитие Zn, Mo, Sb, As, Bi, Tl, Sr.

В основных минералах, слагающих руды, обнаружены следующие элементы-примеси (%): в галенитах — сурьма (до 1), As (до 1), Mo (до 0,1), Cd и Tl (до 0,03); в сфалеритах: Cd (0,1–3,3), Hg (0,01–0,1), Ga (0,001) и др.; в блеклой руде: Fe (1), Zn (1), Ag (до 0,3), Mo (0,01–0,3), Cd (0,05–0,3) Hg (до 0,05), Ni (до 0,003), Mn (0,1) и др.

Таблица 12

Минеральный состав руд месторождения Кайракты

Минералы	Гипогенные		Гипергенные	
	рудные	нерудные	рудные	нерудные
Главные	Галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит	Барит, доломит, кальцит	Церуссит, лимонит, азурит, малахит	Кальцит
Второстепенные	Пирит, арсенипирит, бурнонит, иордизит, мельниковит, марказит	Кварц	Ковеллин, халькозин, оливинит, медь самородная, куприт, свинцовые охры, псиломелан, гетит, гидротит, хризоколла, купрогаллуазит, бедантит	Халцедон
Редкие и очень редкие	Джемсонит, буланжерит, дискразит, галенобисмутит, висмутин, эмплектит, айкинит, виттихенит, висмут самородный, молибденит, борнит, энаргит (?), кобальтовый минерал, фаматинит	Халцедон, серицит, мусковит, сидерит, анкерит, флюорит, железисто-марганцовистый кальцит, актинолит, полевые шпаты, апатит	Англезит, пиролюзит, окислы марганца, мелаконит, тенорит, гринокит, халькантит, аргентит, вад, окись кадмия, свинецсодержащие гидроокислы марганца, делафоссит, лепидокрокит, гематит, гидротематит, эмболит, иодирит, монгеймит, смитсонит, отавит (?), гидроцинкит, аурихальцит, розазит, фосгенит, ледгиллит, брошантит, ярозит, плюмбоярозит, виверит, скородит, дигидрит, деклуазит, цинколивинит, либетенит, пироморфит, миметезит, ванадинит, тиролит, вайльдонит, вульфенит	Барит, кварц, опал, сидерит, арагонит, гипс, гидрослюда, галлуазит, монтмориллонит, каолинит, нонтронит, аллофаны, аллофаноиды

Выделяются три типа околорудных изменений: окварцевание (предшествует и частично сопутствует орудуению, проявлено в виде гнезд и прожилков стебельчатого, шестоватого или зернистого кварца); баритизация (выразилась в образовании метасоматических баритовых залежей); доломитизация и кальцитизация (синхронны с рудоотложением).

Упомянутые ранее типы руд отвечают следующим (в порядке проявления) стадиям минералообразования.

1. Формирование руд крустификационной текстуры и ранних метасоматических. Эта стадия характеризуется кристаллизацией галенита, сфа-

лерита, пирита, бурнонита, иордизита, джемсонита, буланжерита и других сульфоантимонитов Pb, молибденита, блеклых руд, дискразита, сульфоантимонитов и др. Из жильных в этот период выделялись барит, доломит, кальцит и кварц.

2. Образование поздних метасоматических руд, состоящих из халькопирита, блеклых руд, барита, доломита, кальцита и кварца.

3. Образование поздних рудоносных прожилков, сложенных блеклыми рудами, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом, кальцитом, доломитом, баритом, кварцем и сидеритом.

Определение температур образования руд по баритам, присутствующим в продуктах всех трех стадий, свидетельствует о том, что месторождение образовано в интервале низких температур, колеблющихся от максимальных температур (260°) до температур земной поверхности. Колебания температур отложения барита, характерные для начала и конца стадий, свидетельствуют о пульсационном поступлении гидротермальных растворов и меняющихся условиях рудоотложения. Текстурно-структурные условия указывают на близповерхностное образование руд.

Изотопические изучения свинца из руд и пород месторождения Кайракты, произведенные Л.И. Шиловым, К.Я. Егембаевым, В.И. Шиловым и В.П. Лебедевым (1971), показало, что свинец из пирит-сфалеритовых руд первого раннего сульфидного этапа характеризуется весьма выдержанным изотопным составом. Свинцы руд последующего этапа образования характеризуются непостоянством изотопного состава.

5. ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВО-БАРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В связи с относительно малой распространенностью и изученностью месторождений данной рудной формации к настоящему времени общий баланс их промышленных свинцово-цинковых руд пока не определен. Вместе с тем на примере месторождений Казахской ССР можно заключить, что и у представителей данной рудной формации встречаются объекты со значительными концентрациями свинца и цинка и в меньшей степени — меди. Запасы железа и марганца в рудах данных месторождений не имеют самостоятельного значения.

По геологическим условиям нахождения барит-свинцово-цинковых руд месторождения характеризуемой формации близки или даже идентичны условиям нахождения руд собственно барит-свинцово-цинковой формации. Рассматриваемые месторождения ранее выделялись в качестве особой субформации железо-марганцево-полиметаллических вулканогенно-осадочных рудопроявлений с наложенным барито-полиметаллическим гидротермально-метасоматическим оруденением. По данным В.Г. Ли и Г.Н. Щерба (1967), данная субформация входит в состав барит-полиметаллической рудной формации вулканогенно-осадочного происхождения с наложенным гидротермальным оруденением. Собственно формация, помимо названной субформации, включает еще барито-полиметаллическую и барит-медную субформации гидротермально-ме-

тасоматических образований без проявления пластовых железо-марганцевых синседиментационных руд.

Авторы предлагаемой работы обе названные субформации рассматривают в качестве самостоятельных рудных формаций. Это важно по тому, что вторая из них в большинстве случаев не представляет собой вулканогенно-осадочных образований, возникает в отличных геотектонических условиях и связана во времени с посторогенными циклами магматизма. Совпадение же в пространстве обоих рассматриваемых формаций следует считать относительно редким явлением, обусловленным единством места проявления разновозрастного оруденения, что находится в тесной связи с особенностями развития глубинных долговязущих тектонически ослабленных зон. В целом же далеко не всегда свинцово-цинковые руды пространственно ассоциируют с областями формирования синседиментационных железо-марганцевых. В районах же, где такое совмещение наблюдается, площади развития свинцово-цинковых образований оказываются значительно более широкими по сравнению с территориями проявления железо-марганцевых образований.

Типичной особенностью месторождений характеризуемой сложной рудной формации, известной в литературе в качестве месторождений Атаусуйского типа, является приуроченность их к глубоководным впадинам сравнительно узких и протяженных рифтогенных троговых сооружений. Такие сооружения получили развитие, например, на границах консолидированных и подвижных геотектонических областей, одна из которых испытывала воздымание, а другая погружение. Месторождения эти проявлены также в средних частях куполообразных поднятий эпициплатформенных орогенных поясов.

Связь этих рифтогенных структур, формирующихся над прогибами поверхности Мохоровичича на континентальной коре, переходного (между платформенным и геосинклинальным) типа, с явно глубинными тектоническими процессами подтверждается широким развитием вулканических и интрузивных образований, производных базальтоидных подкоровых магм (Бекжанов, Юматов, Юматова и др., 1969; Бекжанов, Колмогоров, Строителева, 1969).

Рудоотложение на месторождениях характеризуемой рудной формации, согласно исследованиям Г.Н. Щербы, В.Г. Ли, А.А. Рожнова, Н.М. Митряевой, М.М. Каюповой и других исследователей Центрального Казахстана, происходит в два основных цикла. Каждый из этих циклов характеризуется своими особенностями минералообразования, последовательностью отложения минералов и составом сопровождающих руды окolorудных изменений вмещающих пород. Первый из них проявляется в ранний период формирования трогов, возникших на жестком основании ложа. Во времени он связан с ранними вулканическими, в основном подводными, излияниями щелочных базальтоидных магм и формированием специфических кремнистых фаций пород, возникающих вследствие наложения фумарольной гидротермальной минерализации на процесс седиментогенеза (Ли и др., 1968). В этот цикл возникают синхронные с осадконакоплением стратифицированные пластооб-

разные и линзообразные тела, протяженность которых резко превышает мощность и которые залегают согласно с вмещающими породами участвуют вместе с ними во всех складчатых деформациях (Митряева, Каюпова и др., 1974).

На примере современного рудообразования в глубоководных впадинах рифтов Красного моря и Аденского залива хорошо видно, что наряду с кремнистыми фациями пород в рассматриваемых условиях могут возникнуть сидеритовые, монтмориллонитовые и другие фации, образующиеся в периоды активизации придонной гидротермальной деятельности и сменяющиеся обычными глубоководными седиментогенными осадками, накапливающимися в периоды ее затишья (Дзюценидзе, 1972; Бишофф, 1974).

В Атасуйском типе месторождений формирование руд синседиментационного цикла сопровождается прерывистым процессом минералообразования с ритмичным осаждением железных (гематит-магнетитовых), марганцевых (браунит-гаусманитовых), смешанных железо-марганцевых и, наконец, сульфидных (пирит-сфалеритовых и пирит-галенит-сфалеритовых иногда с баритом) руд в ассоциации с кремнистыми образованиями (Ли, Митряева, Муканов и др., 1968; Митряева, Каюпова и др., 1974). Окисные железные и железо-марганцевые руды характеризуются высоким содержанием Zn и Ge. Они слагаются следующими главными минералами: гематитом, магнетитом, сидеритом, железистым хлоритом, браунитом, гаусманитом, манганокальцитом, родохрозитом, родонитом, марганцовистым хлоритом и цинковым гаусманитом.

Сульфидные руды первого синседиментационного гидротермального цикла по своему составу очень просты. Согласно Н.М. Митряевой, А.А. Рожкову, Д.Н. Муратовой, А.Н. Дегтяревой (1967), основными минералами их являются тонкодисперсный пирит, сфалерит, кристаллический пирит и редко встречающиеся арсенопирит, галенит, халькопирит, блеклые руды. В последних своих работах упомянутые исследователи приходят к выводу о несколько большей роли в этих рудах галенита и барита. Первый цикл рудообразования, характеризующийся ритмичными колебаниями содержания в основном Fe и Mn в растворе и прерывистым их поступлением, сопровождался окремнением карбонатных и глинистых осаждающихся илов, образованием сидеритовых, монтмориллонитовых и других фаций, также возникающих при взаимодействии накапливающихся седиментных частиц и морских вод с придонными рассолами.

Второй цикл характеризуется сложным процессом минералообразования с широким проявлением околорудных изменений, разнообразие которых связано как с изменением состава гидротермальных растворов, так и со сменой физико-химических условий их разгрузки во времени. Среди околорудных метасоматитов, предшествующих отложению главной массы сульфидных руд, проявлены альбит-доломит-кварцевые, пирит-кварцевые, альбит-калишпат-доломит-кварцевые. Сопровождающие рудоотложение околорудные метасоматиты слагаются в основном баритом. Нередко в пространственном распределении отдельных видов околорудных изменений вмещающих пород наблюдаются вертикальная и горизон-

тальная зональность, которая распространяется в стороны от мест пересечения основных рудоподводящих и рудовмещающих разрывных нарушений.

Второй цикл рудообразования, в период которого формируются основные промышленные скопления Pb, Zn, Cu и барита, на месторождениях рассматриваемой рудной формации значительно оторван во времени от первого и связан с инверсионными блоковыми движениями в трогах, проявляясь позднее связанного с этими движениями базальтоидного магматизма.

Силлы основных пород — производные базальтоидной магмы, внедряющиеся вдоль границ толщ, обладающих различными физико-механическими свойствами, нередко сопровождаются апофизами, секущими слоистость. Взаимоотношение этих интрузивных образований с барит-свинцово-цинковым оруденением свидетельствует о более позднем возрасте руд, метасоматически замещающих упомянутые изверженные породы и рассекающих их в виде жил и прожилков (Бестюбе, Казахская ССР), о чем также свидетельствуют и наблюдаемые признаки околорудного изменения этих пород (Жайрем).

Состав барит-свинцово-цинковых руд цикла сходен или даже тождествен составу руд месторождений барит-свинцово-цинковой формации, что особенно характерно для месторождений, размещающихся в пределах Успенской тектонической зоны Центрального Казахстана.

Среди главных рудных минералов, помимо галенита и сфалерита, в рудах ряда рассматриваемых месторождений развиты блеклые руды и халькопирит. Пирит, марказит, мельниковит, арсенопирит, а иногда также бурнонит, иордизит и другие сульфосоли развиты в виде второстепенных минералов. К редким и очень редко встречающимся относятся джемсонит, буланжерит, геокронит, дискразит, айкинит, галеновисмутит и др.

Размещение рассматриваемых месторождений подчиняется четкому структурному контролю региональными, сложными по своему строению глубинными разломами, прослеживающимися как в краевых, так и во внутренних частях трогов. Залегая в слабо дислоцированных и практически нематаморфизованных породах на участках искривлений, пересечений и сочленений упомянутых глубинных разломов, месторождения локализируются на площадях проявления сложных складчатых форм и флексур, отражающих в чехле блоковую структуру фундамента и в свою очередь осложненных секущими и согласными со слоистостью разрывами, зонами расщепления, трещиноватости, реже брекчирования.

Структурными ловушками для руд первого цикла, судя по характеру рудовмещающих фаций и по аналогии с современными площадями рудообразования Красного моря, видимо, являлись глубоководные впадины. Что же касается руд второго цикла, то для них рудолокализирующими тектоническими элементами явились осложненные разрывами складки, флексуры, купола и другие более сложные складчатые формы второго и более высоких порядков с характерными для них искривлениями осевых плоскостей, ундуляцией осей и другими осложнениями.

При этом в локализации оруденения важное значение также приобретает строение стратиграфического разреза и прежде всего наличие в нем пачек пород, характеризующихся различными физико-механическими свойствами. Наряду с отмеченным в размещении руд большое значение приобретает также наличие стратиграфических поверхностей несогласия.

Анализ текстурно-структурных особенностей руд второго цикла на ряде рассматриваемых месторождений позволяет высказать предположение, что на ранних стадиях рудообразования, когда породы еще не потеряли своих пластических свойств, а также свойств, обуславливающих высокую пористость и проницаемость, тектонические деформации их существенно отличались от деформаций в более поздние стадии, когда эти породы вследствие их неоднократных гидротермальных метасоматических преобразований становятся менее проницаемыми и более хрупкими. Более ранние деформации проявлялись преимущественно в образовании своеобразных зон согласной со слоистостью микротрещиноватости и зон образования стилиолитовых швов, часто возникающих в горизонтах пород, подвергавшихся во время складкообразования пластическому течению и тектоническому разлинзованию. Это особенно характерно для ритмично-переслаивающихся тонкослоистых осадочных образований. Наличие такой микротрещиноватости и сутуро-стилиолитовых образований, а также высокая пористость пород способствуют проникновению рудоносных растворов по слоистости с образованием слоистых текстур руд.

В пределах ослабленных пластовых зон согласная микротрещиноватость проявлялась по-разному в чередующихся тонких слоях известняков и алевролитов. В первых из них возникла разноориентированная трещиноватость — параллельная напластованию, либо пересекающая ее поперек или в диагональном направлении, но формировавшаяся при одном плане деформации. Более пластичные глинистые прослои, очевидно, при такой деформации выполняли роль своеобразной смазки между хрупкими слоями, как это отчетливо наблюдается на Сумсарском месторождении (Архангельская, 1975). Кроме того, при просачивании рудоносных растворов по пористым и трещиноватым прослойкам более хрупких известняков эти глинистые прослойки, несомненно, служили своеобразными экранами-фильтрами, не пропускающими благодаря фильтрационному эффекту какую-то часть растворенных веществ и в том числе металлов. Благодаря этому явлению сами фильтры обогащались пересыщенными растворами, переходящими в коллоидные с последующим выпадением из них сложных кварц-карбонат-сульфидных гелей и их раскристаллизацией. В то же время в трещиноватых и пористых слоях те же минеральные образования развивались метасоматически с образованиями кристаллически зернистых агрегатов.

С течением времени в связи с потерей породами пластических свойств в результате их минеральных преобразований, а также в связи с нарастанием интенсивности процессов внутрирудного трещинообразования хрупкие деформации выражались более контрастно и резко вплоть до образования протяженных согласных зон срыва и брекчий. В результате мине-

ральные ассоциации, формировавшиеся в период и сразу же после возникновения этой трещиноватости, несут более яркие черты эпигенетического происхождения по сравнению с более ранними минеральными образованиями.

Исследования изотопного состава серы сульфидов на ряде месторождений, и в частности на месторождениях Атасуйского рудного района в Центральном Казахстане, произведенное Н.И. Замятым и Н.М. Митряевой (1969, 1971), показало, что для пиритов и сфалеритов ранних пиритовых и пирит-сфалеритовых минеральных ассоциаций 85% исследованных проб сульфидов находятся в сравнительно узкой области вариаций изотопного состава серы, характерной для сульфидов гидротермально-метасоматического этапа, "что особенно характерно для сфалеритов, в которых сера обнаруживает относительно узкий диапазон вариаций изотопного состава и близка к метеоритной". Для пиритов же характерны значительные колебания в изотопном составе серы. Облегченная сера характерна для глобулярных разностей, заметное утяжеление серы отмечается для пирита стяжений и метакристаллов, рассеянных в породе. Все это свидетельствует в пользу глубинного источника серы. "Если же в процессе формирования цинковых руд первого этапа и принимала какое то участие биогенная сера, то ее роль была подчиненной. В противном же случае диапазон колебаний изотопных коэффициентов был бы значительно большим..." (Замятин, Митряева, 1969, стр. 57). Узкий диапазон вариаций изотопного состава серы сульфидов пиритовых руд соответствует аналогичному диапазону пиритовых руд на медно-молибденовом Боцекульском месторождении, гидротермальное происхождение которого ни у кого не вызывает сомнения.

Диапазон вариаций изотопного состава серы сульфидов гидротермально-метасоматического этапа несколько шире пределов изменения изотопных соотношений серы сульфидов синседиментационных руд, однако все же достаточно мал ($S^{34} = -0,30 - +0,45\%$) и сравним с границами изменения изотопных коэффициентов в сульфидах гидротермальных руд Рудного Алтая. Среднее значение отношения S^{32}/S^{34} (S^{34} ср. = $+0,02\%$) аналогично отношению этих изотопов в метеоритной сере.

Для сульфидов месторождений Атасуйского района характерно последовательное увеличение содержания тяжелого изотопа S^{34} в сульфидах при переходе от более раннего, синседиментационного этапа (S^{34} ср. = $0,184\%$) к основному, гидротермально-метасоматическому (S^{34} ср. = $+0,02\%$), и затем к позднему гидротермальному (S^{34} ср. = $+0,75\%$).

Проведенные исследования подтверждают выводы упомянутых выше авторов о едином, в основном глубинном, источнике серы и, возможно, металлов.

Свинцы метасоматических руд отличаются значительно большими вариациями изотопических соотношений и несколько повышенным содержанием радиогенных изотопов. Однако практически одинаковые соотношения Pb^{207}/Pb^{208} и Pb^{207}/Pb^{204} в обоих типах руд свидетельствуют об одном и том же источнике. Определенные изохронным методом значения первоначального изотопного состава свинца пород, соответствующего времени седиментации осадочных толщ, тождественны

изотопным характеристикам свинцов в рудах, что, по мнению авторов, свидетельствуют о генетической общности вмещающих пород и руд. Обогащение же свинцов из барит-свинцово-цинковых руд радиогенными изотопами Pb^{206} и Pb^{208} , по мнению указанных исследователей, обусловлено лишь частичным заимствованием их из вмещающих пород.

Месторождение Жайрем

Современные представления о геологии месторождения сложились в результате исследований А.А. Рожнова, М. Бегалиева, Е.И. Бузманова, В.Я. Середы, Н.М. Митряевой, Д.Н. Мурашовой, А.Н. Дегтяревой, А. Махмутова, Г.Н. Щербы и других исследователей. Месторождение Жайрем находится в Центральном Казахстане (Думлер Орлов и др., 1975) и тяготеет к зоне, вытянутой в пределах девонского вулканического пояса. Зона эта представляет собой относительно крупное региональное сооружение, сформировавшееся вдоль широтного интервала границы воздымающейся области каледонской консолидации и герцинской Джунгаро-Балхашской погружающейся геосинклинальной области (Патадаха, Щерба, 1968).

Упомянутая зона прослеживается на территории каледонской консолидации в виде серий протяженных глубинных разломов и вытянутых вдоль них относительно узких, ступенчатых глубоких впадин, ограниченных продольными, поперечными и диагонально ориентированными разломами. Впадины сформированы на фоне орогенных тектонических движений каледонид. Синклиний, в пределах которого находится Жайремское рудное поле, и представляет собой подобный прогиб. Размещается он в краевой части консолидированной каледонской складчатой области Бетпакадала. Его сложная коленчатая в плане форма, прямолинейные ломаные очертания и блоковая внутренняя структура определяются развитием субширотных (Успенских) и субмеридиональных (Бетпакадалинских) разломов нижнепалеозойского фундамента и дифференциальными вертикальными в основном или косыми перемещениями блоков. Фундаментом синклиория служат вулканогенно-осадочные, континентальные и мелководные толщи живетского и франского ярусов. Сам синклиорий выполнен среднепалеозойским комплексом морских осадочных пород. Оруденение заключено в верхнедевонских чередующихся кремнисто-аргиллито-карбонатных породах, содержащих пирокластику и базальтоидные вулканы (оливиновые базальты, диабазы, спиллиты, андезиты и трахиандезиты и другие породы) общей мощностью более 2 км (Митряева, Каюпова и др., 1974).

В пределах Жайльминского синклиория и обрамляющих его антиклинорийных глыбовых сооружений получили развитие крупные зоны динамометаморфизма, располагающиеся на продолжении Успенских. Они характеризуются развитием крутопадающих тектонических зон, в пределах которых проявлена складчатость, будинаж и разрывные нарушения. Складки наряду с линейными характеризуются сложным блоковым строением и наблюдаются в виде сундучных, коробчатых, гребневидных, куполообразных, мешковидных, карнизных с двойным изгибом.

Широко развиты разнообразные флексуры. Эти формы свидетельствуют, что формирование Жайльминского синклинория происходило на жестком основании (Паталаха, Щерба, 1968; Гурвич, 1970; Скрипченко, Рожнов, Лыткин, 1971). Разрывы, осложняющие упомянутые складчатые формы представляют собой секущие и согласные зоны трещиноватости, расщепления, дробления, проскальзывания. Отдельные из согласных разрывных нарушений вмещают силы субвулканических интрузий, обладающих значительной площадью развития (Дегтярева, 1971; Скрипченко и др., 1971), и развиваются на контактах пород с различными физическими свойствами.

Успенская зона смятия образует единый рудный пояс, характеризующийся сложной и разнообразной металлогенией. Атасуйский район в этом поясе, занимающий крайнее западное положение и пространственно совпадающий с Жайльминским антиклинорием, характеризуется широким развитием месторождений железа, марганца, свинца, цинка, меди, барита и редких металлов, размещение которых подчинено структурным, литолого-стратиграфическим и генетическим факторам (Кулинич, 1970_{1,2}).

Железные, железо-марганцевые, свинцово-цинковые и баритовые руды, нередко совмещенные в пространстве, тяготеют к узлам пересечения глубинных разломов субширотного (успенского) и северо-западного — субмеридионального (жалаир-найманского) направлений. Этими же разломами определяется положение субвулканических тел.

Согласно Н.М. Митряевой, А.А. Рожнова, Д.Н. Муратовой, А.Н. Дегтяревой (1967), стратиграфический разрез площади месторождения представлен в следующем виде (снизу вверх).

Нижнефаменский подъярус ($D_3^{m_1}$) — углистые глинисто-карбонатные породы и кремнистые мергели серой, темно-серой и черной окраски, мощностью не более 150 м, слагает ядерную часть Жайремской антиклинали.

Верхнефаменский подъярус ($D_3^{fm_2}$), слагающий крылья антиклинали, разделяется на три пачки: продуктивную, промежуточную и красноцветную. Продуктивная пачка ($D_3^{fm_1}$) включает все известные тела железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд.

На Восточном участке развиты все разновидности пород и руд; на Западном — отсутствуют железо-марганцевые, а железо-рудные прослои представлены одним верхним; на Дальнезападном — железные и железо-марганцевые руды отсутствуют. На Восточном участке в основании продуктивной пачки находится вулканогенный горизонт мощностью 150 м, сложенный трахитовыми порфирами с линзами зеленых и темно-зеленых миндалекаменных спилитов. Выше залегают ритмично слоистые породы, в которых отмечается пять основных ритмов. Нижняя половина каждого из них сложена темными углито-кремнисто-мергелистыми породами с прослоями пиритового и пирит-сфалеритового состава, а верхняя половина — кремнистыми известняками с прослоями железистых яшм, магнетитовых и гематитовых руд. Мощность каждого ритма меняется от 25 до 55 м. Цинковорудные горизонты характеризуются мощностью от 8 до 25 м.

Промежуточная пачка ($D_3^{fm_2}$) сложена монотонными слоистыми и волнисто-слоистыми известняками серой и темно-серой окраски с редкими прослоями углито-известковистых аргиллитов, с единичными линзами органогенно-детритового известняка и зеленовато-серого туфа; мощность пачки 70–80 м.

Красноцветная пачка ($D_3^{fm_2}$) характеризуется чередованием прослоев мощностью 0,1–10 см известняка белой, розовой, кремевой и бурой окраски, с обильными и тонкими (0,1–0,8 см) слоями гематитизированных известковистых аргиллитов красного и вишневого цвета, с подчиненной ролью зеленых туффитов и хлоритизированных аргиллитов. Для упомянутых пород характерна нарушенная слоистость; мощность пачки 80–100 м.

Нижнетурнейский подъярус ($C_1^{t_1}$) – углистые кремнистые известняки темно-серой и черной окраски средней мощностью 100–110 м.

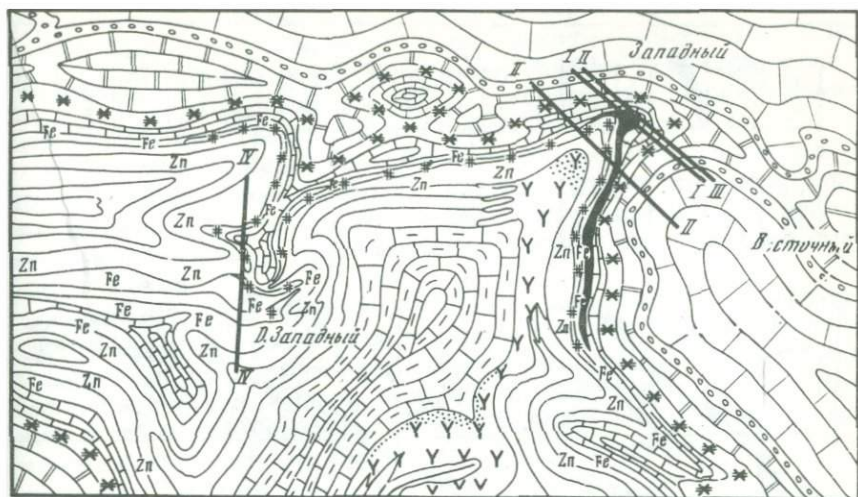
Верхнетурнейский подъярус ($C_1^{t_2}$) представлен микрозернистыми органогенными известняками и карбонатно-кремнистыми породами с альбитом и доломитом и прослоями пепловых туфов и туфолов кислого состава, мощностью 35–60 м, и кремнисто-карбонатными породами и известняками серого и темно-серого цвета, с линзами и прослоями зеленоватых аргиллитов мощностью 170 м.

Среди интрузивных пород установлены субвулканические пластовые и секущие тела. Первые из них, имеющие форму линз или сложных пластообразных залежей, сопровождаемых секущими слоистостью апофизами, встречаются в нескольких частях рудного поля. На Северном Жайреме состав их близок к монцитонитам, в других участках – к трахитам (Дегтярева, 1971) и щелочным калишпатовым порфирам (Скрипченко, Рожнов, Лыткин, 1971). Силлы разместились на границах пород с различными физическими свойствами, в частности, отдельные из них залегают в основании продуктивной пачки (Дегтярева, 1971).

Жайремское рудное поле сформировалось в одной из субширотных зон динамометаморфизма "успенского" направления, осложняющих Жайльминский синклиорий в его средней части. Внутри этой зоны Жайремское рудное поле размещается в сложно построенной антиклинальной складке, в формировании которой большую роль играли скрытые разломы субширотного, субмеридионального и северо-западного простираний, проявившиеся в породах фундамента и обусловившие блоковое его строение. Вытягиваясь в общем в субширотном направлении, упомянутая антиклиналь осложнена серией более мелких складок северо-западного простирания. Форма этих складок в плане очень сложная, обусловлена сочетанием плавных изгибов и резких разно ориентированных ломаных линий.

Отмечаются изометричные ромбоздальные овалоидные и другие формы. В целом же складчатость наиболее интенсивно развивается в породах, характеризующихся переслаиванием слоев различного состава, в частности в продуктивной пачке верхнего фамена.

В участках сочленений этих складок, согласно Н.М. Митряевой, А.А. Рожнову и другими (1967), наиболее интенсивно проявляется более мелкая складчатость, иногда сопровождающаяся разрывными нарушениями. К наиболее нарушенным частям рудоносной площади приурочены залежи барито-цинково-свинцовых руд. Интенсивно деформированные участки, как это показано на схеме геологического строения месторождения (фиг. 15), нередко совпадают с субмеридиональным простиранием пластов продуктивной пачки, что особенно характерно для Западного участка. Разрывные нарушения субмеридионального направления отмечаются на Западном участке. В замковых частях складок 2-го порядка наблюдаются многочисленные межпластовые срывы.

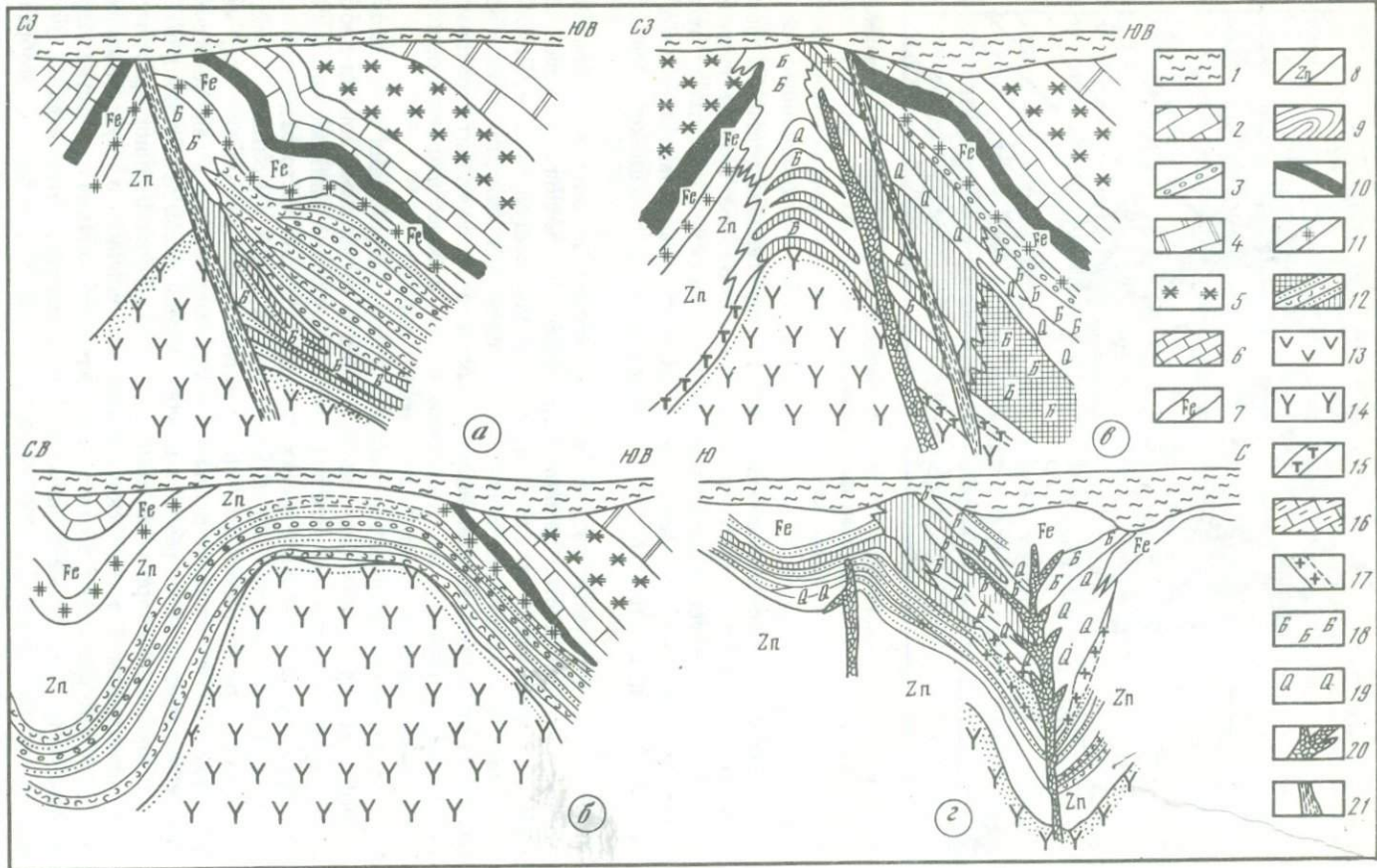


Фиг. 15. Схема геологического строения месторождения Жайрем. Составлена А.А. Рожновым. Условные обозначения см. фиг. 16

По морфологическим особенностям и структурным условиям формирования упомянутые исследователи выделяют две группы рудных тел: 1) вулканогенно-осадочные, сингенетические пластовые тела железо-марганцевых и цинковых (сфалерит-мельниковит-пиритовых) руд и 2) эпигенетические тела баритовых и барито-цинково-свинцовых руд.

Для первой группы рудных тел характерна значительная горизонтальная протяженность, намного превышающая мощность, колеблющуюся от нескольких см до 70 м, чаще составляющую 5–25 м. Особое положение в этих рудных телах занимает цинковая минерализация. Она развита как в железо-марганцевых, так и в мельниковит-пиритовых рудах, распространяясь по отношению к ним в более широком ореоле и постепенно затухая в сторону вмещающих пород.

Вторая группа рудных тел тяготеет к зонам дробления и особенно к участкам пересечения секущих разрывов с согласными зонами дробления, срыва и отслоения. Эти разрывные нарушения наиболее интенсивно проявлены в замковых частях складок, где они часто размещаются в несколько ярусов, каждый из которых приурочен к контакту пород, обладающих различными физико-механическими свойствами. Так, на Западном участке основное рудное тело сформировалось в узле пересечения субмеридионального разлома и субширотной зоной дробления в шарнире антиклинали второго порядка (фиг. 16). Дальнезападное приурочено к межпластовой зоне брекчирования, проявленной в двух смежных складках (синклинали и антиклинали) второго порядка на участке пересечения широтной и меридиональной складчатости, отражающих, очевидно, скрытые разломы тех же направлений. Согласные линзообразные тела этой группы не выходят за пределы продуктивной пачки. Се-



кущие метасоматические тела прослежены как в породах еевисячего, на несколько десятков метров, так и лежачего бока (более 200 м). Внутри продуктивной пачки рудные тела, согласно Н.С. Скрипченко и другим (1971), распределены весьма неравномерно, концентрируясь преимущественно в средней, наиболее ритмичной, ее части.

Характерной особенностью обеих групп рудных тел является их пространственное совмещение, т.е. контроль одними и теми же, проявившимися в разное время тектоническими ослабленными зонами, которые неоднократно залечивались магматическими и минеральными образованиями.

К первой группе рудных тел относятся железные, железо-марганцевые и цинковые (пирит-сфалеритовые), относимые к вулканогенно-осадочным, т.е. к синседиментационным; ко второй — слабо баритизированные пирит-сфалеритовые, барито-свинцово-цинковые, свинцово-цинково-баритовые и баритовые, являющиеся продуктами гидротермально-метасоматических процессов, проявившихся значительно позднее литификации пород.

Железные руды слагаются прослоями гематита, магнетита, пространство между которыми заполнено кварцем, кальцитом и хлоритом. Они чередуются с прослоями железистых яшм, известняков, кремнисто-карбонатных пород и силицитов. В качестве примеси в них установлены Ва, Pb, Zn, Cu, Te, Ge, V, As, Sb, Cu, Ni. Руды — не промышленные из-за низкого содержания железа. Железо-марганцевые руды развиты в небольших количествах. Содержание железа в них колеблется от 2,5 до 32,22%; марганца — от 3,57 до 24,18%.

Фиг. 16. Геологические разрезы к фиг. 15

a — *в* — Западный участок, *г* — участок Дальний Западный. 1 — кайнозойские отложения: пески, суглинки, глины (KZ); 2 — верхнетурнейские безрудные пепельно-серые кремнистые известняки ($C_1 t^2$); 3 — нижняя пачка верхнетурнейского подъяруса, горизонт "желваковистых известняков" ($C_1 t^1$); 4 — горизонт нижнетурнейских углистых известняков ($C_1 t^2$); 5 — верхняя пачка верхнефаменского подъяруса — "красноцветные известняки" ($D_3 fm^3$); 6 — средняя ("промежуточная") пачка верхнефаменского подъяруса, серые и черные слоистые и волнисто-слоистые кремнистые известняки ($D_3 fm^2$); 7 — волнисто-слоистые хлоритизированные и слабегематитизированные известняки ($D_3 fm^b$); 8 — углистые мергелистые известняки с редкими прослоями мельниковит-пиритовых руд ($D_3 fm^a$); 9 — серые рудовмещающие известняки ($D_3 fm_2$); 10 — пласты железо-марганцевых руд; 11 — черные углистые алевролиты, мергели, известняки массивной и пятнистой текстуры ($D_3 fm_2$); 12 — пласты свинцово-цинковых руд; 13 — эффузивный горизонт, трахитовые порфиры, спилиты; 14 — туфы трахитовых порфиров и спилитов; 15 — туфовый прослой в кровле эффузивного горизонта; 16 — нижнефаменский подъярус, черные углистые известняки ($D_3 fm$); 17 — гидротермально осветленные и альбитизированные породы; 18 — баритизированные породы; 19 — пирито-кварцевые метасоматиты; 20 — эруптивные брекчии; 21 — разрывные нарушения и сопровождающие их зоны милонитизации

Железные и железо-марганцевые руды проявлены на Восточном участке: железные руды (верхний горизонт) установлены также на Западном участке; на других участках рудного поля они отсутствуют.

Цинковые (пирит-сфалеритовые) руды, согласно упомянутым исследователям, имеют широкое площадное развитие. Они состоят главным образом из тонкодисперсного пирита, в меньших количествах в них развиты сфалерит и кристаллически-зернистый пирит, изредка арсенипирит и галенит и спорадически — халькопирит и блеклая руда. В "чистом виде" эти руды встречаются редко в связи с широким развитием гидротермально-метасоматических изменений, связанных с образованием руд второго этапа. Помимо галенита, Pb присутствует, очевидно, в виде примесей в карбонатах. В количествах, превышающих кларковые, установлены следующие элемент-примеси: Ni, Cd, As, Ga, Te и Ge. Cd характерен для сфалерита, таллий установлен в мельниковит-пирите (до сотых долей процента), галлий — в сфалерите, мельниковит-пирите и углистом веществе. В рудах обнаружены также следы индия и висмута.

Слабо баритизированные пирит-сфалеритовые руды, согласно упомянутым исследователям, представляют собой синседиментационные пирит-сфалеритовые руды, преобразованные в процессе воздействия на них более поздних гидротермальных растворов второго этапа минералообразования. Они включают около 20–30% новообразований. В них отмечаются более высокие содержания Ba, Pb и Zn. Среди элементов-примесей появляются Sb, а также Hg и Sr и одновременно по сравнению с неизменными разностями снижаются содержания Te, Ge и V.

Барит-свинцово-цинковые руды представляют собой прожилковые и метасоматические образования, развивающиеся по вмещающим породам. В них по сравнению с другими типами несколько возрастает содержание Ba, Cu и Zn. Из элементов-примесей чаще встречается Co, появляется It (в связи с флюоритом), повышается количество Sr (барита). Полностью отсутствуют Te и Ge.

Свинцово-цинково-баритовые руды — баритовые метасоматиты с полосами, вкрапленностью и гнездами сульфидов. Образованы метасоматически по кремнистым и пирит-кварцевым метасоматитам. Элементы-примеси — Sr, Sb, Co, Hg, отсутствуют Ga, Ge, V, As.

Баритовые руды представляют собой баритовые метасоматиты, не содержащие или почти не содержащие сульфидов. Различаются по цвету и крупности зерен, текстурам и структурам. Содержание барита до 70%; Pb и Cu составляют в них десятые, а Zn — сотые доли процента, Sr > 1%.

Состав руд иллюстрируется (табл. 13), из которой видно, что цинковые (пирит-сфалеритовые) руды первого цикла в общем близки по минеральному составу к сульфидным рудам второго этапа, но существенно отличаются как по количественному проявлению основных металлов, так и по составу элемент-примесей. Кроме того, отчетливо выявляется наличие в более поздних свинцово-цинково-баритовых рудах некоторых малораспространенных минералов — блеклых руд, сульфоантимонитов Pb, Cu и др.

Таблица 13

Минералы месторождения Жайрем (по Н.М. Митряевой)

Минералы	Цинковые и свинцово-цинково-баритовые руды			Железные и железо-марганцевые руды		
	распространенные	второстепенные	редко и очень редко встречающиеся	распространенные	второстепенные	редко и очень редко встречающиеся
Первичных руд						
Рудные	Сфалерит, галенит, тонкодисперсный пирит, пирит	Халькопирит, арсенопирит, марказит	Тетраэдрит, теннантит, блеклая руда, бурнонит, буланжерит, джемсонит, минерал ряда геохронит – иорданит, бравонит, миллерит, пирротин, мельниковит, магнетит, мартит, мушкетовит	Магнетит, гематит, мартит, хлорит (железосодержащий), кварц	Сидерит, мушкетовит, мангансидерит, марганокальцит, магнезит, альбит-олигоклаз	Якобсит, браунит, фриделит, фриделит железистый, пиросмалит, родонит, тефроит, гранат, стильпно-мелан
Жильные	Барит, кварц, кальцит, доломит	Альбит, флюорит, серицит, хлорит, графитизированное углистое вещество	Стронцианит, турмалин, калиевый полевой шпат, сидерит, мангансидерит, рутил			
Окисленных руд		Церуссит	Смитсонит, халькозин, борнит, ковеллин, малахит, англезит, галенит, гетит, гидрогетит, барит, гипс			

Своеобразно представлены текстуры руд. Для колчеданных руд первого этапа минерализации, согласно Н.М. Митряевой и другим (1971), свойственны ритмичные текстуры, обусловленные участием пиритсодержащих прослоев и ритмичности осадочных пород. При этом глобулярный пирит постоянно развивается с пелитоморфными разностями пород, в то время как кристаллически зернистый развит в крупнозернистых более известковистых прослоях. Содержание пирита варьирует от редкой вкрапленности до почти мономинеральных слоев, мощность которых меняется от долей миллиметра до 15–20 см. Для них характерно чередование пиритовых, пирит-сфалеритовых и породных слоев, мощность которых не превышает десятки доли миллиметров. Скопления пирита слагаются глобулами диаметром от 0,01 до 0,05 мм и мелкой сыпью идиоморфных зерен. Глобулы имеют различную плотность, слагаются идиоморфными зернами пирита размерами 1–3 мм в поперечнике, цементирующихся кварцем, карбонатом и органическим веществом весьма устойчивым к действию сильных кислот и не изменяющимся до $T = 500^{\circ}\text{C}$. Мелкие зерна, образующие сыпь, обладают также сложным строением. В одних случаях они полигональны, изометричны и состоят из "пиритового" ядра и наружной зонки, в которых в массе пирита заметны радиально расположенные темные участки.

В других случаях зерна пирита однородны, с четкими кристаллическими очертаниями, расположены либо беспорядочно, либо в виде агрегатов плотнейшей упаковки с образованием характерных для пирита форм, что напоминает начальную стадию перекристаллизации гелей.

Наряду с глобулярными для руд первого цикла характерны коллоидные и колломорфно-зональные образования — почковидные, сферолитовые и другие формы. Часто встречаются цементационные структуры, особенно характерные для сфалеритов, цементирующих глобулы пирита без признаков их коррозии и перекристаллизации. При этом сам сфалерит обладает колломорфными стяжениями и сгустками.

Для руд второго цикла рудообразования характерны обычные для гидротермальных метасоматических свинцово-цинковых руд текстуры и структуры. Они возникают как в связи с непосредственным осаждением минералов из растворов, так и с последующим их преобразованием под влиянием изменения состава и физико-химических параметров рудоносных растворов, а также в связи с внутрирудными и пострудными деформациями, обусловленными проявлениями разрывов, локализирующих оруденение. На месторождении широко развиты вкрапленные, прожилково-вкрапленные, пятнистые, слоистые, ритмично-слоистые, слоисто-прожилковые, цементные, брекчиевые, кокардовые, реже массивные и другие текстуры руд. Среди структур руд установлены кристаллически-зернистые, замещения и коррозии, колломорфные, кактакластические, перекристаллизации, реакционных каемок и др.

По данным Н.М. Митряевой и других исследователей, для руд первого цикла околорудные изменения не характерны. Отложению руд второго этапа предшествовали интенсивные околорудные изменения, обусловив-

щие широкое образование метасоматитов вначале альбит-доломитового и кремнистого состава затем кварц-пиритовых метасоматитов с халькопиритом. Отложению свинцово-цинковых руд сопутствовали также метасоматические изменения пород и ранее сформированные метасоматитов. Особенно интенсивно проявлено при этом процессы баритизации, различная интенсивность которой обуславливает появление целой гаммы в различной степени баритизированных пород вплоть до мономинеральных баритовых метасоматитов. Околорудные изменения проявились и поздние отложения основной массы руд и выражались в окварцевании доломитизации и альбитизации (Митряева, Муканов, 1967).

Согласно исследованиям Н.М. Митряевой, А.А. Рожнова, Д.И. Муратовой, А.И. Дегтяревой (1967), процесс минералообразования был длительным и сложным и проходил в 5 этапов. В первый седиментационный этап накапливались железные, железо-марганцевые и цинковые (пирит-сфалеритовые) руды, отложение которых сопровождалось изменением окислительно-восстановительских условий осадконакопления. Во второй метаморфический этап осажденные руды подвергались процессам катагенеза и последующего складкообразования, приведшего к возникновению плоскостей отслаивания и послойных разрывов в пирит-сфалеритовых рудах с образованием "альпийских" жил кварц-кальцит-сульфидного состава. С третьим гидротермально-метасоматическим этапом связано образование промышленно важных руд месторождения. В нем выделяется несколько стадий, а в основной рудообразующей стадии — несколько ступеней равновесия. Отложению руд этого этапа предшествовали интенсивные гидротермальные изменения вмещающих пород, обусловившие вначале образование альбит-кварц-доломитовых метасоматитов и их фациальной разности кремнистых метасоматитов, а затем кварц-пиритовых, содержащих небольшое количество халькопирита.

В основную, кварц-карбонат-сульфидно-баритовую, стадию последовательно выделяются 3 минеральные ассоциации: 1) кварц-сфалеритовая с послойным метасоматическим развитием кварц-сфалеритовых агрегатов и ничтожно малым количеством галенита; 2) кварц-карбонат-сфалерит-галенитовая с образованием метасоматических послойных, реже секущих прожилков иногда с альбитом; 3) барит-галенитовая с интенсивной баритизацией пород и отложением подавляющей массы галенита, второстепенных — сфалерита, пирита и редких — халькопирита, блеклый руды и сульфосолей свинца, а также сидерита с гематитом.

Заключительная стадия гидротермально-метасоматического этапа привела к образованию кварц-кальцит-баритовых прожилков с флюоритом и ничтожным количеством сульфидов.

Парагенетические минеральные ассоциации стадий и ступеней третьего гидротермально-метасоматического этапа формировались на фоне внутри-минерализационных подвижек, план деформации которых не изменялся, что привело к наложению более поздних минеральных образований на более ранние. Процесс шел с нарастанием кислотности растворов, а рудоотложение происходило в близповерхностных условиях.

Четвертый этап минералообразования отделяется от третьего образованием по разломам эксплозивных брекчий с кварц-альбитовой, позже

окварцованной и доломитизированной цементирующей массой. Он проявился в формировании кварц-кальцитовых (иногда с калишпатом) прожилков и жил с пиритом, гематитом и халькопиритом.

На месторождениях Жайремского рудного поля проявляется четкая концентрическая минеральная зональность (Скрипченко, Рожнов, Лыткин, 1971).

Так, на Дальнезападном участке от центра к периферии устанавливаются пять зон, телескопированно наложенных одна на другую.

1. Кремнисто-баритовая зона, в которой кремнистые образования тяготеют к ядру, а баритовые — к периферии, характеризуется сложным строением, приурочена к купольной части, осложненной разрывными нарушениями складки 2-го порядка. Зона эта в пределах продуктивной толщи характеризуется развитием серии седлообразно расположенных коротких и мощных линз, а в породах легчайего и всячего боков получает развитие серия жильных образований.

2. Галенит-баритовая зона характеризуется значительным развитием рудных тел, состоящих из галенита и сфалерита, представляющих собой чередование согласных линз массивных баритовых руд с рассеянной и гнездово-вкрапленной рудной минерализацией и "пакетов" слоистых сфалерит-галенитовых, в которых сосредоточена основная масса руд зоны.

3. Зона богатых свинцово-цинковых руд, в которой значительно преобладают рудные тела со слоистыми сфалерит-галенитовыми рудами над баритовыми. Те и другие, слагая согласные линзы, залегают среди известково-кремнистых ритмов. Внутреннее строение рудных тел осложняется неравномерным развитием сфалерита и галенита с кварцем в карбонатных слоях, чередующихся с пелит-алевролитовыми.

4. Зона развития сложных цинково-свинцовых руд с отношением цинка к свинцу, равному 3:1, характеризуется незначительным развитием баритовых образований. Руда ритмично-слоистая.

Зона слоистых сфалеритовых руд, в согласных залежах которой заметно возрастает роль слоистых пиритовых глобулярных руд. ореол пиритовых глобулярных руд значительно шире промышленных свинцово-цинковых. В вертикальном же направлении он ограничивается контактами рудомещающей пачки. Границы между зонами весьма неоднородны. Зональность объясняется с точки зрения гидротермально-осадочного генезиса (Скрипченко и др., 1971).

Необходимо отметить, что на генезис месторождения в целом и на отдельные минеральные комплексы его руд существует к настоящему времени несколько точек зрения.

В.И. Кавун и Д.Л. Верк относят месторождение к типично осадочным (Муратова и др., 1971); Г.Н. Щерба — к вулканогенно-осадочным; Н.М. Митряева и другие высказали мнение, что вулканогенно-осадочными являются только железо-марганцевые и пиритовые глобулярные руды со сфалеритом, а цинково-свинцово-баритовые относятся к гидротермально-метасоматическим; Н.С. Скрипченко и другие (1971) отстаивают представление, согласно которому к вулканогенно-осадочным относятся пиритовые и цинково-свинцовые руды, а баритовые и свинцово-баритовые — к гидротермально-метасоматическим.

В связи с различными точками зрения на генезис руд отсутствует единое мнение и о их возрасте.

Результаты применяемых новейших методик изучения месторождения, в частности методик изучения изотопов S и Pb и других элементов, привлеченные для получения дополнительной информации, также

пока не дают определенных результатов, которыми можно было бы пользоваться в качестве неоспоримых доказательств. В связи с этим вопросы генезиса месторождения остаются по-прежнему предметом дискуссий, тем более, что согласно многочисленным исследованиям на ряде месторождений атасуйского типа в Жайилминском синклинии в породах одного и того же возраста обнаружены наряду с пластовыми согласными залежами и секущие напластование железорудные тела (Садыков, 1974), которые в связи с отсутствием признаков регионального метаморфизма весьма трудно относить к образованиям альпийских жил. Близким аналогом, видимо, является месторождение Бурултас в Южном Казахстане (Кузнецhevский, 1971).

6. ФЛЮОРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Промышленная значимость месторождений флюорит-свинцово-цинковой рудной формации к настоящему времени еще в полной мере не оценена. Вместе с тем во многих районах мира эти месторождения имеют широкое распространение, концентрируя значительные запасы свинца, цинка, меди и сопутствующих им элементов-примесей. Месторождения рассматриваемой рудной формации находятся в пределах флюоритоносных металлогенических зон и характеризуются значительными скоплениями флюорита (до 70–75% от общей массы руд) при высоких его содержаниях (как правило, в десятки раз превышающих суммарное содержание цветных металлов).

Стратиморфные месторождения характеризуемой формации в том или ином количестве развиты во всех типах выделенных нами рудоносных провинций. Но, судя по опубликованным данным, наиболее широкое распространение они получили в провинциях, развитых на жестких плитах вблизи окаймляющих их складчатых поясов. Примером подобных провинций является куполообразное поднятие, находящееся на территории штатов Иллинойс и Кентукки в США, в юго-восточной части Мидконтинента. Для подобных сооружений характерно интенсивное многократное проявление крупных разрывных нарушений, контролирующих размещение вулканических аппаратов, развитие трубок и линз взрывных брекчий, секущих и реже согласных со слоистостью смещающих пород.

Важное значение в локализации и размещении месторождений рассматриваемой рудной формации внутри платформ приобретают сооружения типа авлакогенов. Согласно сводке Р.П. Валсева (1973), в пределах авлакогенов Русской платформы флюорит-полиметаллические месторождения ассоциируют с собственно флюоритовыми, свинцово-цинковыми, свинцово-цинково-сурьмяными, баритовыми, а также с эпигенетическими месторождениями калийных солей, боратов, самородной серы, возникающих в связи с широким развитием здесь галогенных формаций.

Образование интересующих нас месторождений происходит в поздние этапы возрождения авлакогенов и инверсии тектонических дви-

жений, протекавших в рифейскую, каледонскую и герцинскую эпохи. Возникновение наиболее крупных из них синхронно с позднегерцинской фазой формирования флюоритовой минерализации Урала (Валеев, 1973). Флюорит-полиметаллические и генетически связанные с ними баритовые месторождения пространственно тяготеют к ограничивающим авлакогенам глубинным разломам и сопряженным с ними разрывным нарушениям. Рудные поля этих месторождений размещаются на площадях пересечения последних поперечными разрывами, ограничивающими поперечные поднятия, что, в частности, отчетливо проявлено на примере Волновхской зоны Днепровско-Донецкого авлакогена (Валеев, 1973).

В размещении верхнепалеозойского эндогенного оруденения и пределах Волновхской зоны, по данным С.В. Нечаева (1970), важное значение имели следующие стратиграфические уровни, наиболее благоприятные для возникновения межпластовых срывов и надвигов: подошва палеозойской толщи, подошва девонского вулканогенного комплекса, низы нижнекаменноугольной толщи, т.е. границы различно дислоцированных и метаморфизованных структурных ярусов платформенного чехла. Связь площадей флюорит-свинцово-цинковой минерализации в породах карбона с продольными и поперечными разломами в южной части Донбасса отмечается и Б.С. Пановым (1974).

Флюорит-свинцово-цинковая минерализация часто размещается в краевых частях щитов и вне связи с авлакогенами (погребенными или непогребенными к моменту оруденения), располагаясь на их склонах, осложненных сериями разломов фундамента. Примером может являться площадь Подольского Преднеднестровья, в пределах которого рассматриваемые месторождения обычно в ассоциации с собственно флюоритовыми, свинцово-цинковыми, медными и ртутными размещаются на значительном вертикальном интервале пород чехла вплоть до девонских слоев включительно (Ткачук, Жовинский, 1970).

Рудоносные провинции, находящиеся в краевых частях складчатых областей, граничащих с платформами, а также в областях периклинальных замыканий первых из них, являются наиболее перспективными. В качестве типичного примера подобных провинций является область южного замыкания Пай-хой-Новоземельской складчатой зоны, возникшей в верхней перми в связи с интенсивными позднегерцинскими тектоническими движениями, протекавшими в Уральской геосинклинали, одной из виргаций которой эта зона, видимо, и является (Осадчев, 1951, 1954). Важно подчеркнуть, что рассматриваемая рудоносная территория прошла платформенные условия геологического развития и в ее пределах слабо проявлен интрузивный и эффузивный трапповый магматизм (Маслов, 1972). На упомянутой территории развит платформенный тип складок и широко проявлены крутопадающие и согласные со слоистостью и со стратиграфическими несогласиями разрывные нарушения, нередко залеченные дайками и силами габброидных пород. Все эти геологические особенности обусловили весьма благоприятные структурные условия для локализации значительных масс флюорита, а также свинцово-цинковых руд, образующих рудные узлы, контролируемые региональ-

ными глубинными разломами (Васильев, Сомов, 1972; Марейчев, Попович, 1972).

Возможность нахождения флюорит-свинцово-цинковых месторождений в краевых частях складчатых областей, окружающих срединные массивы, подтверждены данными О.Н. Омирова (1973), охарактеризовавшими стратиформную флюорит-свинцово-цинковую минерализацию в краевой части Яно-Колымской складчатой области, в районе сочленения ее с Колымским срединным массивом. Здесь установлен ряд крупных, сохранившихся от переработки древних выступов, разрез которых включает толщи, начиная от протерозоя и до карбона (?) включительно. Выступы эти ограничены глубинными разломами северо-западного простирания. Месторождения размещаются в одном из таких тектонических блоков — Омудевском поднятии.

Оруденение, контролируясь в своем размещении глубинным разломом Дарнир, локализуется в доломитах и доломитизированных известняках живетского яруса, составляющего нижнюю часть платформенного чехла. Находясь в пределах зон разрывов, характеризующихся отсутствием интрузивных образований, минерализованная зона имеет протяжение более 25 км и обладает шириной до 1 км.

Отдельные месторождения в пределах этой зоны проявляются спорадически, группируясь в рудные узлы. Преобладающим типом руд на большинстве упомянутых месторождений являются вкрапленные, но известны и руды массивного сложения. Среди практически ценных рудных минералов основное значение имеют флюорит, галенит и сфалерит. В составе галенита устанавливается повышенное содержание примесей. Среди рудных тел в морфологическом отношении выделяются трещинные жилы и пластообразные залежи. Слагающие их руды характеризуются неравномерным распределением ценных компонентов.

В ряде районов, где развиты наиболее важные в промышленном отношении месторождения (Пай-Хой, Илинойс и др.), выявляется четкая пространственная и временная связь оруденения с дайками и силлами интрузивных пород основного состава, контролирующихся теми же структурными элементами, что и рассматриваемые месторождения. На месторождениях характеризуемой формации выявляются весьма разнообразные формы рудных тел, среди которых нередко мощные пластообразные, линзообразные и лентообразные залежи, в целом залегающие согласно с напластованием и стратиграфическими поверхностями несогласия. Отмечаются трещинные жилы, а также переходные в морфологическом отношении рудные тела, включающие элементы согласных и секущих рудных тел.

Характерной особенностью осадочных пород, вмещающих эти минеральные образования, является весьма низкая степень их регионального метаморфизма.

Минеральный состав руд месторождений относительно прост (табл. 14).

Среди элементов-примесей наиболее распространены Mn, Cd, Sr, в меньших количествах проявлены Bi, Sb, Tl, Mo, Sn, Li, Rb, Cs, Ta и Nb (в

Таблица 14

Минеральный состав руд месторождений флюорит-свинцово-цинковой рудной формации

Минералы	Степень распространенности				Зоны окисления
	главные	распространенные	второстепенные	редкие	
Рудные	Сфалерит, галенит	Пирит, халькопирит, тетраэдрит, марказит	Сульфанит, арсенопирит	Пирротин, энаргит, буланжерит, киноварь, гринокит	Гидроокислы Fe, смитсонит, церуссит, англезит, скородит, каламин, гидроцинкит, малахит, пироморфит
Жильные	Флюорит, кварц, кальцит	Доломит, барит, серицит	Витерит, стронцианит, целестин		
Битумы			Антраксолит, гагаит, нефть, асфальты и асфальтиты		

рудах месторождений Прибайкалья), Be, Nb, и Ti (во флюоритах месторождений штата Иллинойс).

Рассматриваемые месторождения в целом характеризуются низкими содержаниями серебра, в основном связанного с галенитами.

Минеральный состав руд в месторождениях претерпевает часто значительные количественные вариации при сходных парагенезисах. Это обусловлено региональной зональностью минералообразования, проявленной внутри территорий развития флюорит-свинцово-цинкового оруденения. В связи с такой зональностью среди месторождений характеризуемой формации удастся различать рудные субформации и соответствующие им минеральные типы, главные из которых приведены в табл. 3.

Месторождениям всех выделенных субформаций и минеральных типов весьма характерна многостадийность минералообразования, протекавшего на фоне неоднократного возобновления тектонических движений по дорудным рудо локализирующим разрывам, как согласным, так и секущим слоистость.

Характерной особенностью руд рассматриваемой рудной формации является относительно широкое развитие в них включений органических соединений, относящихся к группе асфальтов, асфальтитов, и даже нефти, что особенно ярко проявлено на месторождениях штата Иллинойс и Кентукки. В месторождениях Прибайкалья и Пай-Хоя широко развит антраксолит. Во всех случаях указанные образования появляются после отложения основных масс флюорита.

Рудные минералы в рудах представлены несколькими разновидностями, различающимися по цвету, формам выделения, характеру примесей и т.д. Сказанное особенно характерно для сфалеритов, цвет которых по мере развития рудоотложения изменяется от коричнево-бурых до красновато-коричневых, желтоватых и красных. Светлые флюориты, так же как и на месторождениях других рудных формаций, обогащены кадмием— до 1% и более, красные — ртутью. Особенностью амдерминских сфалеритов является повышенное содержание Mn при незначительных количествах железа. Основная масса флюорита светлой окраски выпадает до отложения сульфидов, нередко образуя очень богатые флюоритовые метасоматиты с весьма незначительным количеством халькопирита. Флюорит, сопровождающий отложение сульфидов, меняет свою окраску на слабо-фиолетовую и фиолетовую.

Намечается следующая последовательность выделения минеральных парагенетических ассоциаций, характерная для большинства известных к настоящему времени наиболее важных месторождений (табл. 15).

Для месторождений рассматриваемой рудной формации, так же как и для месторождений других формаций, характерны практически все известные типы проявления эндогенной зональности оруденения.

Таблица 15

Стадии минералообразования месторождений флюорит-свинцово-цинковой рудной формации

Стадии минералообразования	Рудные субформации				
	Флюорит цинково-медно-свинцовая	Флюорит-цинковая	Флюорит-свинцово-цинковая	Флюорит свинцовая	Флюорит-барит-свинцово-цинковая
Дорудные	Доломитизация и окварцевание				
Рудные	Флюоритовая с халькопиритом	Кальцитовая	Флюорит-галенит-сфалеритовая	Флюоритовая с кальцитом и с незначительным количеством сульфидов	Флюоритовая Галенит-сфалеритовая
	Сульфидно-флюоритовая (с пиритом, халькопиритом, сфалеритом)	Флюорит-сфалерит-галенитовая		Сульфидно-флюоритовая (с галенитом, сфалеритом, пиритом и др.)	
Послерудные	Барит-кальцит-кварцевая	Кальцит-баритовая с виверитом	Доломитовая, кальцитовая, кварцевая	Доломит-кальцит-барит-кварцевая	Доломит-кальцит-барит-кварцевая

Следует также подчеркнуть, что месторождения характеризуемой формации занимают определенное место в региональной металлогенической зональности рудоносных провинций. Сказанное хорошо иллюстрируется данными Н.П. Юшкина (1972₂) для пай-хойсой телетермальной провинции, в которой выделяется следующий ряд подзон по устойчивости парагенезисов, сменяющихся от внутренних ее частей к внешним: халькопирит-сфалеритовая → сфалерит-галенитовая → халькопирит-сфалерит-флюоритовая → барит-целестин-флюорит-сульванит-сфалеритовая → флюоритовая → баритовая → кальцитовая → антраксолитовая. Менее полный ряд устойчивых парагенезисов, слагающих руды месторождений и рудопроявлений, отмечается в районе флюорит-полиметаллических месторождений Иллинойс—Кентукки, где наблюдается смена флюорит-полиметаллических месторождений, развитых в центральной части площади, на баритовые, размещающиеся на ее периферии.

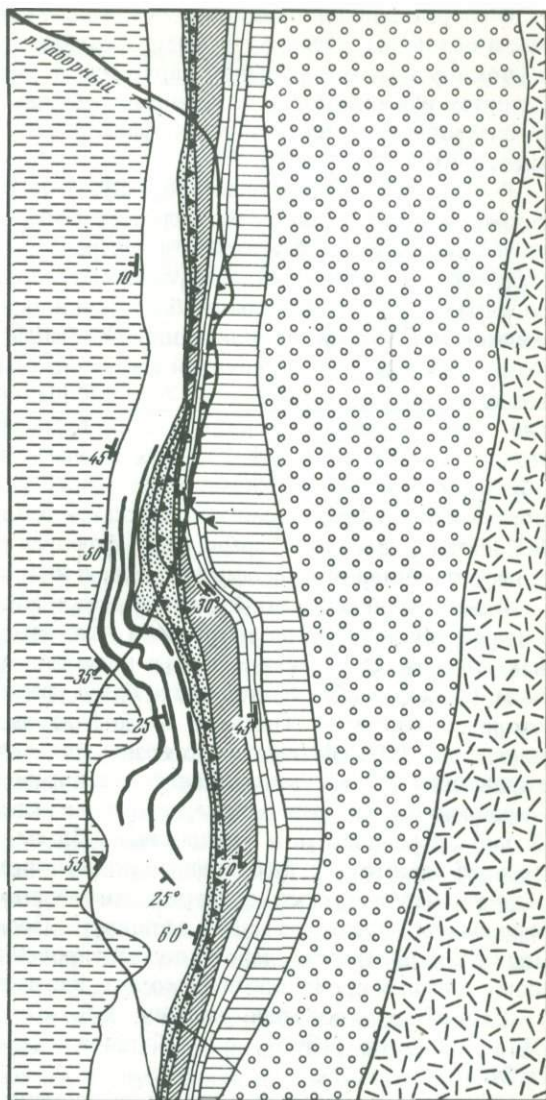
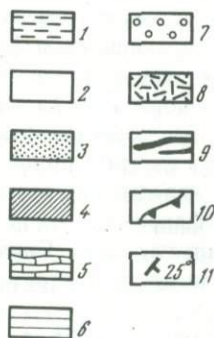
Месторождение Барвинского

Месторождение относится к флюорит-свинцово-цинковой субформации и к галенит-сфалеритовому минеральному типу. Находится оно в пределах краевого поднятия одного из интервалов южной части Сибирской платформы, развивающегося на шовной долгоживущей зоне, отделяющей прибайкальский участок Сибирской платформы от обрамляющей ее Байкальской складчатой области. В одном из тектонических блоков упомянутой зоны среди образований нижнего структурного яруса чехла и особенно в образованиях байкальской серии развита большая группа свинцово-цинковых рудопроявлений и месторождений, образующих в совокупности полиметаллический пояс (Шаталов, 1964; Кормилицын и др., 1966; Тигунов, 1973).

Наибольшая концентрация галенит-сфалеритовой, халькопиритовой, флюоритовой и баритовой минерализации сосредоточена в стратиформных месторождениях северной части упомянутого пояса, где происходит изменение его простирания с северо-восточного на субмеридиональное. Именно здесь и находится месторождение Барвинское, которое объединяет несколько рудоносных участков — Таборный, Лево-Ульканский, Хибеленский и др. (Кормилицын и др., 1966), связанные единством рудоконтролирующих разрывов. Наиболее детально изучен к настоящему времени Таборный участок. Рудоносная площадь сложена песчаниками, алевролитами и известняками голоустенской и улунтуйской свит байкальской серии с меняющейся мощностью от 160 до 300 м. В разрезе этой свиты в направлении снизу вверх залегают следующие породы: пестроцветные аргиллиты, известняки нижнего горизонта, полосчатые зеленовато-серые (пиритизированные) алевролиты, талькиты, мелкокристаллические кремнистые оолитовые известняки, переслаивающиеся с битуминозными известняками. Моноклиналиное падение пород под углом 30–45° к западу осложнено небольшими складками с осями, вытянутыми в меридиональном направлении, с размахом крыльев до нескольких десятков метров, которые в свою очередь подвергнуты более мелкой гофрировке.

Фиг. 17. Схема геологического строения Таборного участка. Верхняя подсвита улунтуйской свиты или низы качергатской свиты (Кормилицын и др., 1966)

1 — глинистые и карбонатно-глинистые сланцы с прослоями известняков. Улунтуйская свита (R_3): 2 — тальково-карбонатные породы; 3 — мелкокристаллические кремнистые оолитовые и битуминозные известняки верхнего горизонта; 4 — алевролиты и глинистые сланцы; 5 — известняки нижнего горизонта; 6 — пестроцветные алевролиты. Голоустенская свита (R_3): 7 — песчаники, гравелиты и конгломераты. Хибеленская свита (R_3): 8 — кислые эффузивы и их туфы; 9 — рудные тела; 10 — надвиги; 11 — элементы залегания пород



Складчатые формы, согласно В.К.Шаталову (1964), осложнены разрывными нарушениями с образованием пологих надвигов небольшой протяженности, а также зон крутопадающих разрывных нарушений. Основным региональным рудоконтролирующим элементом является зона смятия, протягивающаяся на протяжении нескольких десятков километров. Эта зона пересекает карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты, вытягиваясь параллельно осям основных складчатых форм района (фиг. 17). В ее пределах развиваются линзы и горизонты тальцитов и многочисленные кальцитовые, кварцевые и арагонитовые жилы.

Флюорит-свинцово-цинковое оруденение связано с мелкими дорудными, в основном согласными, разрывными нарушениями, сопряженными с упомянутым региональным нарушением. Оруденение развивается в горизонтах известняков и особенно интенсивно в темно-серых оолитовых и битуминозных их разностях, залегающих выше пиритизированных алевролитов и тальцитов.

Рудные тела имеют пластообразную, линзообразную, жилообразную форму, а также представлены трещинными жилами. Максимальное развитие они получили в западной и центральной частях Таборного участка. Отдельные из них отчетливо пересекают слоистость и сопровождаются апофизами, представленными более мелкими рудными жилами и прожилковыми зонами, проникающими по напластованию (Шаталов, 1964). Форма наиболее крупной рудной жилы четковидная, с раздувами и пережимами, падение крутое — 60–70°. В.К. Шаталов (1964) отмечает развитие многочисленных секущих слоистость флюорит-сульфидных жил мощностью 10–15 см, в которых рудные минералы образуют гнездообразные скопления. Упомянутые жилы сложены достаточно разнообразными минеральными комплексами. В порядке последовательности В.К. Шаталов выделяет среди них; флюорит-галенитовые, галенитовые, флюорит-сфалеритовые, сфалеритовые и кварцево-галенитовые.

В восточной части Таборного участка находится рудное тело, залегающее согласно со слоистостью и включающее вытянутые ксенолиты известняков. Это рудное тело в поперечном сечении обладает зональным строением. В лежачем его боку развита флюорит-сфалеритовая оторочка (0,7 м) с гнездами клейофана, далее следует зона, сложенная на 80–90% сфалеритом с незначительным количеством флюорита мощностью 0,2 м, сменяющаяся сплошным флюоритом с гнездами и вкрапленностью сфалерита и реликтами известняка мощностью 1,3 м. К ней примыкает зона мощностью 0,25 м, сложенная главным образом сфалеритом с небольшим количеством флюорита и кальцита. Далее следует полоса флюорита мощностью 5 см, перемежающаяся с прослоями сфалерита той же мощности. Последняя из этих полос примыкает к плотному, слабо доломитизированному известняку, рассеченному тонкими прожилками флюорита, кальцита и сфалерита.

Состав руд, согласно данным В.С. Кормилицына, Ю.А. Синчука, Л.П. Тигунова (1966), В.К. Шаталова (1964) и других, отражен в табл. 16.

Для руд характерны следующие элементы-примеси: As, Sb, Cu, Bi, Tl, Cd, Sr, Ge, Rb, Cs и др. В рудах Лево-Ульканского участка обнаружено олово, входящее в состав касситерита.

В первичных ореолах рассеяния вблизи рудных тел выявлены, помимо Pb, Zn и Cd, также Ge, Hg, Rb, Cs, Sr и Ba (Тигунов, Суханова и др., 1973).

Флюорит слагает мономинеральные крупнозернистые агрегаты белого серого, зеленоватого и лилового цвета. Сфалерит представлен несколькими генерациями, преобладает желтовато-коричневая, по составу близкая к клейофану ($Mn=0,01-0,03\%$; $Fe\approx 1\%$). Форма выделения — почки, гнезда, лентовидные, обособления или крупные кристаллы во

Таблица 16

Минеральный состав руд Таборного месторождения

Минералы	Степень распространенности			Зоны окисления
	главные	второстепенные	редкие	
Рудные	Сфалерит, галенит, халькопирит	Пирит, клеюфан, теннантит	Арсенопирит, буланжерит, гринокит, киноварь	Гидроокислы Fe, скородит, це-руссит, англезит, смитсонит, каламин, гидроцинкит, ковеллин, халькозин
Нерудные	Флюорит (20–40% рудной массы), кварц, доломит, кальцит	Барит, сидерит, анкерит		
Битумы			Антраксолит, гагат	

флюорите. Внутри клеюфановых зерен отмечаются разновидности сфалерита красного цвета. Галенит образует во флюорите и сфалерите мономинеральные неправильные гнезда ($30 \times 40 \text{ см}^2$), соединяющиеся между собой прожилками. Количество галенита увеличивается в центральной части месторождения и с глубиной. Отношение $\text{Pb} : \text{Zn}$ в рудах = 1:10. Содержание свинца с глубиной увеличивается.

Наиболее распространенными в рудах являются полосчатые, ритмично-полосчатые, гнездовые, прожилковые и брекчиевые текстуры, образованные как в связи с метасоматическими процессами, так и путем выполнения пустот (брекчиевые, друзовые, цементные, в которых флюорит и сульфиды цементируют обломки вмещающих пород). Полосчатые текстуры, наиболее характерные для флюорит-сфалеритовых руд, обычно образованы кулисообразно расположенными метасоматическими выделениями сфалерита во флюоритовых жилах и сохранившимися линзовидными реликтами незамещенных карбонатных пород.

В рудах развиты следы динамометаморфизма, наиболее четко проявленного в галенитовых обособлениях. Сопоставление опубликованных в литературе материалов указывает на тесную связь динамометаморфизма с внутрирудными и пострудными тектоническими движениями.

Процесс минералообразования протекал в следующих последовательных стадиях (Кормилицын, Синчук, Тигунов, 1966) : 1) кварц-доломитовую, предрудную, с которой связаны метасоматические изменения вмещающих пород; 2) галенит-сфалерит-флюоритовую, главную продуктивную, концентрирующую основное количество элементов-примесей; 3) доломитовую; 4) кальцитовую; 5) кварцевую. Три, последних стадии широко развиты в виде прожилковых зон главным образом на флангах рудных тел и в их верхних частях. Доломитовая стадия несет небольшие количества флюорита и сфалерита. В ряде участков месторождения получили развитие кварц-барит-кальцитовые жилы с геланитом.

Околорудные изменения вмещающих пород на месторождении изучены слабо. Тем не менее имеющиеся данные показывают, что помимо окварцевания и доломитизации, на месторождении в пестроцветных сланцах проявлены процессы серицитизации и хлоритизации (Шаталов, 1964). Не выяснены условия образования так называемых талькиитов, содержащих, помимо доломита, талька, кварца и кальцита, амфиболы, брукит, хлорит и другие минералы (Шаталов, 1964). В.М. Попов (1971) связывает их с региональным метаморфизмом, другие исследователи — с гидротермальными процессами. Основные исследователи месторождения (Кормилицын, Синчук и др., 1966; Шаталов, 1964) относят рассматриваемое месторождение к гидротермальным образованиям, возникшем к концу тектономагматической активизации области.

Этот вывод они обосновывают следующими данными: 1) развитие оруденения во всем разрезе пород от нижнепротерозойских до кембрийских, крайне слабо подвергнутых региональному метаморфизму; 2) наблюдаемый четкий структурный контроль в локализации оруденения и развитие наряду с пластообразными также секущих рудных тел; 3) широкое проявление метасоматических явлений в процессе рудообразования и в период, предшествующий ему, когда происходило интенсивное околорудное изменение вмещающих пород; 4) многостадийность минералообразования; 5) развитие динамометаморфизма руд в связи с внутрирудными и послерудными движениями вдоль разрывов.

Все эти факторы хорошо обосновывают вывод упомянутых выше авторов об условиях формирования кратко охарактеризованного месторождения. Открытым остается лишь вопрос о времени проявления активизации. Ю.А. Синчук, В.К. Шаталов приходят к выводу, что она проявилась не ранее палеозоя. Нам представляется, что эта активизация скорее протекала в верхнемезозойскую эпоху. Вопрос требует дальнейшего изучения.

*Месторождения рудного района Иллинойс—Кентукки
(Северо-Американская платформа, Мидконтинент)*

Месторождения рудного района Иллинойс—Кентукки относятся к флюорит-свинцово-цинковой субформации. Вначале они разрабатывались преимущественно в качестве свинцовых. В последующее время они представляют собой крупнейшие объекты для добычи флюорита. В США, по данным Р.М. Грегана, Дж. К. Бредбери, из этих месторождений извлекаются около 80% по отношению ко всему получаемому флюориту (Греган, Бредбери, 1972). Согласно их данным, территория рудного района сложена осадочными образованиями от девонского до пенсильванского возраста включительно. Разрез осадочных пород складывается двумя резко отличными комплексами. Нижний сложен относительно мощным пачками карбонатных пород, в низах которых существенно увеличивается роль разнообразных сланцев. Комплекс охватывает часть разреза от формации Клир-Крик девона до формации Сент-Луис Миссисипия включительно. Верхний, характеризующийся частым переслаиванием относительно маломощных карбонатных, сланцевых и песчаниковых пород различной мощности, состава,

текстурных особенностей, содержит прослои угля и характеризуется многочисленными перерывами в осадконакоплении. Он охватывает верхнюю часть разреза начиная от формации Сент-Дженевив среднего Миссисипия.

Интрузивные образования в районе представлены дайками и силлами слюдяных перидотитов и лампрофиров, телами так называемых интрузивных брекчий и нефелин-полевошпатовых пород от пермского до верхнемелового возраста. Интрузивные брекчи слагаются обломками осадочных пород, сцементированных теми же измельченными осадочными породами, содержащими обломки и минералы магматических пород. Р.М. Греган и Дж. К. Бредбери (1972) предполагают, что доломитовый цемент одного из брекчиевых массивов (Грата) мог возникнуть за счет доломитизации лампрофиров.

Рассматриваемый рудный район размещается в области пересечения крупной региональной Нью-Мадридской зоны разломов северо-восточного простирания с двумя не менее крупными зонами разрывов — северо-западного и субширотного простирания.

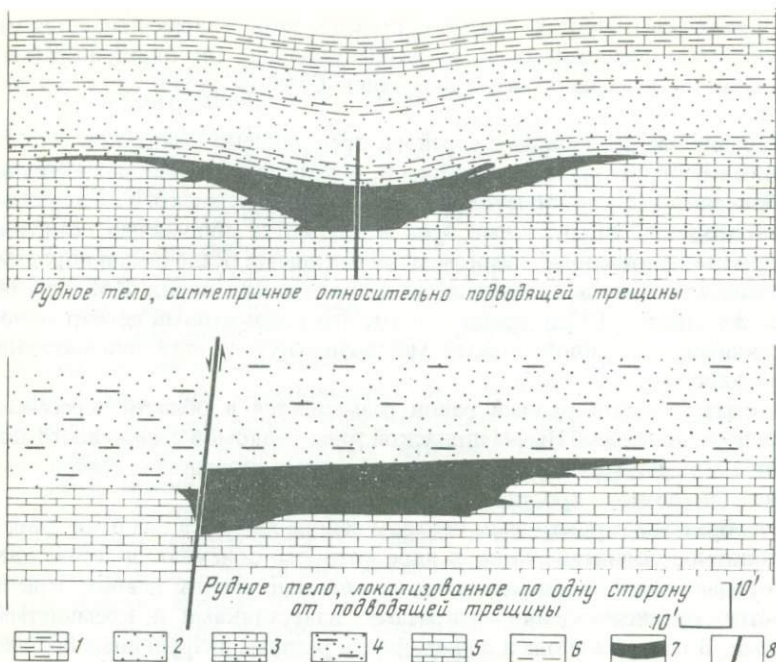
Своеобразным структурным центром района является овальной формы куполовидное поднятие Хикс, в ядре которого обнажаются самые древние породы района — известняки и кремнистые сланцы девона; крылья слагаются миссисипскими алевритами, известняками и кремнистыми сланцами. В центре купола и по периферии развиты интрузивные брекчи, преимущественно в виде дайкообразных внедрений северо-восточного и северо-западного простираний. В удалении от купола форма брекчий меняется на овальную в плане.

Дайки магматических пород, вытянутых в северо-западном направлении, пересечены сбросами северо-восточного простирания, разбившими район на серию узких параллельных блоков и, по-видимому, сочленяющихся с упомянутыми выше региональными зонами разломов. Большинство из них являются дорудными образованиями, вмещающая рудные жилы и тела замещения. Амплитуды смещения по сбросам составляют 15–150 м. Вокруг купола проявлены, кроме того, кольцевые и радиальные разломы, пересекающие дайки.

В районе выделяются три морфологических типа рудных тел: трещино-жилные, пластово-метасоматические и остаточные, образованные за счет выветривания верхних частей рудных тел обоих типов.

Трещино-жилные тела обычно обладают сложно разветвляющейся формой, обусловленной внутренним строением сбросов. На отдельных интервалах они представлены зонами брекчий, в которых обломки осадочных пород цементируются рудной массой. Часто они представлены рудными столбами различной формы и размеров. Наиболее крупные тела в руднике Розиклэр, длиной 170 м, прослеживались на глубину до 180–210 м при мощности в среднем до 1 м.

Пластовые метасоматические тела известны в двух участках и наиболее изучены в районе Кейв-ин-Рок, где они распространяются в боковом направлении от центральных трещин, замещая благоприятные известняки вдоль контактов с песчаниками (фиг. 18). Рудные тела обычно имеют максимальную мощность в области подводящего рудо-



Фиг. 18. Схематизированные разрезы двух основных типов пластовых метасоматических залежей площади Кейв-ин-Рок (Греган, Бредбери, 1972)

1 — известняки Левиаис; 2 — песчаники Розиклер; 3 — известняки Дженеви; 4 — песчаники Бетел; 5 — известняки Даунис-Блафф; 6 — зоны рассланцевания; 7 — рудные тела; 8 — дорудные разрывы

носные растворы разрывов. В плане они линейны, серповидные или клиновидные. Размеры рудных тел непостоянны. Обычно ширина их меняется в пределах 150–160 м, достигая в отдельных случаях 150 м. Мощность их колеблется от 1,5 до 6 м, протяженность от 60–450 до 900 м.

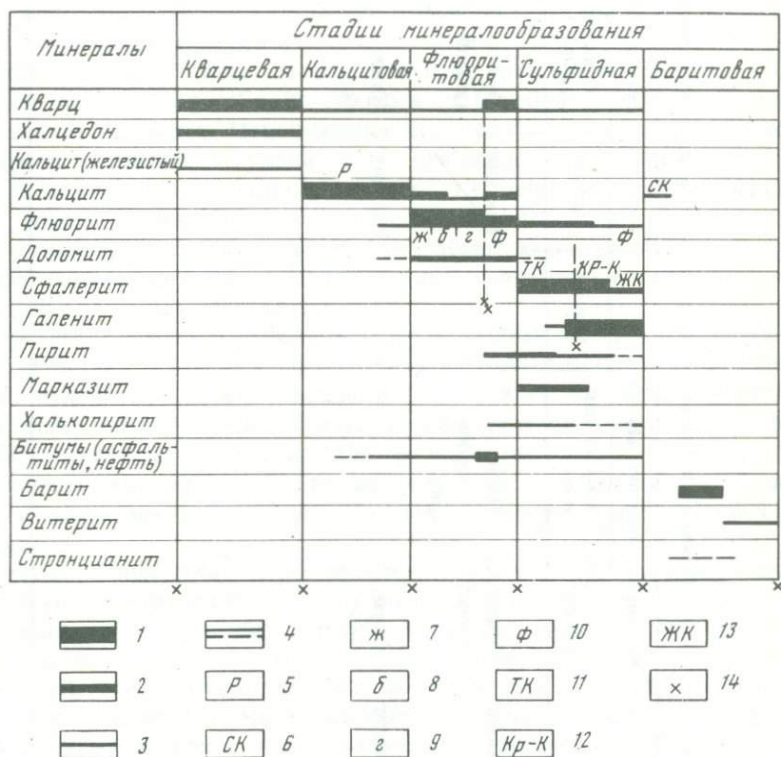
Минерализация в рудном районе Иллинойс-Кентукки проявлена в различных горизонтах стратиграфического разреза — от девона до пенсильвания. Но большинство промышленных месторождений локализуется в области контакта отмеченных выше комплексов пород, преимущественно приурочиваясь к карбонатным отложениям.

Основным промышленным минералом месторождений района является флюорит, содержание которого в рудных залежах колеблется от 15 до 100%. Общее добытое количество флюорита, согласно Р.М. Грегани и Дж.К. Бредбери (1972), составляет 8405 тыс. т. Среднее суммарное содержание сфалерита и галенита в рудах составляет в общем 1–2%. К 1964 г. цинка добыто 115,5 тыс. т и свинца — 54,2 тыс. т. Но в ряде месторождений они слагают крупные обособленные рудные тела, в которых сфалерит преобладает. Меньшие по размерам рудные тела слагает и галенит. Некоторые крупные флюоритовые тела, судя по тому, что они отрабатывались в качестве свинцовых (жила Розиклер), концентриро-

вали значительные массы галенита. Минеральный состав руд в различных морфологических типах рудных тел показан в табл. 17. Последовательность минералообразования проходит по схеме, показанной на фиг. 19.

Основная масса флюорита, выделившаяся до отложения сульфидов, представлена грубозернистыми и массивными скоплениями, а в пустотах — кубическими формами: от белого и бело-серого до фиолетовых и зеленых тонов. Флюорит развивается в наиболее раннем кальците и наряду с этим замещает боковые породы, особенно в пластовых залежах.

Сфалерит и галенит в рудах образуют небольшие скопления, рассеянную вкрапленность, прожилки во флюорите, кальците, боковых породах. Наиболее ранний сфалерит темно-коричневого (до черного) цвета больше развит в пластовых телах, красно-коричневый и желто-коричневый — в периферической части пластовых и в жильных рудных телах.



Фиг. 19. Схема последовательности минералообразования (по данным Хейла (1972), Грегана, Бредбери (1972), Hall, Friedmann (1963) и др.)

М и н е р а л ы: 1 — главные, 2 — широко распространенные, 3 — второстепенные, 4 — редкие и очень редкие. Разновидности минералов. Кальцит: 5 — ромбоэдрический, 6 — скаленоэдрический; флюорит: 7 — желтый, 8 — бесцветный, 9 — голубой, 10 — фиолетовый; сфалерит: 11 — темно-коричневый, 12 — красновато-коричневый, 13 — желтовато-коричневый, 14 — импульсы трещинообразования

Таблица 17

Минеральный состав руд жильных и пластовых рудных тел месторождений рудного района Иллинойс-Кентукки

Минералы	Состав жильных рудных тел				Состав пластовых рудных тел				Зоны окисления
	главные	распространенные	второстепенные	редкие	главные	распространенные	второстепенные	редкие	
Рудные	Флюорит	Сфалерит, галенит	Пирит, халькопирит		Флюорит	Сфалерит, галенит	Пирит, халькопирит, марказит		Смитсонит, церуссит, англезит, куприт, малахит, гипс, пироморфит
Жильные	Кальцит	Кварц, барит			Кальцит	Кварц, барит		Витерит, стронцианит	
Битумы									"Живая" нефть "мертвая" нефть асфальты (асфальтит-греслит)

Сфалерит и галенит преимущественно встречаются вместе. В ряде случаев они пространственно обособляются. В пластовых телах часто галенит преобладает, в жильных в большинстве случаев преобладает сфалерит. Пирит, марказит и халькопирит встречаются часто, но в незначительных количествах. Исключение представляет марказит, нередко в изобилии встречающийся в сфалеритовых жилах.

На руднике Оид-Джим выявлены окисленные колчеданные, существенно пиритовые руды. Барит развивается больше всего в верхних частях жил. Количество его сильно варьирует. Но на многих участках он образует иногда значительные скопления, особенно на окраинах района. В пластовых месторождениях барит метасоматически замещает флюорит, кальцит, вмещающие породы. Ассоциирует с небольшим количеством виверита и стронцианита.

Интересной особенностью является наличие в рудах разнообразных битумов, представленных "живой" нефтью, сферические включения которой часты во флюорите; "мертвой" нефтью, корочки которой развиты по трещинкам в породах, кальците и флюорите; асфальтами различной вязкости, обнаруженными в рудах, а также в пустотах и полостях вмещающих породах. Руды рассматриваемого района содержат в своем составе Ag, Cd, Ge, Ga, Sr, Be, Nb, Ta и др. Серебро содержится главным образом в галенитах. Максимальное его количество в свинцовых концентратах достигает 14 унций на 1 т при средних содержаниях 5–7 унций на месторождениях штата Иллинойс, т.е. тяготеющих к Нью-Мадридской зоне, и 3 унции на 1 т – на месторождениях штата Кентукки, более удаленных от этой зоны. Кадмий обнаружен в сфалеритах, содержание его неравномерное. Максимальные количества в цинковых концентратах достигает 0,8–1,08%.

Среднее содержание в сфалеритах в ряде рудных тел – до 1%. Германий в количествах до 0,025% обнаружен в цинковых концентратах. Галлий также находится в качестве примеси в сфалеритах. Стронций содержится в баритах в виде примеси. Образует и самостоятельный минерал – стронцианит, наиболее характерен для рудных тел, залегающих согласно со слоистостью. Бериллий, ниобий, тантал в повышенных по сравнению с кларками содержаниях имеются в отдельных разновидностях флюорита.

Согласно опубликованным материалам, рудные тела сопровождаются ореолами окolorудно-измененных пород. Наиболее ранние из них, предшествовавшие отложению флюоритовых руд, представлены окварцованными породами, как правило, развившимися вдоль зальбандов жил. С кварцем ассоциируют стяжения халцедона и железосодержащий кальцит. С отложением флюорита, особенно в пластовых телах, связана флюоритизация вмещающих пород, ведущая к декальцитизации и доломитизации. С баритовой стадией связаны баритизация вмещающих пород, замещение ранее отложенных кальцита и флюорита.

Текстурно-структурные особенности руд жильных и пластовых тел вследствие некоторых различий в условиях их формирования несколько отличны. Наиболее распространенными текстурами жильных флюоритовых рудных тел являются массивные, среди которых выделяются

мономинеральные разнозернистые, сложенные одной или несколькими разновидностями флюорита в которых массивные разности этого минерала пересекаются более поздними флюоритовыми или сульфидными образованиями; полосчатые, характеризующиеся чередованием полос различных разновидностей флюорита, расположенных параллельно контактам жил и др.; вкрапленные, пятнистые, образованные вследствие замещения вмещающих пород и ранее отложенного кальцита и других минералов флюоритом; прожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчиевые и другие, развитые в тех же вмещающих флюоритовые руды образованиях.

Сульфидные руды, ассоциирующие с флюоритом, обычно имеют вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры, реже среди последних встречаются текстуры пересечения прожилков, сложенных разными по составу сульфидами и т.д.

В пластовых телах для флюоритовых руд наиболее характерны полосчатые, слабо полосчатые и вкрапленные, реже массивные, имеющие, так же как и в случае жильных рудных тел, метасоматическое происхождение. Полосчатые текстуры характеризуются чередованием полос светлоокрашенного массивного флюорита с полосами мелкозернистого более темноокрашенного флюорита с участками незамещенных пород. Мощность слоев меняется от 1,3 до 2,5 см. Полосчатость следует, с одной стороны, напластованию, с другой — обуславливается косо ориентированной к последнему трещиноватостью.

Флюорит массивных слоев образует две корки с гребенчатой структурой, обращенные поверхностями к центру слоя. На щетки флюоритовых кристаллов нарастают гребенки кварца. Нередко флюорит замещается баритом.

Сульфиды свинца и цинка во всех разновидностях флюоритовых руд образуют вкрапленность и тонкие прожилки.

Месторождение Амдерма

Месторождение является представителем флюорит-цинково-медно-свинцовой субформации флюорит-сфалерит-халькопирит-галенитового минерального типа. Находится оно в северной части Югорского полуострова, на берегу Карского моря, и разрабатывается начиная с 1930 г. в качестве важного промышленного объекта на флюорит. В пределах рудного поля наряду с флюоритовыми развиты и сульфидные, в основном цинковые и в меньшей степени медные и свинцовые, руды, масштабы проявления которых вполне достаточны для отнесения месторождения к разряду промышленных и по цветным металлам (Ермолаев, 1936; и др.).

Руды месторождения характеризуются очень высоким содержанием флюорита — до 70% и выше. Содержание же цинка, согласно упомянутому исследователю, составляет первые проценты, иногда достигая 16,7%. Содержание меди в наиболее обогащенных сульфидами частях рудных тел также достаточно высокое. Свинец в целом обладает низкими концентрациями и развит обычно локально.

Размещается рудное поле в области юго-восточного замыкания Пай-Хой Новоземельской системы поднятий, развившихся на продолжении западной краевой ветви Уральской геосинклинальной области. Сама эта область, заложенная на дислоцированных и метаморфизованных докембрийских и нижнекембрийских осадочно-вулканогенных и карбонатных породах фундамента, характеризовалась относительно спокойным накоплением главным образом терригенных и карбонатных осадочных толщ вплоть до верхней перми, прерываемых местами вследствие поднятий отдельных ее территорий, обусловленных эпейрогеническими движениями. Влияние тектоно-магматических процессов, протекавших на границах силура и девона, а также девона и карбона, проявилось в основном в формировании разломов, излиянии и внедрении лав и интрузий, преимущественно основного состава.

Позднегерцинские складчатые движения, наиболее интенсивно проявившиеся в Уральской геосинклинальной области, завершились в пределах Пай-Хой Новоземельской провинции формированием серии относительно крупных антиклинальных поднятий, в совокупности образующих дугообразное складчатое сооружение, меняющее свое направление с северо-западного через меридиональное до северо-восточного. Складчатые движения завершились также образованием новых и подновлением древних крупных секущих слоистость и согласных с ней разрывных нарушений. Главные из них, наследуя простираение складчатых элементов, вмещают позднегерцинские основные интрузии и контролируют пространственное размещение медного, свинцово-цинкового и флюоритового оруденений, а также месторождения горного хрусталя. Наиболее крупными, очевидно, являются краевые разломы, отделяющие Пай-Хой Новоземельскую складчатую область с запада от Предуральского пермского прогиба, а с востока — от пермского грабена, более четко проявленного на широтах развития Пай-Хой Вайгачского антиклинория.

Минерализация, развитая в пределах Пай-Хой Вайгачского антиклинория, подчиняется региональной металлогенической зональности, проявляющейся в размещении медных и медно-никелевых месторождений в метаморфических кембрийских образованиях ядра антиклинория, а свинцово-цинковых, флюорит-полиметаллических и флюоритовых — в крыльях и периклинальном замыкании упомянутого антиклинория (Дмитриев, 1967; Маслов и Сеницын, 1974). Полиметаллические с флюоритом и флюорито-полиметаллические месторождения сформировались в отложениях верхнего протерозоя, ордовика, силура, верхнего девона, карбона и перми. К настоящему времени открыто более 40 месторождений и рудопроявлений, оруденение которых контролируется разрывными нарушениями, локализуясь в наиболее тектонически нарушенных участках (Маслов, Сеницын, 1974; Лобанов, 1960, 1968). Как и в рудном районе Иллинойс, среди наблюдаемых форм рудных тел здесь преобладают жильные и пластовые, неправильные гнездообразные и линзообразные.

Согласно данным М.А. Маслова и С.А. Сеницына (1974), среди всех известных месторождений района Амдерминское является наиболее перспективным. Площадь этого месторождения сложена палеозойскими

карбонатными и терригенными слоистыми образованиями, включающими покровы диабазов, смятыми в складки северо-западного простирания. В рудном поле и на месторождении максимальное распространение получили темно-серые массивные раннесибурийские известняки мощностью 1,5–2 км, перекрывающиеся свитой светло-серых, иногда тонкослоистых известняков того же возраста мощностью около 40 м. Выше согласно залегают глинистые и глинисто-кварцевые верхнесибурийские сланцы с тонкими прослоями известняков. Мощность свиты колеблется от 500 до 1000 м. Породы прорваны позднепалеозойскими диабазовыми дайками, секущими складчатые сооружения.

Северо-восточное крыло Пай-Хой Вайгачского антиклинория, в пределах которого размещается месторождение, усложнено флексурами и складками второго порядка, в свою очередь осложненными складчатостью более высокого порядка. На площади рудного поля складчатые сооружения общего северо-северо-западного простирания испытали поперечный прогиб, ось которого простирается в общем на северо-восток, но в западной части поля она вытягивается в субмеридиональном направлении. Складки нарушены согласными со слоистостью и секущими ее разрывными нарушениями (Дмитриев, 1967). Основным рудоконтролирующим элементом рудного поля является Главный сброс-сдвиг северо-северо-западного простирания, падающий к северо-востоку под углом 50–80°. Дайки диабазов, развитые в рудном поле, внедрились именно вдоль этого нарушения, прослеживающегося на десятки километров и обладающего вертикальной и горизонтальной амплитудами перемещений около 40 м. Это нарушение оперяется серией разрывов северо-северо-западного и субширотного простираний. На контактах пород, обладающих различными физико-механическими свойствами, там, где они пересечены крутопадающими разрывами, широко проявлены межпластовые и внутрипластовые нарушения, зоны брекчий и мелкой трещиноватости. Особенно интенсивно все эти тектонические элементы проявлены на контакте светло-серых слоистых известняков с массивными известняками.

Все упомянутые ранее нарушения являются дорудными (Дмитриев, 1967). Рудные тела, окруженные ореолами метасоматических гидротермальных изменений вмещающих пород (Маслов, Синицын, 1974), локализируются как в секущих, так и в согласных со слоистостью разрывах. Среди рудных тел главное значение имеют седлообразные, трубообразные, жильные, линзообразные, чечевицеобразные и сложные ветвящиеся формы. В пределах промышленных контуров они представляют собой совокупность более мелких тел, гнезд, линз, жил и прожилков. Наибольшая концентрация руд при этом выявляется в участках пересечения складок разрывами в местах резкого изгиба их осей. Согласные рудные тела преимущественно обладают южным склонением под углами от 20 до 80°, совпадающим с погружением осей рудо локализирующих складок. Мощность их обычно невыдержанная и находится в зависимости от внутреннего строения и морфологических особенностей рудо-вмещающих разрывов, зон дробления и брекчирования.

По данным Л.М. Дмитриева (1967), рудные тела пересекают дайки и силы диабазов верхнепермского возраста и являются наиболее

поздними образованиями, но вместе с тем контролируются едиными разрывными нарушениями с упомянутыми дайками.

Состав руд иллюстрируется табл. 18.

Рудам Амдерминского месторождения присущи разнообразные текстуры: прожилковые, массивные, вкрапленные, брекчиевые и более сложные, представляющие различные комбинации названных. В формировании рудных тел важное значение сыграли метасоматические явления, в меньшей мере — процессы, связанные с выполнением пустот (Кунц, 1972).

Руды, по Л.М. Дмитриеву (1967), сформированы в три стадии минерализации: 1) флюоритовая с халькопиритом (флюорит светлый); 2) сульфидно-флюоритовая с кварцем и кальцитом (флюорит светло-фиолетовый; сульфиды: пирит, халькопирит, сфалерит); 3) сульфидно-серицит-флюоритовая с кварцем и кальцитом (флюорит темно-серый, сульфиды: сфалерит, халькопирит и галенит).

Минеральные образования каждой из упомянутых стадий формируются в периоды проявления внутрирудной трещиноватости. При этом в процессе минералообразования имела место последовательная миграция участков максимального трещинообразования в восточном направлении, что явилось основной причиной зонального размещения минеральных ассоциаций, возникавших в каждую из упомянутых стадий. Так, минеральные ассоциации первой стадии максимально развиты в рудных телах, находящихся в западной части рудного поля; комплекс минералов этой стадии максимально проявлен в центральной части рудного поля, на участке пересечения рудовмещающих складок и разломов; минеральные ассоциации третьей стадии характерны как для центральной, так и для восточной части минерализованной площади. Зональное распределение разновозрастных парагенетических ассоциаций характерно и для отдельных рудных тел и жил (Кунц, 1972).

Сульфидные руды месторождения содержат примеси следующих элементов: Cd, Ga, Sn, V, Sb, Ge и В, концентрирующихся в основном в сфалеритах, отличающихся высокими содержаниями марганца — до 9,7% (Янулов, Юшкин и др., 1972) при среднем содержании 1,8 (Юшкин, Еремин, 1972) и низкой концентрацией железа. Кадмий в этих сфалеритах содержится до 1,8–3,05%, что, очевидно, связано с наличием самостоятельных соединений этого элемента. По преобладающему развитию определенных минералов на месторождении выделяются три типа руд. Основной из них — сульфидно-флюоритовый, включающий флюорит, кварц, кальцит, сфалерит, халькопирит и пирит. Собственно флюоритовые руды включают скопления минеральных образований, богатых флюоритом, и флюоритизированные известняки.

На месторождении широко проявлены окологрудные изменения вмещающих пород, выразившиеся в образовании метасоматитов ("амдермитов"), сложенных кальцитом, доломитом, серицитом, пиритом. Кроме этих образований, местами широко развиты флюоритизированные известняки. Обе названные породы характеризуются высокими концентрациями Cr (до 0,05%), Ti (1%), F (до 5%), Ni (0,002), Se (0,008), V (0,06), т.е. элементов, характерных для основных пород. Флюори-

Таблица 18

Минеральный состав руд Амдерминского месторождения

Минералы	Главные	Второстепенные	Гипергенные
Рудные	Флюорит, сфалерит, халькопирит	Пирит, галенит, тетраэдрит, борнит, сульванит	Гидроокислы, Fe, Mn
Жильные	Кварц, кальцит, доломит, серицит	Барит, целестин	

тизация в основном сопровождалась доломитизацией. В ореолах рассеяния вблизи рудных тел также концентрируется ряд элементов, из которых главными являются Sr, F, Ba, Mn. Меньшее распространение получили Zn, Pb, Ag, Cd, Mo, Se, Cr, Ni, Ti, Co, Zr, V, P, Na, K, (Сомов, 1974).

Основываясь на одинаковых корреляционных связях рудных элементов в рудах и дайках диабазов, М.М. Сомов высказал предположение об их генетической связи. По его представлениям, все элементы извлечены из вмещающих пород в связи с воздействием на них даек диабазов. Этот вывод нельзя считать полностью обоснованным. Правильнее предполагать, что основные рудные компоненты перенесены рудоносными растворами в зону рудоотложения из более глубоких горизонтов земной коры.

7. СУРЬЯНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Промышленное значение месторождений данной рудной формации и их место в общем балансе добычи свинца и цинка пока не определены вследствие их относительно небольшой распространенности и недостаточной изученности. Тем не менее известно немало примеров месторождений рассматриваемой формации, служащих объектом добычи Pb, Zn и Sb.

Месторождения эти занимают промежуточное положение между собственно свинцово-цинковыми и сурьмяными или сурьмяно-ртутными. Возникают они обычно на границах свинцово-цинковых и сурьмяных или сурьмяно-ртутных провинций и выявляются в достаточно разнообразных геотектонических условиях.

Так же как и для месторождений ранее рассмотренных рудных формаций, для рудных объектов сурьмяно-свинцово-цинковой формации характерны отчетливо проявленный контроль оруденения глубинными разломами, а также пространственная и временная связь с дифференцированными или недифференцированными продуктами базальтоидных магм, размещение которых определяется одними и теми же разрывными нарушениями.

Залегая в породах разнообразного состава, рудные тела рассматриваемых месторождений преимущественно относятся к трещинным жи-

лам, среди которых имеют место не только секущие, но и согласные с напластованием. Пластообразные метасоматические залежи, распространяющиеся по напластованию, имеют подчиненное значение.

Характеризуясь генетическими связями, с одной стороны, с типично свинцово-цинковыми, а с другой — с сурьмяными, сурьмяно-ртутными и ртутными и другими типами руд, месторождения характеризуемой формации обладают более сложным минеральным составом по сравнению с собственно свинцово-цинковыми. Для них наряду с основными — галенитом, сфалеритом и сопровождающими их пиритом, марказитом и другими минералами, присущими собственно свинцово-цинковым месторождениям, весьма характерно присутствие разнообразных сульфосолей. В одних случаях преобладают сульфоантимониты свинца, и главным образом буланжерит, в меньших количествах развиты джемсонит, семсеит, плагионит, фюллеппит. В других месторождениях сульфоантимониты свинца и меди — бурнонит, тетраэдрит, в меньших количествах — халькостибнит, изредка встречается айкинит. Отмечаются сульфоантимониты железа (бертьерит). В некоторых месторождениях установлены гудмундит, самородная сера. Часто проявляется и ртутная минерализация, представленная главным образом киноварью и метациннабаритом.

Наряду со сложными по составу рудами в ряде месторождений встречаются и более простые, содержащие минералы Pb и Zn, при достаточно широком развитии антимонита.

Разнообразие состава руд месторождений позволяет различать в характеризуемой формации субформации и минеральные типы (см. табл. 2). Среди выделенных минеральных типов наиболее интересен галенит-сфалеритовый с сульфосолями свинца, меди и железа. К нему можно отнести сурьмяно-свинцово-цинковые месторождения, находящиеся к югу и юго-востоку от массива Мон Лозер в Центральном Французском массиве (Буладон, 1963; Лаффит, 1969; и др.). Месторождения эти представлены в виде секущих и согласных жил и метасоматических залежей, в основном залегающих в сланцах палеозойского фундамента в пределах полосы северо-восточного простираения, пересекающей край массива. К данному минеральному типу относятся месторождения Ришальдон и Купетт, находящиеся в этой же полосе.

Руды этих месторождений сложены галенитом и сульфоантимонитами Pb (главным образом буланжерит). Порядок кристаллизации минералов здесь следующий: после отложения кварца, пирита и арсенопирита кристаллизуется буланжерит вначале с кварцем, затем с доломитом, затем с галенитом, светлым сфалеритом (без германия) и иногда с бурнонитом. Согласно Ж. Буладону (1963), данный тип месторождений имеет постепенные переходы, с одной стороны, к типичным свинцово-цинковым, а с другой — к собственно сурьмяно-рудным. Первые из них размещаются как в породах фундамента, так и в песчано-карбонатных отложениях мезозойского чехла, но вблизи фундамента. Вторые развиты в тех же геологических условиях, сложены в одних случаях антимонитом, сульфоантимонитами Pb (буланжерит, цинкенил) и сфалеритом, в других — в основном мономинеральным антимонитом. Согласно исследованиям упомянутого выше автора, отмеченные образования

являются результатом проявления единого гидротермального процесса, протекающего с постепенным уменьшением в растворах свинца.

Общая особенность рассматриваемых месторождений это то, что они проявлены одновременно в двух структурных этажах Центрального французского массива: с одной стороны, сурьмяно-полиметаллические месторождения развиты в метаморфических породах цоколя, а с другой — в песчаниках основания мезозойского осадочного чехла и, в частности, в Савеннах, где наиболее распространены жильные месторождения. Здесь выделяются два типа руды: антимонитовый и сульфосольный. В составе второго: плагионит, цинкениит, фюлеппит, бурнонит, буланжерит, семсцит, тетраэдрит, самородная Sb, бертьерит, джемсонит, гудмундит, пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит (Roder, 1972).

Многие из жильных проявлений, характеризуемых Ж. Буладоном и Родеру (G. Roder), по своему составу близки к типично гидротермальному средне-низкотемпературному сурьмяно-полиметаллическому Азатекскому месторождению в Армении, залегающему среди эффузивно-осадочных толщ среднего эоцена, прорванных дорудными интрузиями кислого и основного состава (Сагателян, 1958).

К данному типу относятся также и месторождение Лякан, и ряд других рудопроявлений в сурьмяно-ртутном Южно-Ферганском поясе¹. Месторождение Лякан находится на границе с расположенным к северу полиметаллическим поясом, характеризующимся развитием низкотемпературных свинцово-цинковых жильных и пластообразных месторождений. В отличие от упомянутых французских месторождений в их рудах присутствует в ощутимых количествах медь. Среди минералов здесь широко развиты бурнонит и блеклые руды (главным образом тетраэдрит). Е.А. Радкевич (1938), детально изучившая это месторождение, привела убедительные доводы генетической связи его, с одной стороны, со свинцово-цинковыми, а с другой — с сурьмяными и сурьмяно-ртутными, связующим звеном между которыми оно и является. В рудоносной провинции, где находится характеризуемое месторождение, развиты как сурьмяно-ртутные (Хайдаркан и др.), так и типичные свинцово-цинковые телетермальные, залегающие в карбонатных породах и песчаниках (Шор-Булак и др.). На территории Ляканского рудного поля, характеризующегося широким развитием жильных месторождений, получили развитие и пластовые рудопроявления: 1) Кызыл-Бель — в горизонте бурого железистого верхнепалеозойского песчаника мощностью до 800 м. В его пределах рудная минерализация спорадически появляется на протяжении более 3 км и представлена гнездообразными, жильными по форме метасоматическими залежами, развитыми вдоль согласных трещин, зон трещиноватости и в пластах пород с высокой эффективной пористостью; 2) Эска-Кан — в горизонте среднепалеозойских известня-

¹ Южно-Ферганский пояс возник в верхней перми в пределах ограниченного глубинными разломами верхнепалеозойского инверсированного трога, заполненного прибрежно-морскими, терригенными и молассовыми отложениями. Трог развился на границе нижнепалеозойского интрагеоантисклиналичного Зеравшано-Туркестанского поднятия и Туркестано-Алайского многоэосинклиналичного среднепалеозойского прогиба в пределах Южно-Тяньшаньской складчатой системы.

ков, где рудная, в основном прожилковая и вкрапленная минерализация связана с несколькими оталькованными и окварцованными слоями карбонатных пород.

Район месторождения складывается складчатыми среднепалеозойскими образованиями, дислоцированными в раннегерцинскую фазу тектогенеза. Среди них выделяются известняки, слагающие ядро широтно-вытянутой Ляканской антиклинали, ограниченной с востока и запада крутопадающими разломами. По этим разломам на известняки надвинуты песчано-сланцевые толщи мелководной прибрежной формации верхнего палеозоя, местами содержащие прослой щелочных лав и смятые в широтные складки в верхнепермское время. Палеозойский комплекс пород пересечен дайками и силлами альбитофиров. Основные тектонические элементы района и, в частности, складчатые формы и разрывы Алайско-Туркестанского хребта сформированы в варисцийскую и отчасти альпийскую эпоху тектогенеза. Рудообразование относится к верхнепермскому времени (Поярков, 1955; Радкевич, 1938; Наследов, 1961; Озерова, 1961; Федорчук, 1964₁₋₂; Кузнецов, 1968).

Основной рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой является широтный крутопадающий разлом, секущий палеозойские образования и уходящий под мезокайнозойский чехол. К разлому, прослеживающемуся более чем на 15 км, приурочен ряд рудных жильных узлов, локализующихся либо в нем самом, либо в оперяющих его зонах. Пластовые рудопроявления также контролируются этим разломом, концентрируясь в участках пересечения им рудовмещающих горизонтов. К настоящему времени согласные со слоистостью тела не разведаны и основные запасы руд связаны с жильным комплексом. Кварц-сульфидные, барит-сульфидные и кальцитовые жилы, прослеживающиеся в отдельных случаях на достаточно большом протяжении, обладают сложной морфологией, часто образуют жильные или штокверковые зоны. В составе рудных минералов резко преобладают бурнонит, в меньших количествах развиты галенит, халькопирит, джемсонит, в небольших количествах отмечаются светлый сфалерит, тетраэдрит и киноварь. Д.И. Щербаков в 1926 г. в рудах обнаружил вольфсбергит. В блеклых рудах содержится ртуть (Наследов, 1961). Рудам свойственна многостадийность минералообразования, протекавшая на фоне внутрирудного трещинообразования (фиг. 20).

Околорудные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании, серицитизации, карбонатизации.

Среди текстур в пластообразных телах преобладают метасоматические вкрапленные, вкрапленно-прожилковые и прожилковые. В жильных телах — прожилковые, брекчиевые, цементационные, крустификационные, вкрапленные, полосчатые. Структуры руд разнообразны, среди них широко развиты структуры замещения, коррозии, брекчиевые, пересечения, ритмично-полосчатые, звездральные, зональные. Характерная особенность выделений минералов — их тонкозернистость. Состав руд жильного комплекса качественно отличается от состава пластообразных, основным компонентом руд которых является галенит, а бурнонит, сфалерит и другие минералы присутствуют в меньших количествах.

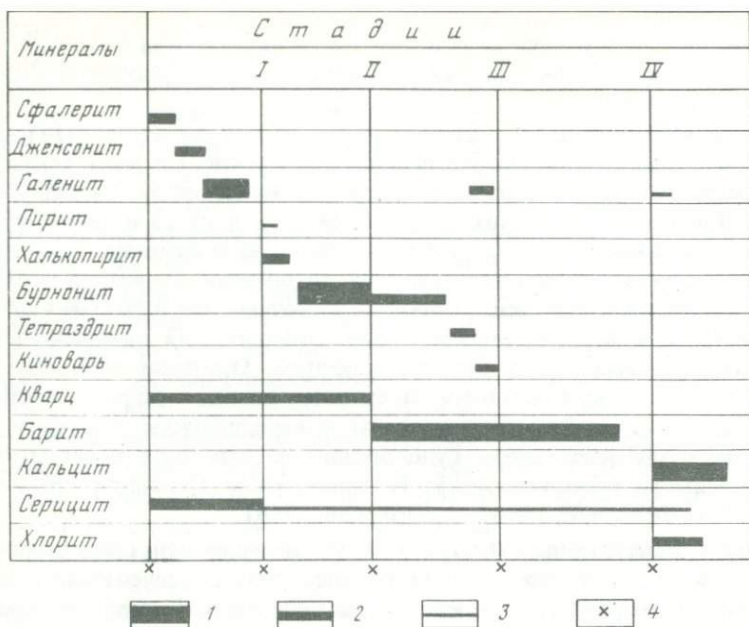


Рис. 20. Схема последовательности минералообразования (по данным Е.А. Радкевич, 1938)

М и н е р а л ы: 1 – главные; 2 – широко распространенные; 3 – второстепенные и редкие; 4 – импульсы трещинообразования

Близким к данному минеральному типу, видимо, является месторождение Кан-и-Гут, площадь которого сложена известняками и доломитами девона, нижнего карбона, песчано-сланцевыми и вулканогенными отложениями кембрия и силура. Месторождение локализуется в карбонатных породах девона и контролируется разломами северо-западного направления. Породы рассечены небольшими дайками диабазовых порфиритов. Рудные тела представлены неправильными штокверками с небольшими секущими жилами, приуроченными к тектоническим нарушениям, а метасоматические тела распространены по напластованию пород. В состав руд входят галенит, сфалерит, буланжерит, цинкениит, марказит, пирит, тетраэдрит, бурнонит, полибазит. Жильные слагаются кальцитом, кварцем, баритом (Наследов, 1961; Курманалиев, 1972).

К.К. Курманалиевым выделены следующие типы руд: 1) сплошные: галенит-сфалеритовые, галенитовые, галенит-пиритовые, пирит-марказитовые; 2) вкрапленно-прожилковые: галенит-сфалеритовые в окварцованных известняках; 3) плейчатополосчатые; галенитовые и марказитовые. Тем же исследователем выявлены стадии минералообразования (в порядке последовательности): 1) галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, айкинит и блеклая руда; широко развит кварц; 2) сфалерит, пирит, марказит и буланжерит; 3) сфалерит, марказит, цинкениит, барит, кальцит; 4) гипергенная стадия с минералами меди, свинца и железа.

8. РТУТНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Среди месторождений названной рудной формации пока не установлены крупные рудные объекты.

Размещаясь преимущественно в краевых частях областей, испытавших автономную или отраженную тектоно-магматическую активизацию, рудные поля месторождений рассматриваемой формации получили развитие и в эпигеосинклинальных орогенных поясах. Они формируются на площадях, связывающих свинцово-цинковые и ртутные или ртутно-сурьмяные структурно-металлогенические зоны, и характеризуются проявлением как свинцово-цинковой, так и ртутной, а также сурьмяной минерализации. Во многих рудных полях оруденение сопровождается развитием достаточно большого количества флюорита и барита (северо-западное обрамление Калымского массива). В частности, отсутствие пространственной связи с продуктами магматизма характерно для рудных полей, сформировавшихся в мезозойских отложениях западной части Кугитанского хребта (юго-западные отроги Гиссара). Многие исследователи (Озерова, 1961; Мерлич, 1961; Щеглов, 1966; Кузнецов, 1968; и др.) проходят к выводу, что наблюдаемая в ряде районов тесная ассоциация ртутных месторождений с сурьмяными, мышьяковыми, свинцово-цинковыми, цинковыми и флюоритовыми, в совокупности образующими парagenетические ряды родственных рудных формаций, вызвана единством источников оруденения, очевидно, связанных с глубинными магматическими очагами.

В локализации рудных тел на месторождениях рассматриваемой рудной формации особо важную роль играют структурные факторы. Они выражаются в развитии сквозных и скрытых крутопадающих разломов фундамента, являющихся в ряде районов рудопроводящими каналами. В локализации оруденения важное значение имели физико-механические свойства слоистых осадочных пород чехла, тесно связанные с литолого-стратиграфическими особенностями последних и обуславливающие в тектонически благоприятной обстановке развитие наряду с секущими согласных со слоистостью дорудных разрывов (Галкин, 1968).

Процессы рудоотложения и в месторождениях рассматриваемой рудной формации проявляются с четкой экранирующей ролью мало проницаемых для рудоносных растворов пород.

В большинстве районов мира в ртутно-свинцово-цинковых рудных полях преобладают жильные формы рудных тел. Наряду с этим немаловажное значение имеют рудные тела, залегающие согласно со слоистостью. В этом случае особенно важное значение в локализации оруденения приобретает тектоническое расслоение слоистых осадочных толщ чехлов (Федорчук, 1960).

Многочисленные исследования ртутно-свинцово-цинковых месторождений в СССР показали, что процесс рудообразования в них протекает в два сближенных этапа при четком наложении ртутной и ртутно-сурьмяной минерализации на более раннюю свинцово-цинковую (Поярков, 1955; Федорчук, 1964₂, 1968; Кузнецов, 1968; Смирнов, 1944, 1947;

Оболенский, Оболенская, 1968; Мерлич, 1961; Бадалев, 1960; Карабаев, 1961, 1970; Мусин и др., 1972; Берклиев, 1960, 1961, 1970).

Характерной особенностью рассматриваемых месторождений является значительно большая обогаченность ртутью свинцово-цинкового минерального комплекса по сравнению с месторождениями других рассмотренных ранее рудных формаций. Ртуть в основном входит в качестве примеси в рудные и жильные минералы, реже встречается в виде киновари. Так, по данным К. Карабаева (1961), свинцово-цинковые руды месторождений западного склона хребта Кугитанг в Туркмении в общем содержат в 500 раз больше ртути по сравнению с рудами Сумсарского месторождения, относящегося к собственно свинцово-цинковой рудной формации. При этом содержание ртути в рудах достигает сотых и первых десятков долей процента (до 0,24–0,87%), а в галенитах содержание ее колеблется от 0,001 до 0,054%. В ртутном минеральном комплексе ртуть встречается в виде киновари и метациннобарита, но в ряде районов широким развитием пользуется также ртутная блеклая руда — шватцит (восточная часть Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса) (Суеркулов, 1972). В других районах, где также устанавливается генетическая связь ртутьсодержащих минералов с полиметаллическим оруденением, в небольших количествах отмечаются минералы, образующие изоморфный ряд $HgS-CdS$, содержащие до 3% Zn, а также цинксодержащая разновидность метациннобарита и минералы, содержащие в своем составе Hg, Ca, As и Sb (Кузнецов, 1968). Отсутствие свинецсодержащих ртутных минералов — одна из характерных особенностей месторождений.

Ртутьсодержащие минералы рассматриваемого комплекса сопровождаются обычно пиритом, марказитом, небольшими количествами сфалерита, халькопирита, теннантита, люцитита, энаргита, халькопирита, антимонита, галенита, сульфоантимонитов свинца. Из жильных их сопровождают кварц, кальцит, анкерит, минералы группы каолинита, флюорит, барит. В виде примесей в рудах отмечаются Bi, Sn, Sr, реже Ca. Отдельным рудным провинциям свойственна мышьяковая минерализация (Закарпатье, Кузнецкий Алатау), где As фиксируется в виде реальгара и аурипигмента, реже арсенопирита и входит в состав сложных ртутных минералов.

Месторождения хребта Кугитанг

Месторождения хребта Кугитанг, согласно В.М. Цейслеру и Р.Е. Айзбергу (1972), находятся в эпиплатформенной орогенной области, протягивающейся от Памира через Копетдаг в пределах одного из ее горст-мегаантиклинорных поднятий, совпадающих с юго-западными отрогами Гиссарского хребта. Поднятие сформировано в основном в неогеновом и четвертичном периодах и связано с крупной зоной региональных северо-восточных и субширотных разломов палеозойского фундамента, прослеживающихся по краям эпиплатформенной орогенной области.

Сам же фундамент сложен силурийскими метаморфизованными сланцами, песчаниками и известняками, несогласно перекрытыми нижнекаменноугольными терригенными, карбонатными и эффузивными поро-

дами общей мощностью 250—650 м. Комплекс осадочных пород фундамента прорван разнообразными по составу и возрасту, масштабам и морфологии интрузивными массивами (Поддубный, Жданов, 1972), повторяющимися во многих палеозойских складчатых областях Средней Азии.

Осадочный чехол включает отложения от верхнего триаса до современных, подразделяясь на два структурных яруса: мезо-палеогеновый платформенный и неоген-четвертичный орогенный.

Складчатые сооружения чехла, возникшие в связи с движениями по разломам фундамента, характеризуются коробчатыми формами, в плане имеющими очертания треугольников, прямоугольников, угловатых овалов. Они ограничиваются узкими сложными зонами разрывов, сопровождаемых флексурами, морфологические особенности которых определяются внутренним строением разломов фундамента и интенсивностью вертикального перемещения прилегающих к ним блоков пород. Реже проявлены линейные асимметричные флексуриобразные складки, вытянутые на относительно большом протяжении над шовными зонами фундамента, разделяющими крупные блоки-уступы.

Интересующие нас месторождения размещаются на западном крыле Кугитангской антиклинальной складки, осложняющей северную ветвь горст-мегаантиклинали, известную под названием Гаурдак-Кугитангской антиклинали.

Согласно С.Т. Бадалову (1960), разрез мезозойских отложений, смятых в кугитангскую складку, начинается песчаниками, песчано-глинистыми и бокситовыми породами триаса мощностью 40 м. Нижняя и средняя юра представлены глинистыми песчаниками, песчанистыми известняками с прослоями угля средней мощностью 320 м (Берклиев, 1960).

Верхнеюрские отложения, включающие большинство наиболее крупных свинцово-цинковых месторождений, представлены следующими следующими горизонтами маламья.

1. К е л л о в е й: а) мергелистые глины, мощность 168 м; б) доломитизированные известняки, мощность 158 м.

2. О ф с о р д: а) брахиоподовый горизонт, мощность 80—100 м, представленный плотными пелитоморфными серыми известняками с фауной; б) аммонитовый горизонт, мощность 150 м, пелитоморфные серые известняки.

3. О к с ф о р д - л у з и т а н: а) пелициподовый горизонт, мощность 100 м, пелитоморфные темно-серые известняки, в верхах переходящие в тонкослоистые и местами массивные; б) псевдоконгломератовый горизонт, мощность 30—70 м, плотный, слабодоломитизированный с включениями известковых стяжений, сцементированных пелитоморфным материалом.

4. К и м м е р и д ж: а) рифовый горизонт, мощность 30—70 м, массивные светлые грубослоистые, часто закарстованные известняки; б) надрифовый горизонт, мощность 100 м, пелитоморфные плитчатые известняки с прослоями оолитов.

5. К и м м е р и д ж - т и т о н (гаурдакская свита): ангидриты и гипсы, видимая мощность 15 м, полная — 800 м, залегающие несогласно на киммериджских отложениях.

Нижнемеловые отложения представлены красноцветной континентальной толщей глин, песчаников и конгломератов с маломощными прослоями мергелей и известняков — 634 м. Верхнемеловые — морскими осадками, в верхней части содержащими гипсы мощностью 1170 м. Вверх по разрезу они сменяются известняками, песчаниками и песками P_g и Ng общей мощностью 150 м.

Кугитангская антиклиналь, отражающая в чехле один из ступенчатых тектонических блоков фундамента, относится к типичным складкам

облекания. Ее общее протяжение достигает 85 км, ширина колеблется от 10 км на севере до 25 км на юге. Простираение ее оси непостоянно и меняется с северо-восточного на севере на меридиональное в центральной части и северо-западное в южной. В своде отмечаются выходы палеозойских пород фундамента. Обладая асимметричным строением, антиклиналь характеризуется крутыми ($60-80^{\circ}$ до вертикальных) восточными и пологими ($8-20^{\circ}$) западными крыльями, сложенными указанными выше верхнеюрскими, меловыми и местами палеогеновыми отложениями. Западное крыло складки нарушено серией крутопадающих взбросов, субпараллельных ее оси, характеризующихся небольшими амплитудами перемещения, достигающими на меридиональном интервале первых десятков метров.

Из закартированных нарушений наиболее крупной является Карагачская зона разрывов и сочленяющаяся с ней Тазагарвинская. Обе они контролируют и в ряде случаев вмещают месторождения района, представленные относительно небольшими межпластовыми, а также трещинными и более сложной формы телами, сформированными в зонах дробления между сближенными сколами. Большинство месторождений залегает при этом в нижней части рифового горизонта, на контакте их с горизонтом псевдоконгломератов, локализуясь в участках развития зон трещиноватости и брекчирования (Бирюков, 1960). Признаки рудной минерализации отмечаются в надрифовом горизонте и пелипептидовом. Оруденение прослеживается спорадически на протяжении более 30 км и на вертикальном интервале более 1 км, уходя корнями в палеозойский фундамент.

Согласно С.Т. Бадалову (1960), В.И. Бирюкову (1960) и другим исследователям, в состав гипогенных руд этих месторождений входят следующие минералы (табл. 19).

Схема последовательности минералообразования (Бадалов, 1960, Спивак, 1961_{1,2}, Карабев, 1970 и др.) укладывается в три стадии, разделенные тектоническими перерывами и характеризующиеся изменением состава рудообразующих растворов. В порядке последовательности эти стадии представлены: 1) пирит-галенит-сфалеритовой (доломит, барит, пирит, сфалерит, кальцит); 2) барит-галенитовой (пирит, сидерит, анкерит, сфалерит, халькопирит, галенит, барит, кварц); 3) киноварь-кальцитовой (киноварь, кальцит)¹.

В связи с проявлением зональности оруденения, в северо-западной части района в месторождениях преобладает пирит. В месторождениях, расположенных юго-восточнее, преобладающей становится пирит-сфалеритовая ассоциация с жильным кальцитом. Далее к югу в месторождениях развиваются сфалерит-галенитовая с баритом и кальцитом и ртутными минералами (месторождения Майданшах и Карагач). Подобная зональность повторяется в вертикальном направлении (снизу вверх). Околорудные изменения вмещающих пород выражены в доломитизации, осветлении и пиритизации (Кулиев, 1960_{1,2}).

¹ Минералы внутри стадий приведены в порядке последовательности их кристаллизации.

Таблица 19

Минеральный состав руд месторождения Кугитанг

Минералы	Степень распространенности			Гипергенные
	Широкораспространенные	среднераспространенные	малораспространенные	
Рудные	Галенит	Пирит, марказит, сфалерит, киноварь, метациннабарит	Халькопирит	Гидроокислы Fe, церуссит, глинистые минералы, гипергенные киноварь и метациннабарит
Жильные	Кальцит, доломит, барит	Сидерит, анкерит	Кварц, арагонит	

Руды отлагаются с относительно незначительным проявлением метасоматоза путем отложения в открытых полостях, вследствие чего преобладающими текстурами руд служат брекчиевая, гнездовая, подчиненными — прожилковая и вкрапленная (Карабаев, 1961).

В связи с альпийскими пострудными тектоническими подвижками руды интенсивно динамометаморфизованы и несут признаки перекристаллизации.

Киноварь-кальцитовая минеральная ассоциация на тех месторождениях, где она проявлена, пространственно обособлена от свинцово-цинковых, но в основном проявляется в непосредственной близости от них. Вместе с тем в небольших масштабах она и накладывается на свинцово-цинковые руды.

Минералам свойственны следующие элементы-примеси (Бадалов, 1960; Кулиев, 1960^{1,2}; Карабаев, 1961): галенитам: теллур — 0,002%, Mn, Ti, Cu, Sb, Cd — 0,00n%, Hg — 0,001—0,054%; сфалеритам: кадмий — 0,н%, Fe — 0,н%, Mn, Ti, Cu, Bi, Ge — 0,00n%, Hg — тысячные %, Ga — 0,00n%; пиритам: As — 0,н%, Ni, Co, Cu, Sb, Cd, La — 0,00n%, Mn, Pb, Zn — 0,0n%, Te — 0,0024% изредка Ga — 0,00n% и Sn — 0,0n%; киновари: Pb, Ba — 0,н%, Mn, Zn, Cu, Sb, Sr — 0,0n—0,00n%, Ti, Fe < 0,00n%, метациннабаритам: а) гипогенному: Fe, Zn до 0,0n%, Pb, Cd, Ba < 0,н%, Mn, Ti, Sr < 0,0n% Ga, Sn < 0,00n%; б) гипергенному: Fe, Pb, Ba > 0,0n%; Zn < 0,н%; Mn, Sr < 0,0n%; Ti, V, Cu, Ga, Ni < 0,00n%; баритам: Sr (до 1%).

Помимо характеризуемого типа месторождений, в районе проявлены: скарно-полиметаллические, развитые в слоистых породах карбона; жильные: барит-флюорит-полиметаллические, кварцевые и флюоритовые с галенит-халькопиритовой минерализацией, кварц-флюоритовые. Скарно-полиметаллические большинство изучавших их геологов связывают с герцинической металлогенией. Жильные, развивающиеся в разрезе от палеозоя до верхней юры включительно и залегающие в образованиях палеозоя в трещинах альпийского направления многие исследователи относят к новокиммерийскому (Карабаев, 1961) или неогеновому вре-

Таблица 20

Изотопный состав серы рудных минералов

Стадии минерало-образования	Минералы	$\delta S^{34}_{\text{‰}}$	S^{32}/S^{34}
Свинцово-цинковая	Барит	+24,3	21,69
		+21,6	21,75
		+16,9	21,95
	Галенит	+10,9	21,98
		+10,6	21,99
		+7,9	22,05
Ртутная	Барит	+6,0	22,09
		+6,3	22,09
		+22,9	21,72
	Киноварь	+14,0	21,91
		+24,3	21,69
		+21,6	21,75
Свинцово-цинковая	Барит	+16,9	21,95
		+10,9	21,98
		+10,6	21,99
	Галенит	+7,9	22,05
		+6,0	22,09
		+6,3	22,09
Ртутная	Барит	+22,9	21,72
		+14,0	21,91
	Киноварь	+22,9	21,72
		+14,0	21,91

мени, как и ртутно-свинцово-цинковые (Берклиев, Кулиев, Бирюков и др.). В районе отмечаются признаки месторождений медистых песчаников, связанных с горизонтами верхнеюрских – нижнемеловых красноцветных пород (Томашевский, 1972). Руды Кутитанга обогащены тяжелыми изотопами серы, причем сера киновари тяжелее серы галенита. Н.А. Озерова, Н.Х. Айдиньян и В.И. Виноградов (1967) приводят следующие данные изотопного состава серы рудных минералов (табл. 20).

Месторождения Сардинии

Остров Сардиния представляет собой срединный массив в альпийской геосинклинальной области (Манфредини, 1964). В его строении принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, слагающие в общей сложности три структурных этажа. Первый – каледонский, представленный метаморфизованными нижнепалеозойскими песчаниками, известняками и сланцами, смятыми в складки широтного простирания. Второй – герцинский – сложен морскими, морскими мелководными и эпиконтинентальными отложениями среднего и верхнего палеозоя, залегает трансгрессивно на первом. Отложения его смяты в складки северо-северо-западного направления. Породы обоих структурных этажей прорваны и метаморфизованы герцинской постороген-

лой интрузией гранитов, вслед за которыми в конце палеозоя произошло излияние и внедрение порфировых пород.

На пенепленизированной поверхности каледонских и герцинских образований горизонтально залегают породы мезо-кайнозойского чехла, развитые в окраинных частях массива и представленные морскими и континентальными отложениями триаса, юры, мела и миоцена. Альпийские тектонические деформации привели к возникновению крутопадающих сколов с небольшими вертикальными и горизонтальными амплитудами смещения. Вулканический цикл, связанный с альпийским орогенезом, проявился, начиная с мезозоя и до четвертичного времени. В синорогенный вулканический цикл, закончившийся в палеогене, изливались андезиты, липариты, трахилипариты. В посторогенный цикл, длившийся с конца миоцена до четвертичного периода, образовались изверженные породы основного состава (базальты).

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Сардинии, в том числе содержащие ртутную, в основном киноварную, минерализацию, сформировались в основном в кембрийских известняках. Связанные с ними рудные жилы прорывают весь комплекс палеозойских образований, не встречаясь в мезо-кайнозойских отложениях.

Согласно опубликованным данным (Новарес, 1953; Вардебассо, 1953; и др.), наложение ртутной минерализации в отдельных месторождениях, сложенных существенно низкотемпературным галенитом с низким содержанием Ag (от 100 до 400 г/т) или существенно сфалеритом, наблюдалось во многих известных месторождениях Сардинии — Сан-Джованни, Малакельзетта, Небида, Масуи, Рейзраксиус и др.). Месторождения приурочены к зонам глубинных долгоживущих разломов, вмещающих разновозрастные комплексы интрузивных пород и контролирующие нижнепалеозойские подводные излияния порфиroidов (Щуффарди, 1953). Многие из них, приуроченные к пластам известняков, локализируются среди этих пород на тектонически нарушенном контакте с перекрывающими их сланцами. В этих условиях возникают пластообразные, линзообразные и жилообразные рудные тела. Часто обособленные существенно цинковые рудные тела, содержащие в составе руд киноварь, имеют более правильные формы и характеризуются наличием относительно крупных по масштабам сложных рудных столбов, параллельных напластованию.

Наряду с согласными со слоистостью рудными телами на месторождении широко развиты и секущие жилы, характерной особенностью которых является развитие богатого серебром галенита (до 1–3 кг/т) и в меньших количествах сфалерита, пирита и реже халькопирита. В жилах и согласных со слоистостью пластообразных телах наряду с отмеченными минералами местами развиваются сульфoантимониты свинца, реже встречается антимонит. Жильные представлены кварцем, кальцитом и сидеритом, нередко также глинистыми образованиями. Жилы секут весь комплекс нижнепалеозойских пород, часто ассоциируют с диабазовыми дайками, залегающими с ними в одних и тех же разрывах. Однако дайки эти дорудные и пересекаются рудными и сопровождающими их жильными минералами. Сами же дайки рассекают более ранние средне-

карбонные гранитоиды (Новарес, 1953). Рудные тела месторождений сопровождаются интенсивным окolorудным изменением вмещающих пород — в основном доломитизацией, окварцеванием, в верхних частях аргиллизацией.

Характерной особенностью рассматриваемых месторождений является их генетическая связь, с одной стороны, с более высокотемпературными свинцово-цинковыми месторождениями, а также с месторождениями Fe, Mo, W, Sb и Sn, с другой — с флюоритовыми, баритовыми, ртутными, сурьмяными (Вардебассо, 1953). Согласно указанным авторам, оруденение связано с герцинским циклом орогенеза и в пермезо-кайнозойском чехле не обнаружено. По вопросу о генезисе характеризуемых месторождений высказано несколько представлений. Одни исследователи относят их к гидротермальным (Новарес, Вардебассо), другие — к первичноосадочным, трансформизм которых в жильные образования происходит с момента отложения осадочных пород, в которых они заключены (Дзуффарди, 1971; Kribek B., 1972, Schneider, 1973). Изложенные выше данные позволяют считать более обоснованным первое из этих представлений.

Месторождения Закарпатья

К месторождениям, в которых наряду со свинцом и цинком ртуть имеет самостоятельное промышленное значение, относятся многие рудопоявления во флищоидных миоценовых толщах Закарпатья, размещающиеся в зоне стыка закарпатского прогиба с Паннонским срединным массивом, где широкое развитие получили излияния кислых эффузивов. По данным Б.В. Мерлича (1961), эти излияния не имели непосредственного отношения к рудоотложению, поскольку эффузивные толщи рассекаются более молодыми малыми интрузивными телами среднего и основного состава (диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и габбро-диабазы), а оруденение формировалось после их становления. Рудные тела обладают в основном формой, обусловленной морфологическими особенностями нектков и других интрузий, послуживших вследствие их большой хрупкости и трещиноватости основными проводниками и в ряде случаев локализаторами рудообразующих растворов.

Пластовые залежи здесь редки и возникают лишь в слоях хрупких песчаников и различных по составу лав, разделенных плотными водоупорными глинистыми осадками. Оруденение контролируется системой глубоких разломов, ориентированных на северо-запад и северо-восток, к местам пересечения которых приурочены вулканические сооружения, отличающиеся блоковым строением (Борисенко и др., 1973) и претерпевшие горстовые или сводовые поднятия донеогенового фундамента (Головченко, 1972).

Месторождения данного района обладают небольшим масштабом и в настоящее время не разрабатываются. Ведущими минералами этих месторождений являются метацинообарит, киноварь, галенит, сфалерит, пирит, марказит, сопровождаемые жильными — кварцем, кальцитом, анкеритом, дискитом, баритом, давсонитом, органическими сое-

динениями. Все эти минералы, объединенные в минеральные комплексы, выделяются в следующем порядке: 1) свинцово-цинковый, 2) ртутный и 3) мышьяково-сурьмяный (Головченко, 1972). Минерализация, проявленная на площадях развития характеризуемых месторождений, подчиняется региональной зональности. Последняя выражается в развитии колчеданных, колчеданно-полиметаллических и медно-полиметаллических месторождений в палеозойских метаморфизованных вулканогенных породах Раховского выступа, относящегося к краевым поднятиям Паннонского срединного массива, и в широком распространении месторождений свинца, цинка и ртути в миоценовых породах Закарпатского прогиба (Коптюх, 1970). В пределах же этого прогиба в направлении с юга на север в соответствии с увеличением мощности коры наблюдается смена формационных типов месторождений: Cu, Zn, Pb (Ba) → Zn, Pb, (Te, Bi) Hg → Hg → Hg, As, Sb (Борисенко и др., 1973). Температурные интервалы ртутного минерального комплекса от 300, 250—200 до 150—100°C при P = 200—300 атм. (Зациха и др., 1973; Головченко, 1972; и др.).

Месторождения Киргизской ССР

Э.А. Суеркулов (1972) описывает месторождение Ичкетор, в котором наблюдаются участки с галенитовым оруденением, секущимся киноварью и швещитовой минерализацией. При этом сам ртутный этап характеризуется следующей в порядке последовательности стадийностью минералообразования: 1) халькопирит, швещит, сопровождающиеся серитизацией; 2) кварц, метациннабарит; 3) киноварь и кальцит. Интересной особенностью всего рудного района, в котором находится Ичкеторское месторождение, является то, что в тех же самых пестроцветных формациях, в которых залегает упомянутая выше минерализация, локализуются и медные рудопроявления типа медистых песчаников с ртутьсодержащими тетраэдритами. Для свинцово-цинковых рудных минералов характерны следующие примеси: As, Sb, Sn, Mo, Bi.

Вторым примером являются ртутные месторождения Уланского хребта, находящиеся в восточной части Южно-Ферганского поля (Осмонбетов, 1972). Здесь галенит и сфалерит на уровне современного среза являются второстепенными минералами, но в то же время зона окисления довольно интенсивно обогащена церусситом и смитсонитом. Главным минералом месторождения на вскрытом уровне является киноварь, сопровождаемая пиритом, арсенипиритом, блеклыми рудами и медными минералами. На глубине и в этом случае можно рассчитывать на существенное увеличение ZnS и PbS.

9. МЫШЬЯКОВО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения, относящиеся к мышьяково-свинцово-цинковой рудной формации, относительно редки. Но согласно Д.К. Димитрова и Сл. Манкова (1975), по материалам которых характеризуются месторождения данной формации, последняя включает относительно крупные по запа-

сам месторождения свинца и цинка. В то же время руды этих месторождений существенно обогащены мышьяком в связи с широким развитием в их составе йорданита и в меньших количествах — аурипигмента, реальгара и арсенопирита.

Рудоносная провинция, в которой обнаружены месторождения рассматриваемой рудной формации, находится в восточной части Атласского складчатого пояса. Она располагается на территории, включающей обращенный предгорный прогиб, окаймляющий альпийскую складчатую область и прилегающую к нему внешнюю часть прогиба области развития складчатого эпипалеозойского чехла (Международная тектоническая карта Европы, м. 1:2 500 000, лист 14). Территория прогиба в этой части складчатого пояса сложена осадочными породами миоцена, смятыми в серию складок, кулисообразно расположенных одна относительно другой, с осями, вытянутыми параллельно общему простираению обращенного предгорного прогиба. От альпийской складчатой области сам упомянутый прогиб отделен пологим региональным надвигом (типа покровного), падающим в сторону этой области. Внутри прогиба большое развитие получили продольные разрывы, часть которых ограничивает наложенные молассовые впадины альпийского возраста, а также поперечные разрывные нарушения, участки сочетания которых с продольными определяют позиции рудных полей и месторождений.

В основании миоценовых отложений получили развитие в качестве пород фундамента триасовые, меловые и эоценовые известняки и мергели, реже отмечаются песчаники, доломиты и гипсы. Все эти породы относятся к геосинклинальным образованиям альпийской складчатой области. Породы миоцена образуют два структурных яруса, нижний из которых, сложенный морскими отложениями (мергелями и известняками), относится к бурдигальскому, гельветскому и торнтонскому возрасту. Верхний, включающий континентальные фации (главным образом песчаники, конгломераты, брекчи), перекрывается мергелями мощностью до 200 м. Миоценовые образования прорваны относительно редко встречающимися третичными дайками андезитов, андезит-базальтов и базальтов. Местами наблюдаются покровы того же состава.

Рассматриваемая рудоносная провинция, в пределах которой развиты низкотемпературные стратиформные свинцово-цинковые месторождения, судя по данным Д.К. Димитрова и С.И. Манкова (1975) и Л.Н. Рудовской (1969₂, 1970), характеризуется развитием месторождений следующих рудных формаций: свинцово-цинковой (Энь Алия, Джабаль Семен, Сиди-Ембарек и др.); медно-свинцово-цинковая (Сиди-Мамар); колчеданно-(марказит, пирит) свинцово-цинковая с баритом (Сиди-Дрис) и мышьяково-свинцово-цинковая (Сиди-Бу-Ауан, Хауария, Уэд-Барш¹).

Среди свинцово-цинковых месторождений, развившихся как в миоценовом структурном ярусе, так и в подстилающем его домиоценовом,

¹ Д.И. Димитров и Сл. Манков относятся все эти месторождения к одной рудной формации — свинцово-цинковой, Л.Н. Рудовская различает две рудные формации: свинцово-цинковую и медно-свинцово-цинковую.

выделяются два основных структурно-морфологических типа рудных тел, разделяющихся по их соотношению с напластованием вмещающих пород. В домиоценовых наибольшее распространение получили рудные тела и месторождения, секущие напластование и обладающие формой трещинных жил, штокверковых зон, метасоматических жилообразных и других тел. Среди пород, слагающих миоценовый структурный ярус, отмечены пластообразные, согласные с напластованием рудные тела. Однако по минеральному составу и составу околорудных измененных вмещающих пород, а также по преобладанию метасоматических процессов при рудообразовании и последовательности отложения минералов руды обоих морфологических типов рудных тел в общем сходны.

Непосредственную связь с жильными рудными телами, залегающими в домиоценовых образованиях, имеют пластовые и линзообразные тела, локализующиеся в породах нижнего морского миоценового комплекса, в пределах оруденение не ограничено определенными стратиграфическими подразделениями и характеризуется многоярусностью (1—12 ярусов). Пластовые месторождения, залегающие среди пород терригенного осадочного комплекса миоцена, преимущественно локализируются в базальной свите грубообломочных конгломератов и песчаников, иногда среди них получают развитие и секущие слоистость жильные тела. Рудолокализирующими структурными элементами для характеризуемых месторождений оказываются различные локальные складчатые формы, осложненные дорудными разрывными нарушениями. Так, рудные тела наиболее крупного месторождения Сиди-Бу-Ауан, залегающие в базальной части терригенного комплекса, приурочены к осложненному разрывами крылу и замковой частям грабен-синклинали (фиг. 21). В породах нижнего миоценового комплекса получили распространение серия мощных кальцит-сульфидных жил, а на месторождениях Эль-Ауария и Уэд-Барш в крутопадающих разломах локализовались галенит-сфалерит-иорданит-барит-реальгар-аурипигментовые жилы и прожилки.

Основной особенностью месторождений, относящихся к рассматриваемой мышьяково-свинцово-цинковой рудной формации, является широкое развитие свинцово-мышьякового сульфида — йорданита, представляющегося наряду с галенитом и сфалеритом главным рудным минералом. В качестве второстепенных минералов в рудах отмечаются марказит, пирит, грейтонит, реальгар, аурипигмент. К числу редких относятся сульфоантимониты свинца (буланжерит, геокроннит), самородные — золото, мышьяк и серебро. Среди жильных минералов в рудных телах преобладает кальцит. В зоне окисления рассматриваемых месторождений получили развитие преимущественно смитсонит, церуссит, англезит, миметезит и лимонит.

Переходя к вопросу о генезисе месторождений, указанные авторы выделяют в рассматриваемой рудоносной провинции два типа месторождений: гидротермально-метасоматические и гидротермально-осадочные.

Месторождения, кратко охарактеризованные в качестве примера, иллюстрирующего рассматриваемую рудную формацию, относятся все-

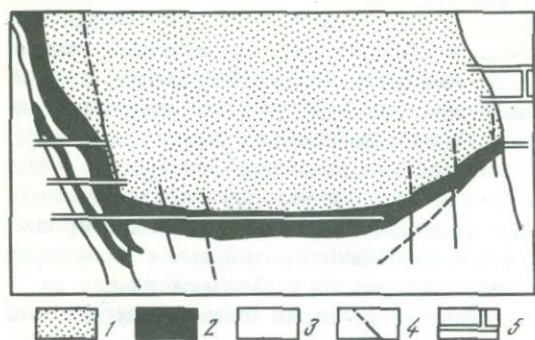


Рис. 21. Геологический разрез месторождения Сиди-Бу-Ауан (по Д.К. Димитрову, Сл. Манков, 1975)

1 - песчаники; 2 - рудные тела; 3 - известняки; 4 - тектонические нарушения; 5 - горные выработки

ми упоминавшимися ранее авторами к первой группе. Руды этих месторождений сформированы после складкообразования в полностью литифицированных породах при значительном участии метасоматических процессов. Руды характеризуются вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными текстурами, текстурами пересечения, а также текстурами, образованными зональными друзовыми агрегатами. Среди структурных особенностей руд особо подчеркивается широкое распространение колломорфных образований, представленных, в частности, мономинеральными глобулярными и сферолитовыми выделениями пирита, марказита, сфалерита и йорданита, а также ритмично-колломорфными агрегатами сфалерита, йорданита и т.д. Наряду с колломорфными отмечается и широкое развитие разнообразных кристаллически-зернистых агрегатов с развитием метакристаллов, со следами замещения и коррозии более ранних минералов поздними, а также с замещением рудными образованиями минералов вмещающих пород и органических остатков.

Для месторождений данной группы авторы отмечают отсутствие околорудных изменений, за исключением нескольких месторождений, на которых проявлены сидеритизация, баритизация, доломитизация и каолинизация вмещающих пород, предшествующие отложению сульфидов.

Руды сформированы в три основные стадии минералообразования: 1) сидерит-баритовую (сидерит → доломит → барит); 2) сфалерит-йорданит-галенитовую (пирит → марказит → йорданит сфалерит (зернистый) → галенит → сфалерит (колломорфный) → барит → галенит (кристаллический) → кальцит; 3) реальгар-аурипигментовую (кальцит) → реальгар → аурипигмент).

Со ссылкой на Kanto J., Pylar M., Dillinger K. Д.К. Димитров и Сл. Манков в ранее цитируемой работе отмечают, что изотопические исследования минералов показали одновозрастность руд, залегающих в обоих осадочных комплексах миоцена и сформированных в третичную эпоху.

10. СЕРНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения данной рудной формации пока изучены недостаточно детально. К настоящему времени среди них еще не установлено крупных рудных объектов, хотя отдельные из них и эксплуатировались в прошлом (в СССР — Трускавец).

Вместе с тем довольно частые находки серно-свинцово-цинковой минерализации в последние годы свидетельствуют о достаточно большой распространенности месторождений и рудопроявлений рассматриваемой формации. Они известны в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Ленин, Седлецкий, 1968; Панин, 1969; Бескровный и Лебедев, 1971; Юшкин, 1968, 1972₂; Парникель, 1969; и др.); в Предкарпатье (Лазаренко, 1947; Ицксон и Хейфец, 1947; Константинов, 1963; Князев, 1973_{1,2}; и др.), в Дагестане (Сребродольский и Магомедов, 1972), в Поволжье (Алексеенко, 1967, Юшкин, 1968; и др.) и в некоторых других районах нашей страны.

Месторождения, объединенные в данную формацию, возникают на площадях, относящихся к сероносным и нефтегазоносным провинциям, характеризующимся развитием минерализованных поясов, вытягивающихся вдоль зон сочленений региональных поднятий с прогибами, осложненными крупными региональными разломами.

Пояса эти прослеживаются на стыках платформ и внешних предгорных прогибов а также, этих прогибов и складчатых поясов (Предкарпатский), эпиплатформенных орогенных поднятий с окружающими их впадинами (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Они вытягиваются также в бортовых частях авлакогенов и в областях их сочленения (Средневожский авлакоген), над погребенными древними авлакогенами (Предуральском прогибе) и в других геотектонических условиях. В пределах этих поясов интересующие нас серно-свинцово-цинковые месторождения, относясь к отчетливо эпигенетическим, ассоциируют с эпигенетическими месторождениями самородной серы, нефти, газа, твердых битумов, а в ряде случаев солей и бора, радиоактивных элементов, ванадия, сульфидов меди и железа (Соколов, 1959; Алексеенко, 1967, Валеев, 1973; и др.).

Для этих поясов характерна следующая зональность оруденения в направлении от погруженных частей впадин к их периферии, т.е. от восстановительных условий к окислительным: зона нефтяных → зона газовых → зона серных и озокеритовых месторождений (Алексеенко, 1967, Юшкин, 1968). Рассматриваемые серно-свинцово-цинковые месторождения концентрируются в последней из этих зон. В СССР эпохи образования характеризуемых месторождений совпадают с герцинским и особенно с альпийскими циклами тектогенеза.

Статистическое изучение поднятий, к которым приурочены эпигенетические серные месторождения, в том числе и ассоциирующие с сульфидными залежами, показали, что они размещены только, в пределах инверсионных поднятий. В последних они контролируются региональными разломами и локализуются либо в зонах самих этих разломов, либо в системах трещинных зон, с ними сопряженных. Поднятия только текто-

но-седиментационного и надблокового типа не содержат серопроявлений (Валеев, 1973).

Для районов развития этих месторождений характерно отсутствие магматических образований. Вмещающие породы не несут следов регионального метаморфизма. Но деформации пластические и хрупкие, связанные со складкообразованием пород либо проявленные вдоль разломов, для рассматриваемых рудоносных площадей крайне характерны.

Главнейшими особенностями месторождений, согласно упомянутым публикациям, являются приуроченность оруденения к склонам поднятий и куполам с тектоническим нарушенным сводом, т.е. к обычным нефтегазоносным структурам, контролируемым региональными глубинными разломами; проявление минерализации в определенных структурно-геологических позициях — на участках сочленения и искривления глубинных разломов при наличии в верхних частях разреза примерно до глубины 500 м гипсоангидритовых осадочных толщ (Гаурдак) или глинисто-песчанистых огипсованных свит, содержащих прослой известково-мергелистых образований. Такой четкий литологический контроль характерен для сероносных залежей. Литологический контроль последних сульфатсодержащими толщами проявляется в двух аспектах: а) в качестве структурного, связанного с физико-механическими свойствами сульфатных более хрупких толщ, благодаря чему в них или по контакту с ними развивается интенсивная трещиноватость, локализуемая эпигенетические тела самородной серы и парагенетически связанных с ней минералов; б) в качестве благоприятного химического. Осадочные сульфаты выступают здесь в виде источника самородной серы, обеспечивая около 60% ее в залежах, а также серы, идущей на образование парагенетически с ней связанных сульфатов (целестина, барита).

Для сульфидных тел, развитых на площадях проявления серных месторождений, подобный литологический контроль не наблюдается. Эти тела возникают в любых по составу осадочных породах, в том числе и в гипсангидритах, и распространяются на значительно больших вертикальных интервалах, в основном локализуясь ниже залежей самородной серы (Гаурдак, Трускавец, Сульфур Бенк и др.). Сероносные залежи в сульфатных толщах образуются только в том случае, если их положение в разрезе отвечает уровню смешения богатых кислородом инфильтрационных сульфатных вод с недосыщенными сульфатами, но богатыми сероводородом хлоридно-натровыми нефтяными водами. Иными словами, они локализируются на геохимическом барьере, характеризующемся резкой сменой восстановительной обстановки на окислительную. Ниже этого уровня сера связывается с металлами, образуя сульфиды, а выше кристаллизуется в виде сульфатов.

Отсутствие в верхних частях разреза сульфатных толщ или нахождение их ниже уровня смешения глубинных и подземных вод не приводит к образованию серы в нефтянокупольных сооружениях. В этих условиях широко развиты сульфиды, образующие широкие ореолы над нефтяными и газовыми залежами. В качестве подтверждения сказанному можно указать на свинцово-цинковые рудопроявления в некоторых нефтяных

сооружениях Саратовского Поволжья, в которых В.А. Тищенко и Л.П. Молчанова (1970) в шлихах и протолочках из пород верхнетриасового-нижнекаменноугольного возраста обнаружили киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, самородное золото, барит, пирит, марказит, сидерит и горный хрусталь и в меньших количествах — церуссит, азурит, куприт, халькозин, малахит и самородные свинец, цинк и медь. Эти минералы в коренных породах развиты вдоль разрывных нарушений различного порядка. Бурение показало, что отмеченные минералы обнаруживаются на различных глубинах и в породах разнообразного состава и возраста: в Приволжской структуре на глубине 3200–3300 м, в отложениях среднего девона, и в Красноармейской структуре на глубине 1300 м, в триасовых отложениях, получили развитие арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, борнит, пирит, марказит, сидерит; в Квасниковской структуре на глубинах 1300 и 2600 м в отложениях верхнего и среднего девона обнаружены пирит, борнит, сфалерит, сидерит, самородный цинк; в скважинах структуры Урицкого на глубине 600 м в песчаниках верхнего карбона — пирит, марказит, магнетит; в скважинах Жирновской структуры на глубине 1260 м — сфалерит, халькопирит, марказит и сидерит, а на глубине 3250 м — халькопирит, пирит и самородный цинк.

В.А. Тищенко и Л.П. Молчанова отмечают, что набор сульфидов аналогичен набору сульфидов нефтеносных структур Северной Татарии, а также составу руд рудопроявлений свинца и цинка Средней Азии, территориально близких или совмещенных с областями развития нефти и газа. Упомянутые исследователи наличие сульфидов даже считают возможным учитывать в качестве поисковых признаков на нефть и газ.

Серные залежи в одних случаях пространственно несколько разобщены со скоплениями сульфидов (Гаурдак), в других — совмещены (Трускавец). Наблюдаются следующие существенные признаки, связывающие серные руды с сульфидными: а) развитие тех и других вдоль трещин; б) залегание в близких по возрасту или разновозрастных горизонтах; в) контроль в локализации одними и теми же нефтяными структурами при наличии водоупорных экранов; г) близкое время формирования; д) одинаковые жильные минералы и их разновидности в серных и сульфидных залежах (кальцит, целестин, барит, флюорит, гипс; е) содержание в сере и парагенных с ней минералах примесей таких металлов, как Fe, Zn, Pb, Cu, Cd, Hg, Ga, Ge, и других, т.е. элементов, концентрирующихся в сульфидных залежах; ж) парагенезис небольшого количества сульфидов, и главным образом пирита и марказита, с самородной серой; з) обилие в серных и сульфидных рудах, а также во вмещающих породах серосодержащих органических соединений — разнообразных битумов, образующих четкие эпигенетические скопления; и) наличие газообразного сероводорода в минералах, слагающих серные и сульфидные залежи. Вместе с тем накопленные геологические данные свидетельствуют, что в данном случае мы имеем неоднородное накопление серы и сульфидов, развитых в зонах с различными окислительно-восстановительными потенциалами. Об этом, во-первых, свидетельствуют последовательность минералообразования, тяготение сульфидонакопления к целестин-баритовой или карбонатным

Таблица 21

Минеральный состав руд месторождений серно-свинцово-цинковой рудной

Минералы	Степень распространенности			
	распространенные		второстепенные	
	тип а	тип б	тип а	тип б
Рудные	Самородная S, галенит, сфалерит, (брункит, вюртцит, Cd 0,1%)	Самородная S, галенит, сфалерит, (светлоокрашенный Cd до 3%)	Пирит, марказит, халькопирит	
Жильные	Кальцит, гипс	Кальцит, гипс, целестин, флюорит	Доломит, барит	
Органические	Битумы (твердые, жидкие, газообразные)			

стадиям, следующим вслед за первой, ранней стадией формирования серных рудных тел (Юшкин, 1968). Во-вторых выявляется несколько иная ориентировка планов деформации, предшествующих формированию залежей серы и залежей сульфидов. Последние формируются в условиях большей закрытости гиротермальной (нефтяные воды) системы в восстановительных условиях, первые — в условиях открытых систем при свободном доступе инфильтрационных приповерхностных вод (Виноградов, 1973).

По составу руд в СССР намечаются два минеральных типа рассматриваемых месторождений; а) галенит-сфалеритовый с самородной серой, гипсом, пиритом и самородной ртутью; б) галенит-сфалеритовый с самородной серой, целестином, баритом, флюоритом с высокими содержаниями Hg в минералах. Минеральный состав месторождений иллюстрируется табл. 21.

В некоторых месторождениях отмечаются реальгар и аурипигмент, сульфиды Mn — гаурзит и алабандин, киноварь, а среди жильных широко развиты сидерит, арагонит и отмечается смитсонит (месторождения Мексиканского залива). В других месторождениях резко преобладают сульфиды железа (Дагестанские). В Гуардакском месторождении отмечаются большие скопления флюорита (концентрация которого достигает до 30% общей массы) и барита. Здесь же в верхней части сульфатных толщ, локализуется бороносная минерализация (данбуритовая).

Основным сульфидным и нерудным минералам, слагающим руды, свойственны следующие элементы-примеси (Юшкин, 1968): а) галенитам: Zn, Ca, Fe, Co, Si, (целые %); Sr, Cr, Ti, Mn (сотые доли %), Ag, Zr, Ba, Ni (следы); б) сфалеритам: Fe = 1%, Mn \angle 1%, Cd (от сотых до 8%), As, Co, Cu, Si, W, Al, Mg (следы); в) пиритам и марказитам: Al, Mg, Cu, Si, Mn, Ti, Ba, Ni, Cu, Sr, Zn, Cr, Mg, Co, V; г) флюоритам: Al, Mg,

формации

формации	Степень распространенности			
	второстепенные		редкие	
	тип б	тип а	тип а	тип б
	Пирит, марказит, халькопирит, гематит	Самородная Hg		
	Барит, кварц, горный хрусталь, стронцианит, арагонит, селлаит, селенит	Селенит, халцедон, кварц	Данбурит, кварц, халцедон	

Na (0,0n%), Si, Fe, Ti, Cu, La, Ba, Li (0,00n%), Mn — 0,00n% Ni, Zr следы; д) самородной сере: Fe, Zn, Pb, Cu, Cd, Hg, Ga, Ge, Ag. Ртуть, согласно Н.С. Бескровному и Б.А. Лебедеву (1971), является примесью всех минералов в Гаурдаке.

Обобщая ту небольшую литературу, которая имеется в СССР по данному типу месторождений, можно наметить следующие особенности характеризующих руд: 1) весьма низкие содержания Ag в галенитах (следы) и практически его отсутствие в других сульфидах. Повышенное содержание в рудах некоторых месторождений ртути, таллия и мышьяка при отсутствии индия и галлия (Ициксон, Хейфец, 1947); 2) низкие содержания в сфалеритах Fe и Mn (менее 1%) и высокие содержания Cd, достигающие иногда первых целых % (Гаурдак), что позволяет предположить наличие самостоятельных сульфидов кадмия; 3) очень широкое развитие разнообразных по составу твердых, жидких и газообразных битумов, содержание которых в рудах достигает 6% и более. Согласно Н.П. Юшкину (1968), они представляют собой: а) продукты анаэробного окисления нефти, являясь членами ряда: нефть → мазута → асфальты → асфальтиты; б) продукты дегазации нефти, сопровождающиеся кристаллизацией высокомолекулярных соединений; 4) развитие в рудах сульфата стронция и реже его карбоната; 5) высокие содержания ртути в минералах, слагающих руды (Гаурдакское месторождение), в отдельных месторождениях наличие самородной ртути (Трускавецкое) или сульфидов ртути (Сульфур-Бенк); 6) незначительные количества окислов кремния, представленных в порядке последовательности халцедоном → кварцином → кристаллическим кварцем (в серных железах), несколько большие их количества в карбонат-сульфатных жилах и сульфидных залежах; 7) отчетливо проявившееся в зонах серной минерализации разделение изотопов серы под влиянием как чисто химических, так и биогенных реакций. Это разделение, согласно Н.П. Юшкину (1968), шло по линии concentra-

ции легких изотопов в самородной сере и сероводороде и тяжелых — во вновь образующихся сульфатах.

Содержание тяжелых изотопов серы в последних значительно превышает их количества в нормально осадочных вмещающих толщ. Это явление настолько ярко выражено, что указанный исследователь выдвигает его в качестве поискового критерия на серные эпигенетические месторождения; 8) изотопный же состав серы сульфидов соответствует ее составу в метеоритных троиллитах, отличаясь удивительным постоянством (Виноградов, 1969). Обогащение сульфидов тяжелым изотопом В.И. Виноградов связывает с восстановительными условиями их кристаллизации в закрытой под экраном гидротермальной (нефтяные воды) системе в условиях интенсивно проницаемой среды, равномерно реагирующей с омываемыми их рассолами.

Для рудных полей рассматриваемой группы месторождений характерны вертикальная и горизонтальная зональность. Вертикальная проявляется в развитии самородной серы и парагенетически связанных с ней сульфатов и карбонатов в верхних частях разреза в зоне смещения восходящих сероводородных хлоридно-натровых рассолов с нисходящими сульфатными, могущими также быть и поставщиком серы за счет редукции содержащихся в ней сульфатов, — такое явление наблюдается в современных процессах серообразования (Юшкин, 1968; Алексеенко, 1967; Беленцкая, 1972). Ниже этого уровня на месторождениях воздействие сероводородных рассолов приводит к восстановлению железа в порода до Fe⁰; образованию тонкой вкрапленности сульфидов. Красноцветные породы приобретают темный серовато-зеленоватый цвет. Сульфидные залежи развиваются в основном ниже уровня серных, причем между ними намечается переходное звено — жилы и залежи сульфатов и карбонатов, содержащих в верхних частях серу, гематит, а в нижних — сульфиды (Гаурдак). Отмечаются месторождения, где серные руды и сульфидные сформированы на одном уровне (Трускавец).

В серных эпигенетических рудных телах наблюдается зональность, проявляющаяся в стороны от трещин в смене кальцитовых зон средней части жил на целестин-кальцит-серную, затем кальцитовую и далее — зону перекристаллизованного гипса. Зональность сульфидных залежей не изучена, тем не менее отдельные элементы ее в рудных полях намечаются — это разделение в пространстве существенно цинковых (сфалеритовых) и существенно свинцовых (галенитовых) руд в Трускавцеком месторождении; обособление низкотемпературных медных рудопроявлений от свинцово-цинковых — в районе того же месторождения (Беспалов, 1972); разобщение площадей развития существенно галенитовых жил и прожилковых зон пирита (Бескровный, Лебедев, 1971; Парникель, 1969) на Гаурдакском месторождении. К тому же необходимо отметить еще наличие вдоль сульфидных залежей околожильных метасоматитов, предшествующих или сопровождавших сульфидообразование.

Из околорудных изменений вмещающих пород, связанных с сульфидным оруденением, помимо отмеченного процесса, связанного с восстановлением железа до двухвалентного и захватывающего огромные площади, отмечаются локальная доломитизация (Трускавец), а также замещение

пород жильным комплексом минералов — баритом, целестином, флюоритом, гипсом (Бескровный, Лебедев, 1971).

В отношении многостадийности минералообразования и места в нем образования сульфидных рудных тел не имеется конкретных данных. Тем не менее Н.П. Юшкин (1968) считает, что минералообразование на месторождениях начинается с перекристаллизации гипсов, которая сменяется ранней стадией сероотложения и парагенетически связанных с ней минералов. Ранняя серная стадия сменяется формированием целестин-баритовых или арагонитовых жил, вслед за формированием которых проявляется поздняя стадия отложения самородной серы. Сульфидообразование, по мнению этого исследователя, проявляется в период смены ранней серной стадии и в начале целестиновой.

Рудопроявления Гаурдакского рудного поля

Гаурдакское рудное поле размещается в юго-западной части Гаурдакской брахиантиклинальной складки, являющейся сооружением 3–4-го порядка, осложняющим эпиплатформенное горст-мегаантиклинорное поднятие юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Брахиантиклиналь возникла над горстом палеозойского фундамента (Бескровный, Лебедев, 1971) и относится к складкам облекания. Палеозойские образования залегают в пределах складки на глубине около 1 км, тогда как в соседней впадине глубина залегания достигает 2–3 км и более. Брахиантиклиналь имеет размеры 16 × 8 км, простирание ее оси 60°, угол падения крыльев: северо-западного — 5–20°, юго-восточного — 45–80°. Ядро брахиантиклинали сложено породами верхней юры и нижнего мела. Верхнеюрские отложения, представленные гаурдакской свитой (мощность 625–880 м), залегают согласно на массивных толстослоистых пелитоморфных известняках оксфорда и слагаются в нижней (275–400 м) части тонкозернистыми ангидритами с прослоями битуминозных известняков, включающих кремнистые конкреции. В средней части свита сложена тонкозернистыми известняками, разделяющими сульфатную толщу на две подсвиты: нижнюю — сероносную и верхнюю — бороносную. Выше бороносной залегают толща каменной соли с пластами и минералами сильвинитов и карналит-сильвинитов. Общая мощность верхней подсвиты 450 м. Верхнеюрские отложения венчаются пластом ангидритов мощностью 5–40 м.

Меловые отложения представлены всеми отделами и ярусами и слагаются терригенно-глинистыми осадочными образованиями: в нижней части — красноцветными, в альбе и верхней части — зелено-серыми глинами с пластами органогенных известняков и песчаных мергелей. Общая мощность их составляет 1120–1440 м. Палеогеновые отложения (мощность до 600 м) слагаются гипсами с прослоями доломитизированных известняками с прослоями глин и мергелей; глинами, включающими слои алевролитов, песчаников, известняков. Неогеновые отложения слагаются красноцветной и сероцветной молассой песчано-глинистого, алевролитового и гравеллитового состава (мощность до 1300 м) (Лазарев и др., 1971).

Каких бы то ни было изверженных пород, секущих мезо-кайнозойские образования, в районе не установлено. Юго-западная периклиналь Гаур-

дакской складки пересекается крупным Узункудукским разломом северо-западного простирания. На площади серного месторождения это нарушение расчленяется на две ветви с опущенным между ними блоком на вертикальную амплитуду до 400–500 м. Северная ветвь разлома здесь меняет свое простирание с северо-западного (315°) на субширотное (285°), прослеживаясь далее на запад в виде сбросо-сдвига с горизонтальной амплитудой до 3 км и вертикальной около 250 м. Поднятие с юго-востока ограничено региональным Шурчинским взбросом (азимут простирания $55-68^{\circ}$) с вертикальной амплитудой до 150 м. Северо-западное крыло осложнено Кариканским сбросом (азимут простирания $35-40^{\circ}$) с вертикальной амплитудой 100–150 м. Оба упомянутых разрывных нарушения в юго-западной периклинальной части антиклинали примыкают к Узункудукскому разлому. Формирование разрывов сопряжено со складкообразованием и относится к верхнеэоценовому или древнечетвертичному времени (Парникель, 1969).

Серное месторождение и связанные с ним целестино-баритово-флюоритовые и сульфидные рудопроявления размещаются на участке сочленения разломов в юго-западной периклинали Гаурдакской антиклинали, в пределах сложного структурного блока, разбитого множеством трещин северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний (Лазарев и др., 1971).

Серное оруденение Гаурдака является отчетливо выраженным эпигенетическим (Лазарев и др., 1971; Юшкин, 1972; и др.) и распространяется вдоль зон разрывов и мелкой трещиноватости. В морфологическом отношении среди рудных тел удается различать пологопадающие жилы, горизонтально залегающие рудные столбы, линзы и пластовые залежи. Серно-рудные тела сложены следующими минералами (табл. 22).

Пирит, наблюдающийся в виде корочек на серно-кальцитовых рудах и в сферолитах целестина, развитых на этих корочках, содержит примеси Al, Mg, Ca, Si, Mn, Ti, Ba, Ni, Ca, Sr, Zn, Cr, Mo, Co, V (Юшкин, 1968).

Распространяясь вдоль разрывных нарушений, оруденение приурочено в то же время к определенному фациально-литологическому комплексу пород — Гаурдакской свите гипсоангидритов, развиваясь в основном по тектонически осложненному контакту ее с нижележащими известняками оксфорда.

В Гаурдакском рудном поле, помимо эпигенетических серных и боросных залежей, широким развитием пользуются эпигенетические пластовые и секущие жилы, сложенные минералами, находящимися в едином парагенезисе с серой — целестином, флюоритом, баритом, твердыми битумами, реже данбуритом. Пластовые жилы (мощность до 0,5 м) развиты в основном по контакту келловей-оксфордских известняков и киммериджитонских гипсов на площади более 06 км^2 .

Наиболее крупные из секущих жил вытянуты параллельно Узункудукскому разлому, протягиваясь вдоль него в известняках келловей-оксфорда на протяжении до 1,5 км при мощности до 1,5 м. Жилы эти нередко в совокупности образуют жильные зоны мощностью до 10 м. Помимо упомянутых минералов, в рудных телах получили развитие черный флюорит и кальцит с примесью кварца, сфалерита и твердых битумов. Минеральный

Таблица 22

Минеральный состав руд Гаурдакского месторождения

Главные 95–97% рудной массы	Степень распространенности	
	Второстепенные	Акцессорные
Самородная сера	Флюорит (местами доходит до 37%)	Кварц
Карбонаты: кальцит до 53,6%, доломит 3%	Битумы	Полевой шпат и др.
Сульфаты: гипс и ангидрит от 5 до 13%	Сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn	
Целестин в заметных количествах	Гидроокиси Fe	

состав в рудных жилах непостоянен и характеризуется преобладанием барита и флюорита либо целестина и барита (Леин, Седлецкий, 1968).

Сульфидные, в основном сфалеритовые, низкотемпературные рудопоявления находятся в непосредственной близости от серных руд, распространяясь вдоль Карагинской зоны разлома. Руды, обладающие прожилково-крашенными и массивными текстурами, локализируются в верхней части известняков оксфорда. Н.С. Бескровный и Н.С. Лебедев в 1971 г. обнаружили пять сфалеритовых жил в оксфордских известняках, обладающих достаточно большой протяженностью. Каждая из них включает серию рудных гнезд, соединяющихся тонкими прожилками. Сфалерит окрашен в желтые и медовые тона и в крупных гнездах образует радиально-лучистые агрегаты, развитые вместе с радиально-лучистыми целестином, гематитом и гипсом. Гематит облекает сфалеритовые гнезда и вместе с гипсом распределяется в сфалерите по трещинам и порам.

Н.А. Бескровный и Б.А. Лебедев (1971) приводят следующие табл. 23, характеризующие состав и количества элементов-примесей в минералах и породах жил (аналитик Л.П. Дергачев).

Сфалерит, помимо отмеченных в таблице элементов, содержит большое количество Cd — 1–3%, которое позволяет предполагать наличие самостоятельных минералов: Ga — 0,0п%, Fe — 0,0п%. Обращают на себя внимание относительно высокие содержания ртути в минералах, слагающих рудные жилы, и в измененных породах, как вмещающих серное оруденение, так и сопровождающих сульфидные жилы.

Формирование жил сопровождалось широко проявленными метасоматическими процессами, начавшимися с околожильных метасоматитов. Отложение минералов также происходило при замещении ранних более поздними, что особенно характерно для целестинов, замещающихся флюоритом.

Помимо сфалеритовых жил, Е.С. Парникель (1969) отмечает в оксфорд-келловейских известняках жилы и прожилки, сложенные кальцитом и пиритом.

Таблица 23

Состав и количество элементов-примесей в минералах и породах, %

Место взятия	Порода, минерал	Число проб	Zn	Pb
Сай-Карача	Сфалерит из сфалеритовых жил	4	Много	0,0оп
	Обогащенная сульфидами порода из секущей целестиновой жилы	7	0,1 – 0,6	0,008 – 0,044
	Черный флюорит из той же жилы	6	0,01 – 0,03	0,001 – 0,004
	Флюорит-целестин-баритовая порода из пластовой жилы	5	0,01	0,0022 – 0,0029
Сай-Шуар-Кияз	Флюорит из баритовой жилы	7	0,001	0,001 – 0,03
Карьер Гаурдакского серного месторождения	Перекристаллизованный огипсованный известняк с твердыми битумами	38	0,003 – 0,07	0,001 – 0,1

Сульфидные жилы включают следующие элементы, находящиеся в генетической связи с целестин-баритовыми и флюоритовыми и с серными рудными телами: 1) наличие одного и того же комплекса жильных минералов и их модификаций; 2) развитие в некоторых из них, а также в связанных с ними околожильных метасоматитах сульфидов свинца и железа; 3) высокие содержания ртути, цинка и некоторых других элементов-примесей в жильных минералах; 4) пространственная и временная близость серного и сульфидного оруденений, контроль и локализация вдоль одних и тех же разрывов.

Результаты термометрии, проведенной упомянутыми ранее исследователями, показали, что бесцветный флюорит жил образован в интервале температур от 130 до 160°C; черный флюорит — при температуре 70–78°C.

Согласно данным тех же исследователей, последовательность минералообразования в жилах следующая: 1) целестин, барит (200° (?) – 160°); 2) светлый и фиолетовый флюорит, кальцит и вероятно данбурит (160–100°C); 3) черный флюорит, сфалерит, кварц, большая часть кальцита, радиально-лучистый целестин (100–50°C); 4) гипс, кальцит (< 50°C).

Образование самородной серы, как известно в рассматриваемых месторождениях происходит при низких температурах, не превышающих 80°C.

В литературе отмечается, что проявление всех охарактеризованных эпигенетических минеральных образований связано с единым процессом минералообразования, протекавшим прерывисто (Юшкин, 1968). Вместе с тем общая схема минералообразования пока точно не установлена. Это обусловлено как сложностью проявления минерализации в различных по составу породах, так и своеобразно проявленной вертикальной и гори-

	Hg · 10 ⁻³	Ag	Ge	Sr	Cu · 10 ⁻³	Ni, %
	3–20	Следы	0,0п	Нет	1	0,001
	1,8–4,2	Нет	Следы	1	0,1–0,9	0,001–0,0014
	0,75–2,8	Нет	Нет	1	0,4–0,6	0,001
	0,4–0,5	”	”	1	0,3–0,8	0,001–0,002
	0,2–1,0	”	”	1	0,1	0,001
	0,3–6,0	Следы	”	1	0,1–0,3	0,001–0,0028

зонтальной зональностью, в значительной степени осложненной метасоматическими процессами, протекающими при современном серообразовании (Беленицкая, 1972).

Анализ опубликованных материалов показывает, что эпигенетические минеральные образования в рудном поле подчиняются определенной вертикальной зональности, связанной как с дифференциацией рудоносных растворов на фоне вспяшек трещинообразования, так и с влиянием на минералообразование состава вмещающих пород.

Так, обогащенные ртутью сульфидные и целестин-флюоритовые жилы с сульфидами получили развитие в келловей-оксфордских известняках; целестин-барит-флюоритовые жилы с кальцитом и самородной серой — в контакте известняков с гипсоангидритами гаурдакской свиты; залежи самородной серы и парагенетически связанный с ней кальцит, целестин и флюорит — в нижней части гипсоносной толщи; бороносная (данбуритовая) минерализация — в верхней части гипсангидритовой толщи; твердые эпигенетические битумы широко развиты во всех породах.

Исследователи, изучавшие генезис Гаурдакского серного месторождения, связывают его формирование с наличием углеводородов (нефти и газа). Воздействие углеводородов на гипсоангидриты в условиях смещения несущих их хлоридно-натровых рассолов (связанных с нефтями) и богатых кислородом инфильтрационных вод приводят к восстановлению сульфатов до сероводорода. Последний, окисляясь, способствует отложению самородной серы. Процесс сопровождается усиливающими его микробиологическими реакциями (Уклонский, 1940; Юшкин, 1968; 1972₁₋₂, Иванов, 1972; и др.), а также отчетливым разделением изотопов серы: легкий изотоп концентрируется в сероводороде и самородной сере, тяжелый

накапливается во вновь возникающих и находящихся в парагенезисе с серой сульфатах (Юшкин, 1968).

Подсчеты количеств элементарной серы в объемах замещенных сульфатов показывают, что за счет вмещающих гипсангидритов может возникнуть только около 60% серы серных руд. Остальное ее количество считается привнесенным (Юшкин, 1968; Лазарев и др., 1971₂) нефтяными водами в виде H_2S и инфильтрационным в виде SO_4 . Источником металлов, входящих в состав сульфидов, указанные исследователи считают вмещающие породы.

В качестве месторождения, возникшего аналогичным путем, приводится Сульфур Бэнк в Калифорнии, серная залежь которого сменяется на глубину ртутным оруденением (Бескровный, Лебедев, 1971).

Возраст месторождения четвертичный — от эоплейстоцена до голоцена (Юшкин, 1968). Вместе с тем процессы серообразования происходит и в современный период (Беленицкая, 1972).

Трускавецкое месторождение

Месторождение находится во внутренней зоне относительно узкого миогеосинклинального передового Предкарпатского прогиба, сформированного в северо-восточном борту Восточно-Карпатской геосинклинали, на границе ее с Русской платформой, и заполненного толщей нижних и верхних моласс (аквитан-сармат). Мощность пород чехла на рудоносной площади не превышает первых километров.

Предкарпатский прогиб, как показали геофизические исследования (Науменко, Гончарук, 1969₁₋₂), развивался над глубинной зоной разрывов шириной до 40—50 км, прослеживающейся на границе Русской платформы и Карпатской геосинклинальной области. Прослеживаясь по падению более чем на 60 км и падая под углом 50—60° в сторону складчатой области, упомянутая выше зона разрывов представляла собой типичное шовное тектоническое нарушение, являвшееся "фронтальной зоной мобильной области, наступавшей на стабильную платформу" (Науменко, Гончарук, 1969₁).

Отсутствие интрузивных образований, секущих мезо-кайнозойские отложения, объясняется строением характеризующей зоны разрывов, являвшейся, очевидно, в инверсионный, орогенный и посторогенный периоды зоной максимального сжатия. Это, видимо, и обусловило развитие в прогибе региональных чешуйчатых надвигов со значительными амплитудами вертикальных смещений, достигающих 15—18 км (Вялов, 1966; Вялов и Буров, 1966). Наиболее крупные из них, функционирующие в период осадконакопления, во многих случаях служат границами формационных зон. В Предкарпатском прогибе выделяются две крупные продольные зоны: внутренняя и внешняя, разделенные между собой и сопредельными с ними складчатыми сооружениями Карпат и Русской платформой крупными надвигами. По этим нарушениям происходило последовательное надвигание складчатых Карпат на внутреннюю зону, последней — на внешнюю, а внешней — на Русскую платформу.

Трускавецкое месторождение сформировалось в пределах Бориславско-Покутской подзоны внутренней зоны и пространственно тяготеет к надвигу, отстоя от него на 2,5 км, по которому внешняя часть Карпатского антиклинория надвинута на образования Предкарпатского прогиба. Внутренняя зона прогиба характеризуется широким развитием нефтяных месторождений, приуроченных к толщам песчаниковых и алевро-аргиллитовых пород. Месторождения нефти контролируются отмеченными региональными разломами.

Свинцово-цинковые и серные рудопоявления, известные вблизи г. Трускавец и пос. Дэвнячи, приурочены к локализирующим нефтеструктурам (Алексеевко, 1967).

Сама же площадь Трускавецкого месторождения сложена гипсоносными песчаниками, глинами, мергелями, мергелистыми песчаниками и сланцеватыми глинами, относящимися к прикарпатской соляной толще миоцена. Месторождение размещается в замке и отчасти в восточном крыле антиклинальной складки, на площади, где ее ось меняет свое направление с меридионального на северо-западное. Располагается оно в участке погружения оси складки в север-северо-западном направлении.

Рудные тела залегают в пачке пород (мощность свыше 100 м), представленной чередующимися грубозернистыми филлитовыми песчаниками с серыми однообразными глинами. Мощность отдельных прослоек колеблется от 5 до 50 см. Основная масса песчаников мелко- и среднезернистая алевролитистая, полимиктовая или кварцевая с глинисто-известковистым цементом. В состав кластического материала входят кварц, плагиоклазы, слюды, халцедон. В тяжелой фракции — циркон, рутил, турмалин, гранат, ставролит, пирит, биотит. Пачка относится к нижневоротыщенской свите, сложенной однообразными известковистыми глинами, в средней части включающим сланцеватые; чешуйчатые пропластки гипса, мощностью до 0,5 м. Выше отмечается галит, распыленный в глинах. В верхах свиты развиты и гнездовые скопления соли.

Рудовмещающая толща перекрывается верхневоротыщенской свитой глинистых образований, отличающихся от нее малой известковистостью и большим засолением, особенно в верхних частях, где отмечаются промышленные скопления калийных и поваренных солей (Константинов, 1963; Беспалов, 1972).

Особенностью рудовмещающей пачки являются ее общая повышенная карбонатность (50% растворимого карбонатного вещества), а также наличие органики ($C_{орг}$ до 1%). Характерна загипсованность всей толщи пород. Но главная особенность — это наличие пропластков серых известняков, содержащих 97% растворимого карбонатного вещества.

Породы всей соленосной толщи интенсивно дислоцированы с образованием своеобразных брекчий с глинистым цементом и изменениями мощности вследствие классически проявленного нагнетания материала в замковые части складок.

Характерной особенностью толщи, в верхних частях локализирующей нефть и свинцово-цинковые рудопоявления, является широкое развитие самородной серы, наиболее широко распространенной в известняках и мергелях (Алексеевко, 1967; Алексеевко и др., 1973). Породы пита-

Таблица 24

Минеральный состав руд месторождения Трускавец

Минералы	Степень распространенности		
	главные	второстепенные	редкие
Рудные	Сфалерит, вюрцит, галенит	Пирит, марказит, халькопирит	Самородная Hg
Жильные	Гипс, сера, карбонат	Доломит, барит, галит	Халцедон, кварцин, кварц
Органические	Битумы (твердые, жидкие, газообразные)		

ны смолистыми битумами, которые нередко образуют повышенные концентрации. На участках Дзвиняч и Полярки находятся месторождения озокерита. Помимо этого, вся глинистая толща миоцена содержит повышенные концентрации рудных компонентов и особенно цинка. В шлихах из пород постоянен сфалерит (Константинов, 1963). В районе отмечается обилие сероводородных источников, образование серы на выходах которых наблюдается и в настоящее время.

На месторождении имеют место два типа рудных тел. Наиболее распространен согласный со слоистостью, развивающийся в пропластках песчаников, в котором рудные минералы образуют как вкрапленность, так и секущие слоистость прожилки и жилы, частью не выходящие за пределы пласта (Константинов, 1963), частью пересекающие его (Ициксон, Хейфец, 1947). В состав руд, по данным указанных исследователей, а также Е.К. Лазаренко (1947) и других, входят следующие минералы (табл. 24).

Характерной особенностью руд является широкое развитие оолитов и сложных колломорфных структур.

Сфалерит светлый содержит Cd (0,1%), Fe (0,1%) и другие примеси. Преимущественно образует оолиты. Мономинеральные оолиты сфалерита редки. Более распространены оолиты с чередующимися полосами сфалерита, галенита, пирита, а в центральных частях иногда отмечается черное нераскристаллизованное гелевое вещество. Исследованиями Б.Б. Розинкой показано, что часть сфалерита принадлежит вюрциту (Ициксон, Хейфец, 1947). Е.К. Лазаренко (1947) и другие отмечают скрытокристаллическую разность сфалерита – брунцит, образующую землистые скопления, гнезда, прожилки, натечные агрегаты. Химический состав (%): Zn – 65, Fe – 0,58, Cd – 0,76, Mn – 0,08, S – 33,02, сотые и тысячные доли процента – As, Co, Cu, Si, Ni, Al, Mg.

Галенит в виде двух разновидностей – кристаллической и порошковатой ассоциирует постоянно со сфалеритом. Образует вместе с последним оолиты в кристаллах гипса. Порошковатый галенит отмечается на плоскостях трещин. Галенит образует нередко довольно богатые скопления, слагающая до 30% рудной массы (на Полярках). Изредка он образует

октаэдрические кристаллики на стенках пустот: обычно же тонко пропитывает глинистую вмещающую породу. Вместе с пиритом образует прожилки в песчаниках, в виде включений встречается в самородной сере. Содержит примеси: Zn, Ca (линии выше средней интенсивности); As (0,1%), Cd (0,01%), Ti (0,05%), Si и Mg (линии средней интенсивности); Al, Fe (линии слабой интенсивности); Ag, Cu, Sr, Mo (линии очень слабой интенсивности), следы линий (Лазаренко, 1947).

Пирит и марказит встречаются в совместных прорастаниях. Марказит замещает пирит, образует колломорфные, ветвистые, ячеистые выделения. Халькопирит редок, цементирует оолиты сфалерита совместно с галенитом и пиритом.

Отмечаются сульфиды и в мелких жеодах, где корочки сфалерита обрастают октаэдрами галенита. Наибольшие концентрации представлены густой серией прожилков, расположенных по контактам различных пород и реже внутри глинистых и песчаных прослоев.

М.И. Ицксон и И.З. Хейфец отмечают, что в рудах чрезвычайно распространён гипс, цементирующий кристаллы сульфидов и в виде прожилков секущий рудную массу. Вместе с серой и гипсом отмечаются барит, и имеется указание на наличие самородной ртути. Упомянутые выше исследователи показывают следующую последовательность выделения минералов: карбонат 1-й генерации (доломит), барит, сфалерит, галенит, марказит, вуртцит, карбонат 2-й генерации.

Эти же авторы выделяют два главных текстурных типа руд.

1. Руда метасоматической текстуры. Сюда относятся руды, сложенные галенитом и вуртцитом, сопровождаемые пиритом, образованным: а) за счет метасоматического замещения карбонатного цемента в известковистом или мергелистом песчанике; б) путем метасоматического замещения карбонатных пород, не содержащих обломочного материала. Здесь галенит и сфалерит местами в виде тонких прожилков проникают по трещинам в карбонатные зерна.

2. Руда брекчиевидной текстуры. Угловатые обломки руды различной величины (1–2 см) сцементированы карбонатным веществом.

Согласно И.М. Беспалову (1972), на рудоносной площади проявлена вертикальная зональность оруденения, выраженная в развитии медной минерализации, концентрирующейся в нижних горизонтах терригенных пород. Свинцово-цинковое оруденение в основном накопилось в верхних карбонатно-глинистых горизонтах.

На генезис Трускавецкого месторождения существует несколько точек зрения. Еще Szajnocha (1893, 1905) и Kreitz (1915) высказались об отсутствии родственных черт месторождения с породами вмещающей его соленосной толщи миоцена. Kuzniar (1936) отнес Трускавецкое месторождение к аналогам мелких проявлений галенита и сфалерита в ангидритовых шляпах соляных куполов Луизианы и Техаса в США на основании сходства минерального состава (парагенезис сульфидов Pd и Zn с самородной серой) и близости геологического строения (нефтеносность и соленосность района). М.И. Ицксон и И.З. Хейфец это представление оспаривают, купола, а гипсы и гипсоносные песчаники не являются шляпами этих ку-

полов. В то же время слоистые вмещающие породы представляют собой нормальные осадочные мелководные морские отложения.

Авторы приходят к выводу, что по времени возникновения Трускавецкое месторождение синхронно с многообразными проявлениями эпitherмальных руд в соседних районах Южной Буковины и Семиградья и, видимо, имеет с ними одинаковые источники, т.е. еще не вскрытый эрозией глубоко залегающий магматический очаг.

Одновременно с гидротермальной гипотезой М.И. Ициксона и И.З. Хейфеца Е.К. Лазаренко (1947) было высказано мнение об инфильтрационном происхождении месторождения. Мнение об осадочном генезисе было высказано М.М. Константиновым (1963) и И.М. Беспаловым (1972) и др.

Исследователи, изучавшие эпигенетические месторождения серы (Соколов, 1959; Алексеенко, Юшкин, 1968, 1972_{1,2}; Иванов, 1972; и др.), связывают проявления серной и сульфидной минерализации с воздействием на породы сероводорода, образующегося при восстановлении осадочных сульфатов в результате реакции их с углеводородами подогретых восходящих хлоридно-натровых нефтяных вод при участии микробиологических процессов. Образование самородной серы и сульфидов, по их мнению, близко по времени и происходит на различных гипсометрических уровнях в зависимости от смены физико-химических условий, приводящих к их осаждению.

Близкие взгляды высказывает В.И. Виноградов (1969), изучавший на месторождении изотопический состав серы сульфидов, самородной серы, сульфатов и сероводорода. Согласно его исследованиям, для серы сульфидов характерна исключительная однородность и по своему составу она близка к сере метеоритного триоллита. И хотя подобный изотопический состав серы сульфидов не противоречит их магматогенно-гидротермальному генезису, геологическая обстановка и наличие осадочных сульфатов в разрезе дают возможность В.И. Виноградову связывать серу и сульфиды с восстановлением упомянутых сульфатов под влиянием углеводородов нефтяных вод.

Изотопный состав серы в самородной сере, гипсах и сероводороде колеблется в очень широких пределах, что связывается с нарушением нормальной динамики режима восстановления в "момент раскрытия рудовмещающей структуры".

В заключение отметим, что кратко охарактеризованные примеры месторождений далеко не исчерпывают всего разнообразия рассматриваемой своеобразной рудной формации. Месторождения этой формации имеют наиболее ярко проявленную связь с месторождениями битумов и сопровождаемыми их агрессивными, недосыщенными сульфатами хлоридно-натровыми рассолами, богатыми сероводородом, возникающим при участии как химического, так и анаэробного восстановления сульфатов толщ. И если источник самородной серы (хотя бы 60% ее) определенно связывается с осадочными сульфатами разреза, то источник самих нефтей, а также основной части металлов, мигрирующих в нефтяных водах, остается не установлен. Дальнейшее изучение именно этих месторождений, несомненно, даст ключ для более углубленной расшифровки генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сопоставление имеющихся многочисленных данных показывает, что вещественный состав руд всех рассматриваемых рудных формаций, и в том числе собственно свинцово-цинковой, значительно более сложен, чем это предполагалось ранее. В целом же по набору минералов и металлов состав руд характеризуемых стратиформных месторождений аналогичен составу других низко- и среднетемпературных жильных свинцово-цинковых месторождений, сформировавшихся в иных геотектонических условиях и залегающих не только в осадочных, но и в интрузивных породах.

Специфическими особенностями вещественного состава обладают лишь месторождения первого этапа железо-марганец-барит-свинцово-цинковой формации, видимо, образующиеся на ранних этапах развития глубоководных рифтогенных впадин. Месторождения эти близки по времени формирования к интрузивным образованиям базальтоидных магм, резко отличаются по составу и слагаются, с одной стороны, рудами, свойственными железо-марганцевым месторождениям, а с другой — колчеданным, содержащим значительные количества минералов цинка. Подчеркивая эти данные, нельзя не упомянуть, что характеризуемые месторождения, несущие руды первого цикла, не только имеют пластовую форму и относятся к стратиформным. В Джезказган-Улутауском рудном районе Центрального Казахстана находятся жильные железо-марганцевые месторождения, залегающие в породах того же возраста, что и стратиформные, — в слоистых толщах D_3C_1 — и прослеживающиеся вдоль контактов осадочных пород и секущих их гранитов (Чухров, 1974).

В целом же состав руд месторождений выделенных авторами рудных формаций иллюстрируется табл. 25. При анализе этой таблицы хорошо видно, что в рассматриваемых формациях получили развитие одни и те же промышленно важные металлы, проявленные в различных концентрациях; одни и те же сопровождающие их элемент-примеси; близкими оказываются и неметаллические промышленно важные элементы (Ba, F, S и др.); идентичны по своему составу также и органические соединения — твердые, жидкие и газообразные битумы¹. Все эти элементы во всех выделенных рудных формациях входят в состав одних и тех же минералов. Для всех рудных формаций в целом главными, но встречающимися

¹ Концентрации битумов, очевидно, синхронны с отложениями сульфидов и, видимо, связаны с преобразованием и миграцией рассеянных органических веществ из смываемых термальными растворами пород (Киссин, Пахомов, 1971).

ся в переменных количествах рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и борнит; в сурьмяно-свинцово-цинковых и ртутно-свинцово-цинковых этот список дополняется минералами сурьмы (антимонит, джемсонит и буланжерит) и ртути: киноварь, метациннобарит и шватцит. В мышьяково-свинцово-цинковых очень широкое развитие получил мышьяково-свинцовый сульфид-йорданит, являющийся нередко главным минералом руд и содержащий около 12% As (Бетехтин, 1950), а также реальгар и аурипигмент.

В меньших количествах в рудах рассматриваемого ряда рудных формаций развиты марказит, арсенопирит, сульфоантимониты свинца (буланжерит, джемсонит и др.), бурнонит, блеклые руды. В резко подчиненном количестве встречаются минералы серебра (пираргирит, прустит, штромейерит, полибазит); самородное серебро; минералы кадмия, висмута, вольфрама; кобальтин, касситерит, станнит, линнеит и многие другие. Из жильных минералов в рудах наиболее широко, но также в переменных количествах распространены кварц, карбонаты, барит, флюорит, на серно-сульфидных месторождениях — самородная сера. В значительно меньших количествах развиты хлорит, серицит и др. В рудах некоторых рудных формаций в повышенных количествах находятся минералы группы каолинита.

Характерной особенностью всех рассматриваемых месторождений является развитие сходных комплексов рудных минералов в рудных телах вне зависимости от состава осадочных и осадочно-вулканогенных вмещающих пород. То же характерно и для большинства жильных минералов: кварца, барита, флюорита и частично карбонатов. Исключением из общего правила является самородная сера, которая в больших количествах появляется в основном лишь при условии залегания месторождений в сульфатных осадочных толщах либо вблизи них. Карбонатная среда также, естественно, способствует более интенсивному формированию жильных карбонатов.

На месторождениях выделенных рудных формаций хорошо проявлены основные однотипные парагенетические рудные минеральные ассоциации, образованные в соответствующие стадии минералообразования, формирующиеся в общем в одинаковой либо в очень близкой последовательности (табл. 26). Наиболее ранние из них, существенно колчеданные, характеризуются широким развитием сульфидов железа — пирита, марказита, в меньших количествах пирротина, арсенопирита, сфалерита, сульфидов меди. Из редко встречающихся минералов в этой минеральной ассоциации отмечаются кобальтин, никелин и др. Во времени эти ассоциации сменяются существенно меднорудными с широким развитием халькопирита, борнита, халькозина, пирита с подчиненным количеством сфалерита, энаргита, блеклых руд, арсенопирита и редко встречающимися молибденитом, минералами серебра, германия, галлия и других элементов.

Следующими по времени выделения являются существенно сфалеритовые минеральные ассоциации, включающие пирит, марказит, галенит, блеклые руды, халькопирит и небольшое количество минералов серебра. Сфалеритовые минеральные ассоциации тесно связаны

с последующими существенно галенидовыми, являющимися наряду со сфалеритовыми главными продуктивными для всего комплекса рудных формаций в целом. В этой ассоциации проявлены комплекс сульфосолей меди, свинца и железа (в основном сульфоантимониты, реже сульфовисмуты и сульфовисмутиты, самородное серебро, изредка минералы, содержащие теллур и селен.

На отдельных месторождениях ассоциации сульфосолей обособляются во времени, выделяясь в самостоятельные минеральные комплексы, образующие промышленные скопления, что особенно характерно для сурьмяно-свинцово-цинковых и ртутно-свинцово-цинковых рудных формаций. Этот комплекс на одних месторождениях слагается в основном сульфоантимонитами свинца, и главным образом, буланжеритом, в меньших количествах джемсонитом, семсеитом и др.; на других месторождениях — сульфосолями свинца и меди — бурнонитом, тетраэдритом, в меньших количествах халькостибнитом, айкинитом. Реже в данном комплексе встречаются сульфоантимониты железа, самородная сурьма. Часто присутствуют и ртутные минералы, главным образом киноварь, метациннобарит, реже шватцит.

Для ртутно-свинцово-цинковых месторождений характерны ртутные минеральные ассоциации, в основном сменяющие во времени упомянутый комплекс сульфосолей и в ряде месторождений имеющие наряду со свинцом и цинком промышленное значение (Закарпатье). Среди них выделяются ассоциации, сложенные халькопиритом и шватцитом; кварцем и метациннобаритом, киноварью и кальцитом. В некоторых из них отмечаются ртутьсодержащие тетраэдриты.

Характеризуемые ассоциации рудных минералов сопровождаются большими количествами жильных образований. Промышленно важные из них — барит, флюорит и самородная сера, образующиеся часто в значительных объемах, нередко существенно превышающих общие объемы сульфидных руд. Значительные количества барита на ряде месторождений накапливаются до кристаллизации рудных минеральных ассоциаций, синхронно с предрудным изменением вмещающих пород. В других случаях отложение барита сопровождает формирование существенно сфалеритовых, сфалеритовых, галенитовых и особенно существенно галенитовых минеральных ассоциаций. Небольшое количество барита выделяется в заключительные стадии совместно с безрудными ассоциациями жильных минералов. Примерно так же ведет себя и флюорит.

Скопления самородной серы, как уже упоминалось, характерно для месторождений, формирующихся в сульфатных толщах либо в непосредственной близости от них. В одних случаях самородная сера непосредственно ассоциирует с сульфидами (Трускавец), в других — основные ее массы пространственно несколько обособлены (Гаурдак). Проявляясь в различных количественных соотношениях, упомянутые выше минеральные ассоциации формируются на фоне проявления внутрирудного трещинообразования, фиксируя собой изменение состава и физико-химических свойств рудообразующих растворов во времени.

Количественное проявление продуктов тех или иных минеральных ассоциаций в определенных геологических условиях, как уже отмечалось, дает возможность подразделить рассматриваемые стратиформные месторождения на рудные формации, субформации и минеральные типы. Оно в то же время находится в прямой зависимости от положения месторождений в общем ряду региональной зональности структурно-металлогенических зон либо зональности оруденения в рудных районах и полях, отчетливо контролируемой дорудными разломами. Вместе с тем в каждой из выделенных рудных формаций охарактеризованные минеральные ассоциации имеют свои, присущие ей специфические черты. Это особенно отчетливо проявлено на месторождениях колчеданно-свинцово-цинковой формации, существенно обогащенных сульфидами железа, и медно-свинцово-цинковой, характеризующейся повышенным содержанием сульфидов меди.

Каждой из выделенных рудных минеральных ассоциаций характерны присущие ей спектры элементов-примесей: колчеданным свойственно нахождение в общем в убывающем количестве: Ni, Co, As, Mn, V, Tl, Te, W, Sn, Mo; существенно сфалеритовым — Mn, Cd, Ge, Tl, Ga, Ni, Co, Hg и In; существенно галенитовым — главным образом Ag, Sb, Bi, Ba, Sr; сульфосольным — Ag, Bi, Sn, Cd, Hg, Se, Te; ртутным — Pb, Ba, Mn, Zn, Cu, Sb, Cd, Sr; баритовым, флюоритовым и серным — высокие содержания Sr и более низкие Fe, Zn, Cu, Pb, Cd, Hg, Ga, Ge, Ag, и др.

Формирование руд на месторождениях рассматриваемого ряда рудных формаций в подавляющем большинстве месторождений сопровождается околорудными изменениями пород, максимальное проявление которых обычно предшествует отложению руд (табл. 26). Они практически однотипны для всех выделенных рудных формаций и по своему составу, с одной стороны, находятся в прямой зависимости от состава вмещающих пород (карбонатизация в карбонатных породах; аргиллизация и серицитизация в алюмосиликатных); с другой — проявляются вне зависимости от них (окварцевание), баритизация, флюоритизация, доломитизация в породах, обладающих различным петрографическим составом). Лишь в исключительно редких случаях такая закономерность проявляется нечетко либо совсем не обнаруживается. В частности, согласно Н.М. Митряевой, А.А. Рожнову и другим, она не выявляется на месторождениях Атасуйского типа (железо-марганец-барит-свинцово-цинковая рудная формация) для синседиментационных, существенно колчеданных и железо-марганцевых образований.

Тем не менее, анализируя данные о составе фаций пород, вмещающих колчеданные и железомарганцевые прослои, и сравнивая их с рудосносными фациями осадков красноморских глубоководных впадин и фациями илов за пределами впадин, легко получить данные, для предположения, что эти околорудные изменения происходили не менее интенсивно. Они накладываются на процессы седиментогенеза, начинаясь с изменения осадочных частиц еще при прохождении их через слои горячих растворов, и продолжают в отложенных илах на разной степени их уплотнения.

Отложение руд второго цикла, связанного с новым импульсом тектоно-магматической активизации рифтовых структур на этих месторождениях, формирующихся в уже литифицированных породах, сопровождается широким развитием кварцевых, кварц-пиритовых, полевошпат-доломитовых, баритовых и других метасоматитов.

Следует также подчеркнуть, что каждой минеральной ассоциации свойственны свои окolorудные изменения, которые в общем повторяются в месторождениях всех рудных формаций. В этом отношении наиболее характерны процессы доломитизации, сидеритизации и окварцевания, обычно предшествующие отложению существенно колчеданных и меднорудных ассоциаций; баритизация, сопровождающие формирование сфалерит-галенитовых и галенитовых минеральных ассоциаций; процессы аргиллитизации, сопровождающие ртутные минеральные ассоциации. Анализируя данный вопрос, необходимо также отметить, что в связи с особенностями трещинообразования окolorудные изменения, предшествующие тем или иным рудным минеральным ассоциациям, в некоторых случаях оказываются пространственно разобщенными по отношению к этим ассоциациям.

Для месторождений всех выделенных формаций едиными или очень сходными оказываются также текстурно-структурные особенности свинцово-цинковых руд, что также отражает близкие либо даже идентичные условия их формирования. Исключение составляют руды первого цикла железо-марганец-барит-свинцово-цинковой формации и, видимо, в общем очень небольшая часть существенно серноколчеданных руд, развитых в отдельных месторождениях некоторых других рудных формаций, ранние циклы минералообразования которых проявлялись в пелагических впадинах палеорифтов.

Среди текстур первичных руд прежде всего выделяются две основные группы: метасоматические и возникшие путем отложения в пустотах. Первые из них характеризуются большим разнообразием, обычно отражают текстурные особенности вмещающих слоистых осадочных пород и несут информацию об условиях формирования этих пород и их последующих деформационных и метаморфических дорудных преобразований. Анализ наблюдаемых текстур руд показывает, что характерной особенностью возникновения их является широкое участие при рудообразовании как истинных, так и коллоидных растворов. При этом в обоих случаях метасоматическому замещению подвергаются пласты пород, обладающие высокой пористостью либо подвергнутые различно ориентированной трещиноватости. Во многих случаях большое значение для развития метасоматических процессов приобретают также стилолитовые швы, возникающие либо в период позднего диагенеза, либо в связи с со- и постскладчатыми дорудными деформациями.

В ряде месторождений, рудные тела которых возникают в тонкослестчатых породах, представлены переслаивающимися сланцами и песчаниками либо карбонатными породами, колломорфные образования особенно характерны для руд в сланцах. Это вызвано их литологическими особенностями, обуславливающими проявление специфических деформаций (микроростлоений с глиной трения), а также высоких экранирую-

щих, фильтрующих и сепарирующих свойств. Благодаря этим свойствам в сланцах при просачивании через них растворов создается зона пересыщения рудными компонентами, что ведет к образованию коллоидных растворов и их последующей коагуляции. В слоях слабо деформированных песчаников коллоидные образования развиваются менее интенсивно, главным образом вдоль мелкой трещиноватости и по поверхностям раздела песчаниковых зерен и цемента. Чаще же в этих породах возникают руды, кристаллизующиеся из комплексных растворов без участия коллоидов.

Среди метасоматических текстур наибольшим распространением пользуются вкрапленные, пятнистые, вкрашенно-прожилковые, прожилковые, массивные, слоистые (повторяющие разновидности слоистых пород), полосчатые (развитые вдоль различно-ориентированной параллельной трещиноватости), псевдобрекчиевые, брекчиевые (развитые при замещении и цементации обломков вмещающих пород), псевдоморфные (возникающие при замещении остатков флоры и фауны, галек благоприятных пород в конгломератах и др.).

Текстуры выполнения пустот также широко распространены и, как известно, обычны для руд гидротермального происхождения. Среди них выделяются брекчиевые и кокардовые, друзовые и цементные, прожилковые и прожилково-вкрапленные, полосчатые, ритмично-полосчатые и слоистые.

В этой группе текстур особый интерес представляют последние две, развитые на ряде месторождений Мидконтинента, возникающие при отложении в донных частях дорудных карстовых полостей. По своим особенностям они часто идентичны текстурам синседиментационных руд с той лишь разницей, что вместо седиментных морских осадков выявляются глинисто-карбонатные образования, являющиеся перетолженными продуктами выщелачивания вмещающих пород в процессе рудообразования. Для последних из отмеченных месторождений весьма характерны рудные брекчии обрушения, развитые в тех же карстовых полостях за счет дорудного обрушения кровли. В формировании текстур выполнения пустот принимали также широкое участие как истинные растворы, так и коллоиды, коагуляция и дальнейшие преобразования которых привели к большому разнообразию текстурных и структурных рисунков.

Первичные эндогенные руды и слагающие их минералы, как показывают фактические материалы по многим десяткам промышленных месторождений, еще в процессе рудообразования подвергаются неоднократным деформационным и гидротермальным изменениям в связи с многостадийностью процессов минералообразования. Эти изменения сопровождаются образованием деформационных текстур и структур (дробления, рассланцевания, разгнейсования, развальцевания, брекчирования, кручения, будинажа, микроскладчатости и плейчатости и др.) с наложением на них процессов выщелачивания, перетолжения, перекристаллизации, регенерации, а также широко проявленного замещения. При этом часто образуются реакционные минералы по краям ранее возникших, что вызывается взаимодействием последних с новыми порциями растворов.

В связи с изменением физико-химических свойств растворов при проявлении новых стадий рудообразования очень часто и в заметно больших масштабах проявляются процессы распада твердых растворов, что особенно характерно для твердых растворов медных минералов (халькопирита и борнита и др.), сфалерита и халькопирита; сфалерита и пирита, реже пирротина; галенита и минералов серебра. Так же как это имеет место для гидротермальных месторождений других типов, развитие упомянутых процессов приводит к очищению данных минералов от примесей и обособлению последних в виде самостоятельных минеральных образований. Реже происходит распад сложных соединений.

Послерудные деформации, воздействующие на рудные тела, и изменение гидрогеохимических условий, связанное с прекращением поступления восходящих горячих минерализованных растворов, приводят к динамо- и гидатометаморфизму первичных сульфидных руд, коррозии и выщелачиванию, переотложению минералов, их окислению и некоторому обогащению руд редкими элементами. Процессы эти, видимо, идут с участием биохимических реакций.

Текстурные особенности руд также определенным образом связаны с эволюцией самих форм деформации вмещающих пород в период рудообразования, в связи с изменением петрографического состава и физико-механических свойств этих пород, а также в связи с особенностями разрастания трещинных систем. Более ранние деформации, протекавшие в еще неизмененных осадочных породах, обладающих повышенной способностью к пластической деформации, способствовали возникновению разнообразных пластических форм — складок, зон разлинзования. После преодоления предела упругой деформации и начала хрупкой в породе начинают развиваться микротрещины, появляющиеся на поверхностях раздела зерен в песчаниках, вдоль поверхностей галек в конгломератах, внутри зерен минералов, в цементе, на контактах тонких прослойков пород разного состава, поперек линзующихся слоев появляются трещинки отрыва. Наряду с этим возникают стилолитовые швы, согласные и несогласные со слоистостью пород. Именно с такими следами деформации связываются текстуры наиболее ранних стадий минералообразования, особенно в тонкослоистых породах. Более поздние текстуры руд, возникающие после потери вмещающими породами пластических свойств, характеризуются развитием более выраженных кластогенных черт. В этих условиях возникают брекчиевые, прожилковые, крустификационные, гнейсовые, рассланцевания и другие текстуры. Наиболее богатые по содержанию металлов руды связываются с более деформированными участками.

Текстуры и структуры, присущие сульфидным и окисным рудам, отлагавшимся синхронно с накоплением пелагических илов на ранних стадиях формирования рифтогенных тектонических сооружений, также достаточно разнообразны. Среди текстур руд, отложившихся из наддонных рассолов, выделяются ритмично-линзовые, косо-ленточно-вкрапленные, слоистые, массивные, цементационные. В условиях оползневого или обвального режима рудоотложения проявляются обвально-брекчиевые с рудным и седиментационным цементом, подводно-ополз-

невые (плойчатые, волочения, будинажа в слабоуплотненных осадках) отложения в мутьевых потоках, конволютного напластования и др. (Дистанов, Ковалев, 1975).

Характерной особенностью синседиментационных руд является осаждение их по типу отложения в пустотах при подчинении законам гравитации, что и объединяет их с синхронными седиментными морскими осадками, имеющими совсем другой источник.

Следует подчеркнуть достаточно четко проявленную конвергентности при возникновении текстур руд, образующихся в результате выпадения их в осадок из наддонных рассолов и путем осаждения при просачивании растворов через слоистые илы с различной степенью диагенетических преобразований, а также некоторых типов тех текстур руд, которые возникают при просачивании рудоносных растворов через нарушенные трещиноватостью пористые литифицированные породы.

В качестве одной из характерных генетических черт упомянутых трех групп текстур руд, видимо, следует считать время и особенности проявления метасоматических преобразований вмещающих пород. Для руд образующихся путем выпадения в осадок из наддонных рассолов, характерно изменение седиментных частиц еще во взвешенном состоянии. И эти измененные частицы илов химически устойчивы к окисным или сульфидным соединениям металлов выпадающим из наддонных рассолов. В этом случае слабо проявляются метасоматические текстуры.

В рудах, образующихся при просачивании рудоносных рассолов или через неокрепшие илы или через литифицированные породы, как те так и другие претерпевают значительные метасоматические преобразования по пути движения растворов. В первом случае растворы, очевидно, проникают вдоль слоев пористых неуплотненных слоев либо диагенетических трещин или вызываемые ими метасоматические явления развиваются вдоль оползневых деформационных структур, от которых и распространяются в стороны. Во втором случае растворы проникают по мелким либо по более крупным трещинам и метасоматическое изменение пород распространяется именно от этих тектонических элементов.

Структурам руд, формирующимся из наддонных гидротермальных рассолов в пелагических впадинах и образующимся в трещинных системах литифицированных пород, весьма характерны практически однотипные по строению и рисунку колломорфные образования, что свидетельствует о единстве физико-химических процессов (падение температуры и давления, дегазация, пересыщение тем или иным химическим соединением и т.д.) и однотипности способов концентрации рудных веществ (табл. 27), происходящих в сущности на различных геохимических барьерах. Причем роль вмещающих пород как коллекторов и химически активной среды наиболее ярко выражена в первом типе месторождений, сформированном в литифицированных породах.

Текстуры и структуры руд, формирующиеся в условиях преобразования ранее отложенных руд, во всех случаях связаны в первую очередь с их тектоническими деформациями, повышающими коллекторские свойства самих руд и создающими пути для проникновения внутрь рудных тел либо различных порций термальных растворов, либо (после

прекращения гидротермальной деятельности) вадозовых пластовых и трещинных вод.

Текстуры и структуры руд рудопроявлений, сформировавшихся практически на дневной поверхности, не изучались. В литературе отмечаются лишь пористые натечные текстуры типа текстур травертинов.

В стратиформных месторождениях, относящихся ко всем выделенным рудным формациям, проявляются все известные виды зональности оруденения, характерные для всей генетической группы гидротермальных месторождений (Вольфсон, Лукин, 1963; Вольфсон, Невский, 1949; Смирнов, 1937; В. Смирнов, 1969). Это особенно отчетливо проявлено для наиболее распространенной группы месторождений, сформированной в полностью или частично литифицированных породах. Вместе с тем структурные особенности месторождений, связь их с зонами разрывов, наследующих направления напластования и слоистости, более свободная циркуляция напорных рудоносных растворов в сторону от питающих секущих разрывных нарушений по направлению упомянутых элементов напластования, несравненно меньшая степень трещиноватости вкрест мощности пластов все это определяет несколько иную, более сложную закономерность зонального распределения минеральных ассоциаций и сопровождающих их метасоматитов, чем это имеет место в крутопадающих жильных свинцово-цинковых месторождениях. В этих последних в процессе рудообразования преобладали восходящие движения растворов и соответственно в этом направлении на больших вертикальных интервалах менялись физико-химические условия рудообразования.

Близкая к жильным гидротермальным месторождениям зональность оруденения проявляется главным образом в тех стратиформных месторождениях или рудных телах, которые формируются в крутопадающих, согласных с напластованием разрывных нарушениях, часто оперяющих крупные региональные рудоконтролирующие разломы. В общем же случае зональность оруденения стратиформных месторождений, формирующихся в пологих или горизонтально лежащих слоях пород, оказывается как бы сплюсненной, более контрастной по мощности и расплывчатой в плане по сравнению с зональностью оруденения в крутопадающих разрывах. В многоярусных месторождениях зональность оруденения отчетливо проявляется на фоне многоярусного развития согласной и секущей трещиноватости в рудоносных пластах и на их контактах.

В пределах согласных рудовмещающих зон трещиноватости зональность оруденения четко связана с секущими рудоподводящими крутопадающими разрывами, питающими пологие рудовмещающие трещинные структурные ловушки. И в зависимости от морфологических особенностей этих питающих разрывов, их сочетаний в пространстве с разнообразными типами согласных со слоистостью нарушений, зональность оруденения приобретает свои индивидуальные особенности. Вместе с тем в огромном, подавляющем большинстве случаев зональность оруденения, так же как и в других гидротермальных месторождениях, развивается на фоне внутриминерализационного трещинообразования и особенностей изменения состава различных, последовательно

Таблица 27

Способы концентрации металлов при формировании стратиформных свинцово-цинковых месторождений

Типы месторождений по условиям разгрузки гидротермальных растворов (рассолов)	Степень распространности	Основные способы концентрации (осаждения)	Типы геохимических барьеров	Примечание
I. Месторождения, сформировавшиеся в литифицированных породах (в разной степени метаморфизованных) ниже зоны гипергенеза	<p>Главные</p> <p>Второстепенные</p>	<p>Метасоматическое замещение минералов вмещающих пород разнообразными простыми и сложными соединениями металлов, выпадающих при воздействии на них как истинных, так и коллоидных растворов</p> <p>Отложение в пустотах (полостях трещин, пустотах выщелачивания) путем:</p> <p>а) свободного роста кристаллов на стенках;</p> <p>б) выпадения гелей с дальнейшими их синерозисом и перекристаллизацией;</p> <p>в) выпадения порошкообразных и скрытокристаллических масс из истинных растворов с дальнейшим их уплотнением и перекристаллизацией</p> <p>Адсорбция металлов и редких элементов вмещающими породами иногда сопровождающаяся несколько повышенными их концентрациями вследствие возможного периодического сбрасывания металлов и освобождения части адсорбированных поверхностей (например, перехода сорбированного железа в сульфид в присутствии серы)</p> <p>Образование сложных устойчивых комплексных соединений с компонентами вмещающих пород (например, металлоорганических в присутствии органики). Вхождение в минералы пород или в ранее отложенные минералы в качестве примесей (изоморфных и др.)</p> <p>Осаждение ступков гелей при образовании и коагуляции коллоидов из наддонных слоев рудоносных рассолов на фоне осаждения морских седиментных частиц; дальнейшие их диагенетические преобразования на фоне диагенеза морских осадков</p> <p>Образование гелей непосредственно в осадочных илах разной степени уплотнения при пропитывании их восходящими по разломам в ложе впадин напорными рудоносными рассолами</p> <p>Метасоматическое замещение иловых образований на различных стадиях их диагенетических преобразований</p>	<p>Область смешения подземных сульфатных либо сульфатно-гидрокарбонатных пластовых трещинных вод с горячими хлоридно-натровыми напорными рудоносными растворами, восходящими по секущим напластование рудоконтролирующим зонам разломов.</p> <p>Минералообразование происходит нередко с широким участием биохимических процессов, ведущих к генерации сероводорода</p>	<p>Максимальное осаждение металлов происходит:</p> <p>1) при смешивании рудоносных растворов с сероводородными пластовыми водами, в которых сероводород возникает либо за счет жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, либо за счет восстановления сульфатов захороненной в породах углефицированной органикой или углеводородами нефтяных вод;</p> <p>2) в случае обогащенности рассолов сероводородом, имеющим более глубинное происхождение</p>
II. Месторождения или отдельные рудные тела, сформировавшиеся в слабо уплотненных и неуплотненных илах глубоководных рифтогенных впадин	<p>Главные</p> <p>Второстепенные</p>	<p>Выпадение тонких порошкообразных кристаллических и землистых масс с дальнейшей их перекристаллизацией</p> <p>Адсорбция рудных компонентов иловыми частицами</p> <p>Образование сложных комплексных соединений с органическими, глинистыми и другими веществами илов</p> <p>Соосаждение в виде примесей</p>	<p>Область смешения богатых кислородом химически нейтральных холодных морских вод с горячими и напорными хлориднонатровыми рудоносными рассолами, насыщенными газами (в том числе и сероводородом) и восходящими по разломам в ложе впадин</p>	
III. Месторождения, сформировавшиеся в непосредственной близости от поверхности и частично на поверхности	<p>Главные</p> <p>Второстепенные</p>	<p>Осаждение в виде ступков гелей сложного состава</p> <p>Выпадение в виде кристаллических порошкообразных и землистых масс</p> <p>Соосаждение в виде примесей</p>	<p>Область смешения близ-поверхностных грунтовых вод с горячими хлоридно-натровыми металлоносными растворами и выхода этих растворов на поверхность</p>	

поступающих порций рудоносных растворов. При этом, как уже отмечалось, зональность оруденения в рудных телах и месторождениях хорошо согласуется с зональностью оруденения в рудных полях, районах и рудоносных провинциях.

Зональность оруденения в рудных телах и месторождениях, образованных в литифицированных породах, проявляется главным образом по ходу движения прерывисто поступающих рудоносных растворов от рудоподводящих крутопадающих разрывов и проявляется в основном в смене или наложении в пространстве: 1) парагенетических минеральных ассоциаций, возникших в различные стадии минералообразования, и соответствующих им ассоциаций элементов-примесей; 2) минеральных ассоциаций и парагенезиса, формирующихся в пределах каждой стадии на разных уровнях рудообразования в связи с изменением физико-химических свойств рудоносных растворов и, соответственно, в смене спектра элементов-примесей, сопутствующих этим минеральным ассоциациям и парагенезисам; 3) зон, характеризующихся различными изотопическими соотношениями свинца и серы как внутри участков развития однотипных минеральных ассоциаций, так и в рудных телах или в месторождениях в целом; 4) первичных ореолов рассеяния металлов, развивающихся в связи с особенностями структур месторождений на значительно более широких площадях по сравнению с рудными телами, концентрирующими те же металлы. На подавляющем большинстве месторождений проявляется как зональность прерывистого поступления растворов, так и зональность отложения. В целом же зональность оруденения проявляется на фоне развития стадийной зональности внутрирудного трещинообразования, т.е. на фоне структурной зональности.

Зональность оруденения в рудных телах, формирующихся в неокрепших илах, подвергнутых различной степени литификации, имеет сходные черты с ранее отмеченной. Зональность рудных тел, формирующихся в глубоководных впадинах из наддонных растворов и связанных с прерывистым поступлением этих растворов и изменением их состава, в основном сводится к последовательной смене в разрезе различных разновозрастных минеральных парагенезисов. Смена эта, судя по материалам Атасуйской группы месторождений, часто ритмична. Горизонтальная зональность подобных рудных тел к настоящему времени изучена еще недостаточно.

В целом же для большинства родственных рудных формаций стратиформных свинцово-цинковых месторождений намечается общая для гидротермальных образований схема вертикальной (снизу вверх) и горизонтальной (в стороны от рудоподводящих разрывов) зональности, выражающаяся в последовательной смене металлических элементов в следующем порядке: Fe(As, Ni, Co, Te) → Cu(Ni, Co, Ag) → Zn(Cd, Ga, Ge, Ag) → Pb(Ag, Tl, Sb) → Sb(Pb, Cu, Ag, As, Hg) → Hg. Вместе с тем в связи со сложным внутренним строением разрывов и общими структурными особенностями рудообразования эта схема проявляется значительно сложнее и более отчетливо она выражена в масштабах рудных полей, нежели отдельных месторождений.

Руды рассматриваемых месторождений характеризуются отчетливой зональностью в пространственном проявлении и их текстур, обусловленной особенностями как трещинообразования, так и самого рудоотложения. Эта зональность выражается в смене массивных, брекчиевых, брекчиевидных, кокардовых и других текстур прожилковыми, прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами в стороны от основных, подводящих рудоносные растворы, разрывных нарушений и во многом зависит от степени и характера деформированности вмещающих оруденение слоистых образований.

Однотипность плана внутрирудных деформаций вмещающих слоистых осадочных образований приводит во многих из рассматриваемых месторождениях к телескопированию минеральных образований различных стадий, проявлению их на одних и тех же вертикальных уровнях рудообразования. Вместе с тем в силу меняющихся от стадии к стадии физико-механических свойств вмещающих пород вследствие их, гидротермальных преобразований, меняются и условия проявления внутрирудной трещиноватости, что обуславливает изменение объемных характеристик для продуктов различных стадий минералообразования и усложняет текстурные особенности ранее отложенных рудных ассоциаций.

Результаты многочисленных изотопических исследований, направленных на выяснение соотношений в рудах и минералах изотопов следующих элементов: Pb, S, C, O и других с целью определения источников оруденения и возрастных соотношений рудных залежей и вмещающих их осадочных пород, к настоящему времени не привели к выработке бесспорных критериев для отнесения рассматриваемых стратиформных месторождений к тем или иным генетическим типам. Это объясняется тем, что поведение изотопов указанных элементов в различных геологических процессах весьма сложно. Устанавливаемые различные соотношения изотопов в рудах являются результатом фракционирования их в различных наложенных один на другой процессах. Эти процессы начинаются еще с преобразования морских осадков и превращения их в литифицированные породы, а также изменения этих последних под влиянием разнообразных экзогенных и эндогенных процессов. Фракционирование изотопов вызывается, кроме того, воздействием меняющихся по своему составу и физико-химическим свойствам горячих (от 50 до 250°C и выше) напорных рудоносных высокоминерализованных растворов на вмещающие породы, а также изменением физико-химических параметров самих растворов на путях их движения. Фракционирование изотопов происходит и после образования руд в результате воздействия на них гипергенных процессов.

Сложность решения вопросов генезиса месторождений методами изотопических исследований заключается и в том, что одинаковые соотношения изотопов ряда элементов; входящих в состав руд, могут возникнуть различными путями, связанными с биохимическими, чисто химическими и физическими процессами.

Учитывая, что рудообразование происходит при достаточно высоких температурах, фракционирование изотопов будет прежде всего вызвано

чисто химическими реакциями. Последнее доказывается экспериментами, проведенными Ohmoto Hiroshi (1972). Упомянутый исследователь выявил следующую закономерность: изотопный состав S и C в минералах гидротермального происхождения контролируется величиной рН и фугитивностью кислорода в растворах, а также зависит от температуры и изотопного состава серы и углерода тех же растворов. Им установлено, например, что при $T = 25^{\circ}\text{C}$ с возрастанием величины фугитивности кислорода на одну единицу можно обеспечить падение значения δS^{34} в серо-содержащих-минералах примерно на 20%, а значения δC^{13} углеродсодержащих соединений — до 30%. Аналогичное падение δS^{34} при тех же условиях вызывается повышением на одну единицу рН, а падение δC^{13} на 30%, обуславливается увеличением рН на две единицы. При этом серили углеродсодержащие минералы, осажденные из богатых серой или углеродом растворов, обнаруживают большие интервалы колебаний величин δS^{34} и δC^{13} по сравнению с теми же минералами, осажденными из бедных этими элементами растворов.

Резко переменные значения δS^{34} и постоянные δC^{13} определяют возможность выпадения минералов при высокой фугитивности O_2 . Постоянные значения δS^{34} при переменном значении указывают на низкую фугитивность O_2 в момент минералообразования.

Полученные Ohmoto Hiroshi данные свидетельствуют о том, что большой диапазон колебаний δS^{34} и δC^{13} может быть обусловлен даже слабыми вариациями фугитивности O_2 и рН рудообразующих растворов, без участия бактериальных процессов. Эти эксперименты имеют важное значение, поскольку свидетельствуют, с одной стороны, о возможности конвергентных изотопных соотношений указанных элементов в различных геохимических обстановках, с другой — о различной их миграционной способности в гидротермальном процессе.

Сказанное, видимо, относится и к изотопам свинца, возможность фракционирования которых при нагреве экспериментально доказана И.Е. Стариком, Н.В. Собоновичем, П.П. Ловцюзом и другими (Кляровский, 1970), а затем Cumming, Tsong, Gudjurgis (1970). Все отмеченное значительно затрудняет и ограничивает возможности решения сложных вопросов генезиса месторождений изотопными методами без учета конкретных геологических и геохимических обстановок рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги изложенному, приходим к следующим кратким выводам.

1. Рудоносные провинции, включающие стратиформные свинцово-цинковые месторождения, представляют собой мегаблоки, характеризующиеся: а) относительно небольшими вертикальными перемещениями; б) развитием базальтоидного магматизма; в) маломощным гранитным слоем и всей коры в целом, оказавшейся более чем в два раза тоньше коры геосинклиналей.

2. Рудоносные зоны с рассматриваемым свинцово-цинковым оруденением размещаются в этих мегаблоках над длительно воздымающимися выступами фундамента, перемещения которых происходили как в периоды развития чехла, так и особенно во время последующей тектоно-магматической активизации.

3. Рудоносные территории, несущие рассматриваемые стратиформные месторождения, нередко испытывают несколько циклов тектономагматической активизации. Каждый из этих циклов начинается с внедрения и излияния базальтоидов и последующего формирования свинцово-цинкового оруденения.

4. Структурно-геологические позиции рудных районов и полей определяются изменением элементов залегания, сближением либо пересечением глубинных разломов, ограничивающих рудоносные блоки, либо косо ориентированным к ним.

5. Рудные тела месторождений обладают пластообразной, линзо- и лентообразной, а также различной секущей формой и приурочиваются к определенным стратиграфическим горизонтам. Структурные условия их локализации определяются сочетаниями дорудных разрывных нарушений (секущих и согласных), наследующих конседиментационные структурные элементы чехлов, с благоприятными физико-механическими свойствами и составом тонкопереслаивающихся осадочных, реже эффузивно-осадочных пород.

6. Среди рассматриваемых месторождений представляется возможным выделить генетический ряд, состоящий из десяти родственных рудных формаций. Среди них главными в промышленном отношении являются собственно свинцово-цинковая, колчеданно-свинцово-цинковая, медно-свинцово-цинковая и баритово-свинцово-цинковая формации. В конкретно взятых провинциях обычно получает развитие не весь возможный ряд рассматриваемых рудных формаций, что находится в пря-

мой связи с историей геологического развития и относительной тектонической подвижностью территорий. В наиболее подвижных областях ряд рудных формаций начинается с колчеданно-свинцово-цинковой, в менее подвижных с любой последующей.

7. По отношению к вмещающим породам и по условиям разгрузки рудоносных растворов месторождения разделяются: а) на возникшие в литифицированных и тектонически деформированных породах (подавляющее большинство месторождений); б) на сформированные в нелитифицированных осадках глубоководных впадин в рифтовых зонах. Первые из них формируются на относительно небольшой глубине от земной поверхности, в диапазоне 400–2000 м, в ряд последовательных стадий. Как правило, на каждом месторождении, но в резко различных количественных соотношениях проявляются все стадии, характерные для всего генетического ряда рудных формаций, развиваются все входящие в их состав парагенетические ассоциации минералов и весь спектр редких и рассеянных элементов. Зональность оруденения, проявленная в месторождениях всех формаций, преимущественно возникает в результате прерывистого поступления растворов на фоне вспяшек трещинообразования. Она обладает своими специфическими особенностями, обусловленными тем, что развивается эта зональность по отношению не к крутопадающим, а к пологопадающим разрывам.

Месторождения, возникшие в нелитифицированных породах, отличаются развитием наряду с сульфидами железа и цинка также окислов железа и марганца и возникновением алюмосиликатов, содержащих в своем составе цинк. Однако главное отличие этих, в общем редко встречающихся, месторождений заключается в их особых структурных условиях формирования, обусловленных разгрузкой рудоносных растворов над морским дном и в илах.

8. Формирование оруденения рассматриваемых месторождений всех рудных формаций сопровождается дорудным и синхронным с рудоотложением изменением вмещающих пород.

9. В целом характеризующие месторождения по совокупности геологических и геохимических условий формирования имеют много сходных черт с условиями формирования других эндогенных месторождений Pb, Zn, Hg, Sb, Cu, Au, W, Sn и др. в совокупности выраженных в развитии единой, повторяющейся во многих провинциях региональной зональности оруденения.

Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чуганской зоны Белоканского рудного района. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1975, № 4.

Аверин Ю.А., Маринов Т.М. Морфологические типы рудных тел одного из полиметаллических рудных полей Узбекистана. — "Труды САИГИМС", вып. 4. Ташкент, 1964.

Ажгирей Г.Д. Тектоническое строение района Ачисайского месторождения в горах Каратау. — В кн.: Геология и горное дело. Металлургиздат, 1947.

Алексеев В.А. Стратиграфический эффект процесса пластического нагнетания на Ачисайском рудном поле. — "Изв. АН КазССР", 1972, № 6.

Алексеев В.А. О "стратиграфическом контроле" оруденения и структурных условиях локализации послонных рудных залежей на Ачисайском рудном поле (Каратау, Южный Казахстан). — В кн. Цветные и благородные металлы Казахстана. Алма-Ата, 1975.

Алексеев И.И. Сера Предкарпатья. "Недра", 1967.

Алексеев И.И., Шайнюк А.И., Костровский А.И. Типы экзогенных месторождений серы УССР и условия их формирования. — В кн.: Осадочные и осадочно-чужланогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докл. I Укр. литологич. совещ. Киев, 1973.

Алиев А.А. Структурные взаимоотношения минералов и глобулярные образования пирита в рудах Филлизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения. — В кн.: Минералогия и рудные месторождения. "ЭЛМ", Баку, 1974.

Альжанов И.Т., Сидоренко П.П., Грищенко В.В. Тектонические деформации и метасоматические процессы, определившие условия для формирования Миргалмсайского стратиформного свинцово-

баритового месторождения. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, № 8.

Амирасланов А.А., Иванова Н.С. Свинцово-цинковые месторождения Австралии. Госгеолтехиздат, 1960.

Андреев В.В. Генетические особенности одного колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья. — Тезисы докл. конф. "Научно-техническая молодежь Восточной Сибири". Иркутск, 1969.

Антонова Л.Н. Свинец и цинк. — В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. Картпредприятие ВГФ Мин. геол. СССР, 1974.

Арапов В.А., Бухарин А.К., Гарьковец В.Г., Пяновская И.А., Пятков К.К., Рубанов Д.А. при участии Д.П. Резвого, Домезозойский этап, раздел "Тектоника". — В кн.: Геология СССР, т. XXIII, ч. 1. "Недра", 1972.

Архангельская В.В. Некоторые особенности геологии Сумсарского свинцово-цинкового месторождения. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1975, № 3.

Асаналиев У. Минералого-геохимические особенности полиметаллических месторождений Сумсар-Возбутацкого района. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.

Асаналиев У. Литология и некоторые вопросы рудоносности средне- и верхнедевонских отложений Сумсар-Бозбутооского района (южный склон Чаткальского хребта). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1969.

Бадалов С.Т. К вопросу о минералого-геохимических и генетических особенностях рудных месторождений хребта Кутигантау. — "Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР", т. III. Ашхабад, 1960.

Бадалов С.Т. К геохимии редких и рассеянных элементов в свинцово-цинковых рудопоявлениях Южного Узбекистана. —

- В кн.: Вопросы минералогии и геохимии. Ташкент, "Наука", 1964.
- Байкенов Ш.А.* Стратиграфический и литофашиальный контроль локализации полиметаллического оруденения Джунгарского Алатау. — В кн.: Материалы I конференции молодых ученых АН Каз ССР Алмата, 1968.
- Байкенов Ш.А.* Околорудные изменения на колчедано-полиметаллических месторождениях текелийского типа. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., "Недра", 1969.
- Байкенов Ш.А.* Литофашиальный контроль локализации колчедано-полиметаллического оруденения нижнепалеозойских толщ Текелийского района (Джунгарский Алатау). Автореф. канд. дисс. Фрунзе, 1970.
- Барсуков В.Л., Дзоценидзе Г.С., Есенов Ш.Е., Гвалчрелидзе Г.А., Шилов Н.А., Щеглов А.Д.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. "Геол. рудн. месторожд.", 1973, 15, № 2.
- Бекжанов Г.Р., Колмогоров Ю.А., Строителива А.В.* Размещение эндогенного оруденения и вопросы методики геофизических работ. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 5. Алма-Ата, 1969.
- Бекжанов Г.Р., Юматов Б.Р., Юматова Т.В., Строителива А.В., Кувшинов Г.В., Колмогоров Ю.А.* Глубинное строение района Успенской зоны по геофизическим данным. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 5. Алма-Ата, 1969.
- Белевцев Я.Н.* На международном совещании по генезису рудных месторождений. — "Геол. журн.", 1971, № 4.
- Беленицкая Г.А.* О метасоматической природе современных процессов серообразования на Гаурдакском серном месторождении. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. "Наука", 1972.
- Белоус И.Н., Королев В.А.* Блоковая тектоника Донецкого бассейна и ее влияние на размещение эндогенной минерализации. — "Геотектоника", 1973, № 5.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Берклиев М.* К геологии Кутитангского хребта в связи с полиметаллическим оруденением западного склона. — "Изв. АН Туркм ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук", 1960, № 5.
- Берклиев М.* Роль рудовмещающих карбонатных пород в рудообразовании Майданшахского месторождения. — "Узб. геол. журн.", 1961, № 6.
- Берклиев М.Б.* Генезис и типы свинцово-цинковых месторождений Кутитанга. — "Труды Туркм. политехн. ин-та", вып. 7, 1970.
- Бескровный Н.С., Лебедев Б.А.* О проявлениях сфалерита и других гидротермальных минералов на Гаурдакском серном месторождении (юго-восточная Туркмения). — "ДАН СССР", 1971, 200, № 1.
- Бесталов И.М.* Свинцово-цинковое оруденение в пестроцветных формациях Украины, его происхождение и перспективы. — "ДАН СССР", 1972, 206, № 2.
- Бетехтин А.Г.* Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Бирюков В.И.* Структура свинцово-цинкового месторождения Кутитанг. — В кн.: Структура рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.
- Бишофф Дж.* Осадки термальных растворов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. "Мир", 1974.
- Богданов Ю.В., Голубчина М.Н.* Об изотопном составе серы сульфидов Джезказганского месторождения. — "Литология и полезн. ископ.", 1970, № 15.
- Богданов Ю.В., Голубчина М.Н.* Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Миргалимсайского свинцово-цинкового месторождения. — "Геол. рудн. месторожд.", 1971, 13, № 3.
- Богданов Ю.В., Кутарев Э.И.* Геологические условия размещения медных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений Советского Союза. — "Геол. рудн. месторожд.", 1971, 13, № 5.
- Бересь Б., Ярош Я., Киевски П.* Залегающие флюорита в нижнехриштейновых карбонатных породах Предсудетской моноклинали. — В кн.: *Kwartalnik Geolog.*, т. 15, № 1, Warszawa, 1971.
- Борисенко С.Т., Ростоцкий С.В., Теплов В.П., Зайцева В.Н., Зобков А.В., Лейев Ю.А., Авдигова А.К.* Рудное оруденение Закарпатья и направление поисково-разведочных работ. — "Разведка и охрана недр", 1973, № 1.
- Бородаевская М.Б., Мустафабейли М.А., Курбанов Н.К., Мусаев А.И., Исаяев Б.М., Зулфугаров С.Б.* Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1966, № 4.

Бородавская М.Б., Злотник-Хоткевич А.Г. О происхождении пирита в осадочных породах кровли залежи колчеданно-полиметаллических руд Фелизчайского месторождения. — В кн.: Геология и методы изучения медно-колчеданных, полиметаллических и сульфидно-никелевых месторождений. — "Труды ЦНИГРИ", вып. 80, 1969.

Броки Д.К., Хейр Э.Г., Дингес П.Р. Геология и рудные месторождения района Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас и Оклахома). — В кн.: Рудные месторождения США. "Мир", 1972.

Бронгулеев В.В. Проблемы складкообразования в земной коре. Опыт структурного анализа герцинских форм Среднеазиатского Каратау. "Недра", 1967.

Брызгалов Н.А. К вопросам металлогении и перспективной оценке Рудного Каратау. Цветметиздат, 1932.

Буладон Ж. Свинцово-цинковое и сурьмяное оруденение периферийной части массива Мон-Лозер, Франция. — Бюлл. научно-техн. информации, № 3 (47). Госгеолтехиздат, 1963.

Буладон Ж. Проблемы наследования в металлогении, повтораемость и полиморфизм оруденения в некоторых свинцово-цинковых районах Западного Среднеземноморья. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. "Мир", 1971.

Бурыхина З.Е. Некоторые замечания к вопросу о происхождении руд свинцовых месторождений Джергаланского района. — "Труды Ин-та геол. АН КиргССР", вып. XI, 1957.

Валеев Р.Н. Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы. — "Обзор, сер. геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых". М., 1973.

Вардебассо С. Геология герцинских свинцово-цинковых месторождений Сардинии. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.

Васильев В.М., Сомов М.М. О структурном контроле флюоритового и полиметаллического оруденения Пай-Хоя. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Сев. Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.

Ватенабэ Т. Классификация и распространение мировых типов медных руд. — "Кодзан Тисицу, Mining Geol.", 1965, 19, № 2-3; Рж. геол., № 1, 1969, 1970.

Вейц Б.И. Минераграфия руд полиметаллического месторождения Текели

(Джунгарский Алатау). — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1945, вып. 4 (45).

Виноградов В.И. Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка. — "Литология и полезные ископаемые", 1969, № 5.

Виноградов В.И. Основные принципы использования данных по изотопному составу серы для суждения о генезисе стратиформных руд. — В кн.: "Роль изотопов серы в изучении генезиса стратиформных месторождений (медистых песчаников и сланцев, руд свинца и цинка в карбонатных породах)". М., 1973.

Вольфсон Ф.И. Главнейшие типы свинцово-цинковых месторождений. — "Сов. геол., сб.", вып. 53, 1956.

Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1949, № 1.

Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Условия формирования пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах. — В кн.: "Рудные месторождения. Итоги науки". М., 1969.

Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. К вопросу о зональности эндогенного оруденения. — В кн.: Конференция Проблема постмагматического рудообразования, т. I. Прага, Изд-во АН ЧССР, 1963.

Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. К вопросу об условиях образования сульфидных метаморфогенных месторождений. — "Изв. АН АрмССР, сер. науки о Земле", 1971, № 3.

Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Вопросы генезиса некоторых пластообразных свинцово-цинковых и медных месторождений. — "Изв. АН КазССР", 1971, № 3.

Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Об условиях образования месторождений медистых песчаников. — "Литология и полезные ископаемые", 1972, № 3.

Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. О генезисе пластообразных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в метаморфических толщах. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, 1974.

Воробьев Ю.К. Метасоматические шаровидные скопления пирита в гипогенном халькопирите. — В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 23, 1974.

Ворона И.Д., Механюшин С.М., Мокроусов Д.А., Пиотровский М.В., Козьмин Б.М. Тектоника. — Геология СССР,

т. XIII. Южная Якутия. Геологическое описание. "Недра", 1972.

Вялов О.С. Основные черты геологического строения. — В кн.: Геология СССР, т. X. Карпаты. "Недра", 1966.

Вялов О.С., Буров В.С. Некоторые вопросы строения Предкарпатского прогиба. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Предкарпатья. Киев, 1966.

Габельмен Д.У. Металлогеническая зональность Аппалачского региона Северной Америки. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. "Мир", 1971.

Галицкий В.В. К вопросу о структурном положении Турланского месторождения. — "Цветные металлы", 1938, № 9.

Галицкий В.В. О сереброносности месторождения Миргалмсай. — "Вестник АН КазССР", 1945, № 2.

Галицкий В.В. Геологический контроль свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау (Южный Казахстан). — В кн.: Производительные силы Южного Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1966.

Галицкий В.В. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). — "Труды ИГН АН КазССР", т. 19, 1967.

Галкин М.А. Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений северо-восточной Якутии. — В кн.: Вопросы металлогении ртuti. "Наука", 1968.

Головченко Н.Г. Об условиях формирования месторождений Закарпатья и Донбасса. — "Вестник ЛГУ, сер. геол.", 1972, вып. 5.

Горбатов Г.А. Использование термоэлектродвижущих сил пиритов для суждения о температуре их образования. — "Сб. научно-техн. информ.", № 5. Геосеолтехиздат, 1957.

Горбатов Г.А. Термоэлектрические свойства пирита и галенита и возможная их связь с температурой минералообразования. — В сб. статей по минер. сырью, посвященном памяти В.В. Аршинова. Госгеолтехиздат, 1957.

Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. "Наука", 1964.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. "Наука", 1967.

Гофштейн И.Д., Рикун М.Б. Новые находки вулканогенных пород среди неогеновых отложений Предкарпатья. — "Геол. журн.", 1968, № 3.

Греган Р.М., Бредбери Дж. К. Флюоритово-полиметаллические месторождения рудного района Иллинойс-Кентукки.

В кн.: Рудные месторождения США, т. I. "Мир", 1972.

Гурвич Т.А. Крупномасштабная гравиметрическая разведка при изучении структур Джайремского рудного поля. — В кн.: Материалы Второй республиканской конференции молодых геологов Казахской ССР. Усть-Каменогорск, 1970.

Десяряев Р.А. Самостоятельные "малые интрузии" и свинцово-цинковое оруденение Текелийского рудного поля (Джунгарский Алатау). — В кн.: Материалы Второй республиканской конференции молодых геологов Казахской ССР. Усть-Каменогорск, 1970.

Десяряева А.Н. О трахитовых порфирах месторождения Жайрем (Центральный Казахстан). — "Вестник АН КазССР", 1971, № 6.

Дженчураева Р.Д. Роль разрывных нарушений в локализации оруденения на Сумсарском свинцово-цинковом месторождении. — "ДАН СССР", сер. геол., 1965, 160, № 3.

Дженчураева Р.Д. Изменения вмещающих пород, проявленные на месторождении Сумсар. — В кн.: Металлогения и магматизм Тянь-Шаня". Фрунзе, 1967.

Дженчураева Р.Д. К особенностям строения руд Сумсарского месторождения. — "Зап. Киргизск. отд. Всес. минералог. об-ва", вып. 7, 1968.

Дженчураева Р.Д. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в рудах месторождения Сумсар. — "Зап. Киргизск. отд. Всес. минералог. об-ва", вып. 7, 1968.

Дзоценидзе Г.С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. — "Геол. рудн. месторожд.", 1972, 14, № 5.

Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Хемогенные вулканогенно-осадочные породообразование. — В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. "Наука", 1974.

Дзуффарди П. Роль трансформизма в генезисе рудных месторождений (на примере свинцово-цинковых месторождений Сардинии). — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. "Мир", 1971.

Дмитров Д.К., Манков Сл. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Северного Туинса. — "Геол. рудн. месторожд.", 1975, 17, № 3.

Динс Т. Медоносные сланцы и ассоциированная с ними свинцово-цинковая минерализация в пермских породах Силезии, Германии и Англии. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, "Наука", 1975.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинково-колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). — "Геол. рудн. месторожд.", 1972, 14, № 2.

Дмитриев Л.М. Об условиях локализации флюорита в Амдерминском месторождении. — В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., "Наука", 1967.

Добров Т.Б., Шукин Б.К. Исследование земной коры и природы сейсмичности Карпато-Балканского региона. — "Сов. геол.", 1967, № 5.

Думлер Л.Д., Орлов И.В., Птушкин Ю.Д., Рожнов А.П., Шибрик В.И. Перспективы поисков стратиформного барит-полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане. — "Сов. геол.", 1975, № 2.

Дэнхэм К. Введение в кн. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.

Ермолаев М.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Новоземельско-Вайгач-Пай-Хойской складчатой системы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые СССР. (Труды Первой геологоразведочной конференции Главсевморпути 24–27 апреля 1935 г.), т. II. Полезные ископаемые. Л., Изд-во Главсевморпути, 1936.

Железнов В.М. Полиметаллическое месторождение Те-Диен на Индийском полуострове. — "Геол. рудн. месторожд.", 1969, 11.

Жуков П.К., Крикунова Н.П. О проявлениях сульфидной минерализации в породах нижнего карбона Коксу-Текелийского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2 (27). Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1964.

Жукова А.С. О германиеносности руды свинцово-цинковых месторождений Миссисипского типа. — В кн.: Конференция по проблеме геологии и полезным ископаемым зарубежных стран. М., 1960.

Заири Н.М., Добровольская М.Г. Минеральный состав руд Катехского месторождения и некоторые особенности его формирования. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1971, № 9.

Зайцев Ю.А., Голубовская Т.Н., Филатова Л.И. Геология и полезные ископаемые

Джезказганского района. "Недра", 1975.

Зайцев Ю.А., Кабанов Ю.Ф. О варисскийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан). — Вестник МГУ, № 2, 1966.

Замятин Н.И., Митряева Н.М. Изотопный состав серы сульфидов и барита месторождения Жайрем. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1969, № 1.

Замятин Н.И., Митряева Н.М. Изотопный состав серы сульфидов вулканогенно-осадочных руд Атасуйских месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. "Наука", 1971.

Затолокينا В.А. Методика поисков и разведки слепых полиметаллических рудных тел, залегающих в карбонатной толще на примере Ачисайского месторождения. — "Сов. геол.", сб. 53, 1956.

Захаров Е.Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений. — Труды МГРИ, т. 28. Госгеолтехиздат, 1955.

Захаров Е.Е. Металлогения Каратау. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. Изд-во АН СССР, 1960.

Зачиха Б.В., Куровец М.И., Любенецкая А.В., Теплов В.П. Термодинамические и геохимические особенности образования ртутных месторождений Вышковского поля (Закарпатский внутренний прогиб). — Тезисы докладов IV Регионального совещания по термобарогеохимическим процессам минералообразования. Изд. Ростовск. ун-та. Ростов-на-Дону, 1973.

Звижицкий Я. Свинцовые и цинковые руды в Польше. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.

Зенков Д.А. Минеральная зональность на месторождении Маунт-Айза (Австралия). — В кн.: Техническая информация по горно-разведочному делу. Metallurgizdat, 1947.

Иванов В.В. Геохимическая характеристика элементов-примесей в месторождениях цветных металлов Народной Республики Болгарии. — В кн.: Редкие элементы, сырье и экономика, вып. 4. М., 1970.

Иванов М.В. Биохимия серы. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. "Недра", 1972.

Иванов В.В., Мейтув Г.М. Ответ на критические замечания И.Г. Рутштейна, В.В. Старченко. — "Геотектоника", 1973, № 2.

Ильющенко М.И. Геолого-геохимические особенности свинцово-цинкового

оруденения Ачисайского типа в Центральном Каратау. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1973, № 5.

Ицксон М.И., Хейфец И.З. О генетическом типе Трускавецкого полиметаллического месторождения в Западной Украине. — "Сов. геол.", сб. 23, 1947.

Казанин Ю.И. Некоторые особенности структурного контроля полиметаллического оруденения Текелийской металлогенической зоны. — В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана*, вып. 2 (27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. "Недра", 1972.

Казанский В.И., Терентьев В.М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1968, № 1.

Каплан М.Е. Происхождение стилолитов. — "ДАН СССР", 1975, 221, № 4.

Карабаев К.К. К минералогии и геохимии низкотемпературных гидротермальных образований Кугитангтау. — "Узб. геол. журнал", 1961, № 6.

Карабаев К.К. К вопросу о геохимии Западно-Кугитангских низкотемпературных месторождений. — "Зал. Узбекск. отд. Всес. минералог. об-ва", вып. 22, 1970.

Карпунин А.М., Заболотнова А.С. К вопросу о закономерностях размещения медно-свинцово-цинкового оруденения в меловых породах Таджикской депрессии. — В кн.: *Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня*. Фрунзе, "Илим", 1968.

Карпунин А.М. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., "Недра", 1974.

Кемпбелл Н. Стратиграфия и геологическая структура района мыса Пайн, северо-западная территория. — В кн.: *Структурная геология рудных месторождений Канады*. "Мир", 1964.

Киссин Н.Г., Пахомов С.И. О миграции рассеянных органических веществ из осадочных пород в водные растворы при повышенных температурах. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 9, 1971.

Клатовская Л.И. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в некоторых рудопроявлениях Центрального Каратау (Южный Казахстан). — "Сов. геол.", 1958, № 9.

Кларовская В.М. Изотопный состав и возраст свинца из месторождений и рудопроявлений складчатых сооружений юго-западного обрамления Сибирской плат-

формы. — В кн.: *Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами*. Новосибирск, "Наука", 1970.

Кнауф В.И. Герциниды Кокшальской горной системы. Раздел "Тектоника". — В кн.: *Геология СССР*, т. XXV, кн. 2. "Недра", 1972₁.

Кнауф В.И. Чаткало-Кураминская складчатая область. — В кн.: *Геология СССР*, т. XXV, "Киргизская ССР", кн. 2. "Недра", 1972₂.

Князев И.И. Турланское месторождение. — Труды IV Всес. геол. конф. по цветным металлам, вып. 3. Цветметиздат, 1932.

Князев И.И. Некоторые особенности геологии свинцово-цинковых месторождений Каратау в Южном Казахстане в связи с вопросами их генезиса. — Информ. сб. (ВСЕГЕИ), № 13 (Полезные ископаемые). Л., 1959.

Князев И.И. Закономерности распределения цинково-свинцового оруденения в Каратау (Южный Казахстан). — В кн.: *Основные идеи Н.Г. Киссина в геологии Казахстана*. Изд-во АН Каз. ССР, 1960.

Князев Г.И. Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. — "Геотектоника", 1973₁, № 2.

Князев Г.И. Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. — "Геотектоника", 1973₂, № 1.

Князев Г.И. Замкнутые и фрагментарные рудные пояса. Киев, "Наукова думка", 1973₃.

Князев Г.И., Красников В.И. Поведение мезозойского гипогенного оруденения Восточного Забайкалья во времени и пространстве. "Недра", 1967.

Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки. "Наука", 1964.

Константинов М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, 1963;

Константинов М.М. Геологические и структурные соотношения колчеданно-свинцово-цинкового (жильного) оруденения альпийской геосинклинали Кавказа. — "Сов. геол.", 1975, № 4.

Константинович Э. Генезис пермских месторождений меди в Польше. — "Сов. геол.", 1972, № 8.

Копелиович А.В. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской плат-

формы. — В кн.: Вопросы седиментологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Коптох Ю.М. Свинцово-цинковые рудные формации Закарпатья. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. "Наукова думка", 1970.

Кормилицын В.С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. — "Труды ВСЕГЕИ", т. 155. Л., 1968.

Кормилицын В.С., Синчук Ю.А., Тигунов Л.П. О новом свинцово-цинковом рудном поясе в северо-западном Прибайкалье. — "Геол. рудн. месторожд.", 1966, 7, № 2.

Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1949, № 1.

Королев В.А. Влияние сочетаний физико-механических и тектонических свойств вмещающих пород на структурные особенности рудных полей. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1971.

Косыгин Ю.А. Тектоника. "Недра", 1969.

Кравченко Г.Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 57. Изд-во АН СССР, 1961.

Крауфорд Дж., Хогланд А.Д. Цинковые месторождения рудного района Маскот-Джефферсон-Сити в штате Теннесси. — В кн.: "Рудные месторождения США", т. 1. "Мир", 1972.

Крейгер В.М. К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау к типу Миссисипи-Миссури. — "Пробл. сов. геол.", 1933, № 5.

Кришнан М. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1959.

Кропоткин П.И., Валяев Б.М., Гафбаров Р.А., Соловьева И.П., Трапезников В.А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. "Недра", 1971.

Кузнецов В.А. Основные проблемы металлогении ртути. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. "Наука", 1968.

Кузнецовский А.Г. Полиметаллическое оруденение в нижнепалеозойских образованиях Западного Прибалхашья. В кн.: "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып. 4 (29). Алма-Ата, "Наука", 1971.

Кулиев А. О влиянии вмещающих пород на локализацию руд на примере Кутитанских месторождений. — "Труды Ин-та геологии АН ТуркмССР", т. Ш. Ашхабад, 1960¹.

Кулиев А. О геохимических особенностях рудопроявления Кутитанского хребта. — "Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук", 1960², № 5.

Кулинич В.В. Закономерности размещения баритовых тел в Атасуйском рудном районе. — В кн.: Материалы II научной конференции молодых ученых АН Казахской ССР. Алма-Ата, 1970.

Кулинич В.В. Некоторые закономерности размещения кварцевых тел в Атасуйском рудном районе. — В кн.: Материалы II республиканской конференции молодых ученых Казахской ССР. Усть-Каменогорск, 1970.

Кунаев Д.С. О полосчатости в рудах Ачисайского месторождения. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", вып. 23, 1956.

Куниц А.Ф. Кристалломорфология флюорита Амдерминского месторождения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1972.

Курбанов Н.К., Злотник-Хоткевич А.Г., Романов В.И., Зулъфугаров С.Б., Исаяев Б.М., Ханкин Г.И., Бабаева А.И. Геология медноколчеданных, свинцово-цинковых и никелевых месторождений. — "Труды ЦНИГРИ", вып. 75, 1967.

Курманалиев К.К. О некоторых особенностях геохимии свинца и сурьмы в рудах Канигутского месторождения. — В кн.: Геология и геохимия ртути и сурьмы Киргизии. Фрунзе, "Илим", 1972.

Лабазин Г.С. О благоприятных для оруденения тектонических структурах хребта Каратау. — "Пробл. сов. геол.", 1935, 5, № 9, 10.

Лабазин Г.С. Полиметаллические и другие рудные месторождения в Сузакском районе хребта Каратау. — "Материалы ВСЕГЕИ, общ. сер.", сб. 4, 1940.

Лазарев И.С., Худайкулиев Х., Мясогутов А.И., Вдовченко Г.М. Гаурдак-Кутитанский сероносный район. Ашхабад, 1971.

Лазаренко Е.К. К минералогии окрестностей Трускавца. — "Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва", 1947, № 1.

Лафбит П. Металлогения Франции. — "Вестник МГУ", 1969, № 1.

Лейн А.Ю., Седлецкий В.И. Комплекс жильных тел Гаурдакского поднятия. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 5. Ашхабад, 1968.

Ли В.Г., Егембаев К.М., Сафаргалиев Б.Г., Греков А.Ф., Янулова М.К., Мартынова Р.М. Месторождение Кайракты. — В кн.: "Геология и металлогения Успенской тектонической зоны", т. 3. Алма-Ата, "Наука", 1967.

Ли В.Г., Митряева Н.М., Муқанов К.М., Мухля К.А., Новохатский И.П., Степанов В.В., Щерба Г.Н. Проявление, характер и генетические связи оруденения. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны", т. 6. Алма-Ата, 1968.

Ли В.Г., Щерба Г.Н. Успенский рудный пояс и место в нем полиметаллического и медного оруденения. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 3. Алма-Ата, 1967.

Лисякевич С. Жильные рудные проявления в медном месторождении типа Мансфельд в Северо-Судетской мульде. — "Изв. вузов. Геология и разведка", 1958, № 1.

Лисякевич С. Геологическое строение и минералогический анализ месторождения меди в Гродзецкой мульде. — В кн.: Из геологических исследований в Нижней Силезии, т. XV. Варшава, 1969.

Лобанов М.Ф. Металлогения севера Сибирской платформы "Сов. геол.", 1960, № 6.

Лобанов М.Ф. Пай-Хой, остров Вайгач и Новая Земля. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. IV, "Недра", 1968.

Лурье А.М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации междуручья Гава-Кассан (Киргизия). — "Труды ИГЕМ АН СССР", 1963, вып. 91.

Луцк Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. "Наука", 1975.

Магакьян И.Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1955.

Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1969.

Малахов А.А., Панкратьев П.В. Эндогенные формации свинца и цинка. — В кн.: Эндогенные рудные формации Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1966.

Манфредини М. Италия. — В кн.: Тектоника Европы. Международный геологический конгресс. "Наука", 1964.

Маричев А.М., Попович Н.И. Свинцово-цинковое оруденение Полярного Урала и Пай-Хоя. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Северного Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.

Марковский В.М., Рейфман Л.М., Совчик Я.В. Про пол метал чно зруден ния

в м оценовых в дкладах Передкарпатского прогину. — "Допов д АН УРСР, сер. Б., геол., геофиз., хим., та биол.", 1967, № 5.

Маслов М.А. Металлогенические зоны и рудные формации Пай-Хоя. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Северного Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.

Маслов М.А., Синецын С.А. Флюоритовое оруденение и перспективы его поисков на Пай-Хое. — В кн.: Закономерности размещения флюоритового сырья, его ресурсы и их использование. (Тезисы докл. I. Всес. совещ. по флюориту). М., 1974.

Матковский О.И., Малеева И.П., Акилов Н.Т. Стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления в Мармарошском массиве Восточных Карпат. — "Геол. сб. Львовск, геол. об-ва", 1973, № 4.

Мельников Б.М., Израилев Л.М. О стратиформном свинцово-цинковом оруденении Верхоянского мегантиклинория. — "Геол. рудн. месторжд.", 1975, 17, № 1.

Мерлич Б.В. Стадии эндогенного рудообразования в Закарпатье. — В кн.: Материалы Комиссии мин. и геохим., № 1. Карпатско-Балканская ассоциация МГК. Изд. Львовск. ун-та, 1961.

Миронов Е.П., Златогурская И.П. Некоторые особенности строения и вещественного состава рудных тел колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье. — Тезисы докл. Второй науч. конф. геол. секции им. В.А. Обручева. Чита, 1965.

Миронов Е.П. Пирит колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья. — В кн.: Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений. "Недра", 1967.

Митряева Н.М. К вопросу о генезисе свинцово-цинковых месторождений хребта Каратау. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1955, вып. 2.

Митряева Н.М. О явлениях избирательного метасоматоза в одной из групп свинцовых месторождений хребта Каратау. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1956, № 22.

Митряева Н.М., Муқанов К.М. Околорудные изменения вмещающих пород. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 3. Алма-Ата, "Наука", 1967.

Митряева Н.М., Рожнов А.А., Муратова Д.Н., Дегтярева А.Н. Месторождение Жайрем. — В кн.: Геология и металло-

гения Успенской тектонической зоны", т. 3. Алма-Ата, "Наука", 1967.

Митряева Н.М., Каюпова М.М., Покровская И.В., Яренская М.А. Процессы минералообразования на полигенных месторождениях Центрального Казахстана. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, "Наука", 1974.

Митряева Н.М., Поток С.И., Полякова Т.П. Пирит цинково-свинцово-баритовых месторождений Атаусуйского района. — "Зап. Всес. минералог. об-ва", ч.с., 1971, вып. 4.

Мишель Х., Сколари Г. Медно-свинцово-цинковое месторождение МПасса в долине реки Ниари, республика Конго. — "Труды XXI МКГ. Геохим., геофиз. и рудн. геол.", вып. III, "Мир", 1964.

Москалев В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. "Недра", 1974.

Науменко В.Н., Гончарук А.Ф. К вопросу о положении генеральной плоскости скальвания в структуре Восточных Карпат. — "Сов. геол.", 1969, № 5.

Науменко В.Н., Гончарук А.Ф. О связи неогенового вулканизма и оруденения Закарпатья с глубинным строением земной коры. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геантиклинальной зоне. Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1969.

Науменко В.В. Металлоносность Закарпатского прогиба как результат процесса тектоно-магматической активизации Паннонского срединного массива. — "Геол. журн.", 1973, 33, № 5.

Нечаев С.В. Минерализация Волноватской зоны разломов. Киев, "Наукова думка", 1970.

Никитченко И.М., Никитченко В.И. Главные разломы Текелийской структурно-металлогенической зоны и их рудоконтролирующее значение (Джунгарский Ала-тау). — В кн.: "Материалы Второй республиканской конференции молодых геологов Казахской ССР". Усть-Каменогорск, 1970.

Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — "Зап. Всес. минералог. об-ва", 1933, 262, вып. 2.

Николаев Н.И. Тектоника и металлогения хребта Караатау. — "Труды МГРИ", т. 37, 1961.

Новарес В. Свинцово-цинковые месторождения в Сардинии. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ., 1953.

Нуралин Н.Н. Трещинная тектоника и ее роль в локализации оруденения в

Джезказгане. — В кн.: Большой Джезказган. — В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Связь рудных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов. — В сб.: Вопросы металлогении рудн. М., "Наука", 1968.

Озерова Н.А. Первичные ореолы рассеяния руды и возможности их использования в практике геологических работ. Автореф. канд. дисс., М., 1961.

Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Виноградов В.И. Изотопный состав серы рудных месторождений. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. "Наука", 1967.

Омиров О.Н. Некоторые особенности полиметаллического оруденения Урульгуно-Тасканского района. — В кн.: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений СССР, их промышленное значение и методы поисков. Всес. научно-техн. семинар (Тезисы докладов). М., 1973.

Осадчев Б.Я. Геологическое строение юго-восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья. — "Труды НИИГА", т. II, Л., 1951.

Осадчев Б.Я. К тектонике Урало-Пай-Хойской области. — "Труды НИИГА", т. 43, Л., 1954.

Осмонбетов К.О. Геологическая позиция рудного оруденения Уланского хребта. — В кн.: Геология и геохимия руды и сурьмы в Киргизии. Фрунзе, "Илим", 1972.

Панин В.М. Фашиально-литологические особенности формирования девонских мелководных прибрежных карбонатных формаций гор Ханбанды-Тау и некоторые вопросы их рудогенеза. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1974.

Панин Ф.И. Геология Гаурдакского месторождения. — В кн.: Геология месторождений самородной серы. "Недра", 1969.

Панов Б.С. Особенности размещения, условия образования и перспективы флюоритовой минерализации Донбасса и его обрамления. В кн.: Закономерности размещения флюоритового сырья, его ресурсы и их использование. М., 1974.

Парникель Е.С. Гаурдакское месторождение самородной серы. "Недра", 1969.

Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. "Мир", 1966.

Паталаха Е.И. Экспериментальное воспроизведение седловидных полостей отслоения и трещин отрыва в условиях на-

лия гидростатического давления. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, 1973.

Паталаха Е.И., Щерба Г.Н. Структура и механизм формирования Успенской зоны. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 6. Алма-Ата, "Наука", 1968.

Поддубный Н.П., Жданов Б.П. Гаурдак-Кутитангский район. — В кн.: Геология СССР, т. XXII, "Недра", 1972.

Попов В.М. Стратифицированные рудные месторождения Богемского массива (Чехословакия) и Силезско-Краковского района (Польша). — "Литология и полезные ископаемые", 1970, № 5.

Попов В.М. Западно-Прибайкальский свинцово-цинковый рудный пояс и вопросы его генезиса. — "Изв. АН КиргССР", 1971, № 2.

Поярков В.Э. Ртуть и сурьма. Гостеолтехиздат, 1955.

Пустовалов Л.В., Лурье А.М. Главнейшие типы осадочных месторождений меди и свинца в пестроцветных формациях. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. "Наука", 1968.

Радкевич Е.А. Ляканское полиметаллическое месторождение в Южной Ферганае. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 1. М., 1938.

Реврова Т.И. Некоторые данные петрографических исследований состава Джезказганских медистых песчаников. — "Вестник АН Казахской ССР", 1948, № 8 (41).

Резвой Д.П. Герциниды Туркестано-Алайской горной системы. Раздел "Тектоника". — В кн.: Геология СССР, т. XXV, кн. 1. "Недра", 1972.

Ринт Г.С. Минералого-геохимические особенности сульфидно-полиметаллической минерализации в Курбинском и Еравнинском рудных районах Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969.

Роговер Г.Б., Шадрин Т.Н. Текелийское полиметаллическое месторождение в Джунгарском Алатау. — "Цветные металлы", 1938, № 1.

Рубрайт Р.Д., Харт О.Дж. Полиметаллические руды района Бингем, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. т. 1. "Мир", 1972.

Рубцов Н.Ф. Особенности размещения и формирования полиметаллического оруденения на территории Северного Алжира (на примере отдельных районов, рудных полей и месторождений). Автореф. канд. дисс. 1972.

Рудовская Л.Н. О закономерностях распространения месторождений меди, свинца и цинка на Африканской платформе. — "Изв. вузов. Геология и разведка", 1969, № 5.

Рудовская Л.Н. Месторождения меди, свинца и цинка северо-западной Африки (Атласская металлогенетическая провинция). — "Изв. вузов. Геология и разведка", 1969, № 5.

Рудовская Л.Н. Медь, свинец и цинк. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. "Недра", 1973.

Рыдзевски А. Петрография шехштейновых меденосных сланцев. — В кн.: Из геологических исследований в Нижней Силезии, т. XV. Варшава, 1969.

Сагателян Э.А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Автореф. канд. дисс. 1958.

Садыков А.М. Эволюция взглядов на Атаусуйский тип месторождений. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, "Наука", 1974.

Сасин Г.Г. Прогнозирование скрытого свинцово-цинкового оруденения на основе зональности месторождений Береговского рудного района в Закарпатье. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972.

Саттаев К.И. К новым успехам в изучении геологии и минеральных богатств Джезказган-Улутаевского района. (Заключительное слово). — В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР. 1961.

Саттаева Т.А. Генетические особенности месторождений типа медистых песчаников по результатам изучения минералогического состава руд. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", вып. 1, 1957.

Саттаева Т.А. Минералогический состав Джезказганского месторождения. — В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Сейфуллин С.Ш., Штифанов В.И., Нуралик Н.Н., Джаминов К. О проблеме изучения стратиформных месторождений меди Казахстана. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, "Наука", 1974.

Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенетических провинций и структурно-металлогенетических зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. "Недра", 1967.

Скаржинский В.И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев, "Наукова думка", 1973.

Скрипченко Н.С., Рожнов А.А., Лыткин В.А. Зональность рудных залежей полиметаллических месторождений Жайремской группы. — "Геол. рудн. месторождений", 1971, 12, № 5.

Славин В.И., Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинали области. МГК, сессия 21. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.

Смирнов В.И. Образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. — "Сов. геол.", 1944, № 1.

Смирнов В.И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Гостеоллиздат, 1947.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1969.

Смирнов В.И., Казанский В.И. Колчеданное месторождение Раммельсберг. — "Геол. рудн. месторожд.", 1972, 14, № 6.

Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. — "Изв. АН СССР, серия геол.", 1937, № 6.

Снайдер Ф.Г., Гердеман П.Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. — В кн.: Рудные месторождения США, т. 1. "Мир", 1972.

Соколов А.С. Геологические особенности строения и размещения месторождений самородной серы. — "Труды ГИГХС", вып. 5. 1959.

Соловов А.П., Фурсов В.С. Поиски не выходящих на поверхность рудных тел месторождения Ачисай. — "Сов. геол.", 1959, № 13.

Сомов М.М. О геохимических особенностях флюоритового оруденения Пай-Хоя. — В сб.: Закономерности размещения флюоритового сырья, его ресурсы и их использование. (Тезисы докл. I-го Всес. совещ. по флюориту). М., 1974.

Сивак Ю.С. Парагенетические ассоциации в рудопроявлениях западного склона хребта Кутитанг. — "Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук", 1961, № 3.

Сивак Ю.С. Рудные типы Кутитанга, их распределение в разрезе и роль литологического фактора оруденения. — "Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук", 1961, № 3.

Сребродольский Б.М., Магомедов К.К. Самородная сера в Дагестане. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. "Наука", 1972.

Старостин В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения Франции. — "Геол. рудн. месторожд.", 1972, 13, № 1.

Суеркулов Э.А. Геология, парагенезис и распределение ртuti на месторождении Ичкетор. — В кн.: Геология и геохимия ртuti и сурьмы Киргизии. Фрунзе, "Илим", 1972.

Тажибаева П. К литологии Джезказганской серии пород. В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР. 1961.

Тигунов Л.П. К вопросу о закономерностях размещения богатых полиметаллических месторождений в Западном Прибайкалье. — В кн.: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений СССР, их промышленное значение и методы поисков. Всес. научно-техн. семинар (Тезисы докладов). М., 1973.

Федорчук В.П. О генезисе низкотемпературных месторождений. — В кн.: Проблемы генезиса руд. "Недра", 1964.

Федорчук П.Ф. Телетермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", 1968.

Федотов С.А., Ферберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. "Наука", 1966.

Фишер Н.Х. Обзор генетических признаков в рудных телах Маунт-Айза. — "Труды XXI Международ. геол. конгресса", вып. III. "Мир", 1964.

Фурман Е.П. О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.

Фурсов В.З. Ореолы рассеяния ртuti как поисковый признак на свинцово-цинковом месторождении Ачисай. — "Геохимия", 1958, № 3.

Хаин В.Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, Азнефтьиздат, 1960.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. "Недра", 1971.

Хаин В.Е. Общая геотектоника, изд. 2-е. "Недра", 1973.

Хейл А.В. Месторождения цветных металлов Верхнемиссисипской долины. — В кн.: Рудные месторождения США, т. 1. "Мир", 1972.

Халтаев Ж.Т., Зорин Е.С., Малечник Д.Н., Сидоренко П.П. О некоторых

особенностях распределения главных рудных компонентов на месторождении Миргалимсай. — "Изв. АН КазССР, сер. геол.", 1969, № 6.

Халтаев Ж.Т., Слюсарев А.П. Форма нахождения серебра в рудах месторождения Миргалимсай. — "Узб. геол. журн.", 1970, № 1.

Хрянина Л.П. Автомагматические брекчи Северной Бурятии. — В кн.: Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений. "Недра", 1967.

Хрянина Л.П. Возрастные соотношения колчеданно-полиметаллического оруденения с интрузивными образованиями на Озерном месторождении (Северная Бурятия). — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1968, № 8.

Цейслер В.М., Айзберг Р.Е. Глыбово-складчатое поднятие юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн.: Геология СССР, т. XXII. "Недра", 1972.

Цуффбарди П. Свинцово-цинковое месторождение Монтевекио в Сардинии. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.

Чеботарев Г.М. Минеральные ассоциации и типы руд полиметаллических месторождений Западного Узбекистана. — В сб.: Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.

Чеботарев Г.М. Некоторые особенности размещения гипогенной минерализации одного из полиметаллических месторождений Узбекистана. — В сб.: Полезные ископаемые Узбекистана, вып. 4. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964₁.

Чеботарев Г.М. К геохимической характеристике полиметаллических месторождений Западного Узбекистана. — "Научные труды Таш. ГУ, сер. геол.", вып. 234. Ташкент, 1964₂.

Чеботарев Г.М. О распределении таллия в минералах одного из полиметаллических рудных полей Узбекистана. — В сб.: Вопросы минералогии и геохимии. Ташкент, "Наука", 1964₃.

Чеботарев Г.М., Виноградов В.И. Об изотопном составе серы свинцово-цинковых месторождений Учкулачского рудного поля. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. "Наука", 1967.

Чернышева Л.В. Месторождения богатых германиевых руд Тсумеб и Принц Леопольд. — В сб.: Геология месторождений редких элементов, минералы германия и их месторождения, вып. 5. ИЛ, 1959.

Чухров Ф.В. Об изотопном составе серы и вопросах генезиса руд Джезказгана и Удакана. — "Геол. рудн. месторожд.", 1969, 11, № 3.

Чухров Ф.В. Некоторые данные об изотопах серы в природных водах, осадках и рудах. — В кн.: "Геохимия". Межд. геол. конгресс. Докл. сов. геол. "Наука", 1972.

Чухров Ф.В. О рудообразовании из вадозных растворов. — "Геол. рудн. месторожд.", 1974, 16, № 3.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П. Об изотопном составе серы гидротермальных сульфидных минералов некоторых месторождений. — "Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та", 1970, вып. 1, № 24.

Шадлуи Т.Н. Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах текелийского месторождения. — "Геол. рудн. месторожд.", 1959, № 5.

Шаталов В.К. Новые данные о полиметаллической минерализации в Западном Прибайкалье. — "Разведка и охрана недр", 1964, № 8.

Шилов Л.И., Егембаев К.М., Шилов В.И., Лебедев В.П. Изотопный состав свинца руд и вмещающих пород месторождения Кайракты. — "Геохимия", 1971, № 1.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.

Шлыгин А.Е. Пневмато-гидротермальная деятельность как форма проявления дегазации земли и ее эволюция в геосинклинальных областях. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, "Наука", 1974.

Шмулевич А.Д., Королева Н.Н., Земан Р.В., Шуплецов Г.М., Мишанина Л.В. Систематика месторождений. — В кн.: Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений, гл. I. Ташкент, "ФАН", 1974.

Шнейдер Ю.Л., Сидоренко П.П. Геологическое строение и горно-техническая характеристика Миргалимсайского месторождения. — "Горн. журнал", 1962, № 4.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, 1958.

Шульга В.Ф., Храпкин С.Г. О полиметаллической минерализации в нижнекаменноугольных отложениях Западного Донбасса. — "Изв. вузов, Геология и разведка", 1972, № 11.

Шеглов А.Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных областей Забайкалья. — В кн.: Эндогенные

рудные формации Сибири и Дальнего Востока. "Наука", 1966.

Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. "Недра", 1968.

Щеглов А.Д. Металлогения средних массивов. "Недра", 1971.

Щербakov Д.И. К геохимии Алайского хребта. — "Труды Тадж.-Памир. эксп. 1928 г.", вып. 7, 1931.

Щербakov Д.И. Особенности металлогения Средней Азии. — "Труды Тадж.-Памир. эксп. 1934 г.". Изд-во АН СССР, 1935.

Юшкин Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. "Наука", 1968.

Юшкин Н.П. Минералогические проблемы парагенезиса самородной серы. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. "Недра", 1972, 1.

Юшкин Н.П. Основные черты эндогенной металлогении Пай-Хойского антиклинория. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Северного Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972, 2.

Юшкин Ю.П., Еремин П.И. Распределение марганца и железа в сфалеритах по данным микросондового анализа. — В кн.: "Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР", вып. 1973. Сыктывкар, 1972.

Юшко С.А. Главнейшие минеральные ассоциации и особенности их строения в свинцово-цинковых месторождениях хребта Каратау. — "Изв. вузов, Геология и разведка", 1960.

Юшко С.А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. "Недра", 1969.

Янулов К.П., Юшкин Н.П., Хорошилова Л.А., Баширова Н.Ф. В кн.: "Магматизм, метаморфизм и металлогения Северного Урала и Пай-Хоя". Сыктывкар, 1972.

Янулова М.К. О рудах крустификационной текстуры барит-полиметаллического месторождения Кайракта (Центральный Казахстан). — В кн.: "Минералогия и геохимия рудных месторождений Казахстана (полиметаллы и медь). Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР, 1965.

Agard J., Dresnay R. La région minéralisée du jbel Bou-Dahar pres de Beuf-Tajjite (Haut-Atlas oriental). Etude géologique et métallogénique. Troisième partie. — Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc, manganèse du Maroc, 1965, No 181.

Bailey S.W., Cameron E.N. Temperature of mineral formation in bottom-run lead-zinc deposits of the Upper Mississippi Val-

ley as indicated by liquid inclusions. — Econ. Geol., 1951, 46.

Baltoni J., Timpau T. Isache Constanting. Probleme genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate in partea centrala a cristalinului din Carpatii Orientali. — Stud. si cercgeol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1973, 18, No 1. Проблемы генезиса стратиформных плотных сульфидно-полиметаллических руд в центральной части кристаллического массива Восточных Карпат. — РЖ геол. 1974, 2ж98.

Bauchau Ch. et al. Les mineralisations plombo-zincifères du pays Horst. Notes et mémoires du Serv. géologique du Maroc. Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc, manganèse du Maroc. 1965, No 181.

Baund L. Contribution aux études géologiques, tectoniques et métallogénique de la vallée du Niari. — Rapp. inédit du Service des Mines du Gouvernement Général de l'A.E.F. Brazzaville, 1949.

Bigotte G. Contribution a la geologie du bassin du Niari. Etude sédimentologique et métallogénique de la région de Boko-Songto 1-243. — Rapport. CEA No 498. Saclay, 1955 et Bulletin de la Direction des Mines de la Géologie et l'AEF. Brazzaville, 1959.

Blanchard R., Hall G. Rock deformation and mineralization at Mount Isa. — Proc. Australian Inst. Min. & Met., 1942.

Blanchard P.V.R. Mount Isa ore geology. Ore deposits as related to structural features. New York — London, 1969.

Bradbury J.C. Mineralogy and the question of zoning north-western Illinois zinc-lead district. — Econ. Geol., 1961, No 56.

Brown J.S. Isotopic zoning of lead and sulfur in south-east Missouri. — In: Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonate rocks (the so-called Mississippi Valley type deposits). — Econ. Geol. Monograph. 1967, No 3.

Campbell N. Tectonica, reefs and stratiform lead-zinc deposits of the Point Area. — Canada. Econ. Geol. Monograph. 1967, 3.

Carter S.R. Mount Isa Mines. Geology of Australian ore deposits. (A symposium arranged by a Committee of the Australasian Institute of Mining and Metallurgy (Inc.) Melbourne, 1953.

Cumming G.L., Robertson D.K. Isotopic composition of lead from the Pine Point deposits. — Econ. Geol., 1969, 64.

Cumming G.L., Tsong F., Judjurgis P.J. Fractional removal of lead from rocks by volatilization. — Earth and Planet. Sci. Lett. 1970, 9, No 1.

Davis J.H. Distribution of copper, zinc and minor metals in the southeast Missouri lead district. — *Econ. Geol.*, 1958, 53.

Emberger A. Méthodologie de la recherche métallogénique; la classification morpho-lithologique des minéralisations plombo-zincifères du Maros. — *Notes et Mém. Serv. géol. Maros*, 1970, 30, No 225. Методология металлогенических исследований. Морфологическая классификация свинцово-цинковой минерализации Марокко. — *РЖ геол.*, № 8, 8Ж88, 1971.

Górecka E. Development of ore mineralization in the northeastern part of the Cracow-Silesian area. *Bull. Acad. polch. Sci., ser. terre*, 1973, 21, No 1. Развитие рудной минерализации в северо-восточной части Краков-Силезского района. — *РЖ геол.*, 1974, 2Ж99.

Hall G. Geology as applied to the mining of silver-lead. Zinc and ore at Mount Isa. — *Proc. Australian Inst. Min.*, 1934.

Hall W.E., Friedman I. Composition of fluid inclusions, Cave-in-Rock fluorite district, Illinois and the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. — *Econ. Geol.* 1963, 58.

Heyl A.V., Hosterman J. W., Brock M.R. Clay-mineral alteration in the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. — In: *Clays and clay minerals*. Oxford, «ts. Pergamon; New York, MacCillan, 1969.

Heyl A.V. Some aspect of genesis of zinc-lead barite-fluorite deposits in the Mississippi Valley. USA. *Transactions Institution of Mining and Metallurgy (Sect. B Applied Earth Science)*, v. 78, 1969, Bull. 756.

Hiroshi Oh. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1972, 67, No 5.

Knight C.L. Regional geology of Mount Isa. *Geology of Australian ore deposits*. (A Symposium arranged by a Committee of the Australian Institute of Mining and Metallurgy (Inc.). Melbourne, 1953.

Kreitz S. O mineralach zloz truskawieckich. — *Rozp. Ak. Uw.*, v. XV, Krakow, 1915.

Kribek B. Stratiformni Coxiska Rb-Zn rud Sardinie. — "*Geol. pr.*", 1972, 14, No 9.

Kuzniar Cz. Sprawozdanie z badan wykonanych w roku 1936 na Poskarpciu w schodnim. — *Pos. Naukowe P.I.G.*, 1936, No 46.

Nicolini P. Sur la métallogénie des gisement sulfurés. — *Chron. Mines O.M.*, No 250, Avril, Paris, 1957.

Ramdohr P. Mineral bestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. — *Geol. Jahrb.*, 1953, N 67.

Roedder E. Temperature, salinity and origin of the ore-forming Fluids at Pinte Point. Northwest Territories, Canada, from fluid inclusion studies. — *Econ. Geol.*, 1968, 63.

Roedder E., Heyl A.V., Creel J.P. Environment of ore deposition at the Mext-deposits, Hansouburg district, New Mexico, from Studies of fluid inclusions. — *Econ. Geol.*, 1968, 63.

Roder G. Un type de minéralisation épigénétique familière, les filones à antimoine du massif central français. Hypothèse de la sécrétion latérale. — *Miner deposits*, 7, No 4, 1972.

Sasaki A., Krouse H. R. Sulfur isotopes and the Pine Point lead-zinc mineralization. — *Econ. Geol.*, 1969, 64.

Schneider H.J. Schichtgebundene NE-Metall und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerreibiet, ES-Sardinien. — *J. Bericht zur Lagerstättenkunde und Geologie*. — *Neues Jahrb. Mineral Monatsh*, 1972, No 12. Пластовые полиметаллические и флюорит-баритовые месторождения Саррабус-Джерри, юго-восточная Сардиния. *РЖ "Геология"*, 1973, 9Ж86.

Shouten C. Some notes of micro-pseudomorphism. — *Econ. Geol.*, 1946, 41, N 4.

Shouten C. Rôle of sulphur bacteria in the formation of the so-called sedimentary copper ores and pyrite ore bodies. — *Econ. Geol.*, 1946, 41, N 3.

Seyer P. Rapport technique sur les mines de la région du Niari. — Rapport inédit du Gouvernement Général de l' A.E.P. Brazzaville, 1938.

Szajnocha W. Phody kopalne Galicyi. Lwow. 1893.

Szajnocha W. Athas geologiczny Galicyi. 1905.

Trask P.D. The origin of the ore of the Mansfeld Kupferschiefer, Germany. — *Econ. Geol.* 1925, 20, No 7.

White C.H. Notes on the origin of Mansfeld copper deposits. — *Econ. Geol.* 1942, 37, No 1.

Предисловие	3
Введение	5
<i>Глава I. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i>	<i>8</i>
1. Позиция рудоносных провинций в главнейших геотектонических сооружениях	9
2. Главнейшие особенности строения геологических разрезов площадей развития стратиформных свинцово-цинковых месторождений	27
3. Основные особенности строения складчатых форм и разрывных нарушений	30
4. Магматические формации, характерные для областей развития стратиформных месторождений	34
5. Общие закономерности и структурно-геологические позиции рудных районов и полей в рудоносных провинциях	40
6. Структурные условия формирования оруденения и основные черты морфологии промышленных рудных тел	45
7. Генетические ряды рудных формаций и специфические условия их проявления в зависимости от особенностей геологического развития рудоносных провинций	53
8. Связь областей распространения стратиформных свинцово-цинковых месторождений с провинциями других типов свинцово-цинкового оруденения и других металлов	60
<i>Глава II. КЛАССИФИКАЦИЯ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i>	<i>—</i>
1. Краткий обзор существующих классификаций	66
2. Основные классификационные критерии	71
3. Предлагаемая группировка месторождений	80
<i>Глава III. ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i>	<i>—</i>
1. Колчеданно-свинцово-цинковая рудная формация	86
Филизчайское месторождение	91
Ачсайское месторождение	99
2. Медно-свинцово-цинковая рудная формация	106
3. Свинцово-цинковая рудная формация	123
Месторождения района юго-восточного Миссури	131
Месторождения Верхнемиссисиппской долины	138
Месторождения района Бу-Дахар (Восточная часть Высокого Атласа)	141
Месторождение Пайн-Пойнт (Северо-Американская платформа)	145
Миргалымсайское месторождение	154
Месторождения Юдомо-Майского перикратонного прогиба Сибирской платформы	157
Месторождение Уч-Кулач	165
4. Барит-свинцово-цинковая рудная формация	167
— Месторождение Кайракты	167

5. Железо-марганцево-барит-свинцово-цинковая рудная формация	174
Месторождение Жайрем	180
6. Флюорит-свинцово-цинковая рудная формация	191
Месторождение Барвинского	196
Месторождения рудного района Иллинойс-Кентукки	200
Месторождение Амдерма	206
7. Сурьмяно-свинцово-цинковая рудная формация	210
8. Ртутно-свинцово-цинковая рудная формация	215
Месторождения хребта Кугитанг	216
Месторождения Сардинии	220
Месторождения Закарпатья	222
Месторождения Киргизской ССР	223
9. Мышьяково-свинцово-цинковая рудная формация	—
10. Серно-свинцово-цинковая рудная формация	227
Рудопроявления Гаурдакского рудного поля	233
Трускавецкое месторождение	238
<i>Глава IV. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i>	<i>243</i>
Заключение	257
Литература	259

Варвара Викторовна Архангельская
Федор Иосифович Вольфсон

**ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СИСТЕМАТИКА
СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Я.А. Галушко*. Редактор издательства *Л.М. Бекасова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*. Технический редактор *И.В. Голубева*

Подписано к печати 4. 11-77 г. Т — 18625

Усл. печ. л. 17,3 + 0,9 вкл. Уч.-изд. л. 22,5. Формат 60 x 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Тираж 1150 экз. Тип. зак. 663. Цена 2 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2p.60-

2261