

Е.И.ФИЛАТОВ

**ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ФАНЕРОЗОЯ**



Е.И.ФИЛАТОВ

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФАНЕРОЗОЯ



МОСКВА "НЕДРА" 1986

4884

Филатов Е.И. Полиметаллические месторождения фанерозоя. — М.: Недра, 1986, 198 с., ил.

Рассмотрено распределение медно-свинцово-цинкового оруденения в разнообразных структурах земной коры и формациях. На геотектонической и формационной основе типизированы вторичные геосинклинальные складчатые системы фанерозоя, участвующие в их строении вулканические, металлогенические зоны и полиметаллические месторождения. Выявлены типовые геологические обстановки нахождения месторождений, тенденции развития процессов рудообразования на протяжении фанерозойской истории Земли, предложены рациональные прогнозно-поисковые комплексы.

Для научных работников — геологов, геофизиков и геохимиков, занимающихся изучением рудных месторождений.

Табл. 16, ил. 53, список лит. — 50 назв.

Рецензент: *В.В. Попов*, д-р. геол.-минер. наук (Государственный плановый комитет Совета Министров СССР)

Фанерозойские полиметаллические месторождения содержат 60 % мировых запасов свинца. Они концентрируются в различных участках складчатых поясов, древних платформ и являются главными источниками получения свинца, цинка и других металлов. Поэтому проблема распределения фанерозойского полиметаллического оруденения в разнообразных структурах земной коры и геологических формациях актуальна не только для теории рудообразования и металлогении, но и для совершенствования геологических основ научного прогноза и поисков рудных объектов, и прежде всего фанерозойских свинцово-цинковых месторождений.

В познание металлогении складчатых областей фанерозоя, обрамляющих их древних платформ и геологии рудных, в том числе полиметаллических месторождений этих территорий, существенный вклад внесли труды В.И. Смирнова, М.Б. Бородаевской, Д.И. Горжевского, А.И. Кривоцова, Д.В. Рундквиста, Г.Ф. Яковлева, Г. Шнайдерхена и других геологов.

Для решения проблемы распределения полиметаллических месторождений фанерозоя в земной коре были поставлены следующие задачи: 1) типизация вторичных геосинклинальных складчатых систем фанерозоя, а также расположенных в их пределах вулканических, металлогенических зон и полиметаллических месторождений на геотектонической и формационной основах; 2) выявление закономерностей размещения и типовых геологических обстановок нахождения месторождений; 3) анализ количественной эволюции полиметаллического рудообразования во времени; 4) разработка рациональных прогнозно-поисковых комплексов.

В основу решения этих задач были положены палеотектонический и формационно-металлогенический анализ рудоносных комплексов, металлогенических зон и рудных районов, а также палеоструктурный и формационно-фациальный анализ, выполненный в пределах рудных полей и месторождений. Палеотектоническая позиция рудных объектов определялась, главным образом, на время формирования рудовмещающих комплексов. Формационно-металлогенический анализ предусматривал выяснение формационной принадлежности и пространственно-временных соотношений осадочных, вулканических, плутонических пород, метасоматитов и руд. В процессе палеоструктурного анализа изучались контракционная и тектоническая трещиноватость, петрографические и петрофизические свойства пород, выполнялась реконструкция полей напряжений; формационно-фациальный метод включал палеовулканические реконструкции. Для решения поставленных задач и получения необходимых материалов в комплексе с геофизическими и минералого-геохимическими исследованиями под руководством и при участии автора проводились специализированные геологические съемки (масштабы 1:50000 – 1:1000) рудных районов, полей и месторождений. При

изучении свинцово-цинковых объектов использовались петрохимические методы анализа природных серий вулканогенных пород и данные по изотопии серы сульфидов.

В основу данной книги положены результаты многолетних исследований автора, изучавшего закономерности размещения и геологические условия формирования рудных районов, полей и месторождений в фанерозойских комплексах СССР, прежде всего Рудного Алтая, Юго-Западного Гиссара и Восточного Забайкалья. В процессе работы был также проанализирован и обобщен материал, полученный геологами, работавшими в разные годы под руководством автора (Г.Г. Королева, И.В. Крейтер, Н.Г. Кудрявцевой, В.В. Кузнецова, И.П. Пугачевой, Л.К. Филатовой), и литературные данные по полиметаллическим объектам складчатых областей Западной, Северной и Центральной Европы, Северной и Южной Америки, Австралии, ряда стран Азии и Африки.

Разностороннее содействие при выполнении исследования в разные годы оказывали В.В. Аристов, М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов, Г.В. Ручкин, Е.П. Ширай и другие исследователи, а также геологи местных организаций. Всем им автор выражает искреннюю признательность.

**1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВТОРИЧНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ ФАНОРОЗ**

Развитие геосинклиналей завершается возникновением или обновлением гранитно-метаморфического слоя земной коры. По соотношению с платформенными структурами палеоконтинентов среди геосинклинальных областей выделяются следующие: 1) океанические (точнее – перикокеанические) области восточно-азиатского типа, 2) окраинно-континентальные андийского типа, 3) межконтинентальные средиземноморского типа, 4) внутриконтинентальные уральского типа, 5) континентально-блоковые алтае-саянского типа [13]. Все они характеризуются одними и теми же главными структурными элементами – глубоководными впадинами, внешними и внутренними островными дугами, сопряженными с зонами Беньофа.

В процессе эволюции земной коры и верхней мантии геосинклинальные прогибы и их системы, начиная, вероятно, с позднего рифея, могли закладываться как на океаническом, так и на континентальном основании. С начала фанерозоя наиболее отчетливо обособляются два типа геосинклинальных систем, сопряженных друг с другом во времени и пространстве, но различающихся по их роли в создании и наращивании гранитно-метаморфического слоя, – первичные и вторичные [14]. В первичных системах, возникших на базитовом основании, которое можно сопоставить с корой современных океанов, гранитно-метаморфический слой формировался в течение длительного времени. Во вторичных системах при заложении трогов на континентальном, нередко гранитизированном основании процесс его обновления и наращивания был ускорен благодаря присутствию сиалических блоков, образованных ранее.

Вторичные системы наиболее широко распространены в геосинклинальных областях андийского, средиземноморского и алтае-саянского типов, где они тяготеют к их краевым частям и обрамляют с одной или двух сторон внутренние первичные системы. Фанерозойские вторичные системы и их рамы фиксируются древними поднятиями континентального субстрата, нередко представленными байкалидами. Среди них можно выделить некоторые разновидности, отличающиеся размерами и особенностями формирования: 1) фрагменты срединных массивов, 2) остаточные блоки срединных массивов, 3) срединные массивы, 4) массивы ранней платформенной консолидации.

Как справедливо отмечает А.Л. Яншин, срединными массивами, существующими лишь в собственно геосинклинальный этап развития территорий, следует считать относительно стабильные участки земной коры геосинклинальных областей, являющиеся остатками того основания,

на котором заложились геосинклинальные прогибы данной складчатой области [8]. Срединные массивы, разделяющие соседние вторичные геосинклинальные системы или граничащие с платформами, как правило, охвачены не слишком интенсивной геосинклинальной переработкой; в нее вовлекаются сравнительно небольшие, преимущественно периферические участки массивов. Такие массивы сохраняют относительно устойчивое положение в процессе развития и замыкания вторичных геосинклинальных (островодужных) систем и представляют собой структуры собственно геосинклинального этапа развития.

Фундамент массивов в складчатых областях фанерозоя обычно сложен байкальскими метаморфическими комплексами. Чехол образован породами осадочных и вулканогенных формаций. В его строении, по М.В. Муратову, выделяются до-, сингеосинклинальный и орогенный этажи, соответствующие разным этапам тектонического развития. Догеосинклинальный этаж чехла (отложения терригенных и карбонатно-терригенных формаций) соответствует этапу развития территории, имевшему место до возникновения вторичных геосинклинальных прогибов. Сингеосинклинальный этаж чехла (вулканогенные и карбонатно-терригенные толщи, сходные с геосинклинальными, но меньшей мощности) во времени и пространстве связан с развитием обрамляющих массивов геосинклиналей. Орогенный этаж чехла (терригенные, иногда молассовые отложения и вулканические покровы) отвечает одновозрастному орогенному комплексу той геосинклинальной области, в которую входит данный массив.

Срединные массивы от складчатых геосинклинальных систем, а иногда от соседних массивов и древних платформ отделены граничными, по Н.А. Беляевскому и А.Е. Михайлову, разломами. Очертания массивов – угловатые, форма (в плане) приближается к изометричной. В зависимости от того, расположены массивы у края складчатой области или в ее центре, различают собственно срединные и краевые массивы. М.В. Муратов предлагал считать собственно срединные (или внутренние) и краевые (или окраинные) массивы разновидностями срединных массивов и сохранить за одинаково построенными разновидностями привычное наименование “срединный массив”.

В процессе развития вторичных геосинклинальных систем находящиеся у их края срединные массивы уже на ранних геосинклинальных стадиях развития территорий нередко претерпевают крупные деформации. В результате переработки массивов многочисленные блоки их фундамента, иногда прикрытые догеосинклинальным чехлом, могут быть опущены, а оставшиеся на месте блоки могут входить в состав ядер остаточных геоантиклиналей. Остаточные геоантиклинальные поднятия, как правило, образуются за счет мелких фрагментов и более крупных остаточных блоков срединных массивов, располагающихся на краю геосинклинальных систем.

А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский, а позже Ю.А. Косыгин, А.Л. Яншин, Д.С. Кизельватер и М.В. Муратов при выделении срединных массивов наметили по происхождению два разных их типа, из которых одни

Таблица 1. Сравнительная характеристика вторичных геосинклинальных систем фанерозоя и их рам

Типы структур	Происхождение	Характерные мощности земной коры (км) и соотношения мощностей гранитно-метаморфического и гранулит-базальтового слоев	Главные формации чехла	Степень метаморфизма и гранитизации фундамента	Преобладающие формы, размеры в. км ²	Характерные зоны ограничений	Примеры систем и рам (массивов)
<i>Системы:</i> с фрагментами срединных массивов с остаточными блоками срединных массивов со срединными массивами	Остаточные фрагменты палеомикроконтинентов	< 40; 1:3	Вулканогенные	Высокая	Линейная; сотни	Разрывы	Малый Кавказ
	Остаточные блоки палеомикроконтинентов	~ 40; 1:2	Вулканогенно-осадочные	—''—	Линейная; первые тысячи	Региональные разрывы	Юго-Западный Алтай
	Остаточные массивы (палеомикроконтиненты)	> 40; 1: (1,5–3)	Вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные	Высокая и умеренная	Линейная, изометричная; десятки и первые сотни тысяч	Глубинные разломы	Южный Тянь-Шань
<i>Рамы систем</i> — массивы ранней платформенной консолидации	Новообразованные массивы (новообразования ранних циклов развития геосинклинальных поясов — рамы геосинклинальных областей и систем)	> 45; 1: (0,5–2)	Вулканогенно-осадочные, карбонатно-терригенные, карбонатные	Умеренная и низкая	Изометричная; сотни тысяч	Краевые вулканические пояса	Казахстанско-Северо-Тянь-шанский, Буринский, Центральный Французский массивы

представляют собой остатки более древнего складчатого основания (остаточные массивы), а другие — новообразования, возникающие внутри складчатых поясов и являющиеся ядрами более ранней консолидации — зачатками будущих платформ. Массивы ранней консолидации в отличие от срединных массивов после своего возникновения подвергались более слабым деформациям. В их пределах в дальнейшем почти отсутствуют процессы гранитизации и интенсивного метаморфизма. Вулканизм, проявленный, в основном, на границе с продолжающимися формироваться геосинклинальными системами, приводит к возникновению здесь краевых поясов. Такие массивы служат рамой вторичных геосинклинальных систем и геосинклинальных областей в целом.

Рассмотренные основные типы древних поднятий отражают последовательное уменьшение степени регенерации геосинклинального режима во вторичных геосинклиналях. Фрагменты срединных массивов характеризуют интенсивную степень регенерации, более крупные остаточные блоки — ограниченную, собственно срединные массивы — слабую. Массивы ранней консолидации свидетельствуют об отсутствии регенерации в рамках геосинклиналей.

Таким образом, среди вторичных геосинклинальных (островодужных) систем намечаются интенсивно-, ограниченно- и слабoreгенерированные системы и стабильные рамы (табл. 1).

2. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ВТОРИЧНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ИХ РАМ

В пределах древних поднятий вторичных геосинклинальных систем и их рам частично развит вулканогенно-осадочный чехол в виде наложенных на сиалический фундамент вулканических зон. Актуалистическое сопоставление вулканических зон эвгеосинклиналей фанерозоя с островными дугами позволяет рассматривать их в качестве палеоаналогов прибрежных зон современных океанов, особенно Тихого. Среди тихоокеанских позднемиоценовых — кайнозойских структур Г.М. Власовым выделены последовательно сменяющиеся в направлении от континента к океану вулканические зоны: краевые вулканические пояса, вулканические зоны внутренних островных дуг и вулканические зоны внешних островных дуг. Аналогичные пояса; контролируемые зонами Беньофа, выделялись А. Митчеллом и Д. Беллом. Указанные типизации лежат в основе всех последующих разработок.

Обстоятельная типизация вулканических зон в 1977 г. была предложена Г.А. Твалчрелидзе. В ней выделяются три типа вулканических поясов, в целом соответствующих, как подчеркивает ее автор, внешним и внутренним островным дугам и краевым поясам Г.М. Власова: 1) первично-геосинклинальные вулканические пояса, заложенные на океанической коре в тектонически активных зонах окраин континентов; 2) вторично-геосинклинальные пояса, возникшие на континентальной коре в результате регенерации геосинклинального режима и дифференциации плит на вторичные эвгеосинклинальные прогибы и остаточные геоанти-

клинальные поднятия; 3) вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации.

Аналогичные палеоструктуры были проанализированы М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым и Е.П. Шираем. Они сопоставляются с периферическими структурами и, по мнению авторов, принадлежат к следующим типам: 1) островным дугам, развившимся на океанической, переходной и континентальной коре, 2) рифтовым зонам с вулканогенным и терригенным выполнением, 3) окраинным и внутренним морям с редуцированным вулканизмом и широким развитием карбонатных и терригенных флишеидных отложений.

Типизация вулканических зон применительно к колчеданосным зонам эвгеосинклиналей фанерозоя рассмотрена автором совместно с Е.П. Шираем. Она предусматривает выделение первичных вулканических зон внутренних островных дуг; вторичных вулканических зон внутренних островных дуг, наложенных на срединные массивы; краевых вулканических поясов в пределах палеоконтинентов.

Проблема формирования вулканических зон в процессе становления континентальной земной коры Северной Евразии затронута в работе [28]. Среди фанерозойских складчатых областей рассмотренной в данной работе стадийности развития земной коры с прохождением океанической, переходной и континентальной стадий, вероятно, отвечает лишь земная кора первичных геосинклиналей. Во вторичных геосинклиналях породы океанической стадии нередко отсутствуют, и комплексы пород переходной и континентальной стадии залегают на древнем гранитно-метаморфическом слое, частично дезинтегрированном и вновь спаянном более молодыми магматическими массивами. Таким образом, в их развитии выделяются в основном две стадии — несколько растянутая во времени переходная и континентальная. Это обстоятельство имеет важное значение для оценки времени становления островодужных комплексов. Вулканические зоны островных дуг и краевых морей во вторичных геосинклинальных системах появляются уже на ранних этапах развития геосинклинальных прогибов, которое начинается с тектонической дезинтеграции древней коры переходного или континентального типа и заканчивается образованием обновленного гранитно-метаморфического слоя.

Среди вулканических зон вторичных геосинклинальных систем и их рам можно выделить четыре главных типа (табл. 2, рис. 1). Зоны, приведенные в табл. 2, даны в последовательности, соответствующей увеличению степени зрелости участков земной коры, на которых происходила геосинклинальная переработка срединных массивов и отраженная [39] орогенная и субплатформенная тектоно-магматическая активизация массивов ранней консолидации. Это увеличение зрелости коры подчеркивается палеотектоническими условиями становления зон, преобладающими вулканогенными формациями, их некоторыми петрохимическими параметрами, в частности соотношениями содержаний калия и натрия, а также калия и рубидия в кремнекислых вулканитах (см. табл. 2). Зоны первых двух типов (островодужные) формируются на коре переходного

Таблица 2. Сравнительная характеристика вулканических зон вторичных геосинклинальных систем фанерозы и их рам

Типы зон	Палеотектонические условия становления	Преобладающие формации		Щелочность, характерные отношения K_2O/Na_2O и K/Rb в кремнекислых породах вулканогенных формаций	Примеры
		вулканогенные (субформации)	плутонические вулканоплутонических ассоциаций		
1. Геосинклинальные островодужные: наложенные на фрагменты срединных массивов наложенные на остаточные блоки срединных массивов	Островные дуги на коре переходного типа	Базальт-андезит-дацит-риолитовая	Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая	Натриевые и калий-натриевые серии; 0,4–0,6	Сомхето-Карабахская, Зеленых туфов (Япония) Рудноалтайская
	Островные дуги на коре переходного и континентального типов, краевые моря	Базальт-риолит-кремнисто-терригенная	Габбро-гранодиорит-гранитовая	Калий-натриевые серии; 0,6–2,3; 262–456	
2. Геосинклинальные окраинно-морские чехлы срединных массивов	Краевые моря	Базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная	Гранит-гранодиоритовая	Калий-натриевые серии; 2,2–2,4	Юго-Западно-Гиссарская, Уяндино-Ясачнинская
3. Орогенные и субплатформенные (континентальные краевые и внутренние пояса вместе с наложенными субплатформенными шельфовыми и лагунными впадинами) массивов ранней консолидации	Депрессии краевых и внутренних частей палеоконтинентов	Трахиреолит-трахиандезитовая, трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатная	Субвулканических гранитов	Натрий-калиевые серии; 2,6–3,8; 200–258	Краевой Центрально-Казахстанский, Приаргунский, Невады (и другие на Западе США)

Рис. 1. Палеотектоническая позиция вулканических зон вторичных геосинклинальных систем и их рам, наложенных на фрагменты и остаточные блоки срединных массивов (а), срединные массивы (б) и массивы ранней консолидации (в).

1 — палеоконтиненты; 2 — фрагменты и остаточные блоки срединных массивов; массивы: 3 — срединные (окраинные), 4 — ранней консолидации, 5 — бывшие срединные в пределах массивов ранней консолидации; 6 — гранитоиды фундамента массивов ранней консолидации; 7 — терригенные фации пород окраинно-морских и островодужных вулканогенных формаций; островодужные и окраинно-морские вулканогенные формации (субформации): 8 — базальт-андезит-дацит-риолитовая или базальт-риолит-кремнисто-терригенная, 9 — андезит-дацит-терригенная, 10 — базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная, 11 — те же и прочие, 12 — формации краевых вулканоплутонических поясов; 13 — трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатная формация; 14 — палеозоны Беньофа; 15 — палеоокеаны

и континентального типа в раннюю стадию развития вторичных звгеосинклинальных прогибов. Они характеризуются:

- относительно крупными размерами, иногда соизмеримыми с размерами геосинклинальных систем (до нескольких сотен километров в длину), линейностью, кулисообразным расположением отдельных ветвей (подзон), обрамляющих фрагменты и остаточные блоки массивов с обеих сторон и состоящих из конседиментационных прогибов и поднятий;

- наличием единых вулканогенно-осадочных серий пород, залегающих в виде мощного (до 5000 м и более в прогибах) геосинклинального чехла раздробленного массива (особенно в зонах, наложенных на остаточные блоки массивов);

- широким развитием раннегеосинклинальных вулканоплутонических ассоциаций, причем плутонические образования нередко слагают корни вулканических построек;

- принадлежностью вулканических толщ к последовательной или контрастной вулканогенным формациям;

- тесной связью с глубинными разломами типа палеозон Беньофа, островодужными условиями формирования последовательной формации и островодужными или окраинно-морскими контрастной формации (в зависимости от места заложения ветвей — подзон во фронтальной или тыловой части отторгаемого фрагмента массива).

Последовательная и контрастная формации отличаются подводными (преимущественно, мелководными) условиями отложения, парагенетическим набором фаций, типичных для ранних этапов развития островных дуг, заложенных на переходной и континентальной коре, широким развитием экструзивной формы проявления вулканизма и продуктов подводной гидротермальной деятельности, сочетанием трещинного и центрального типов извержений. Фациальный состав кремнистых пород, образующих лавовые потоки, экструзивные купола, покровы туфов, горизонты туффигов разной размерности, субвулканические тела массивного и брекчиевого сложений, разнообразнее в толщах контрастной формации. По сравнению с последовательной в этой формации увеличена суммарная мощность кремнисто-карбонатно-терригенной составляющей.

Отличительными особенностями вторичных геосинклинальных систем и соответствующих им вулканических зон первых двух типов (см. табл. 1 и 2) являются: различные размеры сохранившихся в ядрах остаточных геосинклинальных поднятий участков фундамента срединных массивов (мелкие фрагменты фундамента в первом типе и крупные остаточные блоки во втором); различные формации вулканогенных толщ, слагающих склоны этих поднятий (последовательная в первом типе и контрастная во втором).

Зоны третьего типа (окраинно-морские) слагают пятнистый несовместно развитый чехол фундамента в краевых частях срединных массивов, сформировавшихся при вовлечении в геосинклинальную переработку байкальских и более древних континентальных выступов основания геосинклинальных трогов. Эти зоны (относительно небольшие по размерам и по простиранию) обычно прослеживаются на десятки километров. Морфологическая особенность зон — их прерывистый характер. Они нередко представляют собой цепочки наложенных прогибов, разделенных выступами фундамента срединных массивов. Размеры отдельных прогибов в поперечнике, как правило, не превышают 20 км. Прогибы имеют конседиментационную природу, которая подтверждается соотношением фаций и мощностей заполняющих их вулканогенно-осадочных отложений. Мощность вулканогенно-осадочных толщ в центральной части прогибов достигает несколько тысяч метров, а в краевых частях уменьшается до нескольких сотен. В этом же направлении менее грубообломочные фации терригенных пород сменяются более грубообломочными.

Вулканические структуры стратовулканов или крупных экструзивных куполов тяготеют к центральному частям прогибов и контролируются расколами фундамента массива. Отдельные складки и разрывы внутри прогибов имеют конседиментационное синвулканическое происхождение. Своими морфологическими особенностями они обязаны блоковым перемещением сиалического фундамента. Крупные складки отличаются германотипным характером и приближаются к брахиформным. Участки с мелкой напряженной складчатостью приразломного типа тяготеют к взбросам и надвигам. Вулканогенно-осадочные толщи прогибов принадлежат к базальтсодержащей риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной субформации контрастной формации. Кремнекислый состав вулканитов

субформации отражает влияние сиалического основания толщ. Об этом свидетельствует принадлежность вулканитов к калий-натриевой серии (для кремнекислых пород отношение K_2O/Na_2O составляет 2,3–2,4). Фтанитовые фации толщ в значительной степени связаны с вулканической деятельностью. Карбонатные породы представлены доломитовыми разностями, которые от краевых частей прогибов к центральным сменяются рифово-известняковыми. Накопление вулканогенно-осадочных толщ происходило в условиях неглубоких краевых морей. Окраинно-морские зоны чехла срединных массивов – это миниатюрные аналоги островодужных зон второго типа, наложенных на остаточные блоки континентальной коры.

Вулканические пояса массивов ранней консолидации приурочены к краевым и внутренним частям палеоконтинентов – молодым платформам, отчленившимся от продолжающих развиваться геосинклинальных поясов и являющимся их рамами, т. е. к зоне сопряжения платформенных и геосинклинальных (особенно вторично-геосинклинальных) структур. Эти зоны на отдельных участках могли одновременно служить и зонами сопряжений областей разновозрастной складчатости – территорий с режимом орогенных стадий геосинклинального развития и территорий, переживающих собственно геосинклинальные стадии развития (например, орогенные пояса каледонид на границе с герцинидами), т. е. в зоне сопряжения орогенных и собственно геосинклинальных структур. Своим возникновением вулканические пояса обязаны процессам отраженной активизации, протекавшим в рамках геосинклиналей.

Краевые пояса относятся к крупнейшим глобальным структурам, длина которых иногда превышает тысячу, а ширина – многие десятки километров. Орогенный и субплатформенный режимы их становления определяют типы развитых в них структур – конседиментационные и глыбовые складки, а также близкие по строению к платформенным структурам впадины и поднятия, генетически связанные с движениями складчатого основания. Нижние синорогенные ярусы чехла массивов в пределах поясов обычно сложены породами базальт-трахиандезитовой и трахириолит-трахиандезитовой формаций, причем вулканиты характеризуются повышенной щелочностью и содержанием K_2O , достигающим в кислых разностях 8 %. В верхних субплатформенных, но все еще сингеосинклинальных по отношению к соседним геосинклинальным прогибам ярусах чехла массивов, более амагматичных, чем нижние, важная роль принадлежит трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации. Щелочность вулканитов еще более увеличена. Отношения K и Rb свидетельствуют о достаточной зрелости земной коры [16].

Внутренние пояса имеют меньшие размеры. Длина их часто составляет первые сотни километров.

3. ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В вулканических и вулканитсодержащих зонах вторичных геосинклинальных систем и их рам обособляются свинцово-цинковые металлогенические зоны семи типов (табл. 3). Металлогенические зоны первых двух типов относятся к геосинклинальным колчеданоносным. Они полностью "вписываются" в соответствующие геосинклинальные (островодужные) вулканические зоны (см. табл. 2), наложенные на фрагменты и остаточные блоки древней континентальной коры. Геосинклинальные (окраинно-морские) колчеданоносные зоны чехла срединных массивов относятся к миниатюрным аналогам островодужных зон, наложенных на остаточные блоки срединных массивов. Субплатформенные (шельфовые) зоны третьего типа также колчеданоносны.

Металлогенические зоны и месторождения первых трех типов образуют единый полиметаллически-колчеданный ряд (от зон внутренних частей вторичных геосинклинальных систем к их рамам — массивам ранней консолидации). В нем между островодужными и шельфовыми зонами находятся окраинно-морские зоны, приуроченные к терригенным [31], также вторичным, геосинклинальным системам с глубокопогруженными сиалическими блоками. В этом ряду после шельфовых зон следуют неколчеданоносные субплатформенные (лагунные) зоны существенно карбонатного чехла массивов ранней консолидации. Субплатформенно-орогенные и орогенные (континентальные) зоны шестого и седьмого типов ассоциируют с орогенными вулканическими поясами, пронизывающими терригенно-карбонатный или гранитоидный фундамент и вулканогенно-терригенный чехол массивов ранней консолидации.

Перечисленным металлогеническим зонам семи типов соответствуют месторождения определенных геолого-промышленных типов. Несмотря на многолетний опыт изучения полиметаллических месторождений, существует немало вариантов их геолого-промышленной типизации, которая, в конечном счете, должна способствовать прогнозной оценке металлогенических площадей, а также выбору рациональной методики поисков и разведки рудных объектов.

Первый вариант такой группировки был предложен в 1940 г. В.М. Крейтером. В соответствии с составом вмещающих пород и морфологией рудных тел он выделил месторождения трех типов: 1) пластовые и секущие в известняках и доломитах (с телетермальными и скарново-метасоматическим подтипами); 2) жильные в различных породах; 3) линзовидные и штокообразные в эффузивах. В одной из ранних (1954 г.) монографий В.И. Смирнова рассматриваются четыре промышленных типа свинцово-цинковых месторождений, причем, в отличие от группировки В.М. Крейтера, месторождения в карбонатных породах были подразделены на два самостоятельных типа — метасоматические (со скарнами и без скарнов) и пластовые.

В типизации месторождений А.А. Амирасланова 1957 г., кроме типов, выделенных В.М. Крейтером и В.И. Смирновым, охарактеризованных

одним признаком — составом рудовмещающих пород, дополнительно предложен еще один тип месторождений — залегающие в древних метаморфизованных породах. В типизации И.Г. Магакьяна 1961 г., принципиально не отличающейся от типизации А.А. Амирасланова, одни типы месторождений обособлены на основе литологии сопутствующих пород и морфологии рудных тел (жильные в связи со штоками гипабиссальных пород и линзы в вулканогенных толщах), другие — на основе литологии и происхождения рудных тел (метасоматические телетермальные в карбонатных породах), третьи — только на основе их происхождения (скарновые).

Последний вариант классификации В.М. Крейтера, предложенный им в 1964 г., учитывал не только состав вмещающих пород и морфологию рудных тел, но и, частично, минеральный состав руд и предусматривал выделение пяти промышленных типов месторождений: 1) пласто- и линзообразные в метаморфических породах; 2) трубо- и жилообразные, обычно со скарнами, в известняках; 3) пласто- и жилообразные в карбонатных породах; 4) жильные в различных породах; 5) пласто- и линзообразные колчеданных, реже кварц-карбонатных свинцово-цинковых руд в эффузивных комплексах. Этот вариант был взят за основу при последующих разработках. В работе В.И. Красникова данная классификация проведена с некоторыми уточнениями и изменениями, в частности исключен первый тип.

Д.И. Горжевский продолжил исследования по совершенствованию классификации В.М. Крейтера и обратил внимание на различия в геотектонической позиции месторождений и в соотношениях свинца и цинка в рудах.

В промышленно-генетической классификации медных и свинцово-цинковых месторождений стран — членов СЭВ были выделены следующие типы: 1) докембрийские колчеданные полиметаллические (с двумя подтипами — колчеданно (пирит)-полиметаллические в метаморфических комплексах и колчеданно (пирротин)-полиметаллические в вулканогенно-терригенно-карбонатных толщах; 2) фанерозойские колчеданные полиметаллические (с двумя подтипами — колчеданно (пирит)-полиметаллические в вулканогенно-осадочных толщах и колчеданно (пирит)-полиметаллические в терригенных толщах; 3) свинцово-цинковые жильные и неправильные метасоматические залежи; 4) скарновые свинцово-цинковые; 5) свинцово-цинковые так называемые “стратиформные” [20]. Данная классификация построена на неравнозначном наборе признаков: в основу выделения месторождений первых двух типов положен их возраст и состав вмещающих пород, третьего типа — морфология рудных тел, четвертого — генезис, пятого — отношение к возможному генезису. Общим для всех признаков здесь является лишь нечетко выраженный состав руд.

На более однородных, преимущественно генетических признаках основана группировка месторождений, приведенная в книге “Рудные месторождения СССР”. В ней выделяются скарновая, метасоматическая в карбонатных породах, жильная, колчеданная, метаморфизованная и

Таблица 3. Сравнительная характеристика полиметаллических месторождений различных геолого-промышленных типов

Формационные и геолого-промышленные типы месторождений	Преобладающие минеральные типы руд, характерные отношения Pb:Zn:Cu или Pb:Zn	Элементы-примеси руд	Рудоносные геологические формации	Геотектонические типы металлогенических зон	Примеры металлогенических зон
1. Свинцово-медно-цинково-колчеданный (малокавказский)	Галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, халькопирит-сфалерит-пиритовый; 1:5:5	Au, Ag, Cd, Se, Te	Базальт-андезит-дацит-риолитовая	Геосинклинальные (островодужные), наложенные на фрагменты срединных массивов	Сомхето-Карабахская, Среднегорская (НРБ), Зеленых туфов (Япония),
2. Медно-свинцово-цинково-колчеданный (рудноалтайский)	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый, галенит-сфалерит-пирит-баритовый; 1:3:1	Ag, Au, Cd, Se, Te	Базальт-риолит-кремнисто-терригенная	Геосинклинальные (островодужные), наложенные на остаточные блоки срединных массивов и окраинно-морские чехла срединных массивов	Рудноалтайская, Юго-Западно-Гиссарская, Брансуик (Канада)
3. Медьсодержащий свинцово-цинково-колчеданный (филиппинский)	Галенит-сфалерит-пиритовый, галенит-сфалерит-пирротин-пиритовый; 1:3:0,5	Ag, Cd, Se, Te	Базальт-риолитсодержащая терригенно-флишиодная	Геосинклинальные (окраинно-морские)	Белокано-Щекинская, Олокитская, Карлота (Куба)
4. Железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданный (атасуйский)	Барит-галенит-сфалерит-пиритовый, сидерит-галенит-сфалерит-пиритовый, сфалерит-галенит-пирротин-пиритовый; 1:3:0,1	Ag, Cd, As, Ge, Te	4884 Трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатная	Субплатформенные (шельфовые) чехла массивов ранней консолидации	Атасуйская, Еравинская, Ред-Розбери (Австралия)
5. Свинцово-цинковый стратиформный (миргалимсайский)	Галенитовый, сфалеритовый; от 4:1 до 1:15	Ag, Ge, Tl, Hg	Угристо-кремнисто-карбонатная	Субплатформенные (лагунные) чехла массивов ранней консолидации и платформенные чехла древних платформ	Каратаусская, Севенны (Франция), Туиссит-Бубеккер (Марокко)
6. Свинцово-цинковый "скарновый" регенерированный (приаргунский)	Галенит-сфалеритовый, халькопирит-пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-пирит-сфалеритовый с арсенопиритом и сульфантимидами свинца; 1:1	Ag, Sb, In, Sn, Bi, Cd	Угристо-кремнисто-карбонатная, трахириолит-трахиандезитовая	Субплатформенно-орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Приаргунская, Пайсч, Парк-Сити (США), Сан-Франциско-дель-Оро (Мексика)
7. Свинцово-цинковый жильный (садонский)	Пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-сфалерит-баритовый	Ag, Bi, Cd, As	Трахириолит-трахиандезитовая и др.	Орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Закарпатская, Эльбрусская, Садонская, Маданская (НРБ), Керд'Ален (США) Франсильо и др. (Мексика)



стратиформная группы. В геолого-промышленной систематике Д.И. Горжевского и соавторов [21] обоснованы следующие типы месторождений: 1) колчеданно-полиметаллические метаморфизованные в метаморфических комплексах; 2) колчеданно-полиметаллические в осадочно-вулканогенных толщах; 3) колчеданно-полиметаллические в терригенных толщах; 4) свинцово-цинковые статиформные в карбонатных толщах; 5) свинцово-цинковые в терригенно-карбонатных толщах, связанные со скарнами; 6) свинцово-цинковые жильные в разнообразных породах.

Дополнительный вариант геолого-промышленной типизации свинцово-цинковых месторождений обсуждается в недавно вышедшей работе В.А. Перваго. В нем из пяти выделенных типов три (колчеданный, жильный и скарновый) отражают генезис и два (эпиплатформенный и субгеосинклинальный) палеотектоническую позицию месторождений.

При анализе существующих геолого-промышленных систематик свинцово-цинковых месторождений обнаруживается неоднородность признаков, на которых они построены. Наиболее удачные из них базируются на составе вмещающих пород и руд, учитывая при этом иногда и морфологию рудных тел. Однако данные систематики, хотя и обладают минимальной неоднородностью признаков, в основном могут использоваться для разведки, а не для прогноза и поисков. Более универсальный характер у классификаций, базирующихся на минимальном количестве признаков, когда в основу положен какой-либо один принцип построения. В настоящее время таким всеобъемлющим принципом может быть только формационный.

Формации осадочных, вулканических и plutонических пород, метасоматитов и руд сейчас большинством исследователей рассматриваются как естественные устойчивые сообщества однотипных образований, возникшие в сходных геологических условиях независимо от времени образования. Под рудными формациями понимаются группы месторождений с близкими геологическими условиями нахождения и со сходным минеральным составом. При выделении рудных формаций серьезное внимание следует уделять геотектоническим условиям их возникновения и соблюдать основной принцип формационного анализа — принцип соответствия геологических и рудных формаций, позволяющий выдерживать общий масштаб измерений геологических объектов во времени и пространстве. Рудные формации — это разновидности геологических формаций и вместе с ними образуют взаимосвязанные латеральные и вертикальные ряды.

Следовательно, подразделение рудных формаций должно выполняться в соответствии с сопутствующими им геологическими формациями. Что касается геотектонического типа развития рудоносной территории, то этот фактор, так же, как и геологическая формация, одновременно является аргументом одной функции — рудной формации. Взаимосвязь указанных факторов очевидна, поскольку само понятие геологическая формация отражает сущность геотектонического развития территорий; формационная систематика также строится на геотектонической основе. Если полагать, что скопления руд в земной коре являются составной

частью какой-либо геологической формации, то определенная рудная формация может быть частью лишь одной геологической формации.

В течение нескольких десятилетий во всех классификациях выделяются приблизительно одни и те же ценные для промышленности типы месторождений, что позволяет рассматривать их одновременно как геологические, т. е. геолого-промышленные типы, или как продуктивные рудные формации.

Формационный принцип построения классификации позволяет в настоящее время выделить следующие основные геолого-промышленные типы свинцово-цинковых месторождений: 1) свинцово-медно-цинково-колчеданные андезитовидных формаций (малокавказский тип); 2) медно-свинцово-цинково-колчеданные риолитовидных формаций (рудноалтайский тип); 3) медьсодержащие свинцово-цинково-колчеданные базальт-риолитосодержащих терригенно-флишоидных формаций (филизчайский тип); 4) железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданные трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатных формаций (атасуйский тип); 5) свинцово-цинковые стратиформные углисто-кремнисто-карбонатных формаций (миргалимсайский тип); 6) свинцово-цинковые скарновые углисто-кремнисто-карбонатных формаций в сочетании с трахиандезит-трахириолитовыми (приаргунский тип); 7) свинцово-цинковые жильные разнообразных формаций в сочетании с трахиандезит-трахириолитовыми (садонский тип). Месторождения всех типов приурочены ко вторичным геосинклинальным системам и их активизированным рамам (см. табл. 3).

Месторождения малокавказского типа, которые в зарубежной и в некоторой отечественной литературе называются также месторождениями типа куроко, образуют островодужные металлогенические зоны преимущественно натриевым существенно андезитовидным магматизмом, наложенные на относительно мелкие фрагменты континентальной коры (срединные массивы). Рудоносной является последовательная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация, причем вулканиты принадлежат к натриевой серии известково-щелочного ряда. Риолиты, в отличие от аналогичных пород медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа, обладают повышенным содержанием кремнезема и глинозема, а также широкими вариациями отношений калия и натрия, которым отвечают определенные соотношения свинца и меди в рудах. Для них намечается пантеллеритовая тенденция — отсутствие положительной корреляции между содержанием щелочей и кремнезема. Месторождения характеризуются галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовыми, реже халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами. Сплошные руды слагают преимущественно пластообразные гидротермально-осадочные залежи, а прожилково-вкрапленные развиваются со стороны лежащего бока сплошных руд в виде жилообразных и штокверковых залежей в метасоматитах кварц-хлорит-серицитовой формации. Запасы суммы металлов в промышленных объектах обычно невелики. Примерами месторождений малокавказского типа могут служить Маднеульское и Ахтальское месторождения Малого Кавказа, Куросава и Такара типа куроко в Японии, Челопеч в НРБ, Каптенс Флат в Австралии.

Следует отметить, что многие исследователи месторождения зоны Зеленых туфов в Японии относят к рудноалтайскому типу. Однако принадлежность рудоносных толщ этой металлогенической зоны к последовательной андезитойдной формации сближает месторождения типа куроко с рудными объектами малокавказского типа.

Месторождения рудноалтайского типа локализируются в регенерированных эвгеосинклиналях в пределах островодужных металлогенических зон, наложенных на относительно крупные остаточные блоки континентальной коры. Рудоносные толщи принадлежат к контрастной базальтриолит-кремнисто-терригенной формации, в которой кремнекислые вулканы резко преобладают над основными, обычно составляющими не более 10 % от общего объема рудовмещающих толщ. Рудоносные толщи формируются в островодужном и, частично, окраинно-морском режимах, преимущественно на коре континентального типа мощностью не менее 40 км в окраинных частях регенерированных срединных массивов. Эта формация существенно отличается от вулканогенных образований кайнотипных островных дуг и натровых формаций уральского и малокавказского типов. Главные отличия заключаются в антидромном характере вулканизма, большем разнообразии фациального состава кремнекислых пород, смене по вертикали более калиевых риолитов более натриевыми, резко подчиненном значении базальтов, широком развитии осадочных и вулканогенно-осадочных пород и принадлежности вулкаников в целом к калиево-натриевой серии.

Обедненные медью месторождения рудноалтайского типа, ассоциирующие с риолитоидной калиевой субформацией контрастной формации, в некоторых районах локализируются в чехле срединных массивов. Такие районы, как уже отмечалось, также относятся к миниатюрным аналогам рудноалтайских зон (Юго-Западный Гиссар и др.).

Месторождения содержат гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, комбинированные и регенерированные залежи пласто-, линзо-, жилообразной и комбинированной ("грибообразной") форм. Размеры рудных тел по простиранию достигают 1500 м, по падению 900 м. Залежи сложены рудами различных минеральных типов: халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовым, галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовым, галенит-сфалерит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и галенит-сфалерит-пирит-баритовым. Содержание свинца в рудах нередко большее, чем меди. Прожилково-вкрапленные руды обычно развиваются со стороны лежащего бока сплошных гидротермально-осадочных руд в метасоматитах кварц-серицитовой формации. Примерами месторождений охарактеризованного типа являются Иртышское, Лениногорское, Зырянское и другие месторождения Рудного Алтая, Хандазинское и другие Юго-Западного Гиссара, Брансуик № 12 и другие в Канаде, Фалун в Швеции.

Месторождения филизчайского типа располагаются в глубоководных окраинно-континентальных прогибах терригенных, также, вероятно, вторичных эвгеосинклиналей с незначительно развитым базальтоидным вулканизмом. Стратиформные залежи сосредоточены в мощных толщах,

в разрезе которых на 90–95 % объема карбонатно-терригенных пород приходится 5–10 % базальтов, реже дацитов и риолитов. Базальты относятся к натриевой серии.

Рудоносные толщи принадлежат к терригенно-флишоидной, нередко углеродистой базальт-риолитсодержащей формации (см. табл. 3). Рудовмещающие интервалы разреза формации обычно перекрываются песчано-глинистыми отложениями. Они отличаются от подстилающих и перекрывающих горизонтов более широким развитием сидерит-пиритовых и пиритовых конкреций, вкрапленности фрамбоидального пирита, а также повышенным содержанием органического вещества. Подрудные горизонты представлены песчано-глинистыми отложениями с прослоями лав основного состава. Месторождения содержат гидротермально-осадочные и комбинированные залежи преимущественно пластообразной и линзовидной форм. Кроме приведенных в табл. 3 типов руд, иногда встречаются сфалерит-галенит-силикатный.

В рудах с цинком и свинцом в ряде случаев присутствуют медь, серебро, кадмий, золото, висмут и кобальт. К месторождениям данного типа относятся Филизчайское, Холоднинское и другие объекты Большого Кавказа и Северного Прибайкалья, Мегген в ФРГ, Карлота на Кубе и др.

Месторождения атасуйского типа локализируются в металлогенических зонах, которые по своей палеотектонической характеристике можно отнести к субплатформенным (шельфовым) зонам чехла массивов ранней консолидации. Эти зоны, подобные малокавказским, рудноалтайским и филизчайским, также колчеданосны, но своим возникновением обязаны не раннегеосинклинальным процессам, а активизации геосинклинальных рам. Они размещаются в краевых частях массивов в пределах относительно мелководных субплатформенных впадин, иногда рифтогенной природы, выполненных вулканогенно-карбонатными отложениями. Впадины наложены не на геосинклинальный цоколь, а на орогенные комплексы краевых вулканических поясов. Рудоносные толщи субплатформенных впадин принадлежат к трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации, щелочные породы которой содержат еще больше K_2O по сравнению с вулканитами орогенного основания. Отложения рудоносной формации отличаются флишоидной ритмичностью. Месторождения характеризуются совместным развитием марганцево-железных и свинцово-цинковых руд, повышенным содержанием бария и отсутствием значительных концентраций меди. Основные минеральные типы руд образуют преимущественно гидротермально-осадочные залежи пластовой и линзовидной форм. Размеры рудных тел по простиранию достигают 1600 м, по падению – 600 м. Месторождения данного типа в ряду стратиформных месторождений свинца и цинка занимают промежуточное положение между полиметаллически-колчеданными месторождениями осадочно-вулканогенной формации рудноалтайского типа и свинцово-цинковыми месторождениями осадочной углисто-кремнисто-карбонатной формации миргалимсайского типа.

Примерами месторождений этого типа являются Жайремское, Бестюбе и другие в Центральном Казахстане, Озерное в Западном Прибай-

калье, Сулливан в Канаде, Маунт-Айза, Хилтон и другие в Австралии.

Месторождения миргалимсайского типа концентрируются в чехле древних платформ и массивов ранней консолидации. Неглубокие впадины здесь в значительной степени выполнены отложениями рудоносной углисто-кремнисто-карбонатной формации и в отличие от зон атасуйского типа непосредственно наложены на геосинклинальный цоколь фундамента массивов. Пластообразные сульфидные залежи в разрезе формации тяготеют к пластам доломитов, известковистых доломитов и доломитовых известняков лагунно-морской фации. Нередко в прослоях, содержащих углистое и кремнистое вещество, сульфиды образуют обогащенные полосы, что придает рудам полосчатый облик. Вопрос об источнике рудного вещества месторождений дискуSSIONен.

Месторождения данного типа представлены пластообразными залежами, реже секущими жилообразными телами или комбинацией этих двух морфологических разновидностей тел, располагающихся в пределах известково-доломитовых слоев рудовмещающего разреза. Размеры рудных тел по простиранию достигают 2000 м, а по падению — 1000 м. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит, второстепенные — пирит и марказит, нерудные — доломит, кальцит, барит и кварц. Преобладающими минеральными типами руд, нередко обособляющимися в самостоятельных месторождениях, являются существенно галенитовый и существенно сфалеритовый. Для первого типа характерны прожилково-вкрапленные руды, а для второго — сплошные с колломорфными текстурами. Барит характерен для существенно галенитовых месторождений. Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах распространены в Каратау (Миргалимсай, Шалкия и др.), Тянь-Шане (Учкулач и др.), Полярном Урале (Саурейское и др.), Центральной Африке, США (Верхний Миссисипи, Юго-Восточный Миссури, Три-Стэйт), Канаде (Пайн-Пойнт), Франции (Ларжентьер, Севенны), ПНР (В.Силезия) и во многих других районах.

Месторождения приаргунского типа приурочены к орогенным вулканоплутоническим поясам массивов ранней консолидации. Они размещаются, преимущественно, в фундаменте массивов, сложенном существенно карбонатными отложениями углисто-кремнисто-карбонатной формации, которые в металлогенических зонах миргалимсайского типа расположены в чехле. Металлогенические зоны приаргунского типа, в отличие от зон миргалимсайского типа, с одной стороны, ассоциируют с трахилипарит-трахиандезитовой формацией вулканоплутонических поясов (см. табл. 3), с другой — главная масса месторождений, иногда сопровождаемых известковыми скарнами, сосредоточена здесь в углисто-кремнисто-карбонатном фундаменте массивов.

В пределах фундамента массивов ранней консолидации месторождения тяготеют к приподнятым гранитизированным углисто-кремнисто-карбонатным блокам, насыщенным гиповулканическими — субвулканическими фациями пород трахириолит-трахиандезитовой формации и нередко являющимися отщеплениями, провесами и ксенолитами кровли древних гранитоидов. На контакте доломитовых известняков фундамента и оро-

генных щелочных гранитов развиваются гранат-пироксеновые скарны с полиметаллическими рудами. На удалении от этих контактов в относительно чистых известняках полиметаллические руды скарнами не сопровождаются. Сложены руды сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, пиритом, блеклыми рудами, реже — халькопиритом и пирротинном. Рудные тела разнообразны по форме и представлены сложными трубами, штоками, линзами, пластообразными залежами и жилами. Размеры рудных тел по простиранию 200—800 м, по падению 100—600 м.

Месторождения данного типа известны в Приаргунье (Благодатское, Кадаинское и др.), Карамазаре (Алтын-Топкан и др.), Сихоте-Алине (Николаевское и др.), США (Пайоч, Парк-Сити и др.), Мексике (Сан-Франсиско-дель-Оро), СФРЮ (Трепча), КНР.

Месторождения садонского типа также ассоциируют с трахириолит-трахиандезитовой формацией вулканических поясов. Образуемые ими металлогенические зоны занимают аналогичную тектоническую позицию с зонами приаргунского типа, а скарновые и жильные месторождения в ряде областей (Карамазар, Сихоте-Алинь, Пайоч, Парк-Сити) пространственно совмещены. Рудные тела локализуются в хрупких породах, где широко развиты трещины скола и отрыва. В формировании рудных тел, обычно представляющих собой кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-баритовые и кварц-флюоритовые жилы с сульфидами, главную роль играют процессы выполнения свободных полостей. Кроме рудных тел, на месторождениях отмечаются линейные, реже — изометричные штокверки. Оруденение распределено неравномерно, часто в виде рудных столбов и гнезд. Преобладающие минеральные типы руд — пирротин-галенит-сфалеритовый и галенит-сфалерит-баритовый. На месторождениях отмечается вертикальная зональность, обусловленная преобладанием в верхних частях рудных тел жильных минералов (барита, кальцита, флюорита и кварца), а в более глубоких горизонтах — свинцово-цинковых руд. Размеры рудных тел по простиранию составляют 800 м, по падению 50—500 м.

Рудоносные формации, вмещающие стратиформные свинцово-цинковые месторождения первых пяти типов, представляют собой единый ряд геосинклинальных и субплатформенных структурно-формационных зон. По направлению от осевых частей вторичных геосинклиналией к их бортам в этом ряду андезитоидные рудоносные формации сменяются риолитоидными, терригенно-флишоидными, трахитоидными и существенно карбонатными. О едином парагенетическом ряде месторождений от полиметаллически-колчеданных в островодужных вторичных эвгеосинклиналиях до свинцово-цинковых стратиформных в карбонатных толщах чехла платформ говорил и В.В. Попов.

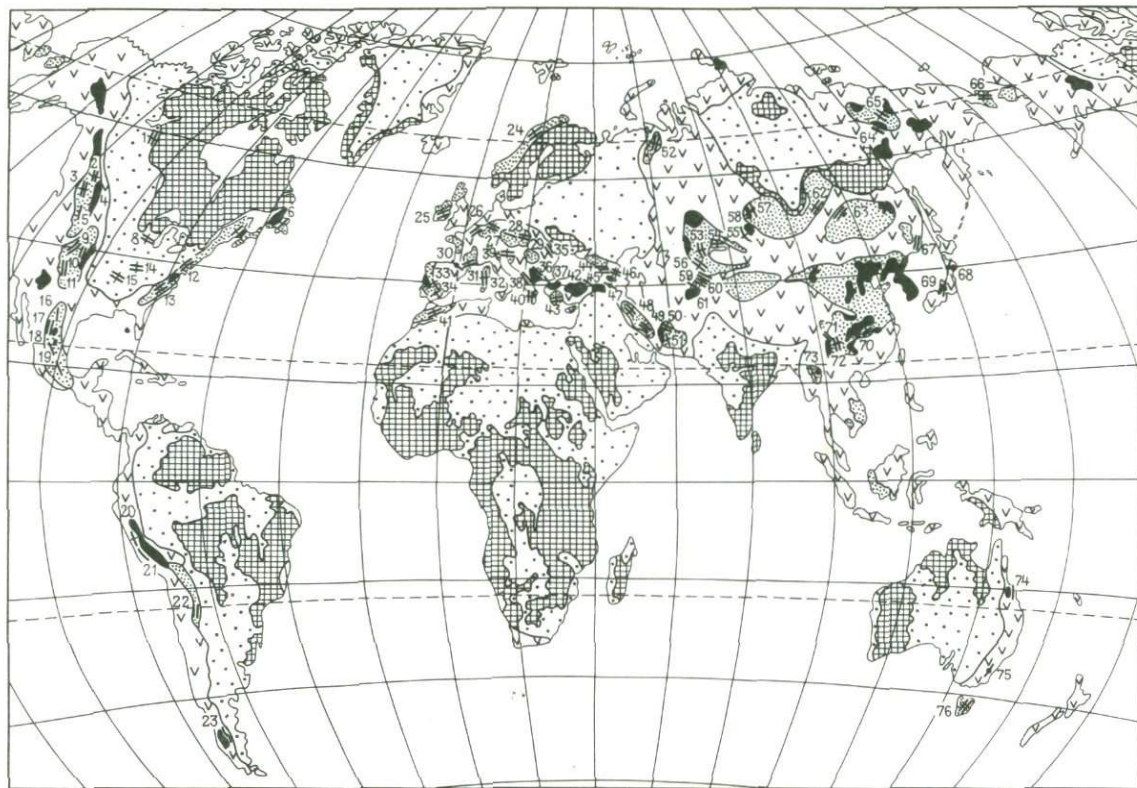
Локализация нестратиформных месторождений приаргунского и садонского типов, вероятно, обусловлена развитием рудоносных формаций фундамента массивов ранней консолидации, содержащих древнюю минерализацию статиформного типа, которая была подвергнута регенерации в результате орогенного магматизма, проявленного как в фундаменте, так и в чехле.

В качестве эталонных представителей охарактеризованных геолого-промышленных типов свинцово-цинковых месторождений приняты фанерозойские объекты. Между тем, для СССР и зарубежных стран большое значение имеют месторождения подобных типов, локализованные в докембрийских комплексах. К их числу в СССР, например, относятся *Холоднинское* и *Горевское*, которые могут рассматриваться в качестве протерозойских объектов, соответственно филизчайского и миргалимсайского типов. Основные отличительные особенности их – интенсивные метаморфические преобразования рудовмещающих толщ и рудных залежей. Метаморфические преобразования, помимо изменений минерального состава руд и их текстурно-структурных особенностей, отражаются и на морфологии рудных тел в результате их частичного уплощения, нагнетания рудного вещества в ядерные части складок, наращивания рудных тел на флангах и вдоль секущих разрывов переотложенным и регенерированным минеральным веществом, а также при будинаже рудных залежей. Однако, как подчеркивают Г.В. Ручкин и другие исследователи, в большинстве случаев даже при самом интенсивном метаморфизме, за исключением полной регенерации руд, сохраняются главные первичные особенности месторождений, что позволяет применять для метаморфизованных и неметаморфизованных объектов одинаковые формационные принципы их прогнозной оценки и классификации прогнозных ресурсов и запасов [24].

1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ФАНОРОЗОЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МАТЕРИКОВ

Фанерозойские полиметаллические зоны на площади материков распределены неравномерно. Они, очевидно, отсутствуют на щитах, и за исключением свинцово-цинковых зон в карбонатных толщах, не встречаются в пределах плит древних платформ. Большинство зон приурочено к участкам геосинклинальных складчатых поясов, где развиваются вторичные геосинклинальные системы, фиксируемые древними поднятиями (рис. 2). Существуют две близкие разновидности геосинклинальных (островодужных) полиметаллически-колчеданных зон — свинцово-медно-цинково-колчеданные и медно-свинцово-цинково-колчеданные (см. таб. 3). Их отличительные особенности не всегда четко выражены. Однако развитие андезитов в разрезе последовательной рудоносной формации и повышенная меденосность руд, присущие свинцово-медно-цинково-колчеданным зонам, позволяют при анализе геологического материала отличить их от широко развитых в природе и ассоциирующихся с контрастной формацией вторичногеосинклинальных медно-свинцово-цинково-колчеданных зон.

Островодужные свинцово-медно-цинково-колчеданные зоны, наложенные на фрагменты срединных массивов, широко развиты в Герцинской складчатой области Западной Европы и Альпийской складчатой области Средиземноморского пояса. Герцинская область расчленяется на большое количество древних поднятий — массивов, разделенных более молодыми осадочными бассейнами и заходящими с юга ветвями альпид. Наиболее крупные из них: Армориканский, Центральный Французский, Иберийский, Рейнский, Богемский и Паннонский. Большинство этих массивов по отношению к альпийским геосинклинальным прогибам, а в современной структуре по отношению к альпийским складчатым сооружениям, очевидно, представляет собой массивы ранней платформенной консолидации. Однако в процессе их формирования в герцинскую эпоху отдельные участки (наиболее древние докембрийские ядра) выступали среди герцинских геосинклинальных прогибов как срединные массивы. К блокам, фактически еще не вступившим в платформенный этап развития, относятся срединные массивы Альпийской складчатой области: Родопский, Галатский, Карсехирский и Закавказский. Многие из этих массивов так, как и в герцинидах Западной Европы, "законсервированы" в пределах массивов эпигерцинской платформенной консолидации — Мендересского в Турции, Центрально- и Восточно-Иранского на Ближнем Востоке.



Примерами свинцово-медно-цинково-колчеданных зон Герцинской области Западной Европы могут служить зона Пьерфит во Франции и зона Уэльва в Испании (см. рис. 2). Зона Пьерфит локализуется в Перинейском мегаантиклинории, который сформирован на месте древнего докаледонского поднятия. Рудовмещающей, по М. Бессону, является вулканогенная существенно андезитовидная формация ордовика. Зона Уэльва приурочена к Южно-Португальской эвгеосинклинальной зоне, примыкающей с юга к срединному геоантиклинальному поднятию Иберийского массива. Разрез наиболее продуктивного восточного замыкания эвгеосинклинального прогиба сложен (снизу вверх) терригенной толщей девона мощностью несколько тысяч метров, вулканогенно-осадочной (рудовмещающей) толщей турне – нижнего визе мощностью 800 м и флишевым комплексом верхнего визе мощностью от 500 до нескольких тысяч метров. В металлогенической зоне, как указывает В.И. Смирнов [26], сконцентрировано 300 марганцевых и железо-марганцевых месторождений и свыше 300 колчеданных месторождений с запасами руд 1 млн. т при суммарном содержании металлов 2–4 %. Преобладают медно-цинково-колчеданные месторождения, хотя известны и крупные

Рис. 2. Схема размещения свинцово-цинковых металлогенических зон относительно основных структурных элементов материков.

Древние платформы: 1 – щиты, 2 – плиты; геосинклинальные складчатые пояса: 3 – геосинклинальные складчатые области и системы нерасчлененные, 4 – массивы ранней платформенной консолидации, 5 – срединные массивы, существовавшие при формировании фанерозойских месторождений свинцово-цинковых руд; свинцово-цинковые металлогенические зоны фанерозоя: 6 – геосинклинальные (островодужные), наложенные на фрагменты срединных массивов, 7 – геосинклинальные (островодужные), наложенные на остаточные блоки срединных массивов, 8 – геосинклинальные (окайно-морские) чехла срединных массивов, 9 – субплатформенные (шельфовые) чехла ранней консолидации, 10–11 субплатформенно-орогенные (континентальные) соответственно фундамента и чехла массивов ранней консолидации, 12 – орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации; цифры на рисунке – металлогенические зоны: 1 – Пайнт-Пойнт-Майнс, 2 – Маккензи, 3 – Металин, 4 – Кер д’Ален, 5 – Сан-Хуан, 6 – Баханс, 7 – Брансуик, 8 – Верхнее Миссисипи, 9 – Парк-Сити, 10 – Ледвилл, 11 – Пайоч, 12 – Франклин, 13 – Остенвилл – Джеферсон-Сити, 14 – Юго-восточное Миссури, 15 – Три-Стэйт, 16 – Сан-Карлос, 17 – Сан-Франциско-дель-Оро, 18 – Френсильо, 19 – Таско, 20 – Сьерро-де-Паско, 21 – Серкапужо, 22 – Агиляр, 23 – Лаго Фонтана, 24 – Лайсвалль, 25 – Тайна-Тинагах, 26 – Мехерних, 27 – Раммельсберг, 28 – Верхний Гарц, 29 – Восточная Силезия, 30 – Пьерфит, 31 – Северны – Ларгентьер, 32 – Монтевекко – Монтепони, 33 – Линарес, 34 – Уэльва, 35 – Закарпатская, 36 – Среднегорская, 37 – Маданская, 38 – Трепча, 39 – Райбл-Блейберг, 40 – Касандра и Лаврион, 41 – Туиссит-Бу-Беккер, 42 – Харшит-Кёпрюбаши, 43 – Артаконус, 44 – Садонская, 45 – Квайсинская, 46 – Белокано-Щекинская, 47 – Сомхето-Карабахская, 48 – Ангуран, 49 – Шахкх, 50 – Озбах-Кух, 51 – Кушк, 52 – Саурейская, 53 – Атасуйская, 54 – Успенская, 55 – Чингизская, 56 – Каратауская, 57 – Салаирская, 58 – Рудноалтайская, 59 – Карамазарская, 60 – Ферганская, 61 – Юго-Западно-Гиссарская, 62 – Еравнинская, 63 – Приаргунская, 64 – Уяндино-Ясанчинская, 65 – Колымская, 66 – Чукотская, 67 – Сихоте-Алиньская, 68 – Хокуроку, 69 – Айзу, 70 – Таолинь, 71 – Таньбаошань, 72 – Куаншаньчан, 73 – Бодвин, 74 – Рейненсвуд, 75 – Каптен Флат, 76 – Ред-Розберри

свинцово-медно-цинково-колчеданные месторождения типа Рио-Тинто. Формирование колчеданного оруденения здесь связывается, по аналогии с японскими месторождениями типа куроко, с заключительными этапами субмаринного эксплозивного вулканизма островных дуг, который происходил в периоды относительного затишья вулканической деятельности.

Наличие железных и марганцевых руд в полиметаллически-колчеданных зонах герцинид Западной Европы сближает их с железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданными зонами массивов ранней консолидации. Однако первые отличаются от последних геотектонической позицией и повышенным содержанием меди в рудах.

Не менее широко известны свинцово-медно-цинково-колчеданные зоны древних поднятий в Альпийской складчатой области. К ним относятся Среднегорская зона в НРБ и Сомхето-Карабахская в СССР. Среднегорская металлогеническая зона совпадает с одноименной вулканической зоной, сформировавшейся в начале альпийской эпохи в процессе геосинклинальной переработки северо-западных блоков Родопского срединного массива. Здесь, по данным М. Моева и других исследователей, известны такие рудные объекты как Радка, Елшице, Красен, Челопеч и другие. Рудное поле Челопеч локализуется в краевой части вулканогенной впадины, выполненной отложениями верхнего мела. Вулканическая деятельность в верхнем мелу проявилась в три этапа и обусловила формирование субвулканических и эффузивных образований дацит-андезитового состава. Свинцово-медно-цинково-колчеданное оруденение генетически связано с андезитовым вулканизмом третьего этапа и контролируется в основном контактами субвулканических штоков и силлов. Рудные тела представлены пластовыми залежами и штокверками, которые контролируются зонами брекчирования и трещиноватости. Положение рудного поля в значительной степени предопределено гетерогенным строением докембрийского и раннепалеозойского фундамента срединного массива.

В азиатской части Евразии фанерозойские свинцово-медно-цинково-колчеданные зоны, связанные с фрагментами бывших срединных массивов, расположены на территории СССР и Японии. К ним относятся Чингизская и Салаирская зоны каледонид, а в Японии – зона Зеленых туфов альпид (см. рис. 2).

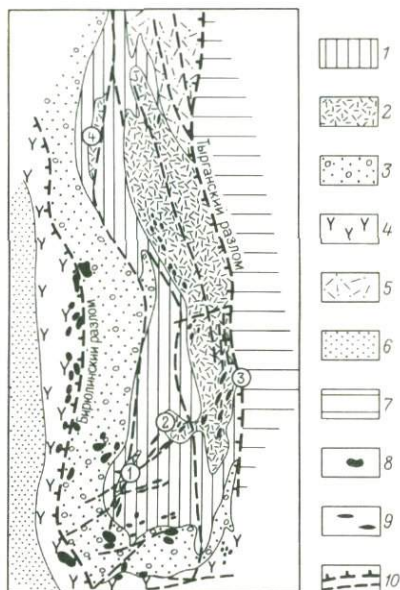
Чингизская зона находится в геосинклинальном фундаменте эпикаледонского Казахстано-Северо-Тяньшанского массива ранней консолидации, окруженного герцинидами. На участке локализации зоны в фундаменте древнего поднятия "законсервированы" фрагменты бывших срединных массивов, которые в современной структуре выражены в виде верхнепротерозойского – нижнепалеозойского ядра Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.

Салаирская зона занимает близкую тектоническую позицию с Чингизской. Она локализуется в геосинклинальном основании западной окраины Алтае-Саянского байкальско-каледонского массива ранней консолидации, который здесь уже не является складчатым обрамлением юга Сибирской платформы, а граничит с герцинидами Томь-Колывани

Рис. 3. Схема геологического строения Салаирской зоны. По А.С. Лалухову.

Свиты: 1 — гавриловская (См₁gv) — мраморизованные известняки с подчиненными песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами; 2 — печеркинская (См₂pc) — вулканогенно-осадочные образования кислого и среднего состава; 3 — бачатская (См₂bs) — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; 4 — нерасчлененная туфогенная толща средне- и верхнекембрийского возраста; 5 — верхнекембрийские отложения орлиногорской и ариничевской свит — осадочные и вулканогенно-осадочные образования; 6 — нерасчлененные отложения верхнего кембрия — тремадока — известняки, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, гравелиты; 7 — девонские отложения Кузбасса; 8 — интрузивы габбродиоритов, диоритов и др.; 9 — дайковые тела среднего и основного состава;

10 — разломы главные и второстепенные; рудные поля: 1 — Салаирское, 2 — Каменушинское, 3 — Ускандинское, 4 — Урское



и другими системами. Геосинклинальный фундамент содержит фрагменты бывших срединных массивов, которые в районе Салаирского кряжа служат цоколем нижнекембрийского карбонатного ядра Урско-Бачатской антиклинали. Ядро и северо-восточное крыло антиклинали осложнено палеовпадинами, выполненными осадочно-вулканогенными среднекембрийскими отложениями кислого, среднего и основного состава. К их краевым частям и приурочены Салаирское, Урское, Каменушинское и Ускандинское рудные поля (рис. 3).

Металлогенические зоны, содержащие знаменитые месторождения Японии типа куроко, приурочены к кайнозойской колчеданоносной провинции, которая в литературе получила название "Области зеленых туфов". Свинцово-медно-цинково-колчеданные месторождения, как отмечает А.И. Кривцов, локализируются здесь в миоценовом эвгеосинклинальном прогибе, заложенном на палеозойско-мезозойском складчатом фундаменте. Последний содержит блоки верхнепротерозойских пород — фрагменты бывших срединных массивов. Месторождения тесно ассоциируют со среднемиоценовыми кремнекислыми дифференциатами непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Из металлогенических зон наиболее известны две — Хокуроку и Айзу. Зона Хокуроку контролируется палеодепрессией размером 30 x 25 км, выполненной образования-

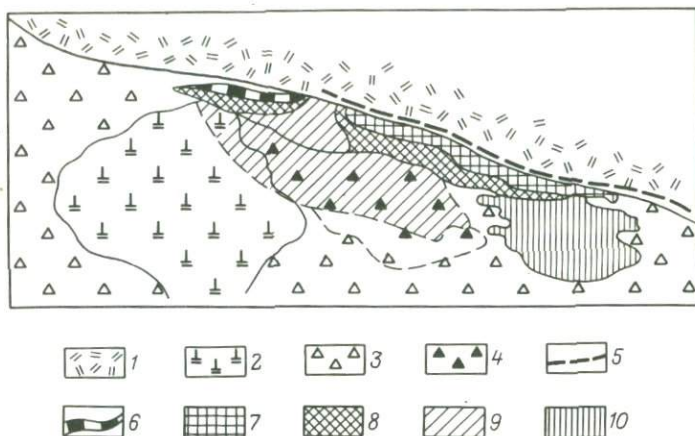


Рис. 4. Разрез месторождения Косака. По Т. Осима и др.

1 — пемзовые туфы; 2 — белые риолиты; 3 — брекчии риолитов; 4 — взрывные брекчии риолитов; 5 — прослои яшмоидов; руды: 6 — баритовые, 7 — черные, 8 — желтые, 9 — жильково-вкрапленные сульфидные; 10 — гипсовые

ми продуктивной формации — риолитовыми и андезитовыми туфами, туфобрекчиями и лавами, переслаивающимися с аргиллитами. Субвулканические породы представлены дайками, силлами базальтов и штокообразными телами андезитов, дацитов, риолитов, которые нередко фиксируют разломы фундамента субмеридионального направления в восточной и западной окраинах палеодепрессии. Здесь и концентрируются типичные месторождения типа "куроко", тяготея к верхним горизонтам свиты Нисикуросава. Мощность свиты, сложенной в основном лавами, лавобрекчиями и пирокластами дацитового состава, колеблется от 380 до 1250 м. Рудные тела тяготеют к экструзивным куполам так называемых белых риолитов и взрывным брекчиям типа Увамуки, в составе которых встречаются обломки пород палеозойского фундамента (рис. 4).

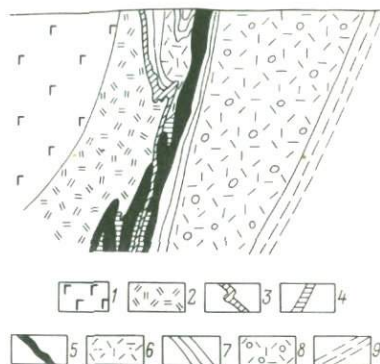
По данным японских геологов, месторождения типа куроко сочетают в себе продукты субмаринного вулканогенно-осадочного рудоотложения (пластовые залежи черных, желтых и отчасти гипсовых руд) с продуктами гидротермально-метасоматического рудоотложения в секущих подводных каналах, где локализованы жильково-вкрапленные и штокверковые сульфидные, реже гипсовые руды.

Раннепалеозойскими аналогами месторождений типа куроко австралийские геологи считают месторождения полиметаллически-колчеданной зоны Кэптен Флет, располагающейся в каледонидах юго-восточной части материка (см. рис. 2).

Островодужные медно-свинцово-цинково-колчеданные зоны, наложенные на остаточные блоки срединных массивов, известны в Америке, Евразии и Австралии. В Северной Америке они развиты в каледонидах Ньюфаундленда и Северных Аппалачей Канады.

На Ньюфаундленде вулканогенно-осадочные толщи кембрия и ордо-

Рис. 5. Геологический разрез месторождения Брансуик № 12. По В. Луффу.
 1 — базальты; 2 — грубообломочные туфы; 3 — риолитовые порфиры; руды: 4 — пиритовые, 5 — галенит-сфалеритовые; 6 — кристаллокластические туфы риолитовых порфиров; 7 — туфогенные алевролиты; 8 — рассланцованные туфы риолитовых порфиров; 9 — алевролиты



вика подстилаются кристаллическими породами протерозоя, которые в виде крупных блоков фундамента срединных массивов обнажаются в северо-западной и юго-восточной частях острова. Медно-свинцово-цинково-колчеданные месторождения Баханс, Пиллейс и другие, по данным К.Дунхана, приурочены к терригенно-вулканогенной толще ордовика, образованной лавами, туфами и туфопесчаниками кислого состава, аркозовыми песчаниками, алевролитами.

Зону Брансуик в Северных Аппалачах некоторые канадские геологи рассматривают как каледонскую островную дугу, наложенную на Авалонский микроконтинент, т. е. как срединный массив, а находящиеся здесь месторождения Брансуик № 6, 12, Нью-Брансуик, Орван-Брук и другие считают палеоаналогами месторождений типа куроко. Массивные сульфидные залежи этих месторождений приурочены к вулканогенно-осадочным отложениям тетагущской формации нижнего — среднего ордовика. В разрезе формации преобладают метаморфизованные осадочные породы, сланцы, вулканыты основного и кислого состава. Руды формировались синхронно с накоплением осадков. Наиболее крупные рудные объекты зоны — рудное поле и одновременное месторождение Брансуик № 12 (рис. 5). Запасы руд 98 млн. т при содержании цинка 9,22 %, свинца 3,79 %, меди 0,3 % и серебра 2,79 унции/т [47].

В Южной Америке полиметаллически-колчеданные залежи известны в Центральных Андах Перу между Тихоокеанским побережьем и древней платформой. Здесь мезо-кайнозойские складчатые сооружения примыкают к древнему поднятию, разделявшему конседиментационные площади. Поднятие играло, вероятно, для соседних геосинклинальных прогибов роль срединного массива, вытянутого в северо-западном направлении на многие сотни километров. Оно сложено в основном метаморфическими сланцами и амфиболитами докембрия и перекрыто спорадическими пятнами маломощных мезозойских отложений. В альпийскую эпоху срединный массив подвергся геосинклинальной переработке и в результате в его краевой части сформировалась металлогеническая зона с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Серро-де-Паско, Сан-Кристобль и другими. Крупнейшее месторождение Серро-де-Паско рас-

полагается в вулканической кальдере диаметром 2,5 км, выполненной третичными вулканитами кислого состава [44].

Примерами медно-свинцово-колчеданных зон Альпийской складчатой области являются зоны Харшит-Кепрюбаши и Кушк. Зона Харшит-Кепрюбаши, содержащая одноименное месторождение, находится на северо-востоке Турции вблизи Киршехирского древнего поднятия, которое во время ее формирования представляло собой срединный массив. В строении зоны важная роль принадлежит вулканогенным образованиям юры — верхнего мела. Рудовмещающая толща туфов риодацитового состава залегает на основных лавах и перекрыта туфо-туффитовой серией, обогащенной марганцем. В рудах А.Хикметом установлены сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, тэтраэдрит, борнит и бурнонит.

Зона Кушк с месторождениями Бафк, Кушк, Чах-Мире приурочена к выступу доальпийского геосинклинального складчатого основания Восточно-Иранского массива ранней консолидации. Пластообразные рудные тела залегают среди черных известково-глинистых сланцев, входящих в вулканогенно-осадочную серию инфракембрия — нижнего палеозоя. Слоистые тонкозернистые руды пиритового, сфалеритового и галенитового состава (с небольшим количеством халькопирита и гринокита) ассоциируют с аргиллито-карбонатными отложениями, содержащими тонкообломочные туфы, туффиты и риолитовые стекла. Металлогеническая зона некоторыми исследователями рассматривается как наложенный на древнее поднятие тыльный палеобассейн островодужной системы, в пределах которого между вулканогенными и рифовыми фациями в зоне накопления глинисто-карбонатных толщ формировались сингенетичные полиметаллически-колчеданные руды [45].

К медно-свинцово-цинково-колчеданным зонам азиатской части Евразии относятся Рудноалтайская и Успенская в СССР и Боудвин в Бирме. Месторождение Боудвин — наиболее значительный представитель одноименной медно-свинцово-цинково-колчеданной зоны. Пластообразные залежи здесь залегают между ордовикскими риолитами и их туфами. Мощность тел колеблется от 7 до 27 м. Как и в других стратиформных залежах подобного типа граница кровли резкая, а в подошве сплошные руды постепенно сменяются сначала прожилково-вкрапленными, а затем хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами. Руды — богатые, как указывает К. Дунхам, сложены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, кварцем, серицитом, карбонатами, арсенопиритом, бурнонитом, буланжеритом и сульфосолями серебра; содержат 25,5 % свинца, 15,2 % цинка, 0,9 % меди и 20 г/т серебра.

Примерами окраинно-морских свинцово-цинково-колчеданных зон чехла срединных массивов являются Юго-Западно-Гиссарская и Уяндино-Ясачнинская в СССР. Уяндино-Ясачнинская зона приурочена к южному обрамлению Колымского массива, сложенному древними комплексами карбонатных и метаморфических пород. Регенерация геосинклинального режима в мезозойскую эпоху привела к развитию здесь субширотной зоны разломов вдоль границы массива и Яно-Колымской геосинклинальной системы и поднятию вдоль них отдельных глыб массива. На этих

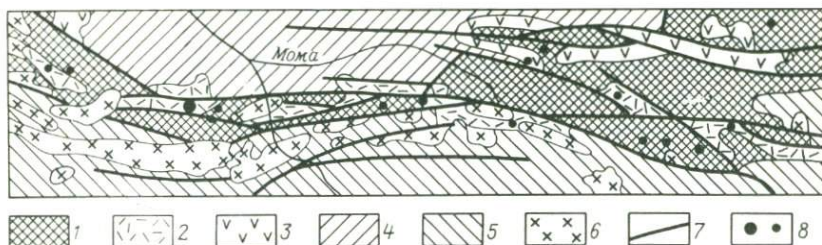


Рис. 6. Схема геологического строения Уяндино-Ясачинской зоны. По Б.Г. Бычку и Л.Н. Попову.

1 — карбонатные и метаморфические толщи палеозоя; позднеюрские вулканиты: 2 — кислого состава, 3 — среднего и основного состава; 4 — юрские и меловые терригенные отложения Момо-Зырянской впадины; 5 — триасовые и юрские терригенные отложения Яно-Колымской складчатой системы; 6 — позднемезозойские гранитоиды; 7 — крупные разломы; 8 — полиметаллические месторождения и рудопроявления

гдыбах сформировалась цепочка наложенных впадин, выполненных позднеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями (рис. 6). В краевой части одной из них находится Хотойдохское месторождение. Рудное тело пластообразной формы, сложенное халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовыми рудами, подстилается глинистыми сланцами и измененными туфами среднего и кислого состава и перекрывается эффузивными риолитами.

Примерами субплатформенных (шельфовых) зон чехла массивов ранней консолидации могут служить зоны Атасуйская и Еравнинская в СССР, Рэд Розбери в Австралии и Раммельсберг в ФРГ. Еравнинская зона расположена в области сочленения байкалид и ранних каледонид Западного Забайкалья. Нижнекембрийские отложения рудоносной трахизальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации здесь залегают в виде крупных провесов кровли, которые сохранились среди каледонских гранитов на участках раннекаледонских вулканогенно-терригенных прогибов. К последним и приурочены рудные узлы и районы. Рудные поля и месторождения локализуются в конседиментационных грабен-синклиналях и опущенных блоках, где отмечается повышенная мощность нижнекембрийских отложений. Наибольший интерес среди рудных объектов зоны представляет Озерное месторождение [19].

Зона Рэд Розбери находится на западном побережье Тасмании. Она приурочена к кембрийской вулканической серии Маунтин Рид, сформировавшейся на участке сочленения байкальской области Аделаиды и каледонид Тасмании. В этом отношении ее геотектоническая позиция близка положению Еравнинской зоны в СССР. Байкалиды Аделаиды во время заложения каледонских прогибов служили для них консолидированной рамой. Наиболее крупные рудные объекты зоны — месторождения Розбери и Херкьюлес. Пласты и линзы пирит-сфалерит-галенитовых и баритовых руд приурочены к пачке туфоалевролитов и углисто-глинистых сланцев, залегающих в кембрийской толще риолитовых туфов [50].

Зона Раммельсберг с одноименным месторождением, а также с месторождением Мегген и другими рудными объектами располагается в краевой северо-восточной части Рейнского эпикаледонского массива ранней консолидации. Пирит-сфалеритовые руды Меггена и полиметаллически-колчеданные руды Раммельсберга локализуются среди девонских глинистых сланцев с тонкими прослоями туфов, которые выделяют под названием "виссебахских шиферов" в песчано-сланцевой серии девона — нижнего карбона. Последняя может рассматриваться в качестве сингеосинклинального чехла массива ранней консолидации. Эту зону многие геологи относят к металлогеническим зонам терригенных геосинклиналей.

Терригенные геосинклинали сближает с активизированным чехлом массивов ранней консолидации сиалический фундамент. Однако в пределах таких зон фундамент глубоко погружен и в значительной степени редуцирован, а аргиллитогенные, по Г.А. Твалчрелидзе, толщи, практически лишены вулканогенных образований, в отличие от терригенно-вулканогенно-карбонатных толщ чехла массивов ранней консолидации, имеют огромную (до 12 км) мощность и подвержены несравнимо более напряженной складчатости альпинотипного характера. По геотектонической позиции и элементному составу руд, в частности содержанию меди, свинцово-цинково-колчеданные зоны терригенных геосинклиналей занимают промежуточное положение между полиметаллически-колчеданными зонами, наложенными на блоки срединных массивов, и железомарганцево-свинцово-цинково-колчеданными зонами массивов ранней консолидации. Примером металлогенических зон в терригенных геосинклиналях служит Белокано-Щекинская зона на Кавказе. Распределение медьсодержащих свинцово-цинково-колчеданных руд здесь предположительно связывается с элементами древнего поднятия, испытавшего глубокие погружения при формировании рудоносных толщ.

Субплатформенные (лагунные) зоны чехла массивов ранней консолидации и слагающие их месторождения, впервые в группе свинцово-цинковых образований отнесенные к классическим стратиформным, широко известны почти на всех материках. В Северной Америке, как и всюду, они встречаются в двух геотектонических позициях: в чехле докембрийской платформы и в отложениях чехла более мелких по размеру массивов ранней консолидации. В чехле Северо-Американской платформы располагаются следующие зоны и одноименные месторождения: Пайн-Пойнт-Майнс в Канаде; Верхний Миссисипи, Юго-Восточный Миссури и Три-Стейт в США. Северо-Американская платформа с запада окаймляется мезозойским складчатым поясом Кордильер. В пределах пояса выделяются два крупных массива ранней платформенной консолидации — Колумбийский и расположенный южнее массив Колорадо. По мнению американских и советских тектонистов, оба массива образовались в результате отторжения блоков от Северо-Американской платформы.

В северной части Колумбийского массива на территории Канады находится свинцово-цинковая зона Маккензи, объединяющая около

40 месторождений. Большинство рудных объектов сконцентрировано в пористых доломитах нижнего кембрия, иногда содержащих битумы. Южнее зоны Маккензи в пределах того же массива на территории США располагается также кембрийская зона Металин.

Палеозойская складчатая область Аппалачей по отношению к мезозойским сооружениям южного и юго-восточного побережья США, очевидно, представляет собой массив ранней консолидации, примыкающей с юго-востока к Северо-Американской платформе. В нижнепалеозойском чехле массива локализуются металлогенические зоны Франклин и Остинвилл со статиформными свинцово-цинковыми месторождениями.

Широко распространены свинцово-цинковые зоны со стратиформными месторождениями в пределах массивов эпикаледонской и эпигерцинской платформенной консолидации Герцинской складчатой области Западной Европы и Альпийской складчатой области Средиземноморского пояса. К ним относятся зоны Лайсвалль в Швеции, Тайна-Тинагх в Ирландии, Мехерних в ФРГ, Верхней Силезии в ПНР, Севенны-Ларженьер во Франции, Монтевекио-Монтепони в Италии, Райбл и Блейберг в Италии и Австрии, Лаврион в Греции, Туиссит-Бу-Беккер в Тунисе, Ортаконус в Турции, Ангуран, Шахкух и Озбах-Кух в Иране. Зоны Лайсвалль и Тайна-Тинагх располагаются в краевых частях единого массива каледонид, протягивающегося от Норвегии и Швеции в Западную Шотландию и Ирландию (см. рис. 2).

Зона Лайсвалль содержит одноименное крупное месторождение и два более мелких месторождения – Доротеа и Васбю. Прожилково-вкрапленные руды месторождения Лайсвалль образуют пластообразные тела среди песчаников и кварцитов нижнего кембрия. В прослоях глинистых сланцев минерализация отсутствует. Сульфиды встречаются либо в виде тонкой вкрапленности в цементе терригенных пород, либо слагают прожилки в кварцитах. Наиболее распространен галенит, часто присутствует сфалерит, иногда пирит и халькопирит, сопровождаемые баритом, флюоритом, кальцитом и серицитом. Запасы руды – 60 млн.т; средние содержания Pb – 3,8 %, Zn – 0,3 %, Au – 0,1 г/т, Ag – 11 г/т. Шведскими геологами месторождение сопоставляется с миссисипским типом. Сфалерит и в меньшей степени галенит содержат примеси битумов и парафинов, которые, возможно, указывают на связь рудоносных флюидов с расположенными вблизи нефтяными бассейнами. Зона Мехерних с одноименным крупным месторождением и более мелкими свинцово-цинковыми объектами (северо-запад ФРГ) приурочена к пестрым песчаникам и конгломератам триаса, слагающим чехол Рейнского массива эпигерцинской консолидации.

Металлогеническая зона Верхней Силезии располагается на северо-восточном склоне Богемского эпигерцинского массива платформенной консолидации (рис. 7). Месторождения приурочены к доломитам среднего триаса, прослеживаемым в пологозалегающем пермско-мезозойском чехле дислоцированного протерозойско-палеозойского основания мас-



Рис. 7. Схематический геологический разрез матаалогенической зоны Верхней Силезии. По Е. Зноско и М. Пахлева [18].

Отложения: 1 — палеоген-неогена, 2 — мела, 3 — юры, 4 — триаса, 5 — перми, 6 — карбона, 7 — девона, 8 — силура, 9 — ордовика, 10 — кембро-силура, 11 — кембрия, 12 — протерозоя; 13 — гранитоиды; 14 — разломы

сива. Мощность рудоносных доломитов, рассматриваемых в качестве продуктов преобразования первично-осадочных доломитов и известняков, варьирует от 30 до 100 м. Среди рудных тел выделяются согласные пластообразные залежи мощностью от 0,2 до 5 м (изредка до 30 м) и неправильные гнездообразные тела зон карстообразования. Рудные залежи размещены, главным образом, в основании рудоносных доломитов, вблизи участков фациального замещения их известняками. Польскими геологами установлена взаимосвязь между строением допермского фундамента массива и распределением месторождений в отложениях триаса. В фундаменте отмечаются поднятия и прогибы. Поднятия фиксируются горстообразными выходами карбонатных пород девона и карбона, прогибы выполнены глинистыми толщами карбона. Месторождения группируются над палеопробибами в фундаменте и размещаются в прибрежной зоне триасовой трансгрессии моря. Здесь они, в свою очередь, тяготеют к цехштейн-мезозойским нефте-газоносным палеопробибам, вмещающим галогенные отложения. Палеопробибы в чехле массива могут рассматриваться как артезианские палеобассейны нагретых седиментационных хлоридных рассолов. Промышленные залежи, сложенные рудами выполнения полостей, метасоматического замещения, растворения и деструкции доломитов, по мнению большинства геологов, сформировались в результате эпигенетических преобразований присутствовавшей в карбонатных породах сингенетической свинцово-цинковой минерализации. Преобразования происходили под действием горячих седиментационных рассолов, которые поступали в рудоносную зону из прилегающих палеопробибов [18].

Зона Севенны-Ларжентьер находится на южной окраине Центрального Французского массива эпигерцинской консолидации. Фундамент массива сложен кристаллическими породами докембрия, терригенными и

вулканогенными образованиями кембрия, силура, девона и карбона, а чехол — терригенно-карбонатными отложениями мезо-кайнозоя. Свинцово-цинковая минерализация известна как в фундаменте, так и в чехле. Наиболее крупными являются стратиформные свинцово-цинковые месторождения Ларгентьер, Ле Малин, Трев и другие, которые локализуются в мезо-кайнозойском чехле.

Зона Райбл-Блейберг с двумя одноименными крупными и несколькими более мелкими месторождениями находится в пределах массива Южных известняков Альп (рис. 8). Продуктивная толща, вмещающая пластовые и жильные тела вкрапленных и реже сплошных руд, сложена битуминозными доломитами и известняками среднего — верхнего триаса. Руды содержат галенит, сфалерит, вюртцит, пирит, марказит, кварц, барит, ангидрит, целестин, битуминозное вещество. В них присутствуют 3 % Pb и 7 % Zn. Сингенетические рудные тела в процессе альпийского орогенеза претерпели некоторую трансформацию с частичной реомобилизацией рудных компонентов [42].

Зона Туиссит-Бу-Беккер, также получившая название по двум наиболее крупным месторождениям, приурочена к мезозойскому чехлу Атласского массива эпигерцинской консолидации (рис. 9). Стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд локализуются в доломитах, известняках и аргиллитах средней юры вблизи палеозойского фундамента массива. Рудные пласты и линзы сложены тонкозернистым галенитом, маложелезистым сфалеритом, марказитом, пиритом и баритом. Содержание свинца в рудах на месторождении Туиссит 2—5 %, цинка 0,1—0,3 %.

Геологическая позиция зоны Ортаконус в Турции аналогична позиции зоны Туиссит-Бу-Беккер в Тунисе. Она располагается в чехле Мендересского массива эпигерцинской платформенной консолидации. Месторождения свинцово-цинковых руд здесь представлены пластовыми телами, находящимися в двух интервалах разреза отложений верхнего триаса — на контакте известняков и доломитов и на контакте доломитов и битуминозных известняков. Они, как указывает Г. Блюменталь, относятся к сингенетическим образованиям.

Зоны Ангуран и Шахкух локализуются в Центральном-Иранском, а зона Озбах-Кух — в Восточно-Иранском массивах ранней платформенной консолидации. Основу тектоники Ирана составляют многочисленные глыбы эпикаледонской и эпигерцинской консолидации, которые могут быть сгруппированы в указанные два массива. Оба массива опоясаны зонами мезо-кайнозойской складчатости. Пластовые свинцово-цинковые месторождения приурочены к карбонатно-терригенному палеозойскому и мезозойскому чехлу массивов.

Свинцово-цинковые зоны чехла массивов ранней консолидации широко известны в СССР. К ним относятся Саурейская на Полярном Урале, Каратауская в Казахстане, Ферганская в Средней Азии, Колымская и Чукотская на Северо-Востоке. Саурейская зона приурочена к северному фрагменту Центрально-Уральского поднятия, сложенного преимущественно терригенно-карбонатными отложениями нижнего — среднего ордовика.

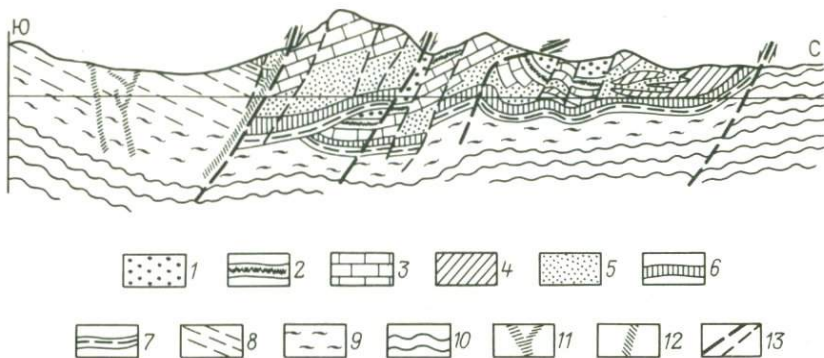


Рис. 8. Геологический разрез зоны Райбл-Блейберг. По Л. Костелка.

Отложения триаса: 1 — доломиты, 2 — слои Кардита, 3 — известняки Вэттерстэн, 4 — слои Партнаш, 5 — доломиты Веттерстэн, 6 — ракушечники, 7 — мергели Вэрфазэр; палеозойские отложения: 8 — Карнийских Альп, 9 — мраморизованные; 10 — кристаллический фундамент; проявления вулканизма: 11 — палеозойского, 12 — триасового; 13 — разрывы

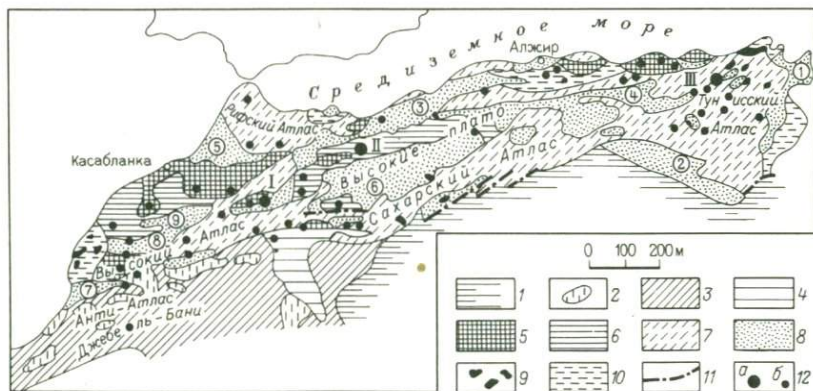


Рис. 9. Схема размещения свинцово-цинковых месторождений в региональных структурах Атласского массива. По В.В. Попову [18].

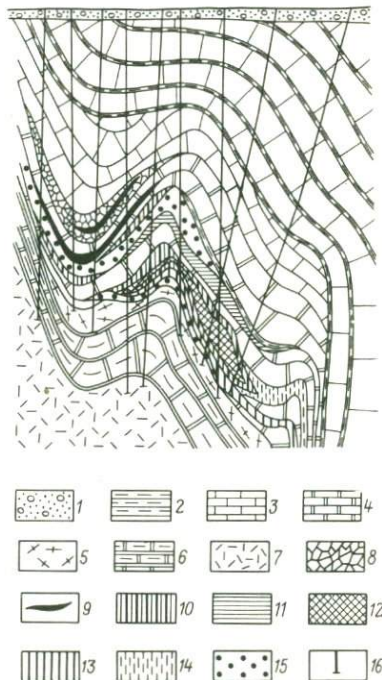
Сахарская плита: 1 — внешний край плиты, 2 — докембрий, 3 — палеозой, 4 — мезокайнозойский покров; Атлас: 5 — выступы домезозойского фундамента, 6 — недислоцированный эпипалеозойский чехол Центральной плиты (Марокканской и Оранской месет), 7 — дислоцированный эпипалеозойский чехол Южной и Северной парамогеосинклинальных зон; 8 — впадины; 9 — триасовые ядра соляных куполов; 10 — прибрежные впадины Восточного Туниса; 11 — разломы; 12 — свинцово-цинковые крупные (а), средние и мелкие (б) месторождения: I — Аули-Мибладен, II — Бу-Бекер, Туиссит, Узд-Зиндер и Эль-Абед, III — Джебель, Сиди-Бу-Ауан; нефтегазоносные бассейны (цифры на рисунке в кружках) — установленные: 1 — Восточно-Тунисский, 2 — Тебесский, 3 — Северо-Алтайский, 4 — Ханда-Бизерта, 5 — Предрифский; возможные: 6 — Центрально-Атласский, 7 — Су, 8 — Маракешский, 9 — Бах-Ира

Стратиформные залежи Саурейского и других месторождений локализируются в ритмично построенной толще известняковых алевролитов, песчаников, известняков и углистых сланцев. По мнению В.И. Васильева и Э.И. Кутырева, продуктивная толща принадлежит к трансгрессивной терригенно-карбонатной флишоидной формации и на участках распространения сингенетической сульфидной минерализации граничит с регрессивной черносланцевой формацией.

Ферганская зона локализуется в терригенно-карбонатном чехле одноименного эпикаледонского массива ранней консолидации, который, возможно, является одним из южных элементов обширного Казахстано-Северо-Тяньшанского массива. Пласты и согласные линзы прожилково-вкрапленных свинцово-цинковых руд месторождений Уч-Кулач, Сумсар и других залегают среди живетско-франских доломитов и известняков, иногда обогащенных органическим углеродом. На некоторых рудных объектах продуктивный карбонатный разрез подстилается кремнекислыми туфами и туффитами (рис. 10). При этом выделяются два этапа рудообразования — гидротермально-осадочный и метаморфический. Первый этап протекал на фоне затухающей вулканической деятельности в условиях полузамкнутых лагун, второй — связан с общей складчатостью и привел к перекристаллизации и перераспределению рудного вещества, в частности обогащению центральных частей залежей баритом,

Рис. 10. Геологический разрез месторождения Уч-Кулач. По [17].

1 — четвертичные отложения; 2 — устькуруксайская свита ($D_3fr_1 uk$) — терригенно-известняковая толща; 3 — ментская свита ($D_3fr_1 mt$) — известняковая и органогенно-обломочно-известняковая толща; 4 — верхнеучкулачская подсвита ($D_2gv_1 uc_2$) — существенно доломитовая толща и нижнеучкулачская подсвита ($D_2gv_1 uc_1$) — вулканогенно-терригенно-карбонатная толща; 5 — туфы липарит-дацитового состава; 6 — переслаивающиеся туфы, туффиты кислого состава, известняки, доломиты, гравелиты, аргиллиты; 7 — бандская свита ($D_1 - D_2bn, ?$) — туфы, лавы липаритового и липарит-дацитового состава; руды: 8 — прожилково-петьельчатые колчеданно-галенит-сфалеритовые, 9 — массивные существенно колчеданные, 10 — прожилково-гнездовые барит-галенит-сфалеритовые, 11 — прожилковые существенно баритовые, 12 — брекчиевые барит-сфалерит-галенитовые, 13 — прожилково-гнездовые пирит-сфалеритовые, 14 — прожилковые барит-пирит-галенит-сфалеритовые; 15 — вишнево-бурые доломиты; 16 — скважины



галенитом и сфалеритом, развитию брекчиевидно-петельчатых текстур, кокардовых и крупнопластинчатых форм выделений барита [17].

Колымская и Чукотская зоны приурочены к среднепалеозойскому чехлу соответственно Колымского и Чукотского эпикаледонских массивов ранней консолидации. Вкрапленные свинцово-цинковые руды Урультунского и других месторождений Колымской зоны концентрируются в битуминозных доломитах живета. Рудные объекты рассматриваются как сингенетичные стратиформные образования. Признаки свинцово-цинковой минерализации устанавливаются и среди девонских карбонатных толщ субплатформенного чехла Чукотского массива. Обширная, но слабо освещенная в литературе металлогеническая зона Куаншаньчан со стратиформными месторождениями свинцово-цинковых руд находится в юго-западной части КНР. Тектоническая позиция этой зоны аналогична охарактеризованному. Это — субплатформенный чехол огромного массива ранней платформенной консолидации (Китайской платформы), сложенный палеозойско — нижнемезозойскими преимущественно карбонатными отложениями.

Субплатформенно-орогенные (континентальные) зоны фундамента и чехла массивов ранней консолидации, контролируемые внутренними вулканоплутоническими поясами, известны на всех материках. В Северной Америке к ним относятся зоны Парк-Сити, Ледвилл и Пайоч (США), Сан-Франциско-дель-Оро (Мексика), а в Южной Америке — Агилар (Аргентина).

Зона Парк-Сити находится в северной части массива Колорадо. Субплатформенный чехол массива на участке зоны сложен осадочными, в основном карбонатными, породами каменноугольного — триасового возраста. Главный структурный элемент зоны — меридиональная антиклинальная складка, осложненная многочисленными разрывами. Оруденение ассоциирует с массивом диоритов и диоритовых порфиритов третичного возраста. Рудные тела, как указывают М. Барнс и Д. Саймос, относятся к трем морфологическим типам: жиллообразным залежам и жилам, пластовым метасоматическим телам и неправильным залежам.

Зона Ледвилл располагается юго-восточнее зоны Парк-Сити в пределах того же массива Колорадо. В юго-западной части массива локализуется зона Пайоч. Оруденение, как подчеркивает П. Геммил, здесь приурочено, в основном, к узким пластовым метасоматическим залежам в карбонатных породах кембрия — "рудным каналам". В вышележащих карбонатных толщах встречаются также и метасоматические залежи. Свинцово-цинковые руды обогащены серебром. Оруденение связано с поздне третичной вулканоплутонической деятельностью и ассоциирует с дайками диоритовых порфиритов.

Зона Сан-Франциско-дель-Оро с одноименным наиболее значительным месторождением и более мелкими рудными объектами находится в северной части Мексиканского массива ранней консолидации. Меловые известняки чехла массива здесь прорваны силами и штоками кварцсодержащих диабазов. Свинцово-цинковые руды контролируются в известняках в виде трубно- и плащеобразных залежей.

Зона Агиляр расположена в южной части эпигерцинского массива ранней консолидации Арекипа. Месторождение Агиляр и другие объекты залегают в палеозойском фундаменте массива. Кембро-ордовикские известняки и кварциты фундамента вмещают крупный pluton гранитов, имеющих по одним данным силурийский, а по другим – третичный возраст. Пластообразные и неправильной формы рудные залежи месторождения Агиляр, как отмечают В.Д. Чехович и Л.Н. Волкова, находятся в 250 м от контакта с гранитами в зоне разлома, по которому кварцито-известняковая толща контактирует с рассланцованными алевролитами. Известняки между разломом и контактом с гранитами превращены в пироксен-гранат-эпидотовые скарны.

В Евразии полиметаллические зоны с метасоматическими свинцово-цинковыми и свинцово-цинково-скарновыми месторождениями известны в СФРЮ (Трепча), в СССР (Квайсинская, Кармазарская, Приаргунская и Сихоте-Алинская) и КНР (Таолинь, Тяньбаошань).

Зона Трепча локализуется в пределах палеозойского фундамента Македонского эпигерцинского массива ранней консолидации, активизированного в альпийскую эпоху. По данным Т. Иванова и других югославских геологов, одноименное месторождение контролируется жерловиной третичных санидин-дацитов, прорывающей силурийские известняки и зеленые сланцы. Жерловина окаймлена эксплозивными брекчиями, состоящими из обломков вмещающих пород (сланцев, известняков, дацитов, кварцитов, песчаников и реже скарнированных глыб). Свинцово-цинковые рудные тела расположены вдоль контакта скарнированных известняков и сланцев, известняков и брекчий, а также в самих известняках. Форма рудных тел подково-, трубо- и линзобразная. Выделяются два типа руд – скарновый (ильваитовый) и гидротермальный сульфидный (с обилием пирита, галенита и сфалерита).

Квайсинская зона, расположенная на южном склоне Большого Кавказа, тяготеет к южной окраине Восточно-Черноморского массива эпигерцинской консолидации. Она локализуется в мезозойском чехле массива, сложенном в основном песчано-глинистыми отложениями верхнего лейаса, андезито-базальтовыми порфиридами и их туфами байоса и оруденелыми рифовыми известняками мальма.

Кармазарская зона в Средней Азии локализуется в краевой части Ферганского эпикаледонского массива ранней консолидации, который служил северной рамой для герцинской складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Свинцово-цинково-скарновые месторождения (Алтын-Топкан, Кургашикан и др.) тяготеют к контактам среднекаменноугольных батолитов и известняков кровли, где сохранились гряды – останцы карбонатных пород среднего девона – нижнего карбона сингеосинклинального чехла и поблизости присутствуют покровы вулканитов и штоки гипабиссальных образований позднего карбона – перми синорогенного чехла массива. Неизменные карбонатные породы иногда содержат от 0,003 до 0,008 % Рв. Формирование свинцово-цинкового оруденения некоторыми исследователями связывается с перераспределением первично-осадочных концентраций свинца под воздействием магматических образований.

Сихоте-Алинская зона тяготеет к юго-восточной окраине Ханкайского массива эпигерцинской консолидации, который является северо-западной рамой вторичной геосинклинальной системы киммерид. Она контролируется Прибрежным антиклинальным поднятием. Сингеосинклинальный (по отношению к киммеридам) чехол образован дислоцированной карбонатно-терригенной толщей T_3 , J_2 и K_1 . Синорогенный чехол представлен эффузивами кислого и среднего состава (K_2 и P_1). В верхней части разреза триасовых отложений прослеживается горизонт массивных известняков около 200 м, в пределах которого, по данным И.Н. Говорова и других исследователей, располагаются наиболее значительные свинцово-цинково-скарновые месторождения.

Зона Тяньбаошань находится северо-западнее статиформной зоны Куаншанчан, в той же геотектонической позиции (см. рис. 2). Каменноугольная терригенно-карбонатная толща здесь перекрывается эффузивами юры и вместе с ними прорывается крупными штоками мезозойских гранитов, гранодиоритов и диоритов, очевидно, комагматичных юрским вулканитам. На контакте с гранитоидами в известняках развиваются гранат-диопсидовые скарны. На ряде месторождений (Тяньбаошань, Хэйсяцзе и др.) рудоносные скарнированные известняки нередко образуют крупные ксенолиты в гранитоидах (рис. 11). Иногда оруденелые ксенолиты известняков не выходят на уровень современного эрозионного среза.

Орогенные (континентальные) зоны фундамента и чехла массивов ранней консолидации также известны практически на всех материках. В Северной Америке к ним относятся зоны Кер д'Ален и Сан-Хуан (США), Сан-Карлос, Франсильо и Таско (Мексика), а в Южной — Серкапукьо (Боливия) и Лаго Фонтана (Аргентина).

Зона Кер д'Ален находится в центральной части Колумбийского массива ранней консолидации южнее зоны Металин. Фундамент массива образован интенсивно дислоцированными аргиллитами и кварцитами докембрия, которые прорваны штоками кварцевых монцонитов мелового возраста. По данным С. Хоббса и В. Фриклунда, жильные месторождения концентрируются в узле пересечения протяженной меридиональной антиклинали с глубинным широтным разломом. Жилы, сложенные галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, халькопиритом, кварцем и карбонатами, группируются по периферии штоков кварцевых монцонитов и генетически связываются с ними.

Зона Сан-Хуан располагается южнее зоны Кер д'Ален в пределах того же массива. Здесь на кристаллическом докембрийском фундаменте субгоризонтально залегают палеозойские и мезозойские осадочные отложения. Они прорваны штоками и дайками позднемеловых гранодиоритов и вместе с ними перекрыты третичными вулканитами риолитового, дацитового и андезитового состава. Вулканиты слагают депрессию размером 25 x 50 км, внутри которых выделяются две кальдеры. Месторождения, как указывают У. Бербанк и Р. Людке, образованы серией трещинных жил, выполняющих радиальные разрывы вулканических кальдер.

Зоны Сан-Карлос, Френсильо и Таско приурочены соответственно к северной, центральной и южной частям Мексиканского массива ранней консолидации. Зона Серкапукьо находится в северной части эпигерцинского массива ранней консолидации Арекипа, так же активизированного в альпийскую эпоху. Кварц-карбонатные жилы с галенитом и сфалеритом известны также в фундаменте Патагонского массива ранней консолидации. Строение этого массива близко к строению древних платформ и напоминает, по мнению Х.М. Абдуллаева и О.М. Борисова, строение массива Колорадо. Немногочисленные жильные месторождения здесь объединены в зону Лаго Фонтана.

Типичными примерами свинцово-цинковых трещинных зон в Евразии являются зоны Верхнего Гарца в ФРГ, Линарес в Испании, Маданская в НРБ, Закарпатская и Садонская в СССР. Зона Верхнего Гарца тяготеет к северо-западной окраине Богемского эпигерцинского массива платформенной консолидации. Жилы простираются в северо-западном направлении параллельно разлому древнего заложения. Вмещающими породами служит нижнекаменноугольная толща переслаивающихся глинистых сланцев и граувакк. Рудные жилы генетически связываются с позднекаменноугольными гранитами. Зона Линарес локализуется в южной части Иберийского массива эпигерцинской платформенной консолидации. В фундаменте массива обнажены терригенные толщи палеозоя, инъецированные позднегерцинскими гранитоидами батолита Лос-Педрос. В поздний этап формирования батолита образовались глубинные разрывы и рудные жилы. Жилы, по данным А. Овтракта и Г. Тамайна, проникают глубоко в граниты или располагаются на удалении от них.

Маданская зона находится в центральной части Родопского срединного массива, который, вероятно, с олигоцена перешел в режим развития массива ранней консолидации. Фундамент массива сложен метаморфическими и магматическими породами архея, протерозоя и в меньшей степени нижнего палеозоя (гранитоиднейсами, амфиболитами, мраморами и др.). Пятнистый не повсеместно развитый чехол в пределах Центрально-Родопского блока представлен отдельными впадинами, сложенными в одних случаях риолитами и трахиандезитами олигоцена, а в других —

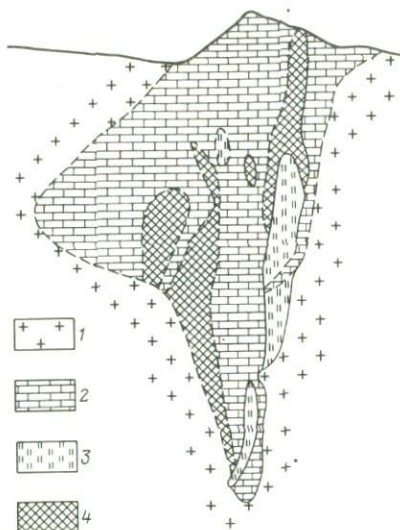


Рис. 11. Геологический разрез месторождения Тяньбаошань. По А.П. Ларченко.

1 — граниты; 2 — известняки; 3 — зоны дробления; 4 — рудные тела

континентальными отложениями плиоцена. Маданская зона объединяет три жильных рудных поля — Маданское, Неделинское и Давыдовское. Рудные жилы, как указывает Р. Димитров, залегают, главным образом, в кристаллических породах фундамента и приурочены к протяженным разрывам северо-западного направления и оперяющим их трещинам, подчиненным ориентировке древних антиклинальных складок. При пересечении жилами мраморов в последних развиваются пластообразные метасоматические залежи свинцово-цинковых руд. Месторождения ассоциируют с олигоценовыми штоками и дайками субвулканических риолитов, гранит-порфиоров и монзонитов. Формирование зоны, очевидно, связано с процессами орогенной активизации массива, сопряженной во времени с орогенным этапом развития соседних альпийских геосинклинальных систем Средиземноморского пояса.

Закарпатская зона контролируется вулканическим поясом, развившимся на сочленении Паннонского массива эпигерцинской консолидации и альпийских структур Карпат. Важная роль в строении вулканического пояса, получившего в литературе название Закарпатского внутреннего прогиба, принадлежит андезитовой и риолитовой формациям миоцена и их гипабиссальным аналогам. С ним, по данным Е.Ф. Малеева, и ассоциирует свинцово-цинковое оруденение.

2. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (ОСТРОВОДУЖНЫЕ) ЗОНЫ, НАЛОЖЕННЫЕ НА ФРАГМЕНТЫ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ, И СВИНЦОВО-МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНДЕЗИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ МАЛОКАВКАЗСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ)

Существенный вклад в изучение Сомхето-Карабахской зоны внесли исследования Г.С. Дзоценидзе, Ю.И. Назарова, В.Б. Сейраняна, П.Ф. Сопко, Г.А. Твалчрелидзе и других геологов.

Зона располагается в пределах киммерийско-альпийской вторичной звгеосинклинальной системы Малого Кавказа (рис. 12). Как вулканоплутоническая, она возникла на месте юрских и меловых звгеосинклинальных прогибов, заложенных в мезозое на неоднородном байкальском субстрате Закавказского срединного массива [31]. В процессе ее формирования южная окраина срединного массива, начиная с байосского века, подверглась геосинклинальной переработке, в результате которой сформировались раннегеосинклинальные вулканогенные толщи и коагматичные с ними гранитоиды. Зону условно можно подразделить на две подзоны — собственно юрскую и меловую, "достраивающую" ее северо-западный и юго-восточный фланги.

Последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация байосса является рудовмещающей для юрских месторождений.

В разрезе формации, отличающемся гомодромным трехчленным строением, резко преобладают вулканогенные отложения. Его нижняя часть (дебедская свита) представлена мощной (до 1500 м) толщей лав,

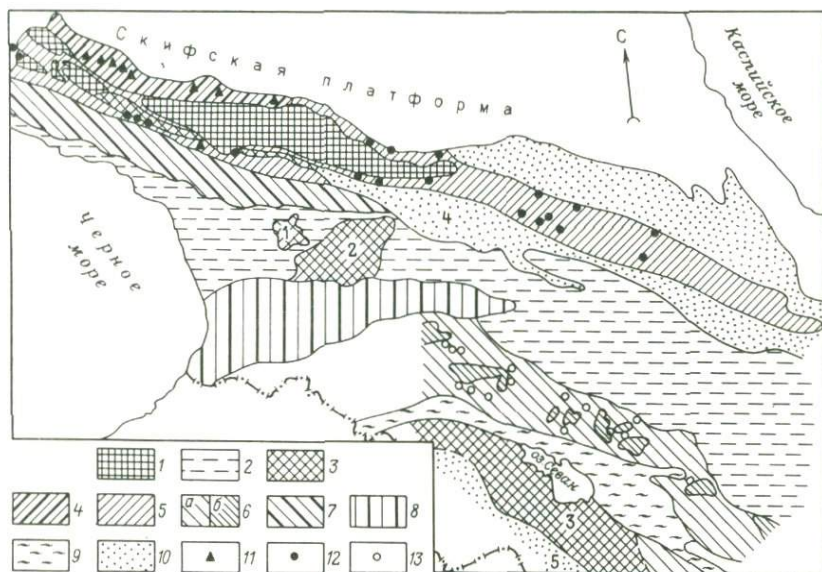


Рис. 12. Схема размещения стратиформных месторождений цветных металлов Кавказа. По Г.А. Твалчрелидзе и В.И. Буадзе.

1 — выход на поверхность кристаллического фундамента Центрального Кавказа; 2 — Закавказский срединный массив; 3 — зоны поднятий срединных массивов (1 — Окрибская, 2 — Дзирульская, 3 — Мисхано-Зангезурская); рудоносные территории: 4 — зона Передового хребта Северного Кавказа, 5 — Приводораздельная зона Большого Кавказа, 6 — Сомхето-Карабахская зона Малого Кавказа (а — подзоны погружения, б — подзоны поднятия); зоны: 7 — Гагринско-Джавская, 8 — Аджаро-Триалетская, 9 — Севано-Акеринская офиолитовая; 10 — миогеосинклинали (4 — Рага-Тианетская, 5 — Приараксинская); стратиформные месторождения: 11 — медно-цинково-колчеданные, 12 — медно-свинцово-цинково-колчеданные и медно-пирротиновые, 13 — свинцово-медно-цинково-колчеданные (малокавказского типа или типа куроко)

лавобрекчий и туфов андезито-базальтового, андезитового, реже — базальтового состава, содержащих горизонты слоистых вулканогенно-осадочных пород. Она начинается с лавовых потоков андезито-базальтов и завершается андезитовыми шлаковыми грядами и вулканическими постройками центрального типа. Туфы, в отдельных районах тяготеющие к верхам толщи и выделяемые здесь в качестве кошибертской свиты, обычно относятся к мелко-, среднеобломочным и агломератовым литокристаллокластическим разностям андезитового, реже андезит-базальтового, андезит-дацитового и смешанного состава.

Для ее гомодромного разреза характерны часто меняющиеся соотношения слагающих ее лавовых потоков и пирокластических горизонтов, строение которых усложняется наличием шлаковых гряд, экструзивных куполов и некков андезитовых вулканических построек. Верхняя часть

разреза образована фациально неоднородной толщиной лав, лавобрекчий, "игнимбригов", агглютинатов, шлаков и туфов риолитового, риодацитового и реже дацитового состава с участием туфопесчаников, кремнистых туффитов и туфоалевролитов. Мощность кремнекислой толщи, которая большинством исследователей относится к верхнему байоссу и в ряде районов выделяется в качестве рудоносной свиты, варьирует от 100–200 м в западной части подзоны (на севере Армении) до 700–800 м в восточной части (в пределах Азербайджана).

Риолиты и риодациты также характеризуются порфировым сложением, во вкрапленниках содержат зерна кварца, иногда альбита (№ 5–8) или олигоклаза, реже – фенокристаллы калиевого полевого шпата; структура основной массы – микрофельзитовая или микропойкилитовая, иногда сферолитовая. Толща отличается еще более сложными соотношениями фациальных разновидностей пород, широким развитием лавовых куполов, некков, эруптивных тел. Вулканические постройки иногда обрамлены вулканомиктовыми отложениями смешанного состава. Становление вулканических построек сопровождалось формированием многочисленных субвулканических тел, по составу аналогичных эффузивным аналогам.

Вулканиды последовательной формации отличаются рядом петрохимических особенностей. Так, базальты и андезитобазальты лавовых потоков содержат высокие концентрации кальция, повышенные – кремнезема и глинозема, пониженные – титана, нормальные – железа при широкой вариабильности степени его окисленности: то пониженной, то повышенной (до 7,7). Андезиты и андезитобазальты шлаковых гряд и построек центрального типа отличаются высокой дисперсией содержащих породообразующих окислов, особенно глинозема (14–19 %) и кремнезема (55–70 %). Они характеризуются обычно низким содержанием щелочей при преобладании в их составе натрия, повышенными глиноземистостью (однако величина последней не достигает высокой степени глиноземистости андезитовой формации современных островных дуг), содержанием кальция по отношению к магнию и железу, степени окисленности железа. Риолиты и риодациты пересыщены кремнеземом (> 72 %), отличаются пониженными содержаниями щелочей (≥ 4 %), нередко имеют существенно натриевый состав, высокую степень окисленности железа (0,6), отчетливые корреляционные связи между породообразующими окислами.

Петрохимические и фациальные особенности байосских эффузивов свидетельствуют об островных условиях их формирования в процессе извержений вулканов центрального типа и хаотического нагромождения их продуктов при относительно быстрой смене морских условий субмаринными и субазральными [40].

Слабодифференцированная андезит-базальт-андезит-терригенная формация, локально развитая в некоторых районах, с едва заметным несогласием перекрывает рудовмещающий разрез последовательной формации и содержит морскую фауну бата. Батская вулканогенно-терригенная толща мощностью от 300 до 1500 м образована туфами, туфопесчаниками,

туфоконгломератами, туфоалевролитами и в меньшей степени лавами, "игнимбритами" и шлаками андезито-базальтового или андезитового состава, имеющими порфиоровое сложение со следами краснокаменных изменений. По химизму андезиты слабодифференцированной формации еще более близки к известково-щелочным породам современных островных дуг. Они отличаются резкими колебаниями отношений магния и железа, высокой степенью окисленности железа (до 12 %) и значительным коэффициентом эксплозивности (80 %). Накопление их протекало в субмаринных и субазральных условиях островных гряд в тесной ассоциации с терригенными отложениями и рифогенными известняками.

Северо-западный фланг меловой подзоны Сомхето-Карабахской зоны представлен Болнисским наложенным прогибом, расположенным между Докским и Храмским выступами байкальского фундамента срединного массива. Он выполнен верхнемеловыми туфами, туфопесчаниками и лавами последовательной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации и, следовательно, является элементом вторичной эвгеосинклинали Малого Кавказа [31].

Юрские и меловые вулканогенные отложения Сомхето-Карабахской зоны участвуют в строении конседиментационных глыбовых складчатых структур — наложенных геосинклинальных прогибов и разделяющих их остаточных геоантиклинальных поднятий, отражая блоковое строение неглубоко залегающего кристаллического основания срединного массива. Остаточные геоантиклинальные поднятия, в пределах которых иногда обнажены метаморфические породы фундамента, сложены главным образом осадочно-вулканогенными образованиями последовательной формации байосса и представляют собой, по сути дела, конседиментационные вулканогенные поднятия над выступами блоков фундамента массива. Наложённые геосинклинальные прогибы, выполненные верхнемеловыми вулканитами той же последовательной формации, принадлежат к конседиментационным вулканогенным прогибам неглубоко залегающего кристаллического субстрата.

Основные рудные районы металлогенической зоны — Алавердский, Кедабекский, Чирагидзорский и Кафанский — контролируются вулканогенными поднятиями и лишь Болнисский приурочен к одноименному прогибу.

Закономерности размещения рудных полей и месторождений в пределах этих рудных районов рассмотрим на примере Алавердского. Этот рудный район локализуется на западном склоне одноименного остаточного поднятия вблизи сочленения последнего с Лалварским геосинклинальным прогибом. Размещение его рудных полей — Алавердского, Шамлугского и Ахталского — определяется Алавердской брахиантиклиналью. В центральной части (ядре диаметром 5—6 км) брахиантиклинали, представляющей собой обширное (до 20 км в поперечнике) вулканическое поднятие второго порядка, выступают пологозалегающие эффузивы и вулканокластолиты среднего и основного состава нижнего байосса. Мощность эффузивов, по данным П.Ф. Сопко, превышает 1000 м. Перекрывающие и фациально связанные с ними вулканокластолиты имеют макси-

мальную мощность (600 м) в ядре поднятия, а в радиальном направлении их мощность сокращается. Таким образом, вулканиты слагают усеченный их мощност, что свидетельствует об их накоплении в процессе деятельности крупного вулкана центрального типа. На неинверсионное происхождение Алавердской брахиантиклинали, являющейся по сути своей крупным стратовулканом, указывает также ее влияние на распределение мощностей перекрывающих вулканогенных и терригенно-осадочных отложений бата-келловая и оксфорда – киммериджа.

На склонах андезитоидного стратовулкана развиваются существенно риолитоидные вулканические постройки, фиксирующие верхнебайосскими пирокластами трубок взрыва, или лавами жерловин, к которым и приурочены рудные поля. Древний вулканический рельеф андезитового основания кремнекислых построек влиял на морфологию их отдельных элементов и соответственно на локализацию полиметаллически-колчеданных месторождений и отдельных рудных тел.

Риолитоидная постройка Алавердского рудного поля располагается на западном склоне стратовулкана. Согласно пласто- и линзообразные залежи богатых руд преимущественно медно-цинково-колчеданного состава и вмещающие кислые вулканиты здесь закономерно падают в западном направлении согласно с погружением андезитового фундамента, причем выколаживание рудовмещающих пород сопровождается выколаживанием рудных тел (рис. 13). Рудные жилы и штокверки, залегающие ниже стратиформных залежей, выполняют синвулканические разрывы и, вероятно, играют роль подводящих каналов. Близкую позицию занимают Шамлугское и Ахтальское рудные поля, находящиеся соответственно на северном и северо-западном склонах байосского стратовулкана (рис. 14). В этих же направлениях падают верхнебайосские кремнекислые вулканиты и колчеданные залежи. Руды образованы минералами трех ассоциаций, как отмечает П.Ф. Сопко, последовательно сменяющих друг друга от лежачего к висячему боку пластообразных тел: серноколчеданной, медно-цинково-колчеданной, барит-полиметаллической. Различия между этими двумя рудными полями заключаются в широком распространении на Ахтальском месторождении – главном объекте одноименного рудного поля – барит-полиметаллических руд, что, возможно, связано с калиевым составом кремнекислых дифференциатов последовательной формации байосса. Минеральный состав руд Шамлугского месторождения аналогичен составу руд Алавердского. На всех рудных полях согласные пластообразные рудные тела обычно сложены метакolloидными и тонкодисперсными рудами, а жильные и штокверковые залежи подводящих каналов обладают более крупнокристаллическим сложением и более простым минеральным составом.

На объектах Алавердского и других рудных районов околорудные метасоматиты преимущественно кварц-серицит-хлоритовой и кварц-серицитовой фацциальных разновидностей обладают асимметричным строением и развиваются, в основном, в лежачем боку согласных залежей. Вместе с тем, как подчеркивает В.Б. Сейранян, они перекрываются неизмененными породами бата – келловая. Надрудные толщи на Шам-

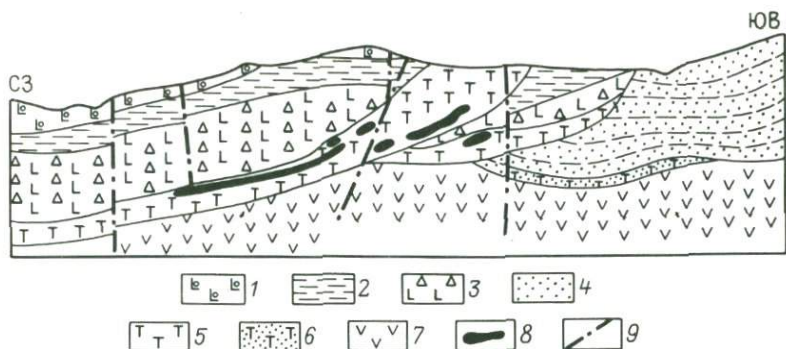


Рис. 13. Геологический разрез Алавердского рудного поля. По П.Ф. Солко.

1 — миндалекаменные андезитовые порфириды и их туфы бата; 2 — туфы и туффиты андезитовые порфириды, их туфы, вулканические брекчии и агломераты бата; 3 — андезитовые порфириды, их туфы, вулканические брекчии и агломераты бата; 4 — полимиктовые и туфогенные песчаники верхнего байоса — бата; 5 — риолитовые, риолит-дацитовые порфириды и их туфы верхнего байоса; 6 — слоистые туфы, туфогенные и известковистые песчаники верхнего байоса; 7 — базальтовые порфириды и их туфы байоса; 8 — рудные тела; 9 — разрывы

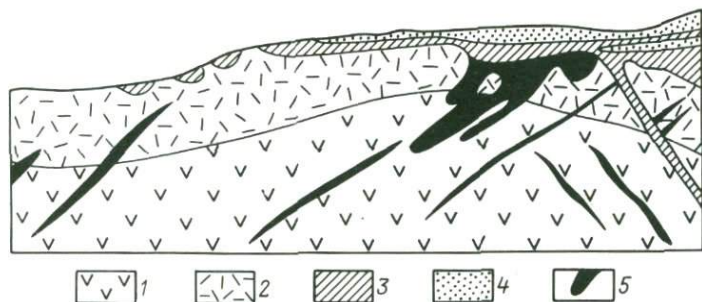


Рис. 14. Геологический разрез Шамлугского месторождения. По Г.А. Твалчрелидзе.

1 — базальтовые порфириды и их туфы байоса; 2 — андезитодациты и риолиты верхнего байоса; 3 — субвулканические дациты и риолиты; 4 — песчаники байоса — бата; 5 — рудные тела

лугском, Кафанском, Карнутском и Чирагидзорском месторождениях содержат рудокласты и гальку околорудноизмененных пород.

Локализация Маднеульского и других рудных полей Болнисского верхнемелового вулканогенного прогиба также определяется кремнекислыми вулканическими постройками.

Месторождения охарактеризованной металлогенической зоны в настоящее время многими исследователями вполне обоснованно рассматриваются как типичные вулканогенные образования колчеданного семей-

ства, являющиеся продуктами рудоотложения как в субмаринных, так и в субвулканических условиях. Таким образом, свинцово-медно-цинково-колчеданные месторождения Сомхето-Карабахской зоны в своем размещении подчиняются формационному, стратиграфическому, литолого-фациальному и структурному контролю.

Формационный контроль состоит в тесной временной, пространственной и, очевидно, генетической общности раннегеосинклинальных геологической и рудной формаций, а именно – байосской и реже позднемеловой (сеноман-кампанской) последовательной базальт-андезит-дацит-риолитовой и свинцово-медно-цинково-колчеданной формацией. Стратиграфический контроль обусловлен существованием двух стратиграфических уровней развития кремнекислых дифференциатов последовательной формации, среди которых локализуются колчеданные залежи: главного – верхнебайосского (для Алавердского, Кедабекского, Чирагидзорского и Кафанского рудных районов) и второстепенного – туронского (для Болнисского района).

Литолого-фациальный контроль заключается в приуроченности согласных пластообразных рудных тел к покровным фациям (пирокластам, реже – лавам) околочерловых и реже – промежуточных фациальных зон. Структурный контроль выражается в закономерном расположении разномасштабных колчеданных объектов Малого Кавказа относительно разнопорядковых вулканогенных структур.

3. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (ОСТРОВОДУЖНЫЕ) ЗОНЫ, НАЛОЖЕННЫЕ НА ОСТАТОЧНЫЕ БЛОКИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ, И МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РИОЛИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ РУДНОАЛТАЙСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ РУДНОАЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ)

Важную роль в изучении Рудноалтайской зоны сыграли исследования В.В. Авдониной, Д.И. Горжевского, И.В. Дербикова, П.Ф. Иванкина, А.К. Каюпова, В.П. Нехорошева, В.В. Попова, В.И. Старостина, Л.М. Трубникова, М.Г. Хисамудинова, В.М. Чекалина, В.И. Чернова, Г.Н. Щербы, Г.Ф. Яковлева и других геологов.

Рудоалтайская металлогеническая зона приурочена к одноименной структурно-формационной зоне, которая вместе с Белоубинско-Южноалтайской зоной образуют складчатую систему Юго-Западного Алтая. Данная система занимает крайнюю часть герцинской складчатой области (Зайсанской, по В.П. Нехорошеву), которая располагается между каледонидами Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая. Окраины складчатой области резко отличаются от ее центральной части. В первую очередь, это видно при сопоставлении структурно-формационных зон Юго-Западного Алтая с тяготеющей к центру области Калба-Нарымской зоной. Находящаяся между ними промежуточная Иртышская зона, фиксируемая одноименным глубинным разломом, как отмечают Г.Д. Ажгирей и П.Ф. Иванкин, играла важную роль в развитии Зайсанской геосинклинали.

Сравнительный анализ герцинских структур свидетельствует о том, что в начале среднего палеозоя унаследованные силур-раннедевонские геосинклинальные прогибы, выполненные толщами известковисто-терригенной формации, развивались лишь в пределах Калба-Нарымской и отчасти Иртышской и Белоубинско-Южноалтайской зон.

Территория же Рудного Алтая в конце ордовика, силуре и раннем девоне входила в состав ориентированного в субширотном направлении Алейско-Теректинского поднятия, которое являлось окраинным структурным элементом Алтае-Саянской каледонской области. В строении этого поднятия участвует докембрийский кристаллический фундамент, который в современной структуре частично обнажается в Теректинском горсте Горного Алтая. Вышележащие отложения чехла представлены преимущественно терригенными толщами кембрия и ордовика, нередко метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Верхняя часть докембрийского основания и нижнепалеозойский чехол пронизаны позднекаледонскими (досреднедевонскими) гранитоидами, которые могут быть отнесены к формации гранитоидных батолитов пестрого состава, по Ю.А. Кузнецову, формирующихся в основном на месте при магматическом замещении пород субстрата. Таким образом, Алейско-Теректинское поднятие уже в начале девона имело кору континентального типа.

В конце раннего и начале среднего девона в связи с расширением Зайсанской геосинклинальной области древнее поднятие претерпело геосинклинальную переработку. В позднеэмское – эйфельское время весь блок земной коры переходного и континентального типа между Иртышским (Иртышской зоной смятия) и Локтевско-Караиртышским (Северо-восточной зоной смятия) глубинными разломами был охвачен дифференцированным погружением. Регенерация геосинклинального режима привела к раздроблению краевой части поднятия, перестройке древнего субширотного тектонического плана на северо-западный, развитию наложенных геосинклинальных прогибов – Быструшинского и Белоубинского, разделенных остаточными геоантиклинальными поднятиями – Алейским, Синюшинским и Ревнюшинским. Фрагменты древней структуры сохранились лишь в ядрах остаточных поднятий. Они сложены гранитизированными метаморфическими породами фации зеленых сланцев условно нижнепалеозойского возраста, очевидно, относящимися к догеосинклинальному (догерцинскому) чехлу древнего поднятия.

На основе анализа гравимагнитных полей в центральных частях Рудно-алтайской зоны на глубине 4–6 км от современного эрозионного среза под нижнепалеозойским чехлом выделяется еще более древний, вероятно, докембрийский кристаллический комплекс, который можно отнести к образованиям фундамента Алейско-Теректинского поднятия. Поверхность кристаллического фундамента резко погружается на запад (в сторону Калба-Нарымской зоны), восток (к Горному Алтаю), а также юго-восток (к Южному Алтаю). На северо-западе же она воздымается, и в этой части Рудно-Алтайской зоны, по-видимому, протерозойские кристаллические сланцы и амфиболиты в отдельных блоках залегают

непосредственно под мезо-кайнозойским чехлом Кулундинской впадины. Приведенные данные указывают, что мощность нижнепалеозойского комплекса в ядрах остаточных геоантиклинальных поднятий не превышает 3 км, а на северо-западе резко уменьшается. В прилегающих геосинклинальных зонах каледонид Горного Алтая (Холзунско-Чуйско-Инской) фаунистически охарактеризованные толщи кембрия и ордовика имеют в несколько раз большую общую мощность и отличаются меньшей степенью регионального метаморфизма.

Изменяющиеся данные свидетельствуют, что поднятие, на котором заложилась герцинские структуры Рудного Алтая, представляло собой древний срединный массив, имевший байкальский кристаллический фундамент и сравнительно маломощный нижнепалеозойский чехол [8, 19]. В Алейском, Синюшинском и Ревнюшинском остаточных поднятиях, а также в располагающемся между ними Быструшинском наложенном прогибе Рудноалтайской зоны с эйфельского по франкий век происходило накопление вулканогенно-осадочных отложений базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации.

На территории Калба-Нарымской зоны в среднем — позднем девоне продолжалось унаследованное развитие прогибов и накопление толщ преимущественно известковисто-терригенной и аспидной формации. В Иртышском прогибе возникло кордильерное, по Н.И. Стучевскому, поднятие, сложенное терригенными толщами и разделившее Рудноалтайскую и Калба-Нарымскую зоны. Лишь на участках, прилегающих к Рудному Алтаю, проявлялся вулканизм и накапливались толщи базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации. В пределах Горного Алтая в это время в прибрежно-морских и континентальных условиях возникали вулканы риолит-дацит-терригенной, андезит-терригенной и трахиандезит-терригенной формаций.

Активный вулканизм геосинклинального этапа развития Рудного Алтая проявился и в фамене. В это время здесь в пределах поднятий накапливались толщи андезит-дацит-терригенной натриевой формации, сменившей базальт-риолит-кремнисто-терригенную. В прогибах шло накопление пород флишоидной формации. В Калба-Нарымской зоне в фаменском веке продолжалось накопление образований аспидной формации, а на территории Горного Алтая снижалась интенсивность наземного вулканизма.

Сравнительный анализ развития девонских геологических формаций Юго-Западного Алтая и соседних территорий позволяет предположить, что здесь в девоне, начиная с эйфельского века, существовала система островных дуг. К зоне внешней дуги относилась Иртышская зона (табл. 4). Располагающаяся юго-западнее Калба-Нарымская зона, вероятно, служила фронтальным прогибом этой дуги. Внешняя дуга контролировалась Иртышским разломом, который являлся прообразом зоны Беньофа. Она, как большинство современных внешних дуг, характеризуется ослабленным вулканизмом, отсутствием офиолитовых ассоциаций и широким развитием терригенных формаций [36]. В всяческом боку зоны Беньофа располагалась вулканическая зона внутренней дуги,

Таблица 4. Схема палеотектонического районирования Юго-Западного Алтая в девоне

Характеристика вулканических зон	Типы вулканических зон в направлении: палеоокеан → палеоконтинент		
	Вулканическая зона внешней дуги	Вулканическая зона внутренней дуги	Краевой вулканический пояс
Структурно-формационная зона (мегазона)	Иртышская Калба-Нарымская	Рудно-Алтайская	Горно-Алтайская
Тип земной коры	Океанический и переходный	Переходный и континентальный	Континентальный
Соотношение с субстратом	Унаследованное	Наложенное	Наложенное
Формации D ₂ – D ₃ fr: главные	Известковисто-терригенная морская; аспидная морская	Базальт-риолит-кремнисто-терригенная контрастная морская	Риолит-дацит-андезит-терригенная; (прибрежные морские и континентальные)
второстепенные	Базальт-риолит-кремнисто-терригенная контрастная морская	—	Трахиандезит-терригенная континентальная
Принадлежность пород к петрохимическим сериям (по соотношению щелочей)	Калиево-натриевая и переходная от калиево-натриевой к натриевой серии SiO ₂ – 76*, K ₂ O – 1,67, Na ₂ O – 3,9 %	Калиево-натриевая серия; SiO ₂ – 73, K ₂ O – 2,9, Na ₂ O – 3 %	Калиево-натриевая и калиевая серии; SiO ₂ – 75, K ₂ O – 5,6, Na ₂ O – 2,1 %
Формации D ₃ fr: главные	Аспидная морская	Андезит-дацит-терригенная мелководная, флишoidная морская	Прекращение осадконакопления

Характеристика вулканических зон	Типы вулканических зон в направлении: палеоокеан → палеоконтинент		
	Вулканическая зона внешней дуги	Вулканическая зона внутренней дуги	Краевой вулканический пояс
второстепенные	Андезит-дацит-терригенная мелководная	—	—
Принадлежность пород к петрохимическим сериям (по соотношению щелочей)	Натриевая серия; SiO_2 — 73, K_2O — 0,96, Na_2O — 4,4 %	Натриевая серия; SiO_2 — 73, K_2O — 0,96, Na_2O — 4,4 %	—
Типы месторождений, ассоциирующие с вулканогенными формациями	Медно-цинково-колчеданные и свинцово-цинково-колчеданные	Медно-свинцово-цинково-колчеданные, свинцово-цинково-колчеданные	Железорудные; золото-свинцово-цинковые (жильные); ртутные; редкометалльные

* При вычислении средних содержаний породообразующих окислов использованы также данные химических анализов вулканитов, приведенные в работах Д.И. Горжевского, Е.Б. Яковлевой, В.В. Попова, В.Е. Попова и В.И. Чернова.

отвечающая территории Рудного Алтая. Эта зона отличается от вулканических зон внутренних дуг Тихоокеанского пояса. Она развивалась на коре переходного и континентального типа, наложена на краевую часть палеоконтинента (срединный массив), что сближает ее с краевыми вулканическими поясами.

Тип коры и определил появление островодужных комплексов уже на ранних этапах развития эвгеосинклинальных прогибов, т.е. в эйфеле. Тип коры и наложенный характер зоны, вероятно, обусловил и состав щелочей в породах вулканогенных формаций. Обычно в процессе эволюции магматизма внутренних дуг с возрастанием общей щелочности пород в них увеличивается содержание калия. Обратная картина наблюдается в Рудноалтайской зоне. Здесь содержание K_2O уменьшается от древних к более молодым формациям и происходит на фоне обмеления морского бассейна и развития подводных вулканических прогибов последовательная смена пород калиево-натриевой серии породами переходной и затем натриевой серии. Завершение девонского вулканизма на Рудном Алтае, совпадающее с образованием мелководной андезит-дацит-терригенной

натриевой формации, фиксирует зрелую стадию развития системы островных дуг и окончательное оформление и некоторое смещение вулканической зоны внутренней дуги в сторону внешней. Одновременно с этим в ее тыловой части, расположенной ближе к палеоконтиненту, во впадинах окраинного моря накапливались толщи флишеидной формации.

Однако Рудноалтайская зона, по-видимому, не может быть отнесена к типу краевых вулканических поясов. Особенности развитых здесь вулканогенных формаций, образовавшихся в подводных и субаэральных условиях, широкое развитие вулканитов андезитового состава на зрелой стадии формирования системы островных дуг и оформления рельефа вулканических гряд — все это позволяет отнести ее к своеобразной зоне внутренней дуги, наложенной на край срединного массива.

Северо-восточнее Рудноалтайской зоны, полностью уже в пределах палеоконтинента, располагается краевой вулканический пояс, образованный девонскими вулканогенными формациями Горного Алтая. Он характеризуется наиболее зрелым типом земной коры, преимущественно наземным вулканизмом и существенно калиевым составом вулканитов. Таким образом, складчатая система Юго-Западного Алтая относится ко вторичным геосинклинальным системам, заложенным на срединных массивах.

Палеотектоническое районирование Юго-Западного Алтая подтверждается геофизическими материалами. По сейсмическим и гравиметрическим данным общая мощность земной коры колеблется от 40 км в северо-западной части Рудноалтайской зоны и в Иртышской зоне до 49 км на границе с каледонидами Горного Алтая. Гранулит-базальтовый слой в северо-западной части Рудноалтайской зоны находится на глубине приблизительно 22 км, в ее юго-восточной части — на глубине 26 км и опускается до 30 км в пределах Белоубинско-Южноалтайской зоны. В гравитационном поле Рудноалтайской зоне отвечает региональный максимум силы тяжести, обусловленный суммарным эффектом поднятия поверхности Мохо, гранулит-базальтового и частично базифицированного гранитно-метаморфического слоев. Ядро гравитационного максимума совпадает с Алейской подзоной, где наиболее полно сохранились фрагменты срединного массива.

Магнитное поле Рудноалтайской зоны в целом положительное и по интенсивности расчленяется на три аномальные полосы, соответствующие Алейской, Змеиногогорско-Быструшинской и Лениногорско-Зырянской подзонам [19].

Установленная структурная зональность в направлении палеоокеан — палеоконтинент для девонского периода развития окраины Зайсанской геосинклинальной области подчеркивается известной региональной металлогенической зональностью. Она выражается в смене месторождений медно-свинцово-колчеданной формации вулканических зон внешней и внутренней дуги (см. табл. 4) железорудными, жильными золото-свинцово-цинковыми, ртутными и редкометальными месторождениями Горноалтайского краевого вулканического пояса. Выделявшиеся до недавнего времени при тектоническом районировании Рудного Алтая антиклинории

(соответствующие остаточным поднятиям) и синклиналии, отвечающие наложенным прогибам, являются необращенными и не относятся к типичным орогенным структурам, которые обычно бывают осложнены дополнительной складчатостью общего смятия.

В пределах указанных региональных структур господствуют два типа складок — конседиментационные, нередко глыбовые, и приразломные. Последние тяготеют к Иртышскому и Локтевско-Караиртышскому глубинным разломам, ограничивающим Рудный Алтай с двух сторон. Остаточные поднятия и наложенные прогибы в значительной степени сформировались в раннегеосинклиналию стадию развития региона, т. е. до начала фаменского века, в результате геосинклиналию переработки континентального основания Рудного Алтая, возникновения внутренних магматических очагов, широкого проявления в девоне вулканической деятельности и накопления осадочно-вулканогенных толщ контрастной базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации.

Устанавливается определенная взаимосвязь между типами конседиментационных региональных структур и строением накапливавшихся девонских осадочно-вулканогенных серий, в частности, раннегеосинклиналию эйфельско-франской базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации. Центральные части Алейского, Синюшинского и Ревнюшинского остаточных поднятий в течение среднего девона — франга отличались слабыми погружениями, которые чередовались с воздыманиями. Общая амплитуда их прогибания на данном этапе развития не превышала 500 м; в прогибах накапливались вулканогенные толщи существенно кислого состава, принадлежащие в основном к риолит-дацит-кремнисто-карбонатно-терригенной субформации. Периферические части остаточных поднятий характеризовались дифференцированными погружениями блоков; выделяются группы блоков и блоки замедленного погружения соответственно с общей амплитудой до 1500 и 3000 м. Здесь формировались толщи базальт-риолит-кремнисто-терригенной субформации, нередко относящиеся к жерловой и промежуточной группам фаций.

На склонах Быструшинского и Белоубинского наложенных прогибов в это же время амплитуды прогибаний составляли 3000–5000 м и в основном шло накопление мощных толщ базальт-риолит-терригенной субформации с преобладанием осадочных пород и вулканитов удаленных фациальных зон. В осевых частях прогибов, где амплитуда погружения превышала 5000 м, накапливались преимущественно осадочные отложения с примесью переотложенного вулканического материала флишовой песчано-алевролитовой формации.

Региональная вертикальная последовательность накопления субформаций и латеральная изменчивость фаций девонских отложений в пределах отдельных субформаций и контрастной формации в целом была обусловлена, вероятно, соответствующим размещением глубинных активизированных зон и формированием периферических коровых очагов кислой магмы преимущественно под остаточными поднятиями. Базальты, присутствующие в составе контрастной формации, имели, очевидно, более глубинные магматические источники.

Металлогеническое районирование Юго-Западного Алтая соответствует структурно-формационному районированию (рис. 15). Региональные структуры — это островодужные вулканические зоны, остаточные поднятия и наложенные прогибы. Именно они определяют размещение металлогенических зон, металлогенических подзон и рудных районов.

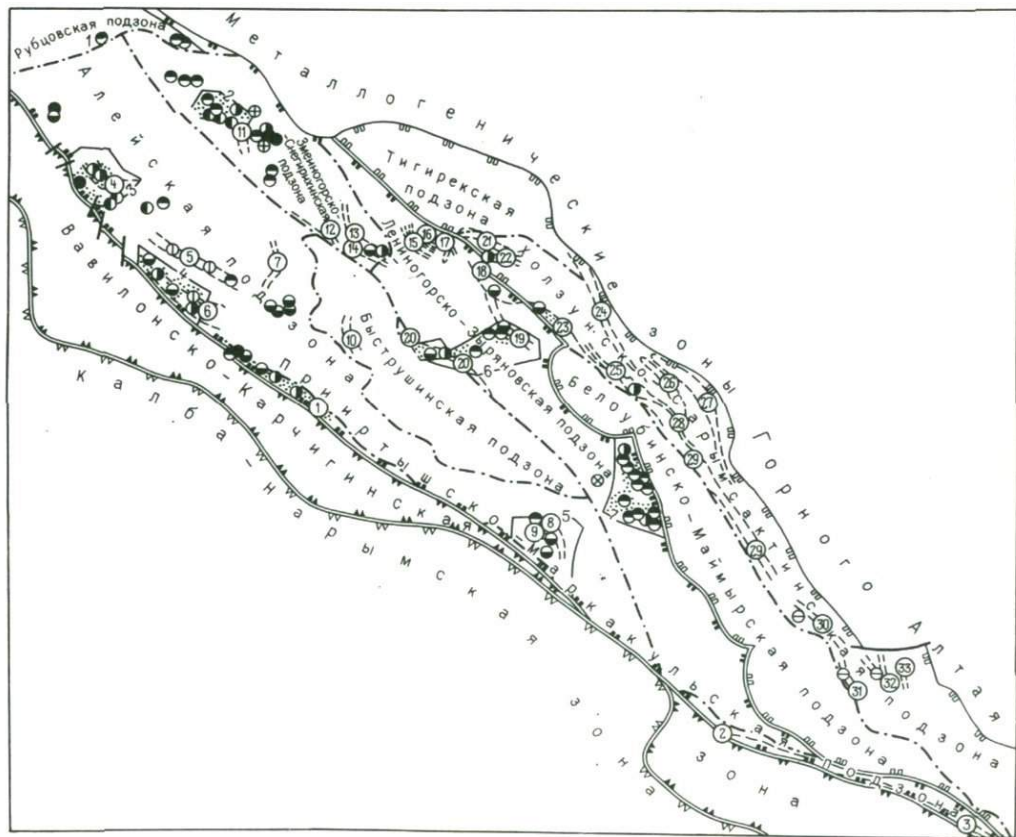
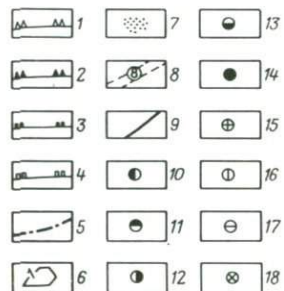
Меденосная Вавилонско-Карчигинская зона приурочена к существенно терригенной зоне внешней дуги. Рудноалтайская зона совпадает с вулканической зоной внутренней дуги. Металлогенические подзоны Рудного Алтая контролируются прерывистыми ветвями внутренней зоны, обрамляющими остаточные поднятия — блоки срединного массива. Они занимают собственно островодужную или окраинно-морскую палеоструктурную позицию. Первой отвечают подзоны, обрамляющие остаточные поднятия с юго-запада, со стороны палеоокеана (Алейская и Прииртышско-Маркакульская подзоны), а второй — подзоны, окаймляющие поднятия с северо-востока, со стороны палеоконтинента (Рубцовская, Змеиногорско-Снегирихинская и Лениногорско-Зырянская подзоны).

Рудные районы, слагающие указанные подзоны, располагаются в периферических частях остаточных поднятий и соответственно на склонах наложенных прогибов. Рудные объекты в своем размещении подчиняются формационному, стратиграфическому литолого-фациальному и структурному контролю; они фиксируются геохимическими и геофизическими аномалиями и сопровождаются ореолами окolorудно-измененных пород.

Наибольшее развитие на Рудном Алтае получили следующие семь геологических формаций: раннепалеозойская карбонатно-терригенная; силур-раннедевонская гранитоидных батолитов пестрого состава; эйфельско-франская контрастная базальт-риолит-кремнисто-терригенная; позднедевонская габбро-диабазовая; позднедевонская гипабиссальных и субвулканических гранитоидов; фаменская андезит-дацит-терригенная; пермская гранитовая (рис. 16). Первые две формации характеризуют основание вторичной геосинклинали, следующие четыре — геосинклинальный этап развития территории, а последняя седьмая — орогенный.

Догеосинклинальная формация гранитоидных батолитов рассматривалась в составе позднепалеозойского змеиногорского комплекса. Однако обособленное геологическое положение габбро-диорит-плагиогранитовых массивов этой формации, не выходящих за поля развития метаморфических сланцев раннепалеозойской карбонатно-терригенной формации в пределах остаточных поднятий, и данные изотопного анализа (411—516 млн. лет, калий-аргоновый метод) указывают на широкое распространение в регионе раннепалеозойских (досреднедевонских) гранитоидов.

Единственная на Рудном Алтае колчеданосная раннегеосинклинальная базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация характеризуется преобладанием (80—90 %) вулканитов кислого состава. Образование пород формации происходило на участках умеренного погружения, при этом важную роль играли извержения центрального типа. Отдельные вулканы возвышались над уровнем моря в виде островов. В целом же



среди вулканитов преобладают подводные кластолавы и продукты дезинтеграции кислого стекла, возникшие, как отмечает В.И. Чернов, при извержениях в водную среду. По химизму вулканогенные породы этой формации в целом относятся к известково-щелочному ряду калиево-натриевой серии. В рудных районах она представлена тремя субформациями — базальт-риолит-кремнисто-терригенной, базальтсодержащей риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной и базальт-риолит-терригенной.

Базальт-риолит-кремнисто-терригенная субформация объединяет эйфельские и частично франские вулканиты с преобладанием Na_2O над K_2O . Поля развития этих пород тяготеют к Иртышскому глубинному разлому и его отдельным ответвлениям (см. рис. 16). По петрохимическим особенностям базальты и риолиты субформации близки к однотипным. Эффузивам контрастной формации первично-геосинклинальных металлогенических зон уральского типа и последовательной формации зон малокавказского типа. Базальты от основных эффузивов зон уральского типа отличаются пониженным содержанием феррических компонентов, а от базальтов зон малокавказского типа — пониженной глиноземистостью. Величина отношения щелочей характеризует их как образования, переходные от натриевой к калиево-натриевой серии (при содержании SiO_2 около 50 % концентрация K_2O колеблется от 0,6 до 1,0 % и в среднем составляет 0,89 %, табл. 5). Отсутствие отрицательной корреляции между суммой щелочей и кремнеземом (рис. 17, а) под-

Рис. 15. Схема металлогенического районирования Юго-Западного Алтая. По Н.И. Стучевскому, В.С. Кузбному, М.А. Мураховскому, И.А. Ротарашу, Е.И. Филатову.

Границы металлогенических зон: 1 — Калба-Нарымской, 2 — Вавилонско-Карчигинской, 3 — Рудноалтайской, 4 — Белоубинско-Южноалтайской, 5 — границы металлогенических подзон; 6 — рудные узлы: 1 — Рубцовско-Таловский, 2 — Змеиногорско-Корбалихинский, 3 — Орловско-Золотушинский, 4 — Николаевско-Рублихинский, 5 — Лениногорско-Тишинский, 6 — Зырянский; 7 — рудные поля; 8 — рудноносные зоны: 1 — Березовско-Белоусовская, 2 — Джалтырская, 3 — Теректинско-Александровская, 4 — Золотушинская, 5 — Орловско-Опенышевская, 6 — Николаевская, 7 — Большереченская, 8 — Заводнинско-Никольская, 9 — Орманская, 10 — Голдобинская, 11 — Змеиногорско-Зайцевская, 12 — Морозихинская, 13 — Снегирихинская, 14 — Феклистова-Александровская, 15 — Абрамихинская, 16 — Сахарихинская, 17 — Пахотинско-Сеструшинская, 18 — Стрежанская, 19 — Услено-Карелинская, 20 — Кедровско-Бутахинская, 21 — Теремковско-Звездная, 22 — Шинковско-Гусляковская, 23 — Белоубинская, 24 — Хайдунская, 25 — Талово-Тургу-сунская, 26 — Тегерек-Солдатская, 27 — Хамир-Нумырская, 28 — Перевальненская, 29 — Радужно-Большереченская, 30 — Пневская, 31 — Никитинская, 32 — Южно-алтайская, 33 — Сарымсактинская; 9 — разрывные нарушения; месторождения и проявления: 10–15 — колчеданно-полиметаллической формации (10 — барит-полиметаллическая формация, 11 — собственно полиметаллическая подформация, 12 — переходная и колчеданно-полиметаллическая подформация, 13 — собственно колчеданно-полиметаллическая подформация, 14 — медно-колчеданная подформация, 15 — кварцево-сульфидная подформация), 16 — полиметаллической скарновой, 17 — свинцово-цинковой стратиформной, 18 — полиметаллической кварцево-жильной формации

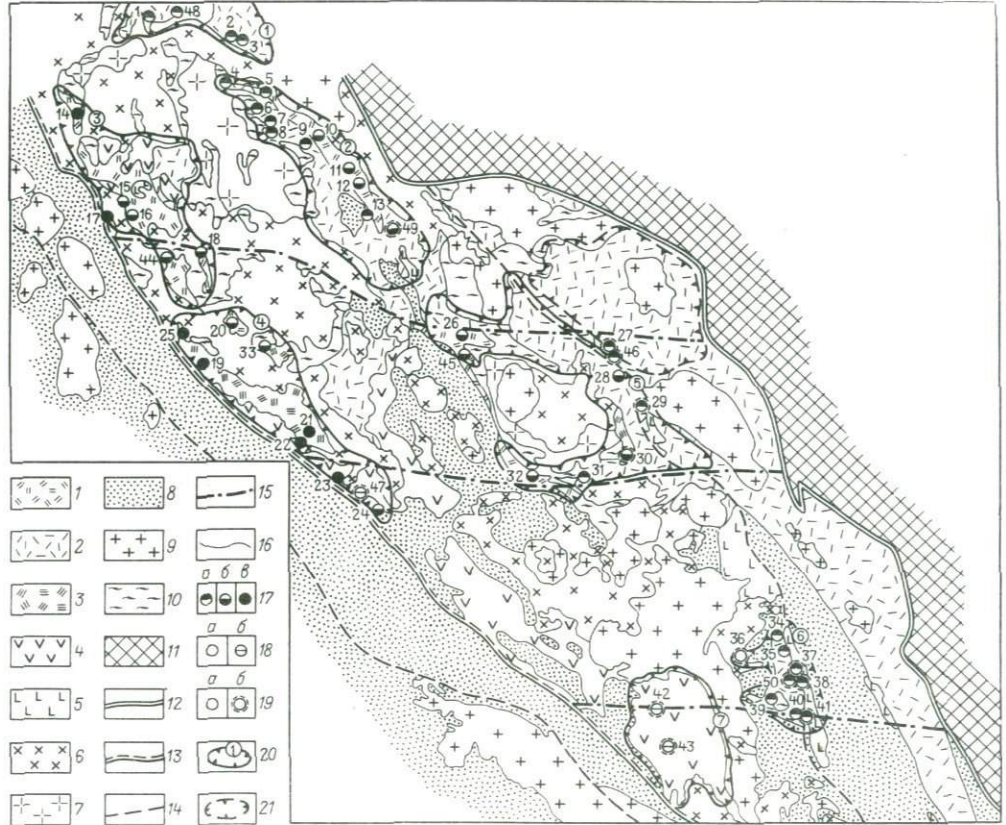


Рис. 16. Формационно-металлогеническая схема Рудного Алтая.

1–11 – геологические формации. Рудоносная базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация ($D_2e - D_3fr$), субформации: 1 – базальт-риолит-терригенная (D_3fr, D_2e_2), 2 – андезит-базальтсодержащая риолит-дацит-кремнисто-карбонатно-терригенная ($D_2e - gv_1, D_3fr$), 3 – базальт-риолит-кремнисто-терригенная (D_2e, D_3fr); слаборудоносные (на пропилиново-медный и жильный типы оруденения) и нерудные формации: 4 – андезит-дацитовая (D_3fm), 5 – габбро-диабазовая ($D_3 - C_1$), 6 – гипабиссальных и субвулканических гранитоидов ($D_3 ?$), 7 – габбро-гранодиорит-плагиогранитовая ($S_2 - D_1$), 8 – песчаниково-алевролитовые и песчаниково-алевролитово-известковистые ($O_2 - C_1^5$), 9 – гранитовая (P), 10 – карбонатно-терригенная (PZ_1), 11 – формации Горного Алтая; 12–15 – разрывы: 12 – определяющие границы складчатой области, 13 – то же, складчатой системы, 14 – то же, складчатых структурно-формационных зон и подзон, 15 – скрытые поперечные разрывы, выявленные по геолого-геофизическим данным; 16 – границы геологических формаций и субформаций; 17–18 – рудные формации: 17 – медно-свинцово-цинковая-колчеданная формация, субформации: 17, а – свинцово-цинково-колчеданная, 17, б – медно-свинцово-цинково-колчеданная, 17, в – свинцово-медно-цинково-колчеданная; 18 – свинцово-цинковая (жильная) формация, субформации: 18, а – кварц-свинцово-цинковая, 18, б – кварц-медно-свинцово-цинковая; 19, а месторождения (1 – Рубцовское, 2 – Таловское, 3 – Степное, 4 – Тушканихинское, 5 – Майское, 6 – Стрижковское, 7 – Среднее, 8 – Зареченское, 9 – Змеиногорское, 10 – Корбалихинское, 11 – Лазурское, 12 – Маслянское, 13 – Семеновское, 14 – Локтевское, 15 – Золотушинское, 16 – Ново-Золотушинское, 17 – Орловское, 18 – Крючковское, 19 – Николаевское, 20 – Ново-Шемонаихинское, 21 – Ново-Березовское, 22 – Березовское, 23 – Иртышское, 24 – Белолусовское, 25 – Камышинское, 26 – Снегирихинское, 27 – Гуслияковское; 28 – Стрежанское, 29 – Старковское, 30 – Шубинское, 31 – Риддер-Сокольное, 32 – Тишинское, 33 – Покровское, 34 – Малеевское, 35 – Путинцевское, 36 – Парыгинское, 37 – Осочихинское, 38 – Богатыревское, 39 – Зырянское, 40 – Снегиревское, 41 – Греховское II, 42 – Заводинское, 43 – Бухтарминское, 44 – Юбилейное, 45 – Анисимов Ключ, 46 – Чекмарь, 47 – Чудак, 48 – Захаровское, 49 – Воровское, 50 – Майское-Зырянское); 19, б – месторождения с широким развитием прожилково-вкрапленных руд; 20 – границы рудных районов (1 – Рубцовский, 2 – Змеиногорский, 3 – Золотушинский, 4 – Прииртышский, 5 – Лениногорский, 6 – Зырянский, 7 – Бухтарминский); 21 – граница потенциального рудного района с прожилково-вкрапленным оруденением

тверждает их первично натриевую специализацию. Среди фемических компонентов наиболее вариабильным оказывается FeO^* , что, видимо, связано с разной окисленностью потоков, причем общая железистость превосходит как содержание MgO , так и CaO .

Риолиты по сравнению с кремнекислыми вулканитами контрастной формации колчеданноносных зон уральского типа характеризуются повышенным содержанием кремнезема и калия и пониженным – титана, железа и натрия. По сравнению же с риолитами последовательной формации зон малокавказского типа они менее глиноземистые и известковистые и более калиевые. Риолиты, как и базальты, по соотношению щелочей принадлежат к переходной серии от натриевой к калий-натриевой – содержание K_2O в них колеблется от 1 до 2% и в среднем состав-

* $FeO' = FeO + 0,9 Fe_2O_3$.

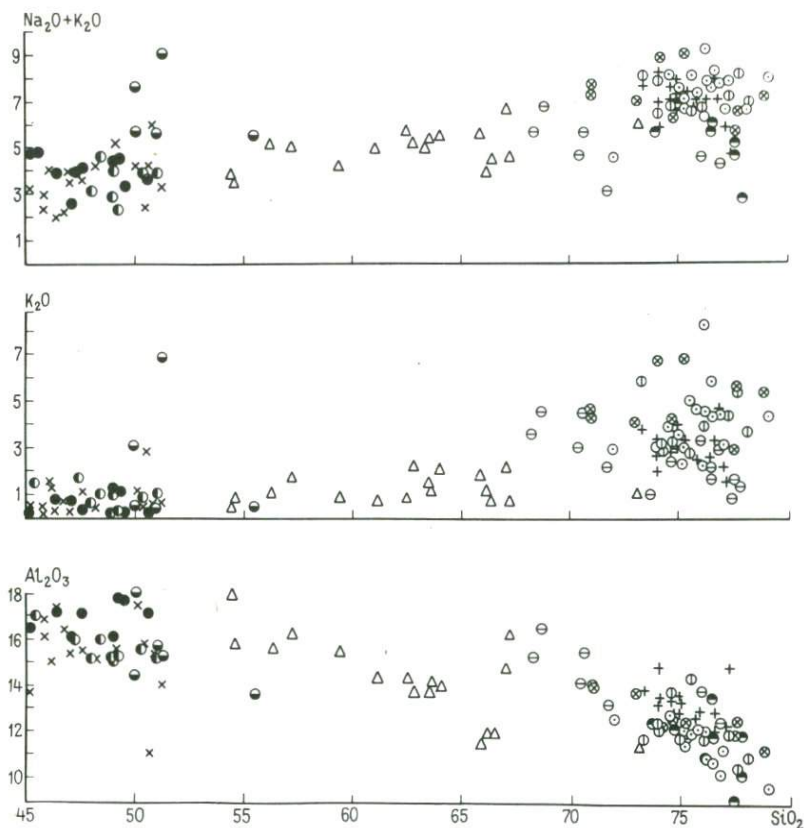
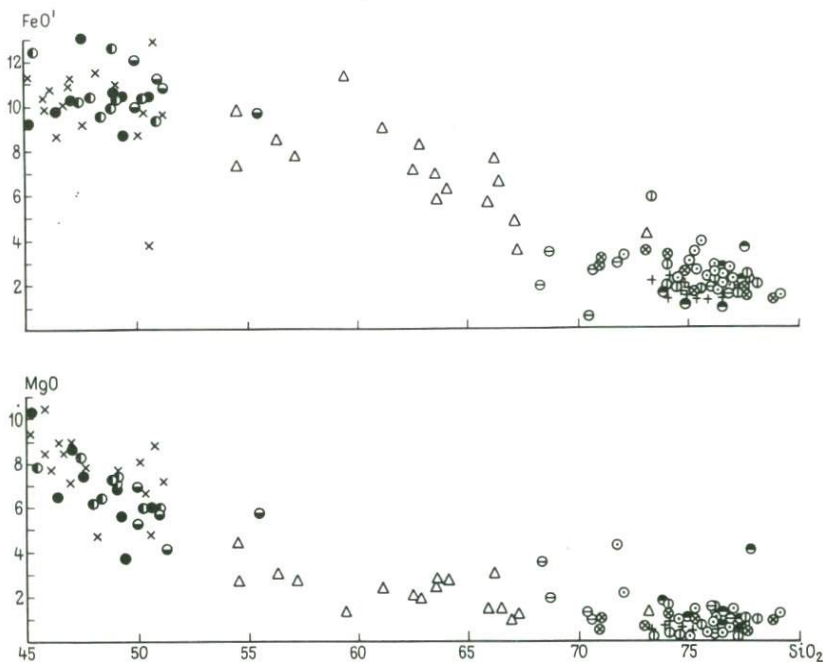


Рис. 17. Диаграммы составов пород геосинклинальных формаций Рудного Алтая
 1—4 — базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация: 1 — базальты (а) и рио-
 риолиты (б) базальт содержащей риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной суб-
 терригенной субформации; 4 — риолиты субвулканических фаций (а) и риолиты суб-
 генной субформации; 5 — габбродиабазы одноименной формации; 6 — граниты
 дезит-дацит-терригенной формации

ляет 1,59 % (табл. 5). В целом для них характерна широкая дисперсия содержаний породообразующих окислов, особенно глинозема и суммы щелочей.

Риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная субформация представлена преимущественно кислыми разностями вулканитов. Однако существенно терригенные фации в пределах наложенных прогибов (шипуновская и другие свиты) в верхней части разреза субформации содержат отдельные потоки базальтов. Последние по повышенной щелочности и принадлежности к калиево-натриевой серии отличаются как от базальтов эйфельской субформации, так и от основных пород натровой контрастной и последовательной формации соответственно зон уральского и малокавказского типов. По повышенному содержанию титана они приближаются



для щелочей, калия, глинозема, закисного железа, магния:

литы (б) базальт-риолит-кремнисто-терригенной субформации; 2 — базальты (а) формации; 3 — базальты (а) и риолиты покровных фаций (б) базальт-риолит-тер-вулканических и экструзивных фаций флюид-порфиров (б) базальт-риолит-терри-формации гипабиссальных и субвулканических гранитоидов; 7 — вулканиты ан-

к уральским базальтам, которые по составу в целом близки к континен-тальным базальтам. Для них характерна широкая дисперсия содержаний породообразующих окислов, особенно суммы щелочей, K_2O и Al_2O_3 (см. табл. 5).

Основу антидромного разреза субформации составляют риолиты и риодациты. Они сильнее, чем риолиты зйфельской субформации, обеднены фемическими составляющими по сравнению с кремнекислыми вулканитами контрастной формации колчеданоносных зон уральского типа и последовательной формации зон малокавказского типа. При этом по содержанию кремнезема они близки к уральским риодацитам, а титана и глинозема — к малокавказским риолитам. Однако среднее содержание Na_2O в них в 3–3,5 раза ниже, а K_2O — в 4–6 раз выше, чем в уральских

Таблица 5. Средний химический состав пород геосинклинальных магматических формаций Рудного Алтая, %

Формации, субформации, породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов	
<i>Эйфельско-франская базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация</i>												
Эйфельская (и частично франская) базальт-риолит-кремнисто-терригенная субформация:	базальты	48,63	0,67	15,48	3,03	7,45	0,15	6,93	7,07	2,87	0,89	9
	риолиты	76,32	0,15	11,58	0,77	1,33	0,02	1,35	1,23	3,70	1,59	7
Эйфельско-живетская (и частично франская) базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная субформация:	базальты	51,56	1,36	15,48	3,07	6,14	0,16	5,61	3,68	4,51	2,26	5
	риолиты и риодациты	71,78	0,12	14,46	1,62	0,55	0,03	2,09	0,46	1,49	3,40	7
Франская (и частично эйфельская) базальт-риолит-терригенная субформация:	базальты	48,10	1,04	16,86	3,02	7,90	0,15	6,91	6,96	3,44	0,58	8
	риолиты	75,40	0,15	11,71	0,74	2,09	0,06	0,84	0,52	3,25	4,04	24
	риолиты субвулканической и экструзивной фации флюидопорфилов	74,86	0,21	11,71	1,14	1,30	0,10	0,82	0,59	2,29	4,92	9
Габбродиабазы	<i>Позднедевонская габбро-диабазовая формация</i>											
		47,99	1,55	15,37	3,17	7,01	0,18	7,74	9,18	2,87	0,76	16
Граниты	<i>Позднедевонская формация гипабиссальных и субвулканических гранитоидов</i>											
		75,37	0,19	13,23	0,97	0,96	0,04	0,60	0,86	4,23	2,97	17
Андезитодациты	<i>Фаменская андезит-дацит-терригенная формация</i>											
		62,69	0,62	14,34	3,69	3,72	0,10	2,22	4,42	3,77	1,24	17

Примечание. При составлении таблицы, кроме материалов автора, использованы данные Т.Я. Гончаровой, В.С. Кузубного, Г.Ф. Яковлева

риодацитах, и соответственно — в 2–2,5 раза ниже и в 2 раза выше, чем в малокавказских риолитах. Это — типичные образования калиево-натриевой серии. На фоне широкой дисперсии содержаний породообразующих окислов в них отчетливо проявляется пантеллеритовая тенденция — отсутствует положительная корреляция между содержанием щелочей и кремнезема. В отличие от риолитов натриевой субформации риодациты еще более резко обеднены известью по сравнению с риолитами колчеданоносных формаций районов уральского и особенно малокавказского типов (см. табл. 5 и рис. 17). На примере Зырянского рудного района И.П. Пугачевой показано, что эйфельские риолиты по отношению калия к рубидию (240–270) отличаются от базальтофильных риолитов Урала и близки к породам сиалического происхождения — гранитоидам Урала и риолитам Охотского и Приаргунского вулканических поясов.

В северо-западной части Рудного Алтая в пределах Змеиногорского и Золотушинского рудных районов в центральных частях прогибов разрез раннегеосинклинальной вулканогенно-осадочной формации венчается франской базальт-риолит-терригенной субформацией, перекрывающей здесь эйфельско-живетскую субформацию (см. рис. 16). Разрез франской субформации нередко имеет трехчленное строение, отражая эволюцию вулканизма по следующей схеме: кислый — основной — кислый. Таким образом, данная субформация содержит контрастные по составу вулканыты. Породы со средним содержанием SiO_2 51–70 % в ней отсутствуют, базальтоиды занимают до 1/4 объема. По петрохимическим особенностям они близки к базальтам натриевой субформации, отличаясь от них несколько повышенной глиноземистостью и изменением соотношения щелочей в еще большую пользу натрия, т. е. еще большей близостью к аналогичным породам натриевой серии колчеданоносных зон уральского типа. Наибольшая дисперсия содержания породообразующих окислов характерна для Na_2O , а также для FeO' и MgO (см. табл. 5 и рис. 17).

Кремнекислые породы базальт-риолит-терригенной субформации относятся к предельным риолитам, перенасыщенным, как и натриевые риолиты, кремнекислотой и обедненным титаном и глиноземом, а по сравнению с калий-натриевыми риолитами риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной субформации — магнием. Их общая железистость несколько повышена. Риолиты данной субформации также относятся к калий-натриевой серии. Однако при сохранении высоких содержаний калия в них существенно увеличивается содержание натрия и таким образом увеличивается общая щелочность до 8 % (см. табл. 5 и рис. 17). По указанным параметрам эти породы отличаются от раннегеосинклинальных риолитов контрастной формации металлогенических зон уральского типа и сближаются с орогенными образованиями краевых и внутренних вулканоплутонических поясов. Для франских риолитов также характерна широкая дисперсия содержания породообразующих окислов, особенно суммы щелочей, K_2O и глинозема (см. рис. 17). Калиево-рубидиевые отношения колеблются от 333 до 551, что характерно для кислых магм корового происхождения [16].

Субвулканические и экструзивные фации риолитов данной субформации представлены двумя группами пород. Наиболее обширную группу составляют плотные фельзитовые массивные и флюидальные, иногда брекчиевого сложения риолиты, обедненные летучими компонентами (фтором, хлором). По петрохимическим особенностям они практически не отличаются от риолитов покровной фации. Ко второй группе пород относятся насыщенные летучими компонентами крупновкрапленные риолиты, дациты и автомагматические брекчии кислого состава, относящиеся к флюид-порфиоровому комплексу, впервые выделенному на Алтае Г.Ф. и Е.Б. Яковлевыми. Подобные вулканические породы слагают небольшие участки ареалов развития вулканитов ранее охарактеризованных первых двух субформаций, но наибольшее распространение они получили во франском веке на завершающей стадии становления раннегеосинклинальной контрастной формации. По химическому составу они также близки к риолитам покровной и субвулканической фации и отличаются от них газонасыщенностью, пониженным содержанием натрия, повышенным содержанием калия и большей степенью окисленности железа (см. табл. 5 и рис. 17).

Во всех трех субформациях контрастной формации важная роль принадлежит осадочным и вулканогенно-осадочным породам, которые составляют от 20 до 80 % объемов частных разрезов. В первой существенно натриевой субформации широко развиты терригенные образования — алевролиты, туфогенные алевролиты, содержащие отдельные прослои туффитов и туфолесчаников. Если субформация представлена эйфельскими отложениями, то терригенные породы тяготеют к нижней части разреза.

Вторая, риолитовая, субформация характеризуется развитием не только песчано-глинистых, но и карбонатных отложений. В нижней части ее разреза присутствуют биогермные известняки. В различных частях Рудного Алтая разрез этой формации несколько разный. Так, в юго-восточной части металлогенической зоны в разрезе преобладают кремнекислые вулканиты, а осадочные и вулканогенно-осадочные породы появляются преимущественно в верхней части разреза. В северо-западной же части наблюдается обратное. Здесь в разрезе в целом преобладают осадочные породы, содержащие отдельные горизонты вулканитов удаленных фаций, а собственно вулканогенные образования концентрируются в средней и верхней частях разреза. Это, очевидно, связано с известной миграцией процессов девонского вулканизма во времени с юго-востока на северо-запад.

Третья, базальт-риолит-терригенная, субформация, в целом, наиболее вулканогенная. В ней также в больших количествах содержится осадочный материал, преобладающий обычно в нижней части разреза толщ. В верхней, "вулканогенной", части разреза нередко присутствуют хемогенные и рифогенные известняки, которые исчезают при приближении к центральным частям прогибов. Для собственно вулканогенных частей разреза всех трех субформаций весьма характерно наличие прослоев кремнистых осадочно-вулканогенных пород мощностью 20–30 м —

тонкополосчатых кремнистых туфоалевролитов, туффитов и кремней со спикулами губок.

Таким образом, базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация Рудного Алтая, возникшая главным образом на сиалическом фундаменте — регенерированном срединном массиве, существенно отличается от вулканогенных образований кайнотипных островных дуг и от силуро-девонских контрастных натриевых формаций Южного Урала и Северного Кавказа, локализованных на участках с корой океанического типа и подстилаемых недифференцированными базальтами. Главные отличия заключаются в антидромном характере вулканизма, смене по вертикали более калиевых риолитов более натриевыми, резко подчиненном значении базальтов, широком развитии осадочных и вулканогенно-осадочных пород и в принадлежности вулканитов к калиево-натриевой серии.

Позднедевонская габбро-диабазовая формация объединяет гипабиссальные и гиповулканические образования — габбродиабазы, диабазы и диабазовые порфириды. Они слагают в ареалах развития пород базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации удлинено-линзовидные, иногда кольцевые секущие тела, сконцентрированные вдоль Локтевско-Карайтышского разлома в виде Белорецко-Маркакольского пояса и распространяющиеся далеко за его пределы вплоть до Иртышского разлома. Приурочены они к центрам вулканической деятельности и развиты по периферии вулканических построек, что подчеркивает их кольцевое строение.

По петрохимическим особенностям данные породы сходны с вулканитами основного состава базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации, особенно близки они к базальтам франской субформации, что выражается в сходстве содержания кремнезема, глинозема, железа, калия и суммы щелочей. Незначительные различия наблюдаются в содержании титана, магния и кальция, которое в породах габбро-диабазового комплекса несколько возрастает. Наиболее вариабельны в них также Na_2O , K_2O и в несколько меньшей степени — FeO' (см. табл. 5 и рис. 17).

Позднедевонская формация гипабиссальных и субвулканических гранитоидов, очевидно, завершает становление раннегеосинклинальных магматических формаций Рудного Алтая. Гранитоиды прорывают эйфельско-франские вулканогенно-осадочные отложения, а их галька присутствует в базальных конгломератах фамена. Они обладают петрографическим (в первую очередь, в эндоконтактовой фации) и петрохимическим сходством с кремнекислыми вулканитами базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации, особенно с риолитами франской субформации и, прежде всего, с субвулканическими "флюид-порфирами". Гранитоиды близки к риолитам по содержанию кремнезема, титана, магния, кальция, сумме щелочей (7–8 %), отличаются несколько большей глиноземистостью, меньшей железистостью и изменением соотношения щелочей в пользу натрия с сохранением при этом принадлежности к калиево-натриевой серии ($\text{K}_2\text{O} > 2,0\%$). Для них характерна относительно небольшая дисперсия основных породообразующих окислов.

Содержание рубидия в гранитоидах несколько выше, чем в кремне-

кислых вулканитах контрастной формации. Калий-рубидиевые отношения колеблются от 195 до 450 и в среднем составляют 365. Данные породы относятся к формации маловодных гипабиссальных и, вероятно, субвулканических гранитоидов, которые широко развиты в вулканических областях и тесно ассоциируют с продуктами вулканизма. Сравнительный анализ позднедевонских магматических образований позволяет сделать вывод о комагматичности базальтов франской субформации контрастной формации и габбро-диабазов, с одной стороны, и риолитов той же субформации и гранитоидов — с другой, и объединить эти комплексы пород в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Такое объединение осуществлено автором совместно с И.П. Пугачевой и Т.Г. Колдаевой на основе геолого-структурной, петрографической и петрохимической близости указанных комплексов [22].

Фаменская слабодифференцированная андезит-дацит-терригенная формация, очевидно, знаменует собой завершение раннегеосинклиальной (раннеостроводужной) стадии развития вторичной геосинклинали Рудного Алтая и переход к позднесинклиальной (позднеостроводужной) стадии. Вулканиты формации пространственно тяготеют к Иртышскому разлому. Они образуют ряд от базальтов до риолитов, в котором преобладают андезиты и дациты. Широкое развитие красноцветных и грубообломочных пород и ограниченное развитие рифов свидетельствуют об образовании формации в субазальных условиях в обстановке островных вулканических ряд.

Андезитодациты слабодифференцированной фаменской формации по сравнению с относительно близкими по основности риодацитами контрастной эйфельско-франской формации отличаются пониженным содержанием магния, интенсивной вариабельностью FeO' , связанной с преимущественно субазальными условиями накопления вулканитов, пониженным содержанием калия, повышенным — натрия и принадлежностью к натриевой серии. Кислые разности вулканитов содержат $K_2O \leq 1\%$ (см. табл. 5 и рис. 17).

Остальные геологические формации Рудного Алтая довольно детально рассмотрены в литературе.

Все месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной формации Рудного Алтая приурочены к площади развития эйфельско-франской базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации и не выходит за ее пределы как по латерали, так и по вертикали. Калиево-натриевая специализация щелочей рудоносной контрастной формации и ее существенно свинцовый профиль, очевидно, обусловлены континентальным типом субстрата и наложенным характером девонских прогибов. Медно-свинцово-цинково-колчеданная формация включает три субформации: свинцово-медно-цинково-колчеданную, медно-свинцово-цинково-колчеданную и свинцово-цинково-колчеданную.

В пределах металлогенической зоны полиметаллически-колчеданные объекты не просто ассоциируют с контрастной эйфельско-франской формацией, а каждая субформация контрастной формации характеризуется своим металлогеническим профилем и коррелируется с определенной субформацией рудной формации [35].

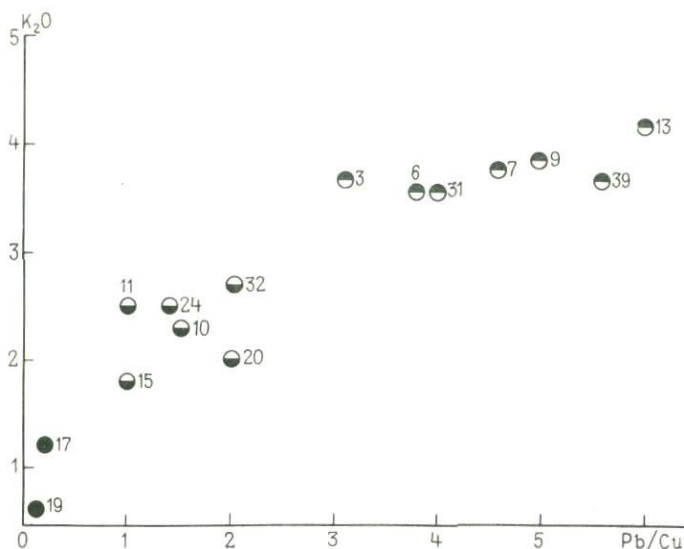


Рис. 18. Зависимость содержаний K_2O в рудовмещающих вулканитах и соотношений Pb и Cu в рудах некоторых месторождений Рудного Алтая.

Усл. обозначения см. на рис. 16

К ареалам развития существенно натриевой ($SiO_2 \approx 70\%$, $K_2O/Na_2O = 0,4$) субформации, обрамляющей блоки срединного Массива со стороны палеоокеана (иртышская, березовская, ильинская и другие свиты), приурочены обогащенные медью месторождения свинцово-медно-цинково-колчеданной субформации (Орловское, Николаевское, Иртышское и др.). Существенно калиевая ($SiO_2 \approx 70\%$, $K_2O/Na_2O = 2,3$) субформация остаточных поднятий — реликтов массива (ревнюшинская, маслянская и другие свиты) — специализирована на обедненные медью рудные объекты свинцово-цинково-колчеданной субформации (Ленингорское, Зырянское и др.). С промежуточной по соотношению щелочей ($SiO_2 \approx 70\%$, $K_2O/Na_2O \approx 1,2$) субформацией наложенных прогибов (давидовская, каменевская и другие свиты) ассоциируют месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной субформации (Корбалихинское, Золотушинское и др.). О генетическом родстве процессов девонского вулканизма и полиметаллически-колчеданного оруденения свидетельствуют также зависимость минерального состава руд месторождений от петрохимических особенностей рудовмещающих вулканитов, в частности, содержания в них окиси калия. С увеличением концентрации калия в рудовмещающих породах практически прямо пропорционально увеличивается соотношение содержаний свинца и меди в рудах, т. е. содержание свинца (рис. 18).

На многих месторождениях тесно ассоциируют околорудные кварцсерицитовые метасоматиты, полиметаллически-колчеданные руды, газонасыщенные липариты флюид-порфирирового комплекса и базальты. Рудные залежи нередко располагаются в висячем боку риолитов или в местах их выклинивания под базальтами.

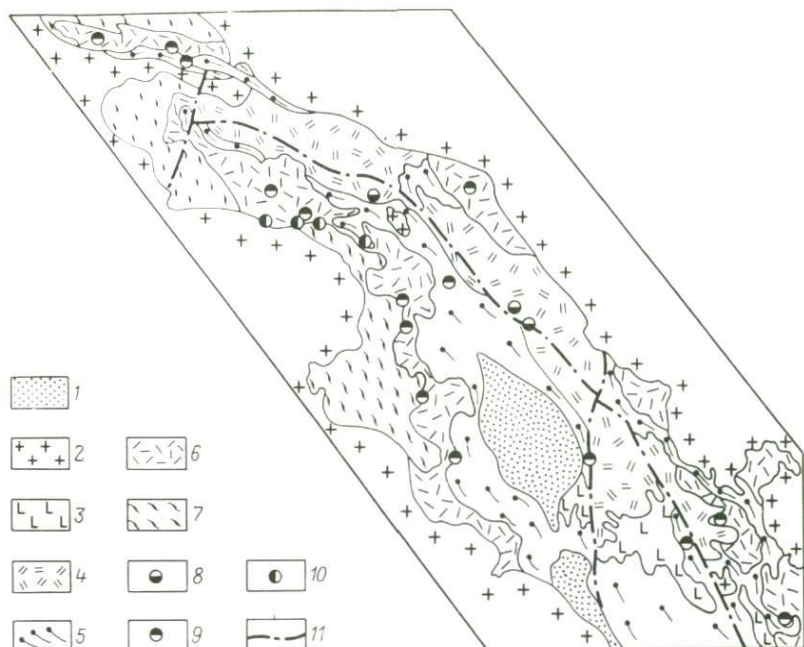


Рис. 19. Формационная схема Змеиногорского рудного района.

Геологические формации: 1 — фаменская флишоидная, 2 — позднедевонская гипабиссальных и субвулканических гранитоидов, 3 — позднедевонская габбро-диабазовая; 4–6 — зейфельско-франская базальт-риолит-кремнисто-терригенная; субформации: 4 — франская базальт-риолит-терригенная, 5–6 — зейфельско-живетская базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная; ассоциации: 5 — базальтсодержащая кремнисто-карбонатно-терригенная, 6 — риолит-карбонатно-терригенная, 7 — раннепалеозойская карбонатно-терригенная; рудные субформации и минеральные типы: 8 — медно-свинцово-цинково-колчеданная, свинцово-цинково-колчеданная, 9 — свинцово-цинково-колчеданный, 10 — барит-свинцово-цинково-колчеданный; 11 — разрывы

Соответствие определенных вулканогенных и рудных субформаций проявляется как в пределах металлогенической зоны в целом, так и в ее отдельных рудных районах, например, в Змеиногорском [4]. Из трех субформаций контрастной формации здесь отсутствует только натриевая. К ареалам развития зейфельско-живетской (существенно риолитоидной относительно слабо дифференцированной) субформации приурочены небольшие по масштабам барит-полиметаллические и полиметаллические месторождения свинцово-цинково-колчеданной субформации. С франской базальт-риолит-терригенной субформацией связаны более крупные месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной субформации (рис. 19).

Таким образом, зейфельско-франская базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация — единственная продуктивная на промышленные руды геологическая формация Рудного Алтая. Непромышленные рудные объекты пропилитово-медной и свинцово-цинковой жильной формации ассоциируют соответственно с габбро-диабазовой и гранитоидной

формациями. Причем и кварцево-серицитовые метасоматиты промышленной рудной формации и околорудные пропилиты испытывают термальное метаморфизирующее воздействие позднедевонских гранитоидов и вместе с ними встречаются в гальке базальных конгломератов флишовой формации фамена. Так как габбро-диабазовая и гранитоидная формации входят вместе с контрастной в единую вулканоплутоническую ассоциацию, то пропилитовые и кварцево-жильные рудопроявления в благоприятной обстановке могут служить индикаторами более древнего полиметаллически-колчеданного оруденения.

Сопоставление стратиграфического положения месторождений в разрезе рудоносной формации по отдельным рудным районам позволяет выделить в них рудоносные стратиграфические интервалы. На основе уточнения стратиграфии средне-верхнедевонских отложений Змеиногорского района В.И. Сереткиным, автором и другими исследователями установлена приуроченность большей части месторождений к отложениям живетского и франского ярусов, а не к верхнему эйфелю, как считалось ранее. Было выяснено, что наиболее рудоносны франские осадочно-вулканогенные отложения давидовской свиты. В них сосредоточено около 40 % запасов металлов. Второе место по рудоносности (30 % запасов металлов) было отдано верхнеживетским вулканогенно-карбонатно-терригенным отложениям шипуновской свиты; 15 % существующих запасов металлов заключено в верхнеэйфельско-нижеживетских вулканогенных образованиях и 13 % — в верхнеэйфельских вулканогенно-осадочных отложениях березовской свиты.

При анализе стратиграфического положения месторождений различных субформаций, выполненном автором совместно с В.И. Сереткиным, выяснено, что наиболее крупные в районе месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной субформации залегают в осадочно-вулканогенных отложениях давидовской свиты, а свинцово-цинково-колчеданные тяготеют к двум стратиграфическим интервалам — к вулканогенным образованиям верхнего эйфеля — нижнего живета в зоне контакта с отложениями шипуновской свиты и к туфогенно-терригенной толще верхней подсвиты шипуновской свиты. С учетом формационной принадлежности полиметаллически-колчеданных месторождений и их распределения в разрезе в районе выделяются следующие рудоносные стратиграфические интервалы: 1) Стрижковский верхнеэйфельско-нижеживетский свинцово-цинково-колчеданный (месторождения Стрижковское, Среднее и др.); 2) Змеиногорский верхнеживетский нижний барит-свинцово-колчеданный (Змеиногорское, Зареченское, Петровское и др.); 3) Майский верхнеживетский верхний свинцово-цинково-колчеданный (Майское, Семеновское, Комиссаровское и др.); 4) Корбалихинский франский медно-свинцово-цинково-колчеданный (Корбалихинское, Лазурское и др.).

Таким образом, в Змеиногорском районе рудоносность толщ увеличивается снизу вверх по разрезу на фоне изменения вулканогенного девонского разреза и соответственно состава руд и достигает максимума в отложениях франского яруса. В вышележащих толщах фамена и нижнего карбона в этом, как и в других районах Рудного Алтая, полиметаллически-колчеданное оруденение не обнаружено.

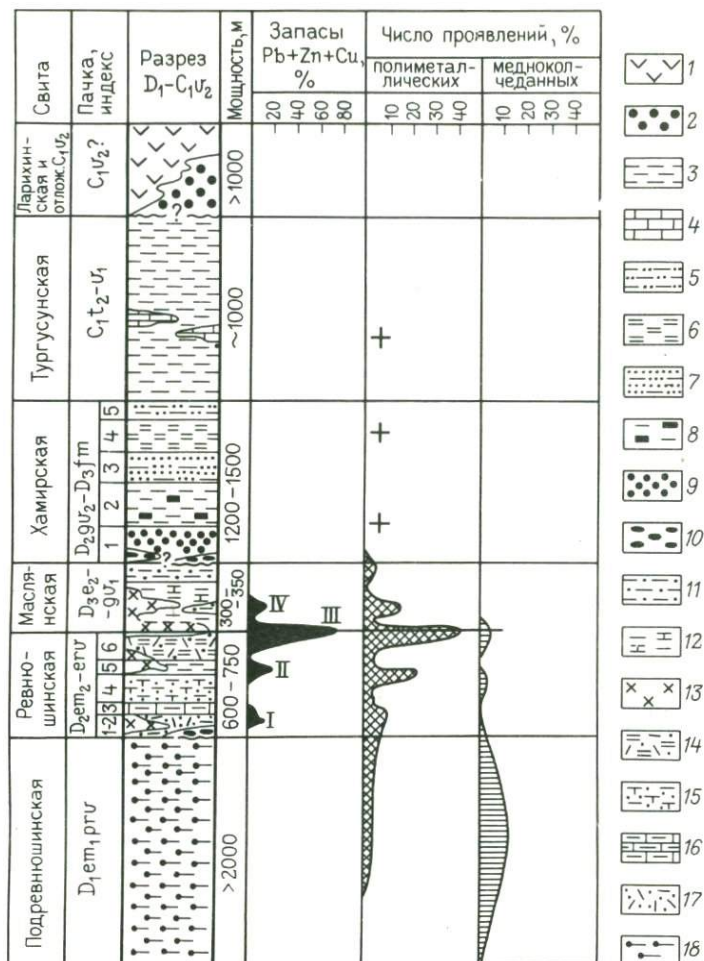


Рис. 20. Схема положения полиметаллического оруденения в стратиграфическом разрезе отложений Зырянского рудного района. По А.К. Каюпову, А.М. Марьину и др.

1 — андезито-базальтовые, базальтовые и андезитовые порфириды и их пирокласты; 2 — туфопесчаники и кремнистые алевролиты; 3 — глинистые алевролиты и алевролиты; 4 — известняки; 5 — грубое переслаивание кремнисто-глинистых аргиллитов и полимиктовых песчаников; 6 — алевролиты кремнисто-глинистые; 7 — грубое чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов; 8 — углистые алевролиты и алевролиты; 9 — песчаники кварц-полевошпатовые и полимиктовые; 10 — гравелиты и осадочные брекчи; 11 — тонкое чередование аргиллитов и алевролитов; 12 — известковистые и известковисто-глинистые алевролиты и аргиллиты; 13 — риолитовые порфиры; 14 — туфопесчаники и туфобрекчи кислого состава; 15 — переслаивание туфогенных песчаников и алевролитов с туфами среднего и смешанного состава; 16 — туфогенные алевролиты; 17 — туфогенные кварц-полевошпа-

В соседнем Золотушинском районе оруденение в стратиграфическом разрезе распределено более неравномерно. Здесь, по данным А.Ф. Черных, автора и других геологов, наиболее рудоносны верхнеэфельские вулканогенно-осадочные отложения березовской свиты, в верхней части разреза которой сосредоточены почти все известные промышленные запасы полиметаллически-колчеданных руд этого района. Остальные запасы сконцентрированы в вулканогенных верхнеэфельско-нижнеживетских отложениях таловской свиты и во франкских вулканогенных отложениях каменевской.

В пределах Зырянковского рудного района, по данным Н.Н. Биндемана, более половины общих запасов, а по данным А.К. Каюпова, А.М. Марьина и других исследователей, — три четверти сосредоточены в зоне контакта нижнеэфельских вулканогенно-осадочных отложений ревноюшинской свиты и верхнеэфельско-нижнеживетских туфогенно-карбонатно-терригенных отложений маслянской свиты (рис. 20).

Сопоставление стратиграфического положения полиметаллически-колчеданных месторождений по отдельным районам позволяет выделить общие для Рудного Алтая рудоносные стратиграфические интервалы. Всего в девонском разрезе шесть таких интервалов (снизу вверх): 1) нижнеэфельский, 2) верхнеэфельский, 3) верхнеэфельско-нижнеживетский, 4) верхнеживетский, 5) нижнефранский, 6) верхнефранский. Если первые три уровня наиболее рудоносны в юго-восточной части Рудного Алтая, то последние три продуктивнее в его северо-западной части — в Змеиногорском и Рубцовском районах.

Такое латеральное соотношение рудоносных интервалов, вероятно, связано с уже отмеченной миграцией процессов девонского вулканизма во времени и пространстве с юго-востока на северо-запад.

Литолого-фациальный контроль размещения полиметаллически-колчеданного оруденения в пределах эфельско-франского разреза заключается, прежде всего, в корреляции между минеральными типами руд и фациями девонских вулканитов. Как отмечают Г.Ф. Яковлев и другие исследователи, медно-цинково-колчеданные месторождения (Николаевское и др.) тяготеют к жерловым или прижерловым фациальным зонам, многочисленные медно-свинцово-цинково-колчеданные месторождения — к осадочным и вулканогенным образованиям промежуточных зон, большинство свинцово-цинково-колчеданных и барит-свинцово-цинково-колчеданных месторождений — к кремнисто-туфогенным осадкам, свидетельствующим о затухании активного вулканизма.

Промежуточные и удаленные фации девонских вулканических сооружений, вмещающие главную массу руд, представлены пластами тонкого чередования туфогенных алевролитов, аргиллитов, кремнистых туффи-

товые песчаники и туфы среднего — кислого состава; 18 — известково-терригенные отложения подревнюшинской серии; I—IV — рудоносные уровни: I — Нижне-Ревнюшинский, II — Средне-Ревнюшинский, III — Ревнюшинско-Маслянский, IV — Средне-Маслянский; знаком + отмечено положение единичных месторождений и рудопроявлений в геологическом разрезе

тов, туфов и туфопесчаников. При этом особенно благоприятны для локализации оруденения кремнистые (фтанитовые) фации, нередко подстилающие стратиформные полиметаллически-колчеданные залежи. Для некоторых рудных районов выделены типы разрезов с отложениями контрастной формации в порядке уменьшения в них запасов, и, следовательно, их потенциальной рудоносности. Неравномерное размещение месторождений в разрезе невозможно объяснить с позиции литологического контроля, хотя контрастность петрофизических свойств горных пород, изученных на Рудном Алтае В.И. Старостиным, автором и другими исследователями, имеет важное значение для локализации гидротермально-метасоматических руд, локализующихся в подводящих для пластовых залежей каналах. Такие контрастные участки разреза девонских отложений были выявлены при изучении петрофизических свойств пород на различных месторождениях Золотушинского и Змеиногорского рудных районов. Контрастность подчеркивается резкими колебаниями значений модуля всестороннего сжатия.

Рудные поля, представляющие собой ограниченные по объему рудоносные участки земной коры, относятся к обособленным металлогеническим единицам рудных районов. Лучшее определение поднятия рудного поля принадлежит В.И. Смирнову, им же выполнена наиболее полная типизация структур рудных полей, получившая свое дальнейшее развитие в трудах Г.Ф. Яковлева [41] и других исследователей. Она основана на структурно-генетическом принципе и объединяет геологические структуры магматического, тектоногенного и седиментационного происхождения. Указанные генетические элементы нередко совмещены в геологических структурах полиметаллически-колчеданных рудных полей.

Остаточные поднятия и наложенные прогибы, которые в пределах Рудноалтайской зоны образуют вулcano-тектонические структуры первого порядка, осложнены локальными структурами — конседиментационными вулcanoгенными прогибами и поднятиями второго порядка [33]. На конседиментационное происхождение данных структур указывают огрубление фации и уменьшение мощности девонских отложений в крайних частях прогибов по сравнению с центральными частями и обратные соотношения мощностей в поднятиях. В прогибах нередко преобладают пологие углы падения пород, которые увеличиваются лишь вблизи разрывных нарушений, выявляя элементы приразломной складчатости. Антиклинальные поднятия, как правило, приурочены к выступам додевонского фундамента и относятся к структурам облекания. Конседиментационная природа локальных прогибов и поднятий также подчеркивается их соотношениями с девонскими вулканическими сооружениями.

Среди палеовулканических сооружений, участвующих в строении локальных прогибов и поднятий или полностью их слагающих, выделяют пять главных разновидностей: стратовулканы; крупные экстрозивные купола, преобразованные в биклиальные вулканические депрессии; крайние вулcano-тектонические депрессии; мелкие экстрозивные купола; моногенные постройки трещинного типа [4]. В пределах эродирован-

ных участков поднятий встречаются также корни построек, представленные, как это было впервые подмечено Г.Ф. Яковлевым [41],-neckами и сближенными субвулканическими телами.

Стратовулканы на Рудном Алтае, вероятно, относятся к наиболее сложным вулканическим структурам, сложенным продуктами вулканизма разных очагов. В них отмечаются разномасштабные экструзивные купола лав и лавобрекчий кислого состава, локальные вулканические впадины, выполненные кремнистыми туфоалевролитами, туффитами и туфами кислого, реже смешанного состава, и многочисленные трещинные постройки, образованные шлаковидными лавами и лавобрекчиями основного состава. Более благоприятные условия для аккумуляции и консервации вулканитов жерловых и промежуточных фациальных зон, вероятно, возникают в локальных прогибах. Самые крупные (до 10 км в поперечнике) сооружения иногда целиком занимают ядра прогибов. Стратовулканы сложены вулканическими породами эйфельско-живетской базальтсодержащей риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной и франской базальт-риолит-терригенной субформаций. В результате миграции девонского вулканизма во времени и пространстве в юго-восточной части Рудноалтайской зоны стратовулканы сложены вулканитами риолитоидной эйфельско-живетской субформации, а в северо-западной части — породами франской субформации.

Примером франских стратовулканов является Корбалихинский в Змеиногорском рудном районе, который выполняет ядро Змеиногорской синклинали, представляющей собой структуру второго порядка по отношению к одноименной вулкано-тектонической депрессии. Расположен он на участке флексурообразного изгиба девонских толщ и изменениях их простираения с северо-западного на субширотное. В целом же синклиналь прослеживается почти на 20 км. Ее ядро сложено франскими отложениями давидовской свиты, крылья — породами верхнего живета шипуновской свиты и более древними образованиями (рис. 21). Размах крыльев достигает 6 км.

Как и у других франских вулканов, фундаментом Корбалихинской постройки служат существенно осадочные отложения верхнего живета (шипуновская свита). Стратовулкан имеет трехэтажное строение (рис. 22). Нижний этаж представлен жерловиной, которая в виде экструзивного лавового купола практически афировых риолитов размером 1,5–2 км в поперечнике пересекает верхнеживетскую терригенную толщу фундамента. Купол венчается покровом лавобрекчий кислого состава, содержащих многочисленные инъекции автобрекчий риолитов флюидпорфирового комплекса.

Средний этаж постройки неоднороден. Нижняя, менее мощная (100 м) его часть сложена кремнистыми туфоалевролитами и туффитами, мелкообломочными туфами кислого состава и туфопесчаниками промежуточной группы фаций, которые выполняют локальную вулканическую впадину на северном склоне нижнего экструзивного купола. Верхняя более мощная (до 350 м) часть этажа образована лавами и лавобрекчиями базальтовых порфиритов, чередующимися с углисто-глинисто-кремнисты-

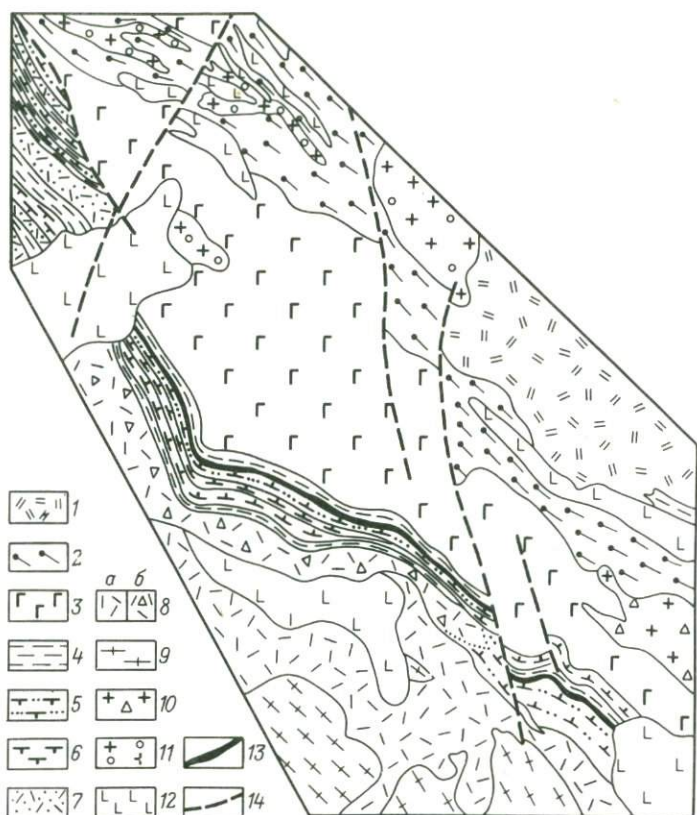


Рис. 21. Схема геологического строения центральной части Корбалихинского рудного поля. Составлена с использованием данных Рудноалтайской экспедиции.

1–8 – отложения свиты раннефранского возраста: 1 – верхняя подсвита – лавы и лавобрекчии; 2–3 – средняя подсвита – углистые алевролиты (2), лавы и лавобрекчии основного состава (3); 4–7 – нижняя подсвита – алевролиты (4), туфопесчаники (5), туффиты (6), туфы кислого состава (7); 8 – лавобрекчии (а) и лавы (б); 9 – отложения шипуновской свиты живетского возраста – алевролиты, аргиллиты; 10 – автомагматические брекчии кислого состава раннефранского возраста (жерловая фация); 11 – риолиты мелкокрапленные, фельзитовидные раннефранские (ранний субвулканический комплекс); 12 – габбро, габбродиабазы позднедевонские; 13 – проекция медно-свинцово-цинково-колчеданных руд на поверхности; 14 – разрывные нарушения

ми алевролитами и аргиллитами, и прорвана силлами автобрекчий риолитов (флюид-порфиров) и габбродиабазов. Верхний этаж постройки напоминает нижний, хотя строение его еще более сложное. Это также, вероятно, экструзивный купол, развившийся на поверхности среднего этажа, не имеющий отчетливо выраженного подводящего канала. Длина купола, вытянутого в северо-западном направлении, 2,5–3 км, видимая мощность слагающих его лав и лавобрекчий риолитов достигает 500 м.

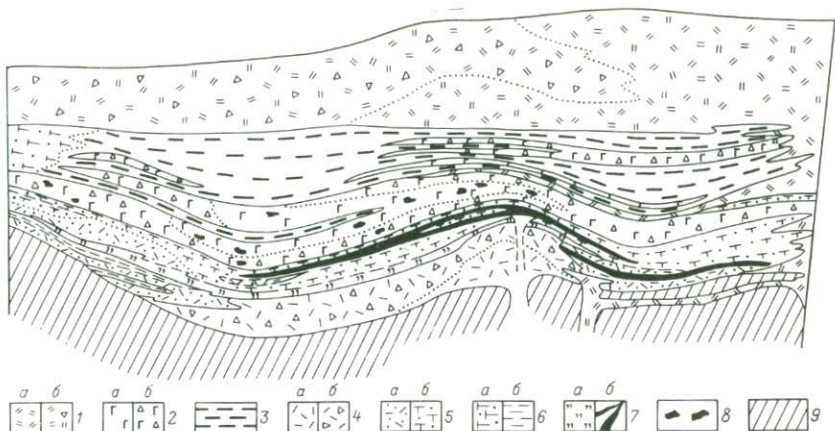


Рис. 22. Схема строения Корбалихинской вулканической постройки франского возраста. По данным И.В. Крейтер, В.В. Кузнецова, И.П. Пугачевой и др.

Верхний этаж: 1 — экструзивно-жерловая фация: лавы (а) и лавобрекчии (б) кислого состава; 2—3 — средний этаж: 2 — лавы (а) и лавобрекчии (б) основного состава, 3 — углистые алевролиты; 4—7 — нижний этаж: 4 — экструзивно-жерловая фация — лавы (а) и лавобрекчии (б); пирокластическая и вулканогенно-осадочная фация: 5 — туфы (а) и туффиты (б) мелко- и среднеобломочные кислого состава, б — туфопесчаники (а) и алевролиты (б), 7 — кремнистые туффиты (а) и гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические руды (б); 8 — рудокласты; 9 — основание вулканической постройки, сложенное осадочными породами живета

Центральная часть его выполнена лавами экструзивно-покровных фаций, которые окаймлены широкой (до 300 м) полосой лавобрекчий. Последние вблизи контактов с породами среднего этажа на северо-западном и юго-восточном участках структуры снова переходят в лавы. В строении купола участвуют также силлообразные субвулканические тела мелко-вкрапленных кварц-полевошпатовых риолитов. Таким образом, Корбалихинский стратовулкан отражает последовательную смену трех ритмов вулканизма франского времени: 1) риолитовый ритм → затишье вулканической деятельности, сопровождающееся осадочно-вулканогенной седиментацией существенно кремнистых осадков в локальной впадине, на склоне сформировавшегося в течение первого ритма экструзивного купола → базальтовый ритм → риолитовый ритм.

Эйфельско-раннеживетский стратовулканы, охарактеризованные В.В. Поповым, Г.Ф. Яковлевым, В.В. Авдониным и другими геологами, известны в пределах Алейской и Лениногорско-Зырянской подзон. Нередко они развиваются непосредственно на нижнепалеозойском метаморфическом субстрате, слагающем реликтовые блоки каледонского срединного массива.

Крупные концентрически построенные экструзивные купола размером до 10 км в поперечнике, прошедшие в своем становлении стадию кальдерообразования иногда, как и стратовулканы, полностью занимают центральные части синклиналиных прогибов. В этом случае по морфологии

они напоминают вулканические биклинали Урала, охарактеризованные М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым и другими исследователями. Однако в отличие от биклиналей крупные экструзивные купола и окружающие их кальдерообразные депрессии обычно подстилаются терригенными толщами. Морфологическое сходство вулканических куполовидных синклиналей с биклиналями и генетическое различие можно отразить, если именовать эти структуры биклиналиными вулканическими депрессиями. В классификации рудноалтайских структур Г.Ф. Яковлева они соответствуют кальдерообразным депрессиям. Геологи Рудного Алтая иногда называют их "вулканоконусными" вулканическими сооружениями. Одна из таких депрессий кольцевого строения — Садовушинская, диаметр которой около 8 км, закартирована автором и его коллегами в юго-восточной части Змеиногорского рудного района. Она возникла на месте палеовулкана центрального типа, представлявшего собой крупный экструзивный купол кремнекислых лав, который по системе кольцевых и радиальных разломов испытал стадию кальдерообразования и был опущен. Ее основание образовано терригенными толщами верхнего живета, падающими к центру структуры. Жерловину постройки слагают афировые и "мелкопорфировые" франские лавы риолитового состава (рис. 23). Они окаймлены шлейфом крупнообломочных лавобрекчий, развитых на склонах купола. В лавобрекчиях, кроме обломков лав, присутствуют крупные (до десятков метров) ксенолиты аргиллитов и алевропесчаников верхнеживетского ("шипунковского") основания постройки. В привершинной зоне небольшие (до 100 м в поперечнике) мульды заполнены лавами основного состава. Кольцевые разломы залечены позднедевонскими габбро-диабазами. В строении краевых частей жерловины и окаймляющих ее вулканических впадин участвуют субвулканические тела риолитов флюид-порфирового комплекса, образующих небольшие штоки и силлы. Краевые вулкано-тектонические депрессии впервые на Рудном Алтае были выделены Г.Ф. Яковлевым и отнесены им в разряд региональных вулканогенных структур. Они развиваются на склонах остаточных поднятий ("вулканогенных геантиклиналей", по Г.Ф. Яковлеву) и связаны с Иртышским и Локтевско-Караиртышским глубинными разломами. По сравнению с наложенными прогибами — структурами первого порядка — краевые депрессии, как правило, имеют более скромные размеры и могут быть отнесены к локальным структурам. Депрессии небольших размеров особенно часто формируются на склонах относительно не крупных остаточных поднятий типа Ревнюшинского.

Ревнюшинское конседиментационное поднятие, как это было показано А.К. Каюповым, И.П. Пугачевой и другими контролирует Зырянский рудный район. На северо-восточном и восточном склонах поднятия в зоне влияния Локтевско-Караиртышского глубинного разлома (Северо-Восточная зона смятия), фактически в его лежащем боку, располагаются Богатыревская и другие палеовулканические депрессии. Богатыревская депрессия сложена девонскими образованиями ревнюшинской ($D_2e_1 - e_1$) и маслянской ($D_2e_2 - gv_1$) свит и тесно связанными с ними, практи-

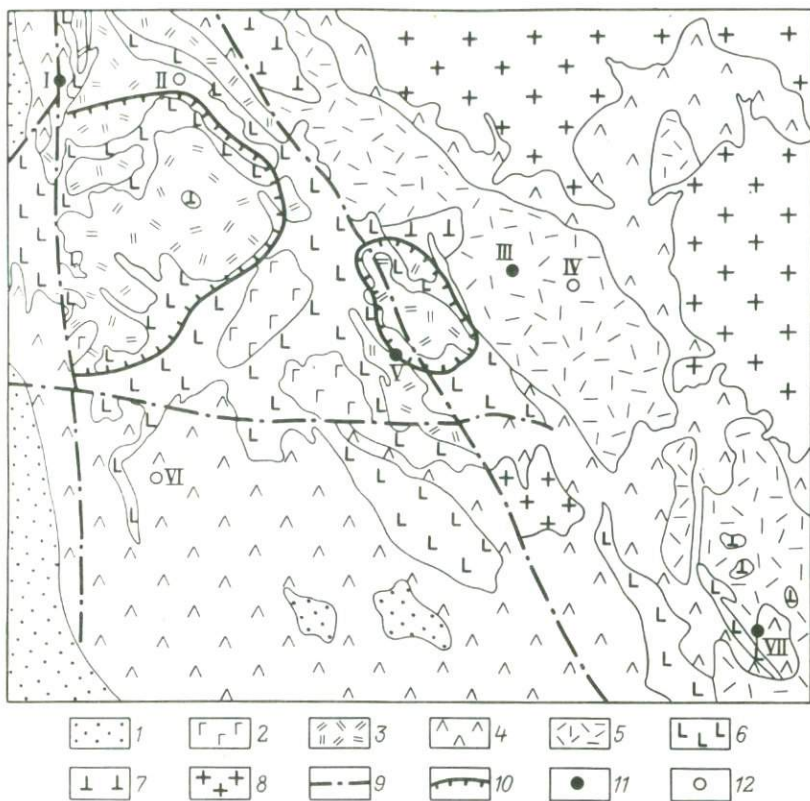


Рис. 23. Схема геологического строения юго-восточной части Змеиногорского рудного района.

1 — осадочно-вулканомиктовые образования фамена; вулканыты франа: 2 — основного, 3 — кислого состава; 4 — терригенные породы верхнего живета; 5 — вулканыты верхнего эйфеля — нижнего живета; 6 — габбродиабазы; 7 — липаритовые порфиры (флюид-порфиры); 8 — граниты; 9 — разрывы; 10 — контуры палеовулканических сооружений (в северо-западной части схемы — Садовушинская постройка); полиметаллические рудопоявления формации: 11 — медно-свинцово-цинково-колчеданной, 12 — пропилитовой и полиметаллической кварц-сульфидной (I — Семеновское, II — Аргунихинское, III — Воровское, IV — Глубокое, V — Ключевское, VI — Петровское, VII — Вершино-Алейское)

чески, также стратифицированными риолитами экструзивно-субвулканической фации. Крутое ($75-80^\circ$ на северо-восток) падение пород, очевидно, объясняется не столько первоначальной крутизной северо-восточного склона поднятия, сколько процессами приразломной тектоники. Но даже при таком крутом залегании интенсивно рассланцованных пород в центральной части палеодепрессии фиксируется некоторое увеличение мощности отложений ревнюшинской и маслянской свит и находящихся в разрезе риолитовых порфиров среднедевонского комплекса. На южном

склоне палеодепрессии, совпадающем с южным флангом Богатыревского месторождения, намечаются небольшие локальные (до 800 м в поперечнике) палеовпадины. Они выполнены углисто-кремнистыми фациями отложений ревнюшинской свиты.

А.К. Каюповым и другими исследователями для Зырянского рудного района были реставрированы центры вулканической активности. Два таких центра "криповулканизма и эксплозий среднего девона" выделены и в пределах охарактеризованной Богатырской палеодепрессии: один — в центральной части, а другой — вблизи ее южного борта. Действительно, здесь в разрезе круто залегающих среднедевонских вулканогенно-осадочных отложений появляется большое количество согласных с напластованием пород, уплощенных линзовидных тел риолитов экструживно-субвулканической и, возможно, покровной фаций. Эти тела нередко бывают окружены тонкообломочными кремнистыми туффитами, в совокупности с которыми они могут рассматриваться как деформированные вместе с вмещающими породами экструживно-субвулканические постройки. Последние осложнены многочисленными разрывами, подчеркиваемыми широкими полосами рассланцевания пород. Направление плоскостей рассланцевания — северо-западное, согласное с общим структурным планом лежачего бока Северо-Восточной зоны смятия. Направление рассланцевания в пределах палеодепрессий наследует первичное напластование пород. Так, на ее южном фланге слоистые толщи ревнюшинской и маслянской свит имеют северо-западное простирание, и за меренные азимуты простирания плоскостей рассланцевания колеблются здесь от 330 до 340°. В центральной и северной частях палеодепрессии, где простирание пород более меридиональное (~ 350° северо-северо-западное), соответственно изменяется и направление рассланцевания. Зоны рассланцевания, вероятно, фиксируют складчатые разрывы типа взбросов или крутых надвигов, в целом согласных с ориентировкой восточного крыла Ревнюшинского палеоподнятия. Следовательно, если крупные вулканические формы (стратовулканы, крупные экструживные купола и краевые палеодепрессии), в основном, участвуют в построении вулканических прогибов, то мелкие формы (небольшие экструживные купола, некки) нередко представляют собой составные структурные элементы прогибов и поднятий второго порядка. Эти комбинированные по природе седименто-тектонические структуры и контролируют рудные поля Алтая.

Рудоносные вулканогенные прогибы и антиклинальные поднятия характеризуются рядом признаков, которые отличают их от нерудоносных структурных форм:

1) рудоносные прогибы и поднятия располагаются на участках горизонтальных флексур, где простирание девонских толщ меняется с генерального северо-западного на субширотное и субмеридиональное. Данные гравиметрии свидетельствуют о том, что региональные флексуры наследуют глубинные разломы байкальского фундамента меридионального или широтного простирания, которые нередко проявляются в герцинском структурном этаже и пересекаются с синвулканическими разрывами северо-западного направления;

2) рудоносные прогибы и поднятия приурочены к узлам пересечения

синвулканических разрывов северо-западного простирания с меридиональными или широтными, т. е. в данном случае подтверждается давно подмеченная для Рудного Алтая структурная закономерность рудолокализации;

3) рудоносные прогибы и поднятия, в целом сложенные вулканогенно-терригенными толщами, осложнены разнотипными вулканическими постройками. Поднятия иногда сопряжены с крупными палеовулканическими сооружениями — стратовулканами и экструзивными куполами, преобразованными в биклиальные вулканические депрессии, образующие синклинальные прогибы второго порядка. Участки депрессий, выполненные породами жертловых фаций, как правило, нерудоносны.

Сочетания разнотипных конседиментационных и приразломных складок, флексур, палеовулканических сооружений и синвулканических разрывов образуют семь типов комбинированных седименто-вулканотектонических структур рудных полей, составляющих три крупные группы (табл. 6). Эти группы структур отличаются преобладанием отрицательных, положительных или знакопеременных структурных элементов. Первые две группы объединяют подавляющее большинство рудных полей Рудного Алтая. В их состав входят по три типа структур. Основной структурный элемент всех шести типов — конседиментационные прогибы или поднятия второго порядка, отличающиеся друг от друга геологической позицией и осложняющими вулканотектоническими элементами. Рудоносные прогибы чаще всего приурочены к широтным отрезкам региональных флексур, а поднятия — к меридиональным.

Кристаллическое додевонское основание прогибов и поднятий обычно более приподнято на широтных отрезках флексур и глубже опущено — на меридиональных. В первом случае в герцинском структурном этаже преобладают субширотные субвулканические разрывы и сопровождающие их барит-свинцово-цинково-колчеданные и свинцово-цинково-колчеданные месторождения, во втором — шире развиты синвулканические разрывы северо-западного направления и медно-свинцово-цинково-колчеданные месторождения. Эти данные свидетельствуют о более интенсивных тектонических подвижках вдоль широтных разрывов (продольных для структур додевонского фундамента), раскалывающих срединный массив на продольные блоки при заложении поперечных герцинских структур северо-западного направления.

В синклинальных прогибах среди относительно небольших вулканических форм чаще встречаются вулканические впадины, которые располагаются на склонах стратовулканов и крупных экструзивных куполов и вмещают, главным образом, гидротермально-осадочные руды (Рубцовское, Таловское, Степное, Риддер-Сокольское и другие месторождения). В антиклинальных поднятиях преобладают экструзивные купола с более широким развитием гидротермально-метасоматических руд.

Большинство структур относится к рудоносным, располагающимся за пределами или на некотором удалении от региональных зон смятия. Лишь краевые вулканотектонические депрессии тяготеют к региональным зонам смятия, которые развиваются вдоль швов и опережающих разрывов Иртышского и Локтевско-Караиртышского глубинных разломов, ограничивающих металлогеническую зону.

Таблица 6. Типизация структур рудных полей Рудного Алтая

Типы седименто-вулканотектонических структур и их характеристика	Характерные гравиметрические поля	Примеры рудных полей
<p>Синклинальные прогибы с неглубоко погруженным додевонским фундаментом на участках изменения простираия девонских отложений с северо-западного на субширотное, осложненное синвулканическими разрывами субширотного направления с небольшими экстрозивными куполами лав и лавобрекчий кислого состава и вулканическими впадинами, с гидротермально-осадочными и гидротермально-метасоматическими рудами свинцово-цинково-колчеданного и барит-свинцово-цинково-колчеданного состава</p> <p>Синклинальные прогибы с относительно погруженным додевонским фундаментом на участках изменения простираия девонских отложений с северо-западного направления на субширотное со стратовулканами, сложенными вулканитами кислого и основного состава, с гидротермально-осадочными и гидротермально-метасоматическими рудами, медно-свинцово-цинково-колчеданного и свинцово-медно-цинково-колчеданного состава</p>	<p>Градиентные зоны гравитационных максимумов небольшой интенсивности</p> <p>Гравитационные максимумы небольшой интенсивности и переходные зоны от повышенных значений Δg к пониженным</p>	<p>Лениногорское, Змеиногорское, Таловское, Рубцовское, Березовогорское, Белоглинское, Титовско-Сургутановское</p> <p>Корбалихинское, Лазурское, Николаевское, Гусялковское</p>
<p>Синклинальные прогибы с относительно погруженным додевонским фундаментом на участках изменения простираия девонских отложений с северо-западного на субмеридиональное, осложненное синвулканическими разрывами субмеридионального направления с вулканическими впадинами, с гидротермально-осадочными и гидротермально-метасоматическими рудами медно-свинцово-цинково-колчеданного состава</p> <p>Антиклинальные поднятия с относительно погруженным додевонским фундаментом на участках изменения простираия девонских отложений с северо-западного на субмеридиональное, осложненные субвулканическими разрывами субмеридионального направления, с экстрозивными куполами, с гидротермально-осадочными, гидротермально-метасоматическими рудами свинцово-медно-цинково-колчеданного и медно-свинцово-цинково-колчеданного состава</p> <p>Антиклинальные поднятия с относительно погруженным додевонским фундаментом, примыкающие к биклинальным вулканическим депрессиям на участках изменения простираия девонских отложений с северо-западного на субмеридиональное, осложненные синвулканическими разрывами субмеридионального направления,</p>	<p>Гравитационные максимумы небольшой интенсивности и переходные зоны от повышенных значений Δg к пониженным</p> <p>Гравитационные минимумы и переходные зоны от повышенных значений Δg к пониженным</p> <p>Гравитационные минимумы и переходные зоны от повышенных значений Δg к пониженным</p>	<p>Локтевское, Каменское</p> <p>Орловское, Стржанское, Греховско-Снегиревское, Малеевско-Путинцевское, Вершино-Алейское</p> <p>Золотушинское, Семеновское</p>

Продолжение табл. 6.

Типы седименто-вулcano-тектонических структур и их характеристика	Характерные гравиметрические поля	Примеры рудных полей
<p>с экструзивными куполами, с гидротермально-осадочными, гидротермально-метасоматическими рудами медно-свинцово-цинково-колчеданного и свинцово-колчеданного состава</p> <p>Антиклинальные поднятия с неглубоко погруженным додевонским фундаментом на участках изменения простираия девонских отложений с северо-западного на субширотное, осложненные синвулканическими разрывами субширотного направления и экструзивными куполами с гидротермально-метасоматическими и гидротермально-осадочными рудами свинцово-цинково-колчеданного состава</p> <p>Краевые вулcano-тектонические депрессии с относительно погруженным додевонским фундаментом, осложненные экструзивными куполами с гидротермально-метасоматическими и гидротермально-осадочными рудами медно-свинцово-цинково-колчеданного и свинцово-цинково-колчеданного состава</p>	<p>То же</p> <p>—''—</p>	<p>Зыряновское, Снегирихинское, Воровское</p> <p>Березовско-Белоусовское, Тишинское, Богатыревско-Осочихинское</p>

Месторождения в пределах рудных полей контролируются вулканотектоническими структурами третьего порядка — мелкими экструзивными куполами, вулканическими впадинами, синвулканическими разрывами. Они фиксируются околорудными породами. Изложенные принципы систематики геологических, метасоматических и рудных формаций колчеданных месторождений не позволяют согласиться с В.Б. Чекваидзе, выделяющим для одной рудной формации Рудного Алтая три метасоматические формации — кварц-серицитовых метасоматитов региональных зон смятия, карбонат-хлоритовых метасоматитов вне зон смятия и биотит-эпидот-тальковых метасоматитов — продуктов контактового метаморфизма метасоматитов двух предыдущих формаций [38]. Перечисленные образования, по мнению автора, представляют собой различные фации одной метасоматической кварц-серицитовой формации. Опыт изучения рудноалтайских месторождений свидетельствует о четко проявленной зависимости состава околорудных метасоматитов от состава первичных пород. Хлоритолиты, доломитолиты и другие аналогичные обособления повышенной основности развиваются в слоистых вулканогенных толщах, содержащих горизонты базальтов, известковистых алевритов и т. п. Кварциты и серицитолиты нередко локализуются в существенно кремнекислом разрезе. Подмеченная Б.В. Чекваидзе преимущественная приуроченность кварц-серицитовых метасоматитов к ограничивающим Рудный Алтай региональным зонам смятия и локализация карбонат-хлоритовых метасоматитов, главным образом, за их пределами в общем плане могут быть объяснены преимущественно развитием существенно риолитоидных субформаций контрастной формации в краевых частях металлогенической зоны и тяготением относительно базальтофильной базальт-риолит-терригенной субформации к ее центральной части, где располагаются наложенные на срединный массив прогибы.

Важный аспект проблемы околорудных пород рудноалтайских месторождений связан с интерпретацией их генезиса. Существуют два подхода. В.Б. Чекваидзе и другие исследователи, специально изучающие околорудные породы, относят их к гидротермально-метасоматическим образованиям, сформированным на субвулканическом или даже гипабиссальном уровне глубинности.

Однако существует иная точка зрения, предусматривающая существенную роль гидротермально-осадочного рудообразования при формировании полиметаллически-колчеданных месторождений Рудного Алтая. Сторонники этой концепции подразделяют околорудные породы, как и руды, на две нередко совмещенные в пространстве генетические разновидности — гидротермально-осадочную и гидротермально-метасоматическую. К гидротермально-метасоматической разновидности (к собственно околорудным метасоматитам) относятся зональные ореолы гидротермально-метасоматических изменений, развивающиеся преимущественно в лежащем боку стратиформных залежей вдоль секущих напластование пород рудоподводящих каналов. Гидротермально-осадочная разновидность околорудных пород, широко развитая со стороны лежащего бока стратиформных залежей, представлена согласными с вмещающими отложениями горизонтами кварцитов, серицитолитов, хлоритолитов, доло-

митолитов и других продуктов выщелачивания нижележащих толщ. Эти породы несут черты типичных осадочных образований. В них фиксируются текстуры оползания, следы размыва, признаки конвективных деформаций, оползневые склоновые брекчии, диагенетические оолиты [1].

Околорудные породы первой генетической группы (собственно околорудные метасоматиты) были изучены И.В. Крейтер, Н.Г. Кудрявцевой, И.П. Пугачевой и автором в ряде рудных районов. Они слагают участки развития ореолов кварц-серицитового метасоматоза и характеризуются следующими особенностями: 1) контролируются синвулканическими разрывами; 2) характеризуются двусторонне-симметричной метасоматической зональностью с развитием во внешних зонах кварц-серицит-хлорит-пиритовой и кварц-серицит-хлорит-карбонатной минеральных ассоциаций, а во внутренних зонах — серицит-кварц-пиритовой и кварц-пиритовой; 3) в определенной мере наследуют первичную литологию замещенных пород; 4) образуются с привнесением кремния, железа, серы и других компонентов. Продукты кислотного выщелачивания внешних и внутренних зон в верхних частях ореолов иногда содержат хлоритолиты сопряженного осаждения и вместе с ними по восстанию структур меняются с гидротермально-осадочными околорудными породами.

Околорудные метасоматиты подводных каналов и гидротермально-осадочные породы стратиформных залежей обладают общими чертами: 1) испытывают термальное метаморфизирующее воздействие позднедевонских и более молодых гранитоидов, частично замещаясь при этом тальк-карбонатными и калишпатовыми метасоматитами; 2) встречаются в гальке базальных конгломератов фамена вместе с (гранитоидами).

В настоящее время большинство исследователей Рудного Алтая придерживается единой концепции о происхождении полиметаллически-колчеданных месторождений этого региона. Почти все геологи отмечают генетическую общность процессов девонского вулканизма и рудообразования. Подтверждается это прежде всего: четким формационным контролем размещения полиметаллически-колчеданного оруденения; зависимостью минерального состава руд от петрохимических особенностей рудовмещающих вулканитов эйфельско-франской контрастной формации; стратиграфическим и литолого-фаціальным контролем, приуроченностью рудных залежей к отдельным элементам вулканических структур; генетическим единством месторождений, располагающихся в региональных зонах смятия и за их пределами, что хорошо показано с разных позиций А.А. Гармашом, В.И. Старостиним, В.А. Лычаковым и другими; дофранским возрастом месторождений, о чем свидетельствует наличие рудокластов в отложениях франа и фамена; определением возраста околорудных пород; общностью источника свинца в рудах и вмещающих вулканогенных породах, предполагаемой на основе определения соотношений изотопов свинца.

Однако до сих пор еще продолжается дискуссия о примате в контурах рудных залежей продуктов гидротермально-осадочного или гидротермально-метасоматического рудообразования. Автор не ставит своей целью разрешение этой дискуссии. По-видимому, указанные процессы едины в пространстве и во времени. Гидротермально-осадочные и гидро-

термально-метасоматические руды на месторождениях, вероятно, соотносятся также, как пластовые околорудные породы и околорудные метасоматиты подводящих каналов. На широкое развитие гидротермально-осадочных руд в месторождениях указывают следующие данные: 1) пластовая форма рудных тел; 2) интенсивное развитие группы седиментационных текстур и структур, наиболее полно в литературе охарактеризовано А.Г. Жабиным; 3) значительное распространение гидротермально-осадочных околорудных пород, рассмотренных В.В. Авдониным; 4) поперечная асимметричная зональность околорудных пород и руд, более убедительно объясняемая с помощью механизма гидротермально-осадочного рудообразования; 5) скрытая минералого-геохимическая зональность по мощности рудных тел. Аналогичные данные были получены автором и его коллегами [5] при изучении типичного для Рудного Алтая Корбалихинского месторождения в Змеиногорском районе (рис. 24).

Гидротермально-осадочные околорудные породы и околорудные метасоматиты сопровождаются рудогенными геохимическими аномалиями — ореолами свинца, цинка, меди и других элементов. Рудогенные эндогенные ореолы, как подчеркивают В.Д. Баранов, А.А. Головин и другие, характеризуются комплексом геохимических показателей, позволяющих отличать их от петрогенных и неколчеданнофильных (связанных

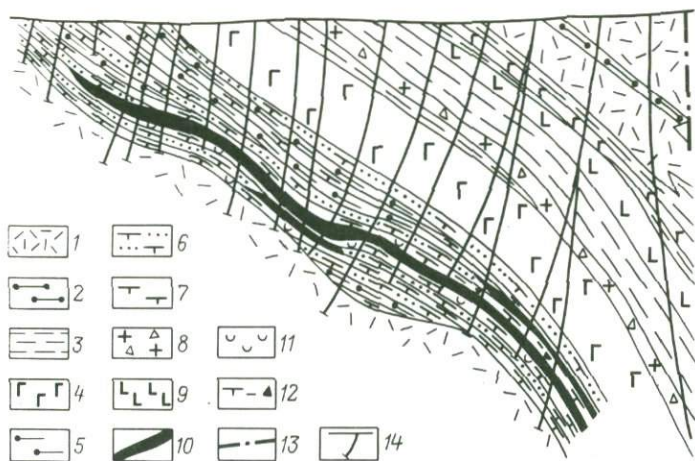


Рис. 24. Схематический геологический разрез Корбалихинского месторождения. Составлен с использованием данных Рудно-Алтайской ГРЭ.

Отложения давидовской свиты ($D_3 fr$): 1 — лавы и лавобрекчии кислого состава, верхней и нижней подсвиты, 2 — алевролиты верхней подсвиты, 3 — углистые алевролиты, 4 — лавы и лавобрекчии основного состава средней подсвиты, 5 — кремнистые алевролиты, 6 — туфолесчаники, 7 — туффиты нижней подсвиты; 8 — автомагматические брекчии липаритовых порфиров раннефранского возраста (жерловая фация); 9 — габбродиабазы и диабазовые порфириды позднедевонского габбродиабазового комплекса; 10 — рудные тела; околорудноизмененные породы: 11 — кварцхлоритового состава, 12 — тальк-карбонатного состава, 13 — разрывные нарушения; 14 — скважины

с непродуктивными рудными формациями) аномалий, и поэтому они могут служить поисковыми признаками скрытого полиметаллически-колчеданного оруденения. Ореолы имеют зональное строение. При этом отмечаются два типа зональности: поперечная, асимметричная по отношению к рудным залежам и продольная — вдоль них. По данным Л.Н. Овчинникова, С.В. Григоряна и других исследователей, она выражается следующим закономерно упорядоченным распределением элементов (в обобщенном виде от тыловых зон к фронтальным): W — Mo — Sn — Co — As — Bi — Cu — Zn, Cd — Pb — Ag — Cu₂, As₂ — Ba — H g.

Для ореолов стратиформных залежей характерны пластообразная форма, резко асимметричная поперечная и латеральная концентрическая зональность, отсутствие или локальность проявлений концентраций элементов-индикаторов в надрудной толще. Такие ореолы, по данным В.М. Чекалина, иногда вместе с рудными залежами рассекаются после рудными разрывами и испытывают вдоль них перемещения. Для изученных более детально ореолов гидротермально-метасоматических рудных тел, а также сложных ореолов, образующихся в результате суммарного эффекта пластовых вулканогенно-осадочных и секущих метасоматических руд, характерны сложная изометричная или лентовидная форма и асимметричная вертикальная зональность.

Ореолы месторождений различных субформаций отличается несколько различный спектр типоморфных ассоциаций основных элементов-индикаторов.

Субформации	Элементы-индикаторы
Свинцово-медно-цинково-колчеданная	Cu > Zn; Mo > Pb; Co > Bi
Медно-свинцово-цинково-колчеданная	Zn > Cu > Pb > Mo > Bi > Ag > Co
Свинцово-цинково-колчеданная	Pb > Zn > Cu > Ag > Cd > As
Барит-свинцово-цинково-колчеданная	Pb > Ag; Au > Zn; Cd > Ba > As

Хорошо видны доминирующие элементы фронтальных зон. Элементы в рядах ранжированы по убыванию величины нормированной условной продуктивности в соответствии с данными А.А. Головина и других исследователей.

Вулкано-тектонические структуры, образованные породами продуктивной контрастной формации, их кристаллическое основание в виде раздробленного фундамента срединного массива, разрывы в фундаменте и в девонском чехле, околорудные породы, метасоматиты и руды — все это создает аномалии различных естественных и наведенных физических полей, которые, с учетом данных П.С. Ревякина и А.А. Солодова, можно разделить на две группы:

1) аномалии гравитационного, магнитного и электрического полей, а также волнового поля упругих колебаний, отвечающие вулкано-тектоническим (в том числе разрывным) структурам; они относятся к геофизическим предпосылкам поисков полиметаллически-колчеданного оруденения; 2) аномалии магнитного, гравитационного и электрического полей, отвечающие суммарным физическим эффектам от околорудных пород, метасоматитов и руд; они представляют собой геофизические поисковые признаки полиметаллически-колчеданного оруденения.

Крупным экстрезивным куполам и стратовулканам, к склонам

которых иногда приурочены месторождения, в гравитационном поле отвечают незначительные минимумы. В целом повышенное магнитное поле на таких участках нередко имеет кольцевое строение, обусловленное кольцеобразным расположением максимумов более высокого порядка, что подчеркивает концентрическое размещение габбро-диабазов. Структуры рудных полей в гравитационном поле выражаются чаще всего максимумами небольшой интенсивности и переходными зонами от повышенных значений Δg к пониженным. Разрывы северо-западного направления обычно фиксируются зонами повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести или гравитационными ступенями, а иногда границами аномальных полей Δg и ΔT_a с различной морфологией и напряженностью. Скрытые разломы додевонского фундамента субширотного направления, также нередко рудоконтролирующие, фиксируются по смещению в плане региональных аномалий и исчезновению корреляции локальных аномалий Δg и ΔT_a .

Приподнятые и опущенные блоки фундамента выделяются на Рудном Алтае по немногочисленным данным метода отраженных волн (МОВ) и совпадают соответственно с локальными максимумами и минимумами Δg поля силы тяжести. Рост содержания кремнезема в околорудных породах приводил к увеличению электрического сопротивления, а наличие вкрапленности пирита способствует возрастанию их поляризуемости. В электрическом поле участки, сложенные околорудными породами, отмечаются локальными максимумами ρ_k , в плане совпадающими с аномалиями ВП, а иногда и с линейно-вытянутыми минимумами ΔZ_a магнитного поля. Разномасштабные рудоносные зоны, месторождения и отдельные рудные залежи вместе с околорудными породами отражаются комбинацией локальных аномалий ВП, ЕП, МПП, Δg , ЧИМ, а также аномалий электрического поля, выделенных с помощью различных методов скважинной геофизики — КСПК, ЕЭП, МЭК, ДЭМПС, РВП, метод заряда.

Анализ тектонического положения и закономерностей размещения полиметаллически-колчеданных месторождений в пределах Рудноалтайской структурно-формационной и металлогенической зоны позволяет сделать следующие основные выводы:

1) рудноалтайская зона расположена в висячем боку Иртышского разлома (палеозоны Беньофа) на северо-восточной окраине Зайсанской области герцинид. В девоне она развивалась как островная дуга на коре переходного и континентального типа. Зона занимает значительную часть вторичной эвгеосинклинальной системы, сформированной в процессе геосинклинальной переработки эпибайкальского срединного массива. Ее подзоны, обрамляющие остаточные поднятия — фрагменты срединного массива — со стороны Иртышского разлома (палеоокеана), находятся в типично островодужной палеоструктурной позиции, а тяготеющие к их тыловым частям и к Горному Алтаю (палеоконтиненту) — в окраинно-морской. Рудные районы, слагающие металлогенические подзоны, расположены в периферических частях остаточных поднятий или на склонах наложенных прогибов.

Рудные объекты в своем размещении подчиняются формационному, стратиграфическому, литолого-фациальному и структурному кон-

тролю, сопровождаются и фиксируются гидротермально-осадочными околорудными породами, околорудными метасоматитами, геохимическими и геофизическими аномалиями;

2) формационный контроль в размещении оруденения заключается в приуроченности всех полиметаллически-колчеданных месторождений к площадям развития контрастной эйфельско-франской базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации, причем каждая субформация этой формации характеризуется своим металлогеническим профилем и корреспондируется с определенной субформацией медно-свинцово-цинково-колчеданной рудной формации. К ареалам развития существенно натриевой субформации, обрамляющей фрагменты срединного массива со стороны палеоокеана приурочены обогащенные медью месторождения свинцово-медно-цинково-колчеданной субформации. Калиево-натриевая существенно риолит-дацитовая субформация остаточных поднятий – фрагментов срединного массива – специализирована на обедненные медью рудные объекты свинцово-цинково-колчеданной субформации. С терригенно-базальт-риолитовой субформацией наложенных прогибов ассоциируют месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной субформации. О генетическом родстве процессов девонского вулканизма и полиметаллически-колчеданного оруденения свидетельствует также прямая зависимость минерального состава руд месторождений от петрохимических особенностей рудовмещающих вулканитов, в частности от содержания в них окиси калия;

3) стратиграфический контроль обусловлен определенным стратиграфическим положением различных субформаций рудоносной контрастной формации. Выделяются следующие шесть благоприятных стратиграфических интервалов девонского разреза: ниже- и верхнеэйфельский, верхнеэйфельский, верхнеэйфельско-нижнеживетский, нижнеживетский, ниже- и верхнефранский;

4) литолого-фациальный контроль выражается в преимущественной локализации руд в пластах, сложенных тонко чередующимися туфогенными алевролитами, аргиллитами, кремнистыми туффитами и туфопесчаниками, относящимися к промежуточным и удаленным фациям девонских вулканических сооружений. При этом особенно благоприятны для оруденения кремнистые (фтанитовые) фации;

5) структурный контроль полиметаллически-колчеданного оруденения состоит в преимущественном размещении рудных полей в девонских конседиментационных прогибах или поднятиях второго порядка, которые сформировались соответственно на широтном и меридиональном отрезках региональных флексур, отражающих расколы в фундаменте срединного массива, с участием стратовулканов, крупных экстрозивных куполов и краевых палеодепрессий.

Месторождения в пределах рудных полей контролируются вулканотектоническими структурами третьего порядка – мелкими экстрозивными куполами, вулканическими впадинами и синвулканическими разрывами;

6) Рудные залежи сопровождаются околорудными гидротермально-

осадочными "фтанитами", серицитолитами, хлоритолитами, доломитами, а также кварц-серицитовыми и карбонатно-хлоритовыми метасоматитами кварц-серицитовой метасоматической формации;

7) околорудные породы, метасоматиты и руды фиксируются геохимическими зональными ореолами свинца, цинка, меди и других элементов, имеющими пластообразную, сложную изометричную и лентовидную формы;

8) геофизическими предпосылками поисков полиметаллически-колчеданного оруденения являются аномалии гравитационного, магнитного и электрического полей, а также волнового поля упругих колебаний, отвечающие девонским вулкано-тектоническим (в том числе разрывным) структурам. Геофизическими поисковыми признаками служат аномалии магнитного, гравитационного и электрического полей, отвечающие суммарным физическим эффектам околорудных пород, метасоматитов и руд.

4. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (ОКРАИННО-МОРСКИЕ) ЗОНЫ ЧЕХЛА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РИОЛИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ (СУБФОРМАЦИЙ) РУДНОАЛТАЙСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ)

Важную роль в изучении геологии и рудоносности Юго-Западно-Гиссарской зоны сыграли исследования В.А. Арапова, Ю.В. Михайловой, П.В. Панкратьева, Т.Ш. Шаякубова, А.Г. Шмелева, А.Д. Шмулевича и других геологов.

Юго-Западно-Гиссарская зона локализуется на северной окраине Каракумо-Таджикского или Южно-Гиссарского древнего поднятия, разделявшего в герцинскую эпоху северную Южно-Тяньшанскую и южную Памиро-Куэнлуньскую системы прогибов единой геосинклинальной области и, следовательно, представлявшего собой на геосинклинальном этапе развития территории срединный массив. На севере она граничит с Мечетлинской подзоной Южно-Гиссарской зоны, отделяясь от нее Гиссаро-Байсунским разломом, на юге по Южно-Сурхантаусскому разлому контактирует с наложенной на то же древнее поднятие Кугитангской герцинской зоной (рис. 25). Пограничная Мечетлинская подзона относится К.Л. Волочковичем и другими исследователями к типу шовных структур. Она контролируется Южно-Гиссарским глубинным разломом, ограничивающим ее с севера, и представляет собой геосинклинально переработанный край срединного массива. Южно-Гиссарский разлом, фиксируемый поясами гипербазитов, по тектоническому положению напоминает Иртышский разлом Рудного Алтая. Для Мечетлинской подзоны и палеоконтинента — Юго-Западно-Гиссарской зоны в палеозое он, очевидно, являлся магмовыводящей зоной Беньюфа.

В геологическом строении Мечетлинской подзоны и Юго-Западно-Гиссарской зоны наблюдаются существенные различия. Обе структуры имеют докембрийский фундамент и двухэтажный чехол. Однако в Мечетлин-

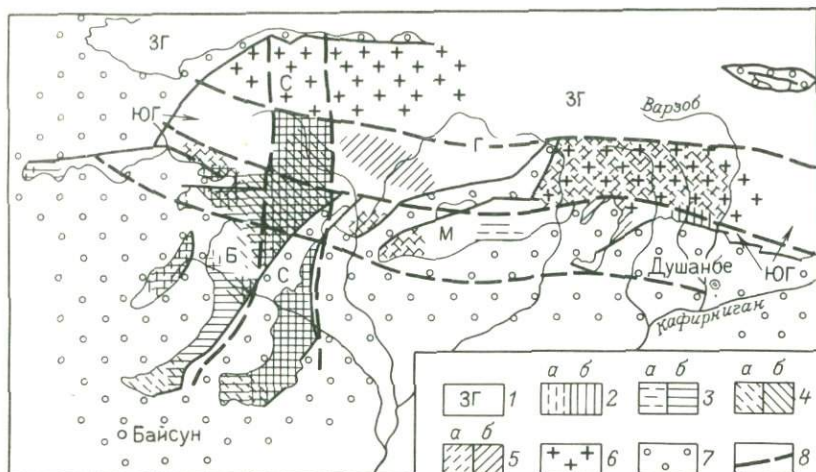


Рис. 25. Схема тектонического районирования южной части Южного Тянь-Шаня. По К.Л. Волочковичу.

1 — региональные структуры: ЗГ — Зеравшано-Гиссарская миогеосинклиналь, Г — Гиссарская слабомагматичная геоантиклиналь промежуточного типа, М — Мечетлинская зона — активизированный край срединного массива, Б — Байсунский срединный массив (Юго-Западно-Гиссарская зона), ЮГ — Южно-Гиссарский вулканический пояс, С — Сурхантаусская поперечная структура; вулканогенные нижне-, среднекаменноугольные отложения: 2 — $C_{1t} - C_{1v}$ (а — основного, б — кислого состава), 3 — $C_{1v2} - C_{1s1}$ (а — основного, б — кислого состава), 4 — $C_{1s2} - C_{2b1}$ (а — основного, б — кислого состава), 5 — $C_{2b2} - C_{2m1}$ (а — основного, б — кислого состава); б — пермские отложения кислого и среднего состава; 7 — мезо-кайнозойский чехол; 8 — границы структур

ской и располагающейся севернее Гиссарской подзоне докембрийский фундамент срединного массива, как правило, перекрыт отложениями палеозоя мощностью до 7 км и более и обнажается лишь в небольших тектонических клиньях. В Юго-Западно-Гиссарской зоне он во многих участках выходит на уровень современного эрозионного среза. В первом случае в его разрезе важная роль принадлежит амфиболитам, во втором — кристаллическим сланцам и гнейсам эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Данные возраста прогрессивного метаморфизма глинисто-карбонатных толщ фундамента Юго-Западно-Гиссарской зоны, по О.А. Шнипу и А.В. Покровскому, колеблются от 677—780 млн. лет до 1,4 млрд. лет.

Сингеосинклинальный этаж чехла в Мечетлинской подзоне образован весьма мощной (5—6 км) вулканогенно-карбонатно-терригенной серией пород, слагающих почти непрерывный разрез кембрия — перми с широким развитием базальтоидов в силуре и карбоне и кремнекислых вулканитов в перми. Вулканические породы карбона и перми данной и более северных подзон были объединены А.А. Богдановым в своеобразный вулканический пояс, развившийся на краю древнего массива вдоль его сочленения с варисцйской миогеосинклинальной системой Южного Тянь-Шаня.

Сингеосинклинальный этаж чехла в Юго-Западно-Гиссарской зоне развит неповсеместно и представлен в основном сокращенным (до 1500 м) разрезом ниже-, среднекаменноугольных вулканогенно-осадочных отложений с преобладанием вулканитов кислого состава. Эпигеосинклинальный этаж чехла во всех зонах сложен терригенными породами мезо-кайнозоя, которые трансгрессивно перекрывают более древние образования. Итак, если Мечетлинская подзона является регенерированным краем срединного массива, то Юго-Западно-Гиссарская зона совпадает с относительно стабильным ядром древнего поднятия.

Указанные генетические различия соседних участков земной коры отражаются в геофизических полях. Мощность земной коры в пределах Юго-Западно-Гиссарской зоны 45–50 км, соотношение мощностей гранитно-метаморфического и гранулит-базальтового слоев колеблется в пределах 1:1,2, что, как справедливо отмечает Т.Ш. Шаякубов, сближает ее с другими срединными массивами Евразии (Родопским, Омолонским и др.).

Юго-Западно-Гиссарская зона большинством исследователей подразделяется на несколько подзон. Так, О.И. Черных (1972 г.) выделяет в ее пределах три подзоны — Северную, Центральную и Южную. Северная подзона характеризуется наложенными каменноугольными вулканическими впадинами; Центральная представляет собой стабильное ядро срединного массива, устойчивое к поднятиям, с наиболее древними до-крембрийскими толщами; Южная подзона похожа на Северную и отличается от нее меньшим количеством наложенных впадин.

В таких вулканических впадинах и сконцентрировано полиметаллически-колчеданное оруденение. Месторождения группируются в рудные поля, которые контролируются отдельными депрессиями и границы которых, как правило, совпадают с контурами последних (рис. 26). Рудоносные вулканические впадины вытянуты в цепочку субширотного направления и образуют прерывистую вулканическую зону. Зона сформировалась в результате неполной (в отличие от Мечетлинской подзоны) герцинской регенерации геосинклинального режима в краевой части срединного массива. Таким образом, Мечетлинская структурно-формационная подзона в миниатюре представляет собой аналог Рудноалтайской зоны, а Юго-Западно-Гиссарская тыльная зона располагается на удалении от линии Беньюфа (Южно-Гиссарского разлома), полностью в пределах окраинного палеоморя, подвергнутого относительно слабой геосинклинальной переработке микроконтинента, и, вероятно, не имеет структурно-формационных эквивалентов в складчатой системе Юго-Западного Алтая.

С закономерностью локализации рудных полей Юго-Западного Гиссара и в изолированных вулканических впадинах связаны два вопроса: обусловлена ли современная фрагментарность выходов каменноугольных отложений их накоплением в изолированных вулканотектонических депрессиях и влияли ли на заложение отдельных депрессий скрытые поперечные разломы фундамента. На первый вопрос можно ответить положительно, на второй — отрицательно. Существует мнение, что в раннекаменноугольную эпоху нижнекаменноугольные отложения были

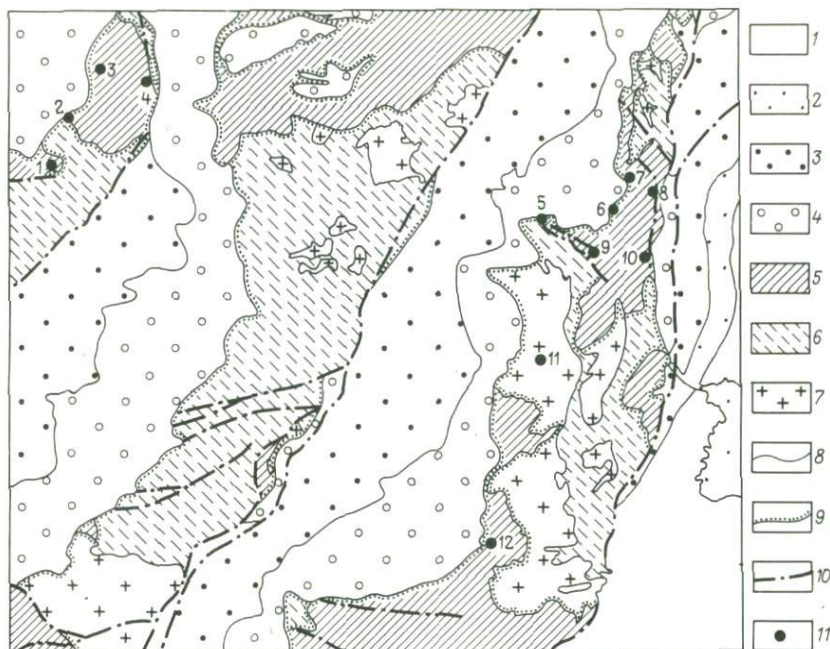


Рис. 26. Схема размещения полиметаллически-колчеданных объектов Юго-Западно-Гиссарской зоны. Составлена с привлечением материалов С.Я. Лалидуса, П.В. Панкратьева и других исследователей.

Породы верхнего структурного этажа чехла Байсунского (Южно-Гиссарского) срединного массива: 1 — отложения неогена, 2 — палеогена, 3 — мела, 4 — юры, 5 — карбона (нижнего сингеосинклинального этажа чехла); породы фундамента: 6 — метаморфические толщи докембрия, 7 — раннепалеозойские гранитоиды; границы: 8 — согласные и интрузивные контакты, 9 — несогласные; 10 — разрывы; 11 — полиметаллически-колчеданные месторождения и рудопроявления: 1 — Кызылсай, 2 — Южный Карасан, 3 — Харкуш, 4 — Харкуш II, 5 — Хандзинское, 6 — Чорнова, 7 — Гуруд, 8 — Гуруд II, 9 — Майдансай, 10 — Янгаклык, 11 — Обинауруз, 12 — Ходжа-Барку

развиты в пределах всей структурно-формационной зоны, а современная фрагментарность выходов обусловлена посленижнекаменноугольными размывами. Такому утверждению однако противоречат следующие данные: а) общность допалеозойского и палеозойского структурного плана, при котором каменноугольные депрессии унаследовали прогибы фундамента; б) конседиментационное происхождение каменноугольных впадин, доказанное многими исследователями; в) наличие материала фундамента в пределах всего нижнекаменноугольного разреза.

Скрытые поперечные разломы фундамента выделяются во многих вторичных эвгеосинклиналиях. Наиболее широко они развиты в том случае, когда структурные планы фундамента и сингеосинклинального чехла срединного массива не совпадают. Примером может служить Рудный Алтай, где широко проявлены поперечные субширотные разломы фундамента. Что касается Юго-Западного Гиссара, то его исследователи интерпретируют поперечные (субмеридиональные и северо-восточные) раз-

ломы на схемах районирования по-разному. На большинстве схем тектонического районирования территории поперечные разломы или отсутствуют (за исключением разломов — ограничителей структурно-формационной зоны) или показаны как молодые — позднедевонские и альпийские. В некоторых работах напротив их роль в геологическом строении герцинского сингеосинклинального этажа чехла и локализации полиметаллически-колчеданного оруденения, очевидно, переоценивается.

Для отрицательного ответа на второй вопрос имеются следующие основания: а) показанные на некоторых схемах многочисленные поперечные разломы фундамента в пределах рудных полей в герцинских структурах не находят геологического выражения; б) анализ истории развития структур рудных полей показывает, что ввиду совпадения допалеозойского и палеозойского структурного плана максимум проявления поперечных разломов в герцинском этапе чехла относится к олигоцену — этапу эпиплатформенного орогенеза. Поэтому в данном вопросе наиболее правомерна позиция К.Л. Волочковича и его коллег, выделяющих для Юго-Западного Гиссара лишь один поперечный Сурхантаусский линеамент (см. рис. 26), который как бы просвечивается сквозь верхние структурные этажи в виде вытянутой в субмеридиональном направлении серии поперечных блоков докембрийского фундамента.

Наиболее изученное Хандизинское рудное поле расположено на северной окраине Южно-Гиссарского массива и приурочено к наложенной каменноугольной впадине. Основанием впадины служат докембрийские кристаллические сланцы и граниты, слагающие фундамент массива. Нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения, выполняющие впадину, можно отнести к сингеосинклинальному этажу чехла массива, а отложения мезо-кайнозоя, трансгрессивно перекрывающие более древние образования, — к эпигеосинклинальному, по М.В. Муратову и А.Л. Яншину, этажу этого чехла.

Рудовмещающая впадина, как первично-вулканическая форма, представляет собой относительно крупную синклиналь, осложненную прогибами и поднятиями более высоких порядков и обладающую определенными чертами конседиментационных структур. К ним относятся: уменьшение мощности нижнекаменноугольных отложений на крыльях по сравнению с ядром синклинали; огрубление фаций терригенных пород и фациальное замещение известняков доломитами от центра к бортам депрессии; преобладание пологих углов падения. В ядерной части складки располагается палеовулканическая постройка центрального типа. Центральная часть постройки представлена неким риолитом, а по данным А.Г. Шмелева, и андезит-дацитовых порфиритов. Окологерловая часть состоит из лавобрекчий, лав и туфов кислого состава, полого погружающихся в сторону жерла. Крылья синклинали, а также склоны палеовулканического сооружения осложнены разрывами широтного, северо-западного и северо-восточного направлений. Они нередко фиксируются каменноугольными субвулканическими телами риолитов и андезит-дацитов и по времени заложения близки к конседиментационной синклинали и патающему ее палеовулкану. Однако тектонические подвижки вдоль разрывов продолжались и после заложения первично-вулканических

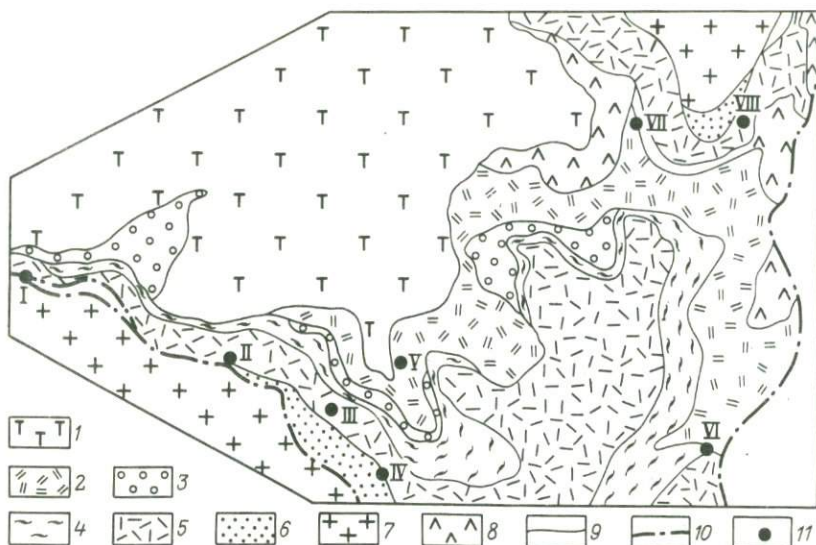


Рис. 27. Схема геологического строения Хандизинского рудного поля. По Е.И. Филатову, А.И. Донцу и Г.М. Залетовой.

1 — терригенные отложения мезо-кайнозоя (эпигеосинклиальный чехол срединного массива); вулканогенно-осадочные отложения S_1 (сингеосинклиальный чехол срединного массива): 2 — вулканогенные отложения серпуховского яруса, 3 — то же, терригенные, 4 — карбонатно-терригенные отложения визейского яруса, 5 — то же, вулканогенные, 6 — то же, карбонатно-вулканогенно-терригенные; 7 — породы докембрия (фундамент срединного массива); 8 — магматические образования среднекаменноугольного габбро-сиенит-диоритового комплекса; 9 — геологические границы; 10 — разрывные нарушения; 11 — колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления: I — Хандизинское, II — Северо-Восточный участок, III — Чинарсай, IV — Майдансai, V — Чернова, VI — Янгалык, VII — Гуруд I, VIII — Гуруд II

форм. Вблизи разрывных нарушений в целом небольшие углы падения пород нередко увеличиваются, и здесь развиваются приразломные флексуры и складки высоких порядков. Таким образом, конседиментационная синклиналь в современной структуре представляет собой грабен-синклиналь (рис. 27).

В Хандизинской, как и в других впадинах, нижнекаменноугольные отложения разделяются на две толщи, одна из которых относится к визейскому (частично к турнейскому), а другая — к серпуховскому ярусам. Среди вулканических отложений визейского яруса преобладают покровы туфов и лав риолитового и риодацитового составов. Пирокластические образования представлены кристалловитро- и литокластическими мелкообломочными туфами, а также игнимбриновыми, пепловыми и пизолитовыми туфами. Широко развиты вулканогенно-терригенные и хемогенные отложения — кремнистые туффиты, доломиты, разнотельные туфопесчаники, алевролиты. Мощность визейских отложений достигает 500 м.

Отложения серпуховского яруса характеризуются фациальной изменчивостью, в их составе преобладают терригенные породы — конгло-

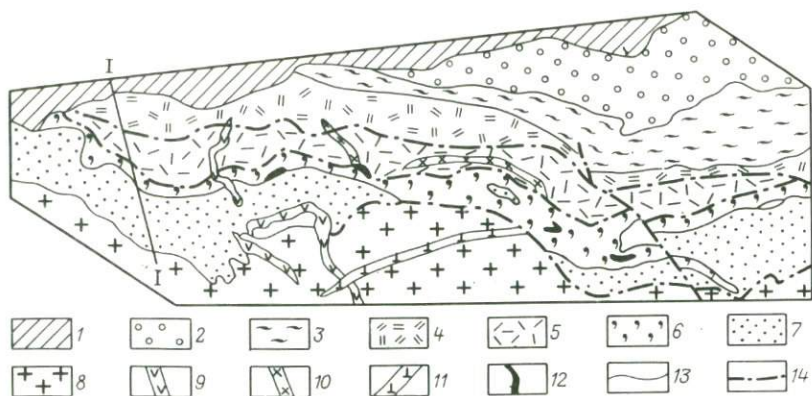


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Хандинского месторождения. По Е.И. Филатову, Н.А. Пирижняк, А.Г. Злотник-Хоткевичу.

1 — породы мезо-кайнозоя; 2 — терригенные породы C_1s ; 3 — терригенно-осадочная пачка C_1vC ; вулканогенная пачка C_1vB , туфогенные горизонты: 4 — верхний, 5 — нижний; вулканогенно-осадочная пачка C_1vA ; 6 — карбонатно-кремнистый горизонт, 7 — вулканогенно-терригенный горизонт; 8 — породы PE; дайки порфиристов: 9 — сиенит-диоритовых, 10 — дацитовых; 11 — дайки риолитовых порфиристов; 12 — серноколчеданные руды; 13 — геологические границы; 14 — разрывные нарушения; разрез по линии I—I см. Рис. 30

мераты, песчаники, аргиллиты, известняки; на отдельных участках широко развиты вулканогенные образования — туфы и лавы андезит-дацитового и реже риодацитового составов. Мощность отложений достигает 1300 м.

На юго-западном борту грабен-синклинали, где находится Хандинское месторождение, нижнекаменноугольная толща имеет сокращенный разрез, и ее мощность не превышает 500 м. Отложения визейского яруса здесь расчленены автором совместно с А.Г. Злотник-Хоткевичем и Н.А. Пирижняк на три пачки (рис. 28). Нижняя вулканогенно-осадочная (C_1vA) состоит из нижнего вулканогенно-терригенного (C_1vA1) и верхнего карбонатно-кремнистого (C_1vA2) горизонтов. Горизонт C_1vA1 мощностью 60–80 м представлен (снизу вверх): базальными конгломератами, кристаллокластическими туфами кислого состава, кварцевыми песчаниками. В состав горизонта C_1vA2 входят доломиты и кремнистые туффиты, истинная мощность его 15–20 м.

Средняя вулканогенная пачка (C_1vB) образована пирокластами, реже лавами и пластовыми телами риолитового и риодацитового составов. Она также включает два горизонта. К нижнему горизонту (C_1vB1) приурочены стратиформные залежи полиметаллически-колчеданных руд; сложен он (снизу вверх) витро-, лито-, кристаллокластическими и пепловыми туфами риолитового состава. Туфы нижнего горизонта в разрезе этой пачки распространены ограниченно. Они выполняют локальную впадину в юго-западном борту грабен-синклинали и прослеживаются, в основном, в центральной части месторождения. На западном и восточном флангах они выклиниваются, и их место в разрезе занимают тела риолитов и

туфы, по составу аналогичные туфам верхнего горизонта. Мощность нижнего туфогенного горизонта колеблется от 0 на флангах месторождения до 120 м в центральной части. Верхний горизонт ($C_1v^B 2$) представлен кристаллотуфами и туфопесчаниками риодацитового и дацитового состава, в центральной части месторождения мощность верхнего горизонта около 100 м.

Верхняя терригенно-осадочная пачка (C_1v^C) состоит из кремнистых известняков и аргиллитов. Мощность ее колеблется от 15 м на западном фланге месторождения до 200 м на восточном. Разрез завершается терригенной толщей серпуховского яруса. В подошве толщи залегают базальные конгломераты с разновеликой галькой метасоматически измененных пород визе, а также кристаллических сланцев докембрия, которые выше по разрезу перекрываются аргиллитами и полимиктовыми песчаниками.

Хорошая сортировка обломочного материала, чередование в разрезе вулканогенных, хемогенных и терригенных пород, значительная протяженность отдельных горизонтов по простиранию — все это указывает на широкое развитие в пределах впадины удаленных и промежуточных фациальных групп пород по отношению к имеющемуся здесь центру вулканизма, а присутствие в каменноугольных отложениях пизолитовых туфов, игнимбритов, вулканитов фиолетовой окраски свидетельствуют о субэпизентальных условиях их накопления.

Рудное поле и особенно его западный фланг сложены неоднородными по петрофизическим свойствам породам. Метаморфические породы фундамента обладают умеренной (0,97–0,99 %) эффективной пористостью. В породах вулканогенно-осадочной пачки в целом она также довольно низка и незначительно увеличивается в кристаллотуфах (0,98 %) и в меньшей степени — в базальных конгломератах (0,68 %) и доломитах (0,71 %). Туфы нижнего горизонта вулканогенной пачки отличаются значительной контрастностью в распределении эффективной пористости, а вулканиды верхнего горизонта — более или менее равномерными параметрами. Терригенно-осадочные породы верхней пачки визейского и серпуховского ярусов имеют низкую эффективную пористость.

Самым высоким водонасыщением обладают литокластические туфы, в частности нижнего горизонта (рис. 29).

Метаморфические породы фундамента характеризуются умеренными скоростями распространения ультразвуковых волн и соответственно умеренными значениями модуля упругости ($5,16 \cdot 10^4 - 5,74 \times 10^4$ МПа) и модуля сдвига ($2,11 \cdot 10^4 - 2,36 \cdot 10^4$ МПа). Среди пород вулканогенно-осадочной пачки наиболее повышенные параметры упругих свойств у доломитов. За ними (по мере уменьшения значения параметров) следуют кварцевые песчаники, кристаллокластические туфы, кварцевые конгломераты и, наконец, кремнистые туффиты. Коэффициент Пуассона в последних наиболее высокий (0,36), что связано с повышенной пластичностью данных пород. Туфы нижнего горизонта вулканогенной пачки отличаются значительной контрастностью в распределении параметров

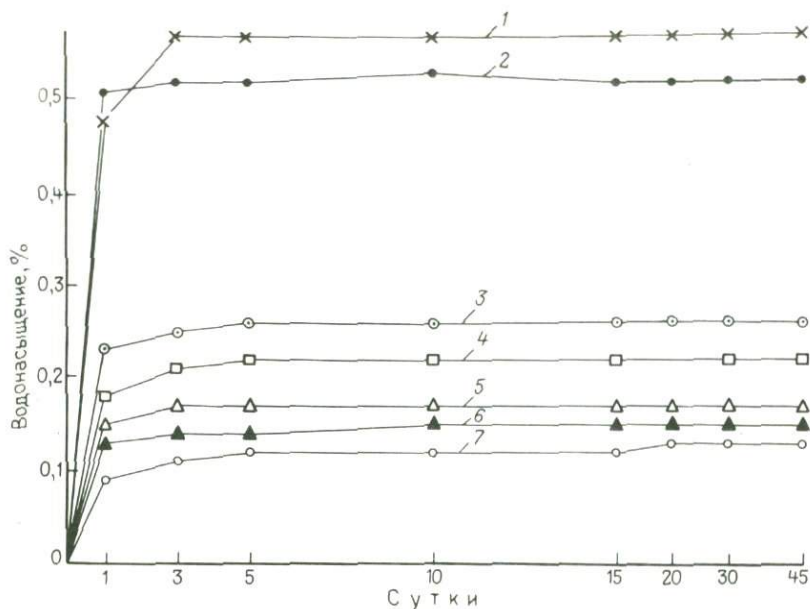


Рис. 29. График свободного водонасыщения пород Хандезинского месторождения. Литокластические туфы: 1 — риолитов, 2 — риодацитов, 3 — кристаллокластические туфы риодацитов, 4 — витрокластические туфы риолитов; 5 — кремнистые туффиты; 6 — доломиты; 7 — кварцевые песчаники

упругих свойств. Кристаллокластические туфы риодацитов и туфопесчаники верхнего горизонта имеют сравнительно высокие значения модулей упругости и сдвига. Еще более повышенными значениями данных параметров обладают кремнистые известняки и аргиллиты верхней пачки. Наиболее высокий модуль объемной упругости у доломитов, далее (по мере уменьшения параметра) следуют кремнистые известняки и туффиты, пепловые туфы риолитового состава, кристаллокластические туфы риодацитов, субвулканические риодациты, витрокластические туфы риолитов, "риолитовидные" кристаллокластические туфы, базальные конгломераты, гнейсы, кварцевые песчаники, кристаллокластические и литокластические туфы риолитов, граниты, сиенит-диоритовые порфириты и, наконец, аргиллиты. В разрезе рудного поля нередко контактируют породы с резко различными значениями модуля объемной упругости. Наиболее значительные различия (снизу вверх по разрезу) характерны для кварцевых песчаников ($3,33 \cdot 10^4$ МПа) и доломитов, кремнистых туффитов ($4,56 \cdot 10^4$ МПа) и кристалло- и литокластических туфов риолитов ($3,20 \cdot 10^4$ МПа), а также кристаллокластических туфов риолитов ($3,26 \cdot 10^4$ МПа) и риодацитов ($4,08 \cdot 10^4$ МПа).

Рудные объекты располагаются в узком стратиграфическом интервале разреза визейской толщи. В ее пределах в настоящее время установлены

два уровня локализации полиметаллически-колчеданного оруденения. Первый отвечает карбонатно-кремнистому горизонту нижней пачки (месторождения Хандизинское, Майдансай), второй приурочен к нижнему туфогенному горизонту средней пачки (месторождения Хандизинское, Чинарсай, рудопроявления Янгаклык, Гуруд I и др.). Форма рудных тел преимущественно пластовая.

На Хандизинском и других месторождениях развиты два различных по минеральному составу и условиям размещения типа руд, детально изученных П.В. Панкратьевым и Ю.В. Михайловой, — цинково-колчеданный и колчеданно-полиметаллический. Существенно пиритовые руды с небольшим (5—10 %) количеством сфалерита, относящиеся к первому типу, залегают в породах карбонатно-кремнистого горизонта в виде небольших линз.

Наиболее ценные в промышленном отношении полиминеральные (колчеданно-полиметаллические) руды халькопирит-пирит-галенит-сфалеритового состава сконцентрированы в верхней части нижнего туфогенного горизонта, где они слагают пластовое тело среди туфов риолитов и кремнистых туффитов с обломочным материалом различной размерности и вместе с ними перекрываются выше по разрезу пластами однородных туфов риодацитового и дацитового состава верхнего туфогенного горизонта (рис. 30). Небольшие рудные пласты известны также в нижней части туфогенного горизонта. Главная масса колчеданно-полиметаллических руд относится к единому гидротермально-осадочному этапу формирования стратиформных залежей. Руды подвергнуты интенсивному динамометаморфизму, складчатости, разлинзованию и будинажу (рис. 31, 32). Метаморфогенные образования, по данным А.Г. Злотник-Хоткевича, Н.А. Пирижняк и автора, представлены растертыми сульфидами, моно- и биминеральными скоплениями, возникшими в результате вторичной перегруппировки рудного вещества, полосчатой формы, складками волочения в зальбандах тел, нередко затушевывают генетические признаки рудоотложения и, в свою очередь, способствуют появлению многочисленных черт ложной эпигенетичности. Однако в рудах основной залежи сохранились и следы первичного вулканогенно-осадочного рудоотложения. К ним можно отнести: наличие резкой кремнисто-гематитовой оторочки границы рудного тела в кровле и расплывчатой в подошве; минеральную и текстурную поперечную зональность по мощности; локализацию сплошных иногда тонкослоистых руд, обогащенных свинцом, в висячем боку и прожилково-вкрапленных руд, обогащенных цинком и частично медью, — в лежачем; асимметричную зональность околорудных карбонат-хлорит-серицит-кварцитовых пород, отсутствующих в кровле залежи и т. д.

В висячем боку основной залежи нередко проявлены секущие соотношения руд и перекрывающих пород, которые можно объяснить пластическим течением находящегося в стадии диагенеза рудного вещества под воздействием гравитации. В результате образовались мелкие складки нагнетания и "языки" сульфидных и кремнисто-гематитовых руд в перекрывающую тефру (благодаря воздействию последней на

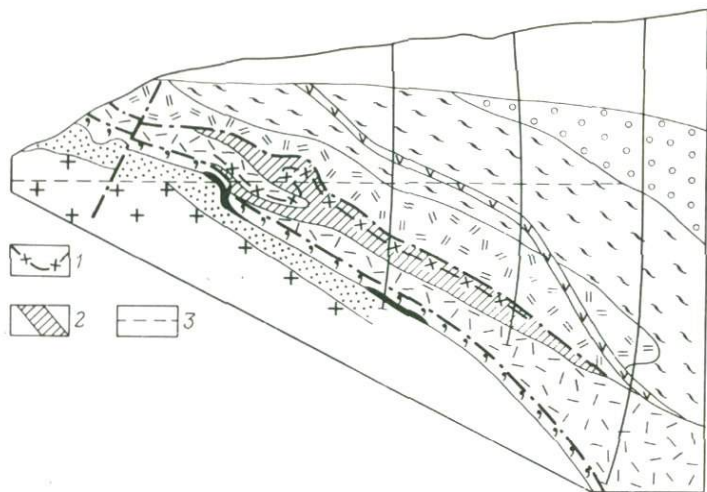
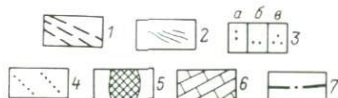


Рис. 30. Геологический разрез по линии I-I (см. рис. 28).

1 — маркирующий горизонт пепловых туфов и туффитов; 2 — полиметаллические руды; 3 — положение горизонта основной штольни; остальные усл. обозначения см. на рис. 28

Рис. 31. Будины сфалерит-пиритовых руд на контакте доломитов и кремнистых туффитов (зарисовка участка кваршлага, пройденного из западного штрека штольни) По Е.И. Филатову, Н.А. Пирижняк, А.Г. Злотник-Хоткевичу.

1 — кремнистые туффиты; 2 — серицит-хлоритовые сланцы; 3 — вкрапленность пирита: а — слабая, б — средней интенсивности, в — интенсивная; 4 — струйчатые выделения пирита; 5 — сплошные сфалерит-пиритовые руды; 6 — доломиты; 7 — разрывы



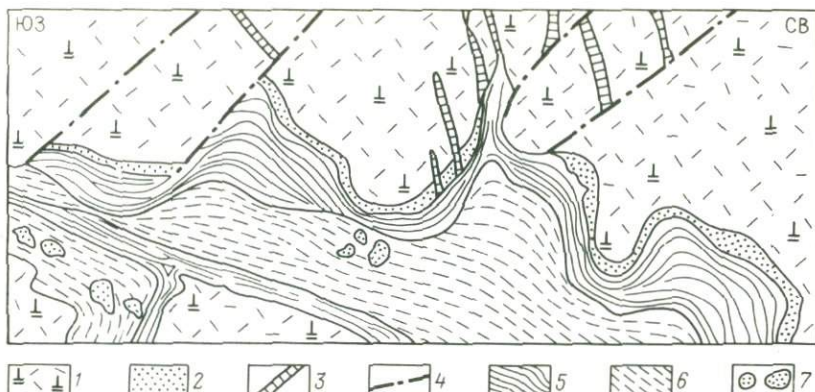


Рис. 32. Тело сплошных колчеданно-полиметаллических руд в туфах риолит-дацитовых порфиров вблизи контакта с туфами риолитовых порфиров (зарисовка юго-восточной стенки расчески западного штрека штольни). По Е.И. Филатову, Н.А. Пирижняк, А.Г. Злотник-Хоткевичу.

1 – кристаллокластические туфы риолит-дацитовых порфиров; 2 – кварц-гематитовые породы; 3 – прожилки кварца; 4 – тектонические трещины; руды: 5 – тонкополосчатые, 6 – грубополосчатые; 7 – включения кварцево-гематитовых пород в руде.

рудные слои). Наиболее четкое толкование подобных явлений было впервые предложено А.Н. Барышевым.

Интенсивный динамометаморфизм стратиформных залежей сопровождался незначительным переотложением рудного вещества, что привело к образованию прожилков и гнезд сфалерит-галенит-баритового состава с переменными количествами халькопирита, кварца, карбоната и примесью блеклой руды, пересекающих стратиформные залежи полиметаллических руд и локализованных в коротких трещинах отрыва в пределах рудоносной вулканической впадины и над ней. Фациальный состав прожилков зависит от состава руд, которые ими пересекаются. При пересечении существенно сфалеритовых руд состав прожилков также сфалеритовый, существенно галенитовых – галенитовый, в слабо оруденелых участках – карбонат-кварцевый. Это обстоятельство указывает, что описываемые прожилки возникли только за счет переотложения вещества колчеданно-полиметаллических руд. Данное предположение подтверждается изучением геохимических особенностей рудных минералов. Минералы регенерированных руд отличаются наиболее стехиометричным составом и не содержат многие элементы-примеси, характерные для минералов стратиформных залежей. Кроме того, в них установлен "легкий" изотоп серы. Так, по данным А.Г. Злотник-Хоткевича, Н.А. Пирижняк и автора, средние значения δS^{34} для сфалерита и галенита стратиформных залежей составляют соответственно + 3,71 и 3,14 ‰, а для этих же минералов переотложенных руд + 1,36 и – 0,13 ‰.

О длительной истории формирования полиметаллически-колчеданных объектов Хандизинского рудного поля свидетельствует анализ эволюции

тектонических полей напряжений отдельных этапов развития одного из участков Хандизинского месторождения, выполненный автором по методу М.В. Гзовского.

Современная структура месторождения сформировалась в течение каледонского, герцинского и альпийского этапов. План деформации указанных этапов восстановлен при изучении складок и тектонических трещин в породах соответствующего структурного этажа. Складки докембрийского комплекса, по данным А.В. Покровского, имеют раннекаледонский возраст, что свидетельствует о каледонском времени консолидации фундамента срединного массива. Ориентировка их осей на близлежащих с нижнекаменноугольной толщей участках согласуется с субширотным простиранием палеозойских складок. На некотором удалении от контакта с каменноугольными породами оси складок в метаморфической толще ориентированы уже в северо-западном направлении.

Для восстановления плана деформаций каледонского этапа на крыле антиклинальной складки северо-западного простирания в кристаллических сланцах произведен замер трещин и построена диаграмма (рис. 33, а). На ней видно, что трещины группируются в четыре максимума. Два первых максимума (1 – северо-восток 29° , угол 30° и 2 – юго-запад 198° , угол 50°) отражают систему сопряженных трещин скола северо-западного простирания, которые одновременно являются трещинами сланцеватости кристаллических пород. Сланцеватость совпадает с первичной слоистостью. Она имеет докаменноугольный возраст, поскольку нижнекаменноугольные базальные конгломераты содержат разноориентированные глыбы уже рассланцованных пород. В максимуме 4 группируются трещины отрыва северо-восточного простирания (северо-запад 315° , угол 76°), вероятно, также сопряженные с древней складчатостью. Они имеют неровные стенки и выполнены кварцем. Соответствующие построения позволяют наметить следующий план деформаций: направление растяжения (ось *a*) – азимут 359° , зенитный угол 80° ; направление сжатия (ось *c*) – азимут 202° , зенитный угол 10° (рис. 34, а). Средняя ось *b* ориентирована вдоль осевых плоскостей складчатых структур, развитых в породах докембрия (азимут 111° , зенитный угол 4°). Такой план деформаций вполне объясняет положение осей складчатых структур северо-западного простирания, сформированных в течение данного этапа, и механизм образования северо-западных трещин скола и северо-восточных трещин отрыва.

На докембрийском фундаменте в результате неполной регенерации геосинклинального режима в раннекаменноугольную эпоху герцинского этапа сформировалась наложенная грабенобразная депрессия, в пределах которой в прибрежно-морских и субаэральных условиях проявился риолитовый, а затем и андезитовый вулканизм. В риолитовую стадию вулканизма краевые части депрессии осложнились локальными впадинами, заполнявшимися кремнекислыми пирокластами промежуточных фаций и синхронными с ними полиметаллически-колчеданными рудами.

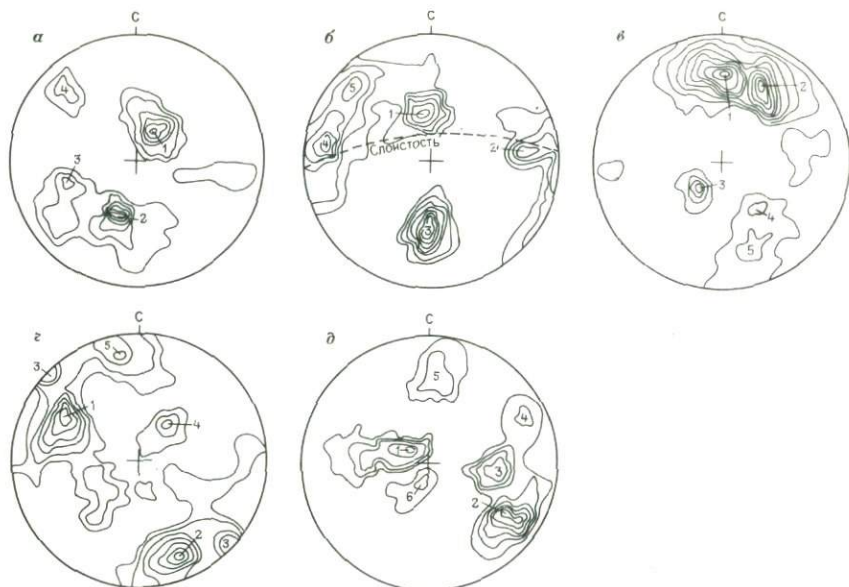


Рис. 33. Диаграмма трещиноватости.

Число замеров на каждой площадке 200, изолинии проведены через 1‰; проекция стереографическая полярная

К концу серпуховского века на месте вулканической депрессии окончательно оформилась грабен-синклиналь. С точки зрения деформаций пород и руд герцинский этап можно разделить на следующие три подэтапа: а) продольной складчатости, б) поперечной складчатости, в) внедрение даек и переотложение рудного вещества.

Для восстановления плана деформаций отрезка продольной складчатости на крыле продольной антиклинали, сложенной породами вулканогенно-осадочной пачки, были замерены трещины, а затем построены диаграммы (см. рис. 33, б). План деформаций следующий: ось *a* — азимут 23° , зенитный угол 82° ; ось *c* — азимут 177° , зенитный угол 7° (см. рис. 34, б). Он вполне объясняет механизм образования сопряженных с продольной складчатостью субширотных трещин скола и субмеридиональных трещин отрыва. Условия пластической деформации, вероятно, не способствовали приоткрыванию трещин субмеридионального направления. По субширотным разрывам происходили надвиговые перемещения. С этим этапом, очевидно, связано заложение контактных надвигов, в том числе по контактам пород с различными значениями модуля объемной упругости — докембрия и карбона, нижней и средней пачек визе, а также будиная стратиформных руд вдоль них.

Для восстановления плана деформаций подэтапа поперечной складчатости, при котором происходило формирование поперечных изгибов

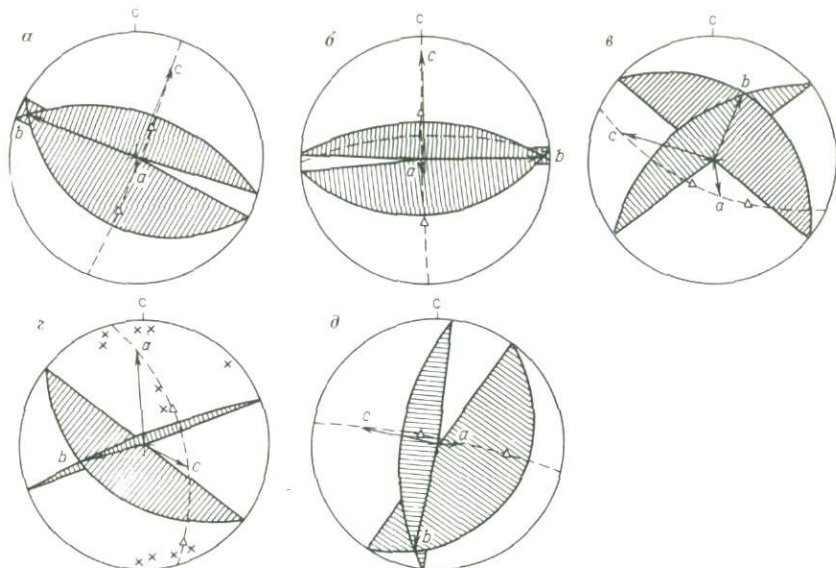


Рис. 34. Диаграммы ориентировки главных осей деформаций:

Этапы: *а* — каледонский, *б, в, г* — герцинский (стадии: *б* — продольной складчатости, *в* — поперечной, *г* — дайковая поздняя), *д* — альпийский; треугольники — полюсы сопряженных плоскостей скальвания; косыми крестами нанесены элементы залегания даек сиенит-диоритов

в складках, в том числе в рудных, в ядре той же антиклинали, на участке ее погружения был произведен замер трещин и построены диаграммы (см. рис. 33, *в* и 34, *в*). План деформаций изменился на 90° . Простирание оси *а* — 351° ; зенитный угол 58° ; азимут оси *с*, которая делит двугранный угол между плоскостями скальвания, равный 50° , пополам, 106° , ось приподнята над горизонтом на 15° .

В связи с резким изменением плана деформаций трещины северо-западного и особенно субширотного направления, сжатые при образовании продольных складок, теперь оказываются в квадрате растяжения, открываются и вдоль них происходит внедрение даек дацитовых, а затем и сиенит-диоритовых порфиритов.

Для реконструкции плана деформаций отрезка внедрения даек и переотложения рудного вещества использованы сопряженные поверхности скальвания в дайках (азимут 158° , угол 81° ; азимут 37° , угол 40°), отражаемые максимумами 2 и 4 на диаграмме трещиноватости (см. рис. 33, *г*). Из соответствующей диаграммы деформаций (см. рис. 34, *г*) следует, что ось *а* ориентирована по азимуту 174° , зенитный угол 15° , ось *с* — по азимуту 298° , зенитный угол 47° . Угол между сопряженными поверхностями скальвания, по величине приближающийся к прямому (77°), свидетельствует о развитии хрупких деформаций.

Последние способствовали образованию многочисленных трещин отрыва, выполненных кварцем, кальцитом и переотложенными сульфидами. Отложением регенерированных прожилковых руд закончилось формирование месторождения.

Для установления плана деформации альпийского этапа в юрских гравелитах была изучена тектоническая трещиноватость и построены соответствующие диаграммы (см. рис. 34, *д*). Ось *a* ориентирована по азимуту 261° и приподнята над горизонтом на 68° , ось *c* имеет азимут 104° и приподнята над горизонтом на 22° . Ориентировка оси *b* — азимут 12° , зенитный угол 8° . Изменившийся план деформаций вполне объясняет положение осей альпийских складчатых форм и механизм образования осложняющих их меридиональных надвигов пород юры на толще докембрия и карбона. В течение данного этапа в пределах палеозойского структурного этажа формировались разрывы меридионального направления, получившие незначительное развитие в течение предыдущих этапов.

Среди геологических формаций, отложения которых слагают сингеосинклинальный этаж чехла Южно-Гиссарского срединного массива, главными являются две: турне-визейская андезит-базальт содержащая риолит-кремнистокарбонатно-терригенная и серпуховско-башкирская андезит-дацит-терригенная.

По петрографическим и петрохимическим особенностям турне-визейская формация близка к развитой вблизи остаточных поднятий эйфельско-живетской риолитовой субформации Рудного Алтая. Она тоже представлена преимущественно кислыми разновидностями вулканитов. Локально развитые среди риолитов андезитобазальты также характеризуются повышенной щелочностью и принадлежностью к калиево-натриевой серии (табл. 7, рис. 35). От базальтов и андезитобазальтов алтайской субформации они отличаются более лейкократовым составом и изменением соотношения щелочей в пользу K_2O , т. е. большим содержанием кремнезема и калия и меньшим — титана, железа, магния, кальция и натрия.

Химический состав главных продуктов вулканизма турне-визейского времени — риолитов и риодацитов — еще в большей степени близок к составу аналогичных пород существенно риолитоидной субформации Рудного Алтая. Они, правда, еще более резко обеднены фемическими составляющими по сравнению с кремнекислыми вулканитами контрастной формации колчеданозонных зон уральского типа и последовательной формации зон малокавказского типа. Как и риолиты алтайской субформации, это — типичные образования калиево-натриевой серии, отличаются от алтайских пород в основном двумя параметрами — перенасыщенностью кремнеземом и большей щелочностью за счет повышения содержания калия. Они также характеризуются широкой дисперсией содержаний породообразующих окислов, особенно суммы щелочей, K_2O и FeO , и в них намечается пантеллеритовая тенденция — проявляется отрицательная корреляция между содержанием щелочей и кремнезема (см. рис. 35).

Таблица 7. Средний химический состав пород геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций Юго-Западно-Гиссарской зоны, %

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов
<i>Турне-визейская андезит-базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная формация</i>											
Риолиты	74,25	0,20	13,20	1,72	0,98	0,02	1,54	0,48	1,65	4,08	26
Андезит-базальты*	55,80	0,36	14,50	1,58	2,11	0,01	2,59	1,05	2,28	3,47	2
<i>Серпуховско-башкирская андезит-дацит-терригенная формация</i>											
Андезитодациты	62,45	0,53	15,81	1,45	3,25	0,10	3,64	1,63	2,92	2,86	20

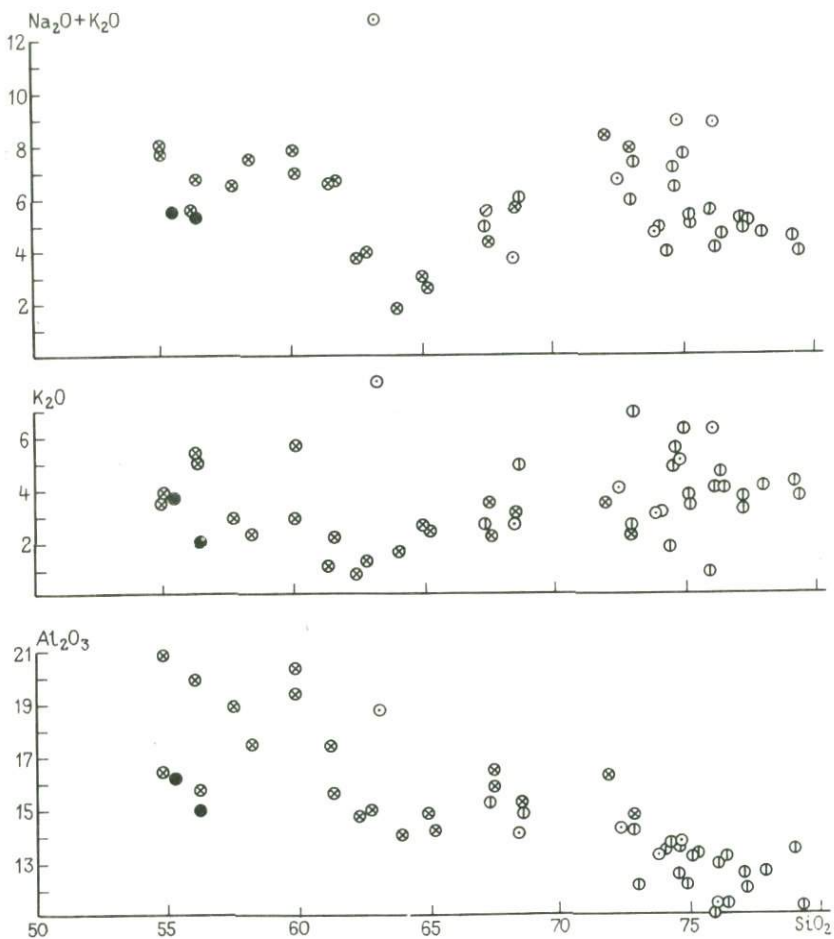
* По А.Н. Барышеву и А.М. Крючину

Таким образом, турне-визейская андезит-базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная формация в определенной степени является аналогом существенно риолитоидной рудноалтайской субформации контрастной формации и в широком плане, очевидно, может также рассматриваться в качестве субформации этой формации.

Серпуховско-башкирская андезит-дацит-терригенная формация, в свою очередь, представляет собой отдаленный аналог островодужной фаменской формации Рудного Алтая. Если вулканиты турне-визейской формации Юго-Западного Гиссара похожи на рудноалтайские вулканиты остаточных поднятий — реликтов срединного массива, то залегающие в них полиметаллически-колчеданные месторождения по геологической позиции и минеральному составу руд напоминают рудноалтайские сульфидные залежи тех же остаточных поднятий.

Все свинцово-цинково-колчеданные месторождения Хандизинского и других рудных полей приурочены к участкам развития турне-визейской андезит-базальтсодержащей риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной формации и не выходят за ее пределы как по латерали, так и по вертикали. Серпуховская андезит-дацит-терригенная формация перекрывает свинцово-цинково-колчеданные залежи и относится к послерудной. Многочисленные обломки окolorудных пород (кремнистых туффов, серицитизированных и окварцованных туфов кислого состава) встречаются в основании ее разреза в гальке базальных конгломератов.

Рудные объекты располагаются в узком стратиграфическом интервале разреза нижнекаменноугольных вулканогенно-осадочных толщ. Продуктивный стратиграфический интервал в основном охватывает визейский ярус. В пределах визейской толщи на Хандизинском рудном поле уста-



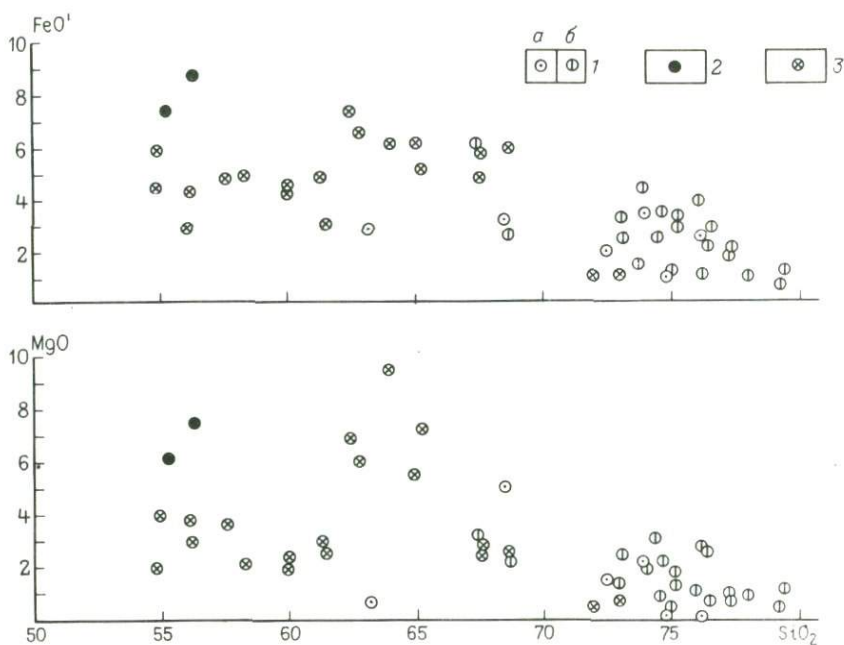
новлено два уровня локализации полиметаллически-колчеданного оруденения: нижневизейский (карбонатно-кремнистый горизонт нижней пачки), характеризующийся цинково-колчеданными рудами, и средне-визейский (нижний горизонт средней пачки), контролирующей медно-свинцово-цинково-колчеданные руды. Эти уровни получили название рудных этажей. Нередко выделяют третий этаж – серпуховской, с рудопроявлением Чернова I, II и др. Однако по указанной выше причине (принадлежности вулканитов к послерудной формации) он не может быть сопоставлен с продуктивными рудными этажами визейской толщи.

Литолого-фациальный контроль размещения полиметаллически-колчеданного оруденения в пределах визейской толщи заключается в приуроченности промышленных руд к туфогенным и кремнисто-карбонатным отложениям промежуточных и удаленных зон. В кремнекислых

Рис. 35. Диаграммы составов вулканогенных пород геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций Юго-Западного Гиссара.

Для щелочей, калия, глинозема, закисного железа и магния:

1–2 – андезит-базальтсодержащая риолит-кремнисто-карбонатно-терригенная формация: 1 – риолиты покровных (а) и субвулканических (б) фаций, 2 – андезито-базальты; 3 – вулканиты андезит-дацит-терригенной формации



пирокластах нижнего вулканогенного горизонта средней пачки сконцентрированы свинцово-цинково-колчеданные руды Хандизинского месторождения. Проявления сульфидной минерализации в этих породах отмечаются на месторождении Чинарсай и рудопроявлении Янгаклык. К контакту кремнистых туфитов и доломитов верхнего горизонта нижней пачки на месторождениях Хандизинском, Северо-Восточный участок и Майдансае приурочены небольшие тела цинково-колчеданных руд.

Размещение полиметаллически-колчеданных руд на Хандизинском месторождении определяется контурами визейского туфогенного горизонта. Как установлено автором совместно с Н.А. Пирижняк, А.Г. Злотник-Хоткевич и Г.И. Залетовой, с выклиниванием кислых пирокластов исчезают и руды. Однако руды в пределах горизонта отмечаются не везде,

а лишь в определенных локальных участках, где вулканы обладают повышенной фациальной контрастностью, обусловленной тесным сочетанием как по горизонтали, так и по латерали грубо- и мелкообломочных разностей пирокластов, тонким чередованием агломератовых литокластических туфов, пепловых туфов и кремнистых туффитов.

Перекрывающий залежь горизонт туфов и туфопесчаников дацитового состава в литолого-фациальном отношении более прост. Фациальная контрастность околорудных вулкаников подчеркивается их петрофизическими свойствами. Рудовмещающие пирокласты характеризуются значительной контрастностью в распределении значений эффективной пористости и параметров упругих свойств. В разрезе и по простиранию горизонта соприкасаются агломератовые литокластические туфы с высокой эффективной пористостью и пепловые туфы с низкой. Здесь находятся в сложном соотношении породы с повышенными значениями модулей упругости и сдвига (витро- и кристаллокластические туфы), с умеренными (литокластические туфы) и пониженными значениями (пепловые туфы и туффиты). Среди подстилающих и перекрывающих продуктивный горизонт отложений преобладают породы с повышенными значениями упругих параметров.

Довольно однородный фациально неконтрастный разрез вулкаников месторождения Северо-Восточный участок, где породы имеют близкие параметры петрофизических свойств, не сопровождается оруденением ощутимых масштабов.

Доломиты карбонатно-кремнистого горизонта, подстилающие цинково-колчеданные руды, обладают низкой эффективной пористостью, но эффективная пористость окружающих их песчаников и кремнистых туффитов еще меньше. Незначительная "аномалия" эффективной пористости, создаваемая доломитами, по-видимому, способствует появлению зон повышенной проницаемости, необходимых для развития рудоподводящих каналов. Этому же, вероятно, содействуют и повышенные параметры упругих свойств, характерные для доломитов, и резкие различия данных параметров с таковыми окружающих пород. Повышенная пластичность доломитов и слоистых разностей пирокластов, фиксируемая повышенными значениями коэффициента Пуассона, помогает формированию послерудных мелких складок, в сводах которых нередко содержатся цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды.

Для развития магмо- и рудоподводящих каналов в докембрийских гранитах и зон минерализации, вероятно, благоприятствуют их повышенная пористость и хрупкость по сравнению с другими породами кристаллического фундамента срединного массива. Петрофизические свойства пород влияют также на формирование и пространственное размещение послерудных продольных разрывов. Сопоставление пород в разрезе по их упругим параметрам показывает, что контактовые надвижки и межформационные срывы, вдоль которых происходил будинаж пород и руд в процессе тектонических деформаций, возникали на контакте пород, обладающих резко различными модулями объемной упругости.

Распространение оруденения в пределах Хандизинского рудного поля ограничено контурами вулканогенной грабен-синклинали, которая является рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой первого порядка. Оруденение приурочено к более крутому юго-западному борту депрессии. Известные здесь рудные залежи локализуются в мелких вулканических впадинах, выполненных кремнисто-туфогенными отложениями. Они ориентированы в продольном направлении по отношению к борту вулканической депрессии. Локальные рудоносные впадины можно рассматривать в качестве рудоконтролирующих структур второго порядка.

Рудоотложения здесь сопровождалось накоплением кремнистых туффов ("осадочных кварцитов") и кислотным выщелачиванием подстилающих пород с развитием метасоматических образований в лежащем боку рудоносных зон. Березитоподобные породы хлорит-серицит-кварцевого состава с примесью анкерита развиваются по подрудным и "синрудным" кремнекислым туфам, достигая мощности на Хандизинском месторождении 1,5 км. Значительные размеры ореолов околорудных пород и метасоматитов и их синхронность с накоплением руд придают им немаловажное поисковое значение. Колчеданно-полиметаллические руды тяготеют к одной из внутренних зон метасоматической колонки, где развиты породы кварц-серицитового состава. Хлоритовые метасоматиты сопряженного отложения тяготеют к кровле рудных залежей.

Эндогенные ореолы свинца, цинка, меди и других элементов также могут быть использованы для поисков минерализованных зон. В результате спектрометаллометрической съемки, выполненной автором, на участке Хандизинского месторождения была выявлена серия эндогенных ореолов свинца и цинка, приуроченных к двум рудоносным стратиграфическим уровням — ниже- и средневизейскому.

Благодаря различию значений электрического сопротивления вмещающих пород и руд последние фиксируются аномалиями электрического поля, в частности, электромагнитными, выявленными методом радиоволнового просвечивания.

5. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (ОКРАИННО-МОРСКИЕ) ЗОНЫ И МЕДЬСОДЕРЖАЩИЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДААННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЗАЛЬТ-РИОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ТЕРРИГЕННО-ФЛИШОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ (ФИЛИЗЧАЙСКОГО ТИПА)

Металлогенические зоны и месторождения данного типа охарактеризованы в трудах В.И. Буадзе, В.Д. Конкина, Н.К. Курбанова, Г.В. Ручкина, Г.А. Твалчрелидзе и других исследователей. Они локализуются в глубоководных окраинно-континентальных прогибах (терригенных эвгеосинклиналиях) с угнетенным базальтоидным вулканизмом. Продуктивные толщи принадлежат терригенно-флишовой нередко углеродистой формации, содержащей базальты и риолиты. Рудные районы приурочены к палеодепрессиям, выполненным рудоносными глинистыми

фациями пород и находящимся в осевых зонах окраинно-континентальных прогибов. Рудные поля представляют собой локальные впадины глубоководных палеодепрессий. Месторождения нередко метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации, и, как правило, интенсивно дислоцированы.

Рудоконтролирующими и рудовмещающими палеоструктурами являются разнопорядковые глубоководные депрессии с застойным режимом вод, причем месторождения тяготеют к бортовым частям локальных впадин. Рудоносные терригенные отложения выполняют глубокие депрессии в пределах так называемых терригенных или сланцевых эвгеосинклиналей.

Структурно-формационные зоны, по данным Н.К. Курбанова и других исследователей, делятся на подзоны, которые, в современных структурах представляют собой продольные тектонические ступени, между которыми находятся разломы глубокого заложения. Последние фиксируются поясами субвулканических даек диабазов и риолитов. Продольные зоны и подзоны расчленены поперечными тектоническими структурами на ступенчато поднятые и опущенные блоки. В отложениях раннегеосинклинального яруса границы поперечных блоков выражены вертикальными флексурами, осложненными эшелонированными прерывистыми сбросо-сдвигами и гемисинклиналями. Границы блоков фундамента в поле силы тяжести отражаются в виде гравитационных ступеней. При этом поднятые блоки фиксируются магнитными и гравиметрическими максимумами, а опущенные — отчетливо выраженными минимумами [19]. Поперечные блоки заложались еще в период интенсивного прогибания ложа геосинклинали и сохраняли мобильность в конседиментационный и последующие этапы развития зон. Рудовмещающие отложения в относительно поднятых поперечных блоках представлены глубоководными глинистыми фациями, чередующимися с маломощными пачками флишоидов. Наиболее крупные котловины примыкали к узким продольным трогам, осложненным глубинными магмоподводящими разломами. В пределах структурно-формационных подзон концентрация месторождений носит прерывисто-узловой характер. Максимальное количество колчеданно-полиметаллических месторождений сосредоточено в поперечно поднятых блоках, охватывающих инверсионные поднятия, представляющие собой рудные районы, границы которых предопределены поперечными конседиментационными элементами структур.

При поисках колчеданно-полиметаллических руд в условиях флиш-идных толщ южного склона Большого Кавказа и в других аналогичных провинциях, как указывает Н.К. Курбанов и еще ряд исследователей, необходимо учитывать приуроченность рудных залежей к основанию регрессивных и верхам трансгрессивных ритмов, а в их пределах — к глинистым фациям конседиментационных впадин. Рудовмещающие глинистые толщи регрессивных и трансгрессивных серий имеют региональное распространение. Рудоносные же горизонты обладают весьма ограниченным развитием. Они характеризуются присутствием сидерит-пиритовых

и пиритовых конкреций, рассеянного фрамбоидального пирита, повышенным содержанием органического углерода, закисного железа и отсутствием донной фауны.

Прямыми поисковыми признаками являются зоны гидротермального изменения, которое в терригенных породах выражено хлоритизацией и карбонатизацией, а в магматических — окварцеванием. Над минерализованными зонами интенсивность лито- и гидрохимических аномалий, как правило, увеличивается в 2–3 раза, а иногда в 6 раз. Однако при анализе гидрохимических данных для территории Большого Кавказа необходимо всегда учитывать альпийский рельеф, когда аномалии часто смещаются на значительные расстояния. При этом следует принимать во внимание те данные гидрогеохимических исследований, которые были получены в период сухих сезонов.

В связи с большим содержанием пирротина в рудных залежах месторождений Большого Кавказа, локальные аномалии ΔZ рассматриваются здесь как прямой признак, указывающий на наличие колчеданно-полиметаллического оруденения. Локальные аномалии ΔZ , соответствующие "рудным объектам" отличаются повышенной интенсивностью. Использование аномалий ΔZ в поисковых целях осложняется развитием даек габбродиоритов.

Локализация колчеданно-полиметаллического оруденения филизчайского типа в пределах докембрийских провинций также контролируется фациальными особенностями рудовмещающих толщ. Так, пластообразные рудные залежи Холоднинского месторождения, по данным Г.В. Ручкина, В.Д. Конкина и других геологов, сингенетичны рудовмещающей перевальской свите верхнего протерозоя, породы которой накапливались в бассейне лагунного типа, отвечающем локальной отрицательной структуре в краевой части Олокинского прогиба. Богатые руды месторождения располагаются на границе нижней и средней пачек нижней подсвиты перевальской свиты. Граница в литологическом отношении отвечает смене слабоизвестковистых псаммитовых осадков известковисто-глинистыми. Наиболее богатые руды залегают в центральной части месторождения, которая, судя по увеличенным мощностям рудовмещающей толщи, отвечает наиболее прогнутой части палеобассейна седиментации и рудоотложения. К флангам месторождения мощность рудовмещающей толщи уменьшается, в ней наблюдаются фациальные изменения: уменьшение коэффициента общей карбонатности на юго-западном фланге и резкое увеличение (появление почти чистых графитсодержащих известняков) — на северо-восточном. Такие изменения в условиях накопления рудовмещающих толщ, по-видимому, были менее благоприятны для процессов рудоотложения, поэтому на флангах месторождения сокращается мощность рудных залежей и уменьшается их продуктивность. Резко повышенное (до 6 %) содержание свободного углерода, установленное в прослоях черных сланцев внутри рудных залежей Холоднинского месторождения, также подчеркивает влияние углистого вещества на рудогенез.

Для докембрийских рудоносных прогибов также намечается парагенетическая связь колчеданно-полиметаллического оруденения с верхнепротерозойским вулканизмом. О наличии такой связи в пределах Енисейской провинции свидетельствуют, прежде всего, пространственная сближенность уровней вулканизма и оруденения, широкое развитие колчеданно-полиметаллического оруденения среди осадочно-вулканогенных формаций и их подчиненность стратиграфическому контролю.

6. СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ (ШЕЛЬФОВЫЕ) ЗОНЫ ЧЕХЛА МАССИВОВ РАННЕЙ КОНСОЛИДАЦИИ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВО-СВИНЦОВО- ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИТ- КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ АТАСУЙСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ АТАСУЙСКОЙ ЗОНЫ)

Важную роль в выявлении и изучении Атасуйской зоны сыграли исследования Е.И. Бузмакова, А.А. Рожнова, В.Я. Середы, Н.С. Скрипченко, Ф.Ф. Таранушича, Г.Н. Щербы, В.И. Щибрика и других геологов.

Атасуйская металлогеническая зона располагается на окраине Казахстано-Северо-Тяньшаньского эпикаледонского массива ранней консолидации, который служил рамой герцинид Джунгаро-Балхашской области. На стыке этих областей А.А. Богдановым был выделен краевой вулканический пояс. Девонские (дофаменские) вулканогенные формации краевого пояса (андезит-базальтовая, риолитовая, базальт-трахиандезитовая) слагают здесь нижний, синорогенный, по Ю.А. Зайцеву, этаж чехла массива. Верхний посторогенный этаж чехла представлен вулканогенно-кремнисто-карбонатными отложениями фамена — турне, которые развиты не повсеместно, а слагают наложенные впадины, локализующиеся в узлах пересечений разломов нижнего орогенного чехла и каледонского геосинклинального фундамента массива. К этим впадинам и приурочены реальные и потенциальные рудные районы, в частности наиболее изученный Атасуйский. Он находится в пределах обширной Жаильминской впадины, вытянутой в северо-западном направлении (рис. 36). Природа впадины окончательно не выяснена. В настоящее время большинство исследователей рассматривает ее в качестве посторогенной эпиконтинентальной мульды, возникшей под воздействием отраженной тектоно-магматической активизации, которой была охвачена краевая часть эпикаледонского массива (в том числе и краевой вулканический пояс) в процессе развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали. При этом отличительные черты мульды, делающие ее не похожей на другие впадины, находящиеся за пределами краевого вулканического пояса, такие как вулканогенно-кремнисто-карбонатное выполнение, германотипная складчатость облекания жестких глыб фундамента, железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданный тип оруденения, связаны с ее пограничным положением на границе каледонид и герцинид и со спецификой блокового строения и развития каледонского основания [30]. М.К. Бахтеев и Ю.А. Басюков Жаильминскую мульду считают частью палеограбена — эпиконтинен-

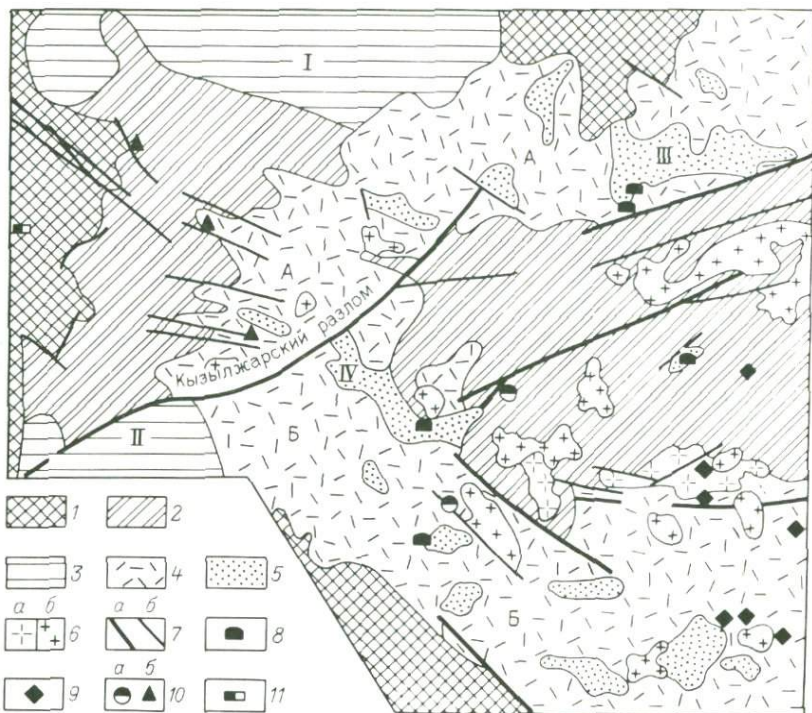


Рис. 36. Схема размещения свинцово-цинковых месторождений в тектонических структурах Центрального Казахстана. По [19].

1 — области каледонской складчатости; 2 — те же области, переработанные в герцинскую тектоническую эпоху; 3 — впадины, наложенные на каледонские структуры: I — Тенизская, II — Дзезказганская; 4 — девонский вулканический пояс; структурно-металлогенические зоны: А — Сарысу-Тенизско-Карагандинская, Б — Атасу-Моинтинская; 5 — среднепалеозойские впадины (грабен-синклинали): III — Карагандинская, IV — Жайльминская; 6 — гранитоиды нижнепалеозойского (а) и верхнепалеозойского (б) возрастов; 7 — глубинные разломы первого (а) и второго (б) порядков; месторождения: 8 — свинцово-цинковые атасуйского типа, 9 — скарновые свинцово-цинковые, 10 — фанерозойские колчеданно-полиметаллические (а) и жильные свинцово-цинковые (б), 11 — докембрийские колчеданно-полиметаллические в метаморфических толщах

тального рифта. Подошва гранитно-метаморфического слоя мульды находится на глубине 18–26 км, гранулит- базальтового — 47–49 км. Отмечается аномальное состояние границы М ("разуплотнение мантии"), резкие колебания глубины ее поверхности, фиксирующие глубинные разломы, — разграничивающие глыбы фундамента мульды. Мульда располагается на склоне купольного поднятия в базальтовом слое, что, по мнению В.Г. Ли и Н.И. Кушербаева, подчеркивает компенсационный характер этой структуры.

Жайльминская му́льда на северо-востоке имеет прямолинейные границы, отражающие тектонические раздели блоков фундамента. Сложена она среднепалеозойскими морскими отложениями мощностью свыше 2000 м, включающими трансгрессивную серию вулканогенно-кремнисто-карбонатных (фамен и низы турне) и регрессивную серию карбонатно-кремнистых и песчано-аргиллитовых пород (турне, визе, серпуховской ярус). Ложе и обрамление впадины, по данным А.А. Рожнова и других геологов, образовано вулканогенно-терригенными нередко красноцветными континентальными и мелководными толщами живета и франа краевого вулканического пояса. Вулканиды представлены базальтами, андезитами, реже – риолитами и трахитами.

Трансгрессивная серия вулканогенно-кремнисто-карбонатных отложений фамена – турне Л.Н. Формозовой выделяется в самостоятельную одноименную формацию. Она включает разнообразие известняки (глинистые, кремнистые, углистые), кремнистые породы (яшмы, силициты, железистые яшмы) и вулканогенные образования – главным образом лавы и туфы основного состава с трахитовым уклоном. Встречаются также экстрезивные и субвулканические тела трахитов и риолитов. По данным Л.И. Яковлева и Н.А. Пирижняк, для вулканизма этой формации характерен пестрый состав продуктов, которые сочетают в себе черты, унаследованные от предшествующего орогенного вулканизма (наличие риолитов и трахитов), и новые, присущие только им (развитие трахибазальтов, не имеющих аналогов в орогенном фундаменте впадины). Отличительная особенность кислых составляющих формации – калиевый уклон щелочности. Для базальтоидов характерна повышенная основность и широкие колебания типа щелочности от натриевого до натриево-калиевого.

Фаменско-турнейская вулканогенно-осадочная формация, по мнению автора, может быть охарактеризована как трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатная.

Атасуйский рудный район образован тремя главными рудными полями – Жайремским, Бестюбинским и Ушкатынским. Рудные поля тяготеют к бортовым частям му́льды и контролируются узлами пересечений разломов орогенного фундамента, которые в рудовмещающих фаменско-турнейских толщах, по данным А.А. Рожнова и других исследователей проявляются в виде брахискладок, линейных складок и флексу́рных перегибов. Разломы совпадают с резкой сменой разноглубинных фаций (органогенных, биогенных, пляжевых, рифовых – мелководных и илово-впадинных – среднеглубинных) и мощностей (на границе приподнятых и опущенных блоков). При этом частичная компенсация отдельных прогибов и флишоидная ритмичность впадинных отложений обусловлены периодическим сносом мутьевыми потоками органогенного карбонатного детрита и терригенного материала с участков мелководья во впадины, развивающиеся над погружающимися глыбами фундамента. Во впадинах турбидиты чередуются с нормальными слоистыми отложениями. Застойные восстановительные условия осадконакопления в ило-

вых впадинах при нивелировке мутьевыми потоками надразломных уступов морского дна неоднократно сменялись окислительными условиями, а флишоидный характер седиментации — накоплением нормальных карбонатных отложений. В фаменских породах над разломами нередко отмечают повышенные концентрации свинца, цинка, марганца, иногда кобальта [12].

Жайремское рудное поле расположено в западной части Жайльминской мульды. Современная структура рудного поля определяется Жайремской брахиантиклиналью, обрамленной более мелкими складками; с запада — Дальнезападной и Меридиональной брахисинклиналями, с востока — Северо-Восточной и Юго-Восточной линейными антиклиналями. В ядре брахиантиклинали зафиксированы франские красноцветные отложения орогенного фундамента Жайльминской мульды, а также мергели, алевролиты и известняки с лавами и туфами субщелочных базальтов, изредка с маломощными прослоями магнетитовых и сидеритовых руд нижней невыдержанно-слоистой пачки фамена. Крылья брахиантиклинали и обрамляющие их более мелкие складки сложены вулканогенно-кремнисто-карбонатными отложениями четырех пачек фамена: 1) ритмично-слоистой с пиритовыми и пирит-сфалеритовыми ритмами, характерными туфогенными серицитолитами, гематит-магнетитовыми и сидеритовыми рудами в нижней части разреза и свинцово-цинковыми — в средней и верхней; 2) флишоидной с пиритовыми, сфалеритовыми и галенит-сфалерит-пиритовыми ритмами, промышленными свинцово-цинковыми рудами в нижней и средней части разреза и с гематит-магнетитовыми — в верхней; 3) сероцветной с пиритовыми и сфалеритовыми ритмами, с чередованием флишевых горизонтов, содержащих магнетит-гематитовые, сфалерит-пиритовые и редко сфалерит-галенитовые руды; 4) красноцветной с характерными узловатыми известняками, прослоями железных руд и яшм. Каждая из этих пачек также расчленяется на несколько горизонтов. Палеозойский разрез венчается известняками и карбонатно-глинистыми породами с прослоями тефроидов, пепловых туфов и туфитов турнейского яруса [30].

По данным Ф.Ф. Таранушича и других исследователей, для фаменско-турнейских отложений характерны следующие типы литогенеза: 1) вулканогенно-осадочный; 2) нормально осадочный морской мелководный; 3) нормально-осадочный морской глубоководный; 4) гидротермально-осадочный. Отложения первого типа в небольшом объеме (5–10 %) встречаются в пределах всего фаменско-турнейского разреза; представлены они подводной лавовой, пирокластической и осадочно-пирокластической фациями. Второй тип с обособляющимися фациями прибрежного мелководья и открытого мелкого моря характерен для нижней невыдержанно-слоистой пачки фамена и верхнего турне. Отложения третьего типа с фациями мутьевых потоков и иловых впадин занимает около 50 % объема пород вышележащих четырех пачек фамена и нижнего турне. Отложения четвертого типа с фациями окисных железных руд, окисно-силикатно-карбонатных железных руд, узловатых известняков

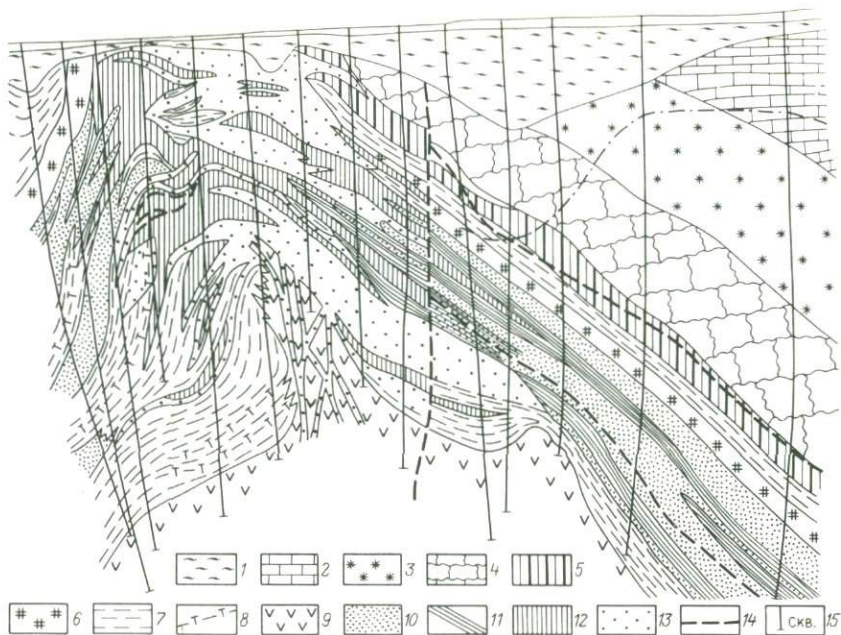


Рис. 37. Геологический разрез месторождения Западный Жайрем. По А.А. Рожнову.

1 — кайнозойские отложения (пески, суглинки, глины); известняки: 2 — черные углисто-кремнистые, 3 — красноцветные; 4 — сероцветные кремнисто-известковые узловато-слоистые породы; горизонты: 5 — железорудный, 6 — маркирующий; 7 — безрудные породы рудоносной пачки; 8 — прослои туфов; 9 — трахитовые порфиры; руды: 10 — свинцово-цинковые (гидротермально-осадочные), 11 — свинцово-цинковые, баритизированные, 12 — цинково-свинцово-баритовые (гидротермально метасоматические), 13 — медно-баритовые (гидротермально метасоматические); 14 — разрывные нарушения; 15 — скважины

и сульфидных руд охватывают 20 % объема тех же пород. Сульфидные руды, пространственно разобщенные с магнетит-гематитовыми слоями, образованы пиритовыми, сфалеритовыми и галенит-сфалерит-пиритовыми ритмитами, приуроченными к верхней части многослойных флишевых горизонтов, в наиболее прогнутых участках палеодепрессий [12].

В пределах Жайремского рудного поля находятся три месторождения: Восточный Жайрем, Западный Жайрем и Дальнезападный Жайрем (рис. 37). Месторождения тяготеют к складчатому узлам, осложняющим Жайремскую брахиантиклиналь; Западный и Восточный Жайрем — к флексурным перегибам Северо-Восточной антиклинали, Дальнезападный Жайрем — к Дальнезападной и Меридиональной брахисинклиналям. На всех месторождениях рудовмещающей является ритмичная флишеидная пачка фамена с трехчленным строением ритмов: а) градационно отсортированные турбидиты (органогенный детрит, обломки кислых эффузивов, глинисто-кремнисто-карбонатных пород, пиритовых ритмов (1–70 см);

б) известковистые алевролиты с кальцитовыми конкрециями, пиритовыми и пирит-сфалеритовыми ритмами в верхней части ритма (5—150 см); в) углистые карбонатно-глинисто-кремнистые породы с теми же ритмами в верхней части ритма (1—30 см). Наличие во флишовой и подстилающей ритмично-слоистой пачках прослоев туфов рассматривается как свидетельство синхронных проявлений вулканизма, с которыми связаны процессы рудообразования. В основании этих пачек залегают риолиты и трахиты. Оруденение представлено: 1) чередованием слоев тонкодисперсного глобулярного пирита с кремнисто-карбонатными слоями, содержащими вкрапленность сфалерита и галенита (пиритовые ритмы); 2) чередованием слоев тонкодисперсного сфалерита и пирита с кремнисто-карбонатными, содержащими вкрапленность галенита (сфалеритовые ритмы); 3) чередованием послойных баритовых тел, прослоев красных яшм, чистых и гематизированных кремнистых известняков; 4) *послойными кварц-кальцитовыми жилами с гнездами крупнозернистых сфалерита и галенита*; 5) секущими жилами того же состава; 6) линзами, в которых исходные породы замещены тонкозернистым баритом с вкрапленностью сфалерита, галенита и халькопирита. Наибольшее значение имеют первый, второй и шестой типы.

Первые три типа минерализации относятся к седиментным рудам I этапа, образовавшимся в результате просачивания гидротерм в морскую воду и последующего диагенеза осадков, остальные — к метасоматическим рудам II этапа, несколько оторванным во времени от накопления гидротермально-осадочных руд. Главным аргументом в пользу данной точки зрения является пространственное совпадение конфокусов горизонтальной рудной зональности с наиболее выдвинутыми кверху апофизами залегающих в лежачем боку рудных залежей калишпатовых порфиров (трахитов). Рвущий характер верхнего контакта последних свидетельствуют об их эпигенетичности по отношению к вмещающим породам [30]. Температура образования руд I этапа, по данным Ю.С. Парилова и других исследователей, колебалась от 40 до 70 °С, а руд II этапа — от 150 до 350 °С.

По мнению Н.С. Скрипченко и других геологов, руды обоих этапов имеют гидротермально-осадочное происхождение. Об этом свидетельствуют концентрическая зональность руд в плоскости напластования, выражающаяся в смене по направлению от внутренних частей к внешним баритовых руд барит-сфалеритовыми, а затем сфалеритовыми и пиритовыми, и их микроструктуры, подтверждающие моноасцендентную кристаллизацию руд из гомогенизированных рудных илов. Черты эпигенетичности части руд могут быть объяснены явлениями регенерации рудного вещества, сопровождающими становление калишпатовых порфиров.

Бестюбинское рудное поле тяготеет к северо-восточной окраине Жаильминской мульды, осложненной здесь Атасуйской синклиналью, состоящей из узких синклиналей, которые разделены поперечными поднятиями. К этим синклиналям приурочены известные месторождения. Стратиформные барит-свинцово-цинковые руды залегают в разрезе фли-

шюидной пачки фамена ($D_3 fm_1 c$) в пределах ее третьего, четвертого и пятого горизонтов. Четвертый горизонт содержит также гематит-магнетитовые руды. К особенностям месторождений и рудного поля в целом относятся: совмещение слоистых марганцево-железных и свинцово-цинковых руд и наложенного на них цинково-свинцово-баритового оруденения; подчиненная роль гидротермально-осадочных руд в общих запасах свинца и цинка; широкое развитие сульфосолей свинца и меди.

Ушкатынское рудное поле находится южнее Жайремского и в современной структуре совпадает с узкой щелевидной синклиналию, осложняющей западный борт Жайльминской впадины. Железо-марганцевое и свинцово-баритовое оруденение сконцентрировано в красноцветной пачке фамена ($D_3 fm_2 v$), причем линзы железо-марганцевых руд залегают среди узловатых известняков и гематитизированных пелитолитов западного крыла синклинали, а пласты свинцово-баритовых руд — среди рифтовых и в меньшей степени тонкодетритовых известняков и седиментных брекчий восточного крыла структуры. Указанные литолого-фациальные разности пород отражают фациальное замещение с запада на восток железо-марганцевосодержащих отложений скрытого моря свинец-барит-содержащими барьерными рифами и мелководными прибрежно-пляжевыми отложениями. Отложение галенита, барита и сопровождающих их пирита, халькопирита, сфалерита и флюорита происходило, по данным А.А. Рожнова и других, до начала полной литофикации пород, когда пустоты в рифовых образованиях еще не были залечены в процессе перекристаллизации известняков.

Таким образом, полиметаллически-колчеданные месторождения Ата-суйского района являются типичными стратиформными образованиями, которые в своем размещении подчиняются формационному, стратиграфическому, литолого-фациальному и структурному контролю и фиксируются геохимическими и геофизическими аномалиями.

Формационный контроль заключается в парагенетической связи железо-марганцевых и барит-свинцово-цинково-колчеданных руд с субщелочной трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формацией, слагающей посторогенный этаж чехла массива ранней консолидации и унаследовавшей ряд черт от орогенного чехла (краевого вулканического пояса). Эта связь выражается прежде всего в том, что руды, как железо-марганцевые, так и барит-свинцово-цинково-колчеданные, нередко являются элементами ритмов в разрезе флишоидных толщ формаций.

Стратиграфический контроль обусловлен локализацией руд исключительно в отложениях фаменского яруса, причем главная масса барит-свинцово-цинково-колчеданных руд сосредоточена в третьей флишоидной пачке. Менее значительные залежи, а чаще отдельные сульфидные ритмы, известны во второй ритмично-слоистой, четвертой сероцветной и пятой красноцветной пачках.

Литолого-фациальный контроль состоит в принадлежности главной массы марганцево-железных и барит-свинцово-цинково-колчеданных руд к гидротермально-осадочному типу литогенеза, в ассоциации марганцево-железных руд с фациями отложений открытого моря, где преоб-

ладали окислительные условия и барит-свинцово-цинково-колчеданных руд с фациями иловых впадин, где господствовали застойные восстановительные условия, благоприятные для сульфидообразования, и с зонами сопряжения впадинных фаций с пляжевыми фациями мелководья.

Структурный контроль выражается в приуроченности рудных полей и месторождений к участкам пересечения разнонаправленных складчатых и разрывных дислокаций в фаменских отложениях, отражающих погрбенные разломы фундамента Жаильминской мульды.

Рудные залежи и располагающиеся над ними древние коры выветривания фиксируются первичными и вторичными ореолами, а также приповерхностными наложенными сорбционно-солевыми ореолами рассеяния свинца, цинка, меди, бария, марганца и других элементов.

Из геофизических аномалий поисковый интерес представляют: магнитные аномалии повышенной интенсивности, обусловленные наличием железных руд и реже разломами фундамента, залеченными магматическими породами основного состава; аномалии силы тяжести (в виде линейно-вытянутых градиентов поля), аномалии, полученные МОВ, соответствующие этим же разломам; электроразведочные аномалии МППО и ВП [12].

7. СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ (ЛАГУННЫЕ) ЗОНЫ ЧЕХЛА МАССИВОВ РАННЕЙ КОНСОЛИДАЦИИ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛИСТО-КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ МИРГАЛИМСАЙСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ)

Важную роль в изучении Каратауской зоны сыграли исследования Е.С. Зорина, Н.М. Митряевой, И.В. Покровской, В.П. Стеценко, С.А. Юшко и других геологов.

Каратауская металлогеническая зона, как и Атауская, находится в пределах того же Казахстано-Северо-Тяньшаньского эпикаледонского массива ранней консолидации, но на его юго-западной окраине и на значительном удалении от девонского краевого вулканического пояса. Фундамент массива здесь сложен карбонатно-терригенными и в меньшей степени вулканогенными толщами докембрия, кембрия и ордовика, а также прорывающими их каледонскими гранитоидами. Чехол образован терригенно-карбонатными отложениями, однако, в отличие от Атауской зоны, орогенный силур-среднедевонско-франский этаж чехла здесь представлен лишь красноцветными континентальными молассоидами франа, и в разрезе чехла развит субплатформенный верхнедевонско-нижекаменноугольный этаж.

В Каратауской зоне обособляются три рудных района (с северо-запада на юго-восток): Шалкиинский, Ачисайско-Миргалимсайский и Байджансайский с одноименными рудными объектами (рис. 38). Наиболее изучен расположенный в центральной части зоны Ачисайско-Миргалимсайский район. Он объединяет два главных рудных поля — Миргалимсайское и Ачисайское.

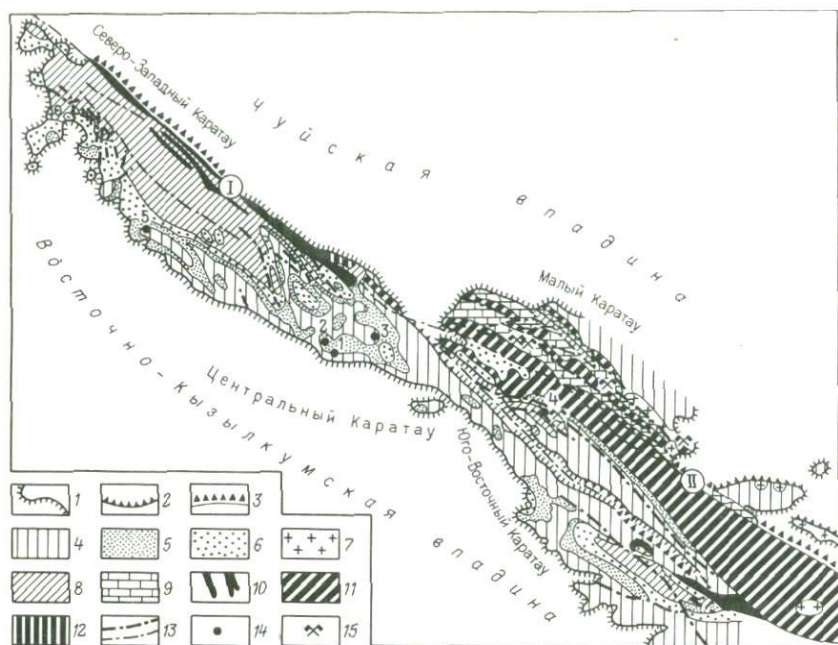


Рис. 38. Схема геологического строения Каратауской зоны. По В.В. Попову.

Границы распространения мезозойского этажа чехла: 1 — стратиграфические, 2 — тектонические, 3 — то же, по разломам длительного развития (I — Главный Каратауский, II — Большой Каратауский); герцинский этаж чехла: 4 — каменноугольные, преимущественно карбонатные отложения, 5 — фаменские карбонатные отложения, 6 — франкские молассоидные терригенные отложения; каледонский этаж фундамента: 7 — каледонские гранитоиды, 8 — терригенная формация, 9 — карбонатная формация с фосфоритами; байкальский этаж фундамента: 10 — вулканогенно-осадочная формация, 11 — терригенная формация; 12 — добайкальский этаж фундамента; 13 — разрывы; месторождения: 14 — свинцово-цинковые (1 — Миргалымсайское, 2 — Катанги, 3 — Ачисайское, 4 — Байджансайское, 5 — Шалкия), 15 — фосфоритов

Миргалымсайское рудное поле, содержащее одноименное месторождение, как и другие свинцово-цинковые объекты района и металлогенической зоны, приурочено к фаменско-нижнетурнейским карбонатным отложениям чехла массива — тонкопереслаивающимся ритмичным доломитовым известнякам и доломитам ленточной, массивной, комковатой и брекчиевой текстуры. Мощность фаменских отложений, расчленяющихся на одиннадцать горизонтов, около 600 м, а нижнетурнейских с пятью горизонтами — 700 м (рис. 39). Практически все промышленное оруденение сконцентрировано во втором ленточном горизонте фамена и частично в кровле подстилающего его ячеистого горизонта, расположенного на 150–300 м выше франкских молассоидов. Второй ленточный горизонт и верхняя часть ячеистого образуют рудный горизонт, состоящий из 13 пачек (три пачки в ячеистом и 10 — во втором ленточном). Залегающие

Система	Ярус	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
Каменноугольная	Турнецкий				до 50	Суглинки, супеси, пески Глины с прослоями мелкогалечниковых конгломератов
		Полосчатый	C ₁ te		280	Тонкие переслаивающиеся пачки светло-серых и серых известняков
		Второй перемежающийся	C ₁ td		160-200	Переслаивание известняков и известняковых брекчий
		Первый перемежающийся	C ₁ tc		100-150	Переслаивание известняков с осадочными известняками и доломитовыми брекчиями
		Искристый	C ₁ tb			Массивные, реже слоистые доломиты
	Базальный	C ₁ ta		15-135	Брекчии известняков с обломками и глыбами доломитов	
Девонская	Фаменский	Верхний ленточный	D ₃ fm-8		15-20	Доломиты
		Верхний комковатый	D ₃ fm-7		30-50	Известняки и доломиты
		Плитчатый	D ₃ fm-6		20-35	Известняки, доломитовые известняки
		Средний комковатый	D ₃ fm-5		40-70	Грубослоистые известняки
		2-й ленточный	D ₃ fm-4		10-15	Рудный горизонт - доломит
		Ячеистый	D ₃ fm-3		8-10	Доломиты, известняки
		нижний плитчатый	D ₃ fm-2		10-15	Известняки и доломиты
		нижний комковатый	D ₃ fm-1		50-70	Грубослоистые известняки и доломиты
		Доломитовый	D ₃ fmd		40-60	Доломиты
		Переходный	D ₃ fmb		35-60	Известняки с прослоями доломитов
	Аргиллитовый	D ₃ fma		90-300	Глинисто-туфовые обломочные породы с прослоями известковистых песчаников и доломитовых известняков	
Франский			D ₃ fr		>165	Красноцветные песчаники, сланцы и конгломераты

Рис. 39. Стратиграфическая колонка Миргалимсайского рудного поля. По данным Миргалимсайской ГРП.

снизу вверх Основная, Промежуточная и Параллельная залежи второго ленточного горизонта содержат основные запасы руды, которая представляет собой кремнистые или углисто-кремнистые доломиты оолитового строения с остатками водорослей и битумов, содержащие галенит, сфалерит, пирит с примесью других сульфидов, а также барит, кальцит, и кварц в виде послойной вкрапленности, мелких прожилков и редких слойков.

Концентрация рудного вещества увеличивается в тонкослоистых разностях доломитов [6, 7, 18, 29]. Оруденелые доломиты рудного горизонта на флангах рудного поля фациально замещаются почти стерильными относительно однородными известняками. Доломиты характеризуются большим разнообразием. Наиболее распространены долмикрит и микрит (пелитоморфные тонкозернистые доломит и кальцит с размером зерен

меньше 0,01 мм), доломитовый шпат (раскристаллизованные доломит и кальцит с размером зерен более 0,01 мм), образовавшиеся в результате перекристаллизации пелитоморфных составляющих, доломитовый и кальцитовый детрит, оолиты, псевдоолиты, интракласты (аутигенные брекчии), желваки, онколиты (концентрические образования водорослевого происхождения) доломитового и кальцитового состава [9]. На восточном и юго-восточном флангах рудного поля мощность фаменской толщи, в том числе второго ленточного горизонта, увеличивается, и продуктивная лагунно-морская доломит-известняковая литофация отложенный фамена здесь переходит в непродуктивную морскую алевроито-мергельно-известковую. Доломиты продуктивной литофации характеризуются регионально повышенными содержаниями свинца ($\sim 0,02\%$), магния, марганца, железа, серы, цинка, меди, кадмия, органического углерода (4–5%), растворимых и нерастворимых битумов и др. [18].

На рудном поле отмечается латеральная зональность в распределении минерализации в пределах рудного горизонта. Максимальные концентрации барита установлены в центре, который окаймлен кольцеобразными полосами повышенных содержаний — сначала свинца, а затем цинка. Подобное распределение объясняется зональностью фациальных условий седиментного рудообразования в полузамкнутой морской впадине. Повышенные концентрации бария совпадают также с участками повышенных мощностей рудного горизонта. Содержание свинца уменьшается от известковистых доломитов, с одной стороны, к известнякам, а с другой, — к доломитам, цинка — от известняков к доломитам, бария — от доломитов к доломитовым известнякам. Для содержания свинца и цинка намечается прямая корреляция с наиболее тонким (пелитоморфным) структурным компонентом породы — долмикритом и обратная корреляция — с доломитовым шпатом. При возрастании в породе содержания доломитового шпата уменьшается количество вкраплений и тонких прожилков галенита размером 0,02–0,2 мм и увеличиваются количество агрегативных скоплений галенита и размеры его кристаллов [9].

В формировании стратиформных залежей барит-свинцово-цинковых руд выделяют три сближенные во времени стадии: синхронную (пирит, галенит, сфалерит, кварц, барит, доломит, кальцит-слойки), диагенетическую (вкрапления, гнезда и прожилки этих же минералов) и метаморфическую (прожилки и гнезда тех же минералов) седиментации. Этим стадиям соответствуют три группы текстур руд: первичная (слоистая, коллоидная, полосчатая псевдоолитовая), эпигенетическая (прожилковая, вкрапленная, полосчатая) и динамометаморфическая (сланцеватая, плоччатая и пятнистая) [6].

Фаменско-нижнетурнейские отложения рудного поля вместе с рудными телами образуют одноименную брахиантиклиналь, расчлененную последующими разломами на ряд участков, блоков или месторождений (рис. 40). Миргалимсайская брахиантиклиналь представляет собой локальную структуру, осложняющую северный борт обширной Кантагинской мульды. Последняя является, как и другие крупные синклинали, конседиментационной структурой. Об этом свидетельствуют современная

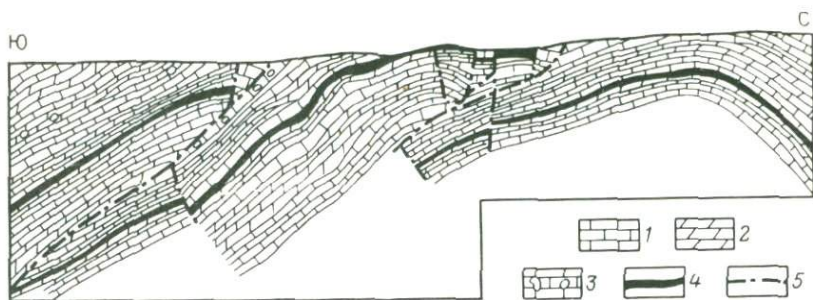


Рис. 40. Геологический разрез Миргалимсайского месторождения. По данным Миргалимсайской ГРП.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — разрывы

корытообразная морфология синклинали, спокойное залегание днища и смена более мелкообломочных фаций терригенно-карбонатных отложений более грубообломочными фациями от центра структуры к ее бортам [18]. Подобные структуры широко развиты в субплатформенном чехле Казахстана-Северо-Тяньшаньского массива ранней консолидации.

Сульфидные агрегативные руды Ачисайского месторождения, слагающие преимущественно секущие тела, по мнению Е.С. Зорина, формировались аналогично широко распространенным в карбонатных породах сутуро-стиллолитовым швам. Значительную роль при образовании богатых руд играли инфильтрационные воды и связанные с ними карстовые процессы [9]. В.В. Попов обращает внимание на возможную связь формирования агрегативных ачисайских руд, несущих многие следы эпигенетичности, с деятельностью экзогенных горячих хлоридных рассолов, поступивших из Чуйской впадины и мобилизовавших сингенетическую минерализацию карбонатных отложений нижнего турне [18]. По заключению Г.Н. Щербы, источником рудного вещества месторождений Каратауской зоны служили периферические магматические бассейны базальтоидного вулканизма, следы проявления которого установлены в фаменско-турнейском разрезе в виде маломощных залежей миндалекаменных базальтов и лавовых туфов. Связанные с ними гидротермы приносили на морское дно и в осадки соединения Ca, Mg, Mn, Fe, Zn, Pb и других элементов. Терригенные же источники рудного вещества маловероятны, поскольку береговая линия древнего моря оруденение не контролирует.

Н.Г. Сыромятников указывает на более древний (435–600 млн. лет) по сравнению с вмещающими породами возраст свинца галенитов из руд месторождений и высказывает предположение, что основным источником свинца, цинка, бария и других компонентов явились обогащенные ими нижнекембрийские породы каледонского фундамента среднепалеозойских прогибов, т. е. фундамента массива ранней консолидации. Эти предположения правомерны, тем более, что источники рудного вещества, как подчеркивает В.И. Смирнов, многообразны и в данном случае могут быть гетерогенными.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения и отдельные залежи Ачисайско-Миргалимсайского района и Каратауской зоны в целом, как и железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданные месторождения Атасуйской зоны, локализуются в соответствии с формационными, стратиграфическими, литолого-фациальными и структурными факторами контроля оруденения.

Пластовые залежи барит-свинцово-цинковых руд миргалимсайского типа и серноколчеданосодержащих свинцово-цинковых руд ачисайского типа практически, относятся к фаменско-нижнетурнейской углисто-кремнисто-карбонатной формации и участвуют в построении ее разреза. Они располагаются в двух стратиграфических интервалах – в средней части разреза фаменского яруса (объекты миргалимсайского типа) и в нижней части разреза турнейского яруса (объекты ачисайского типа). Особенно строго фиксирован среднефаменский продуктивный стратиграфический уровень, где мощность рудных горизонтов не превышает десятков метров. Венчающие разрез среднепалеозойского субплатформенного чехла массивов верхнетурнейские, визейские и серпуховские отложения, практически, безрудны. В обоих стратиграфических интервалах руды ассоциируют с определенными фациями карбонатных отложений. В среднефаменском интервале продуктивна лагунно-морская доломито-известняковая литофация, находящаяся в областях быстрого перехода морской известняково-мергельной и морской алевролитно-мергельно-известняковой литофации в лагунную существенно доломитовую и лагунно-морскую известняково-доломитовую литофации. В нижнетурнейском интервале для локализации оруденения благоприятны островная и лагунно-морская доломито-известняковая литофации [9]. Структурный контроль оруденения состоит в локализации рудных полей и месторождений в прибортовых частях конседиментационных среднепалеозойских синклинальных прогибов, осложненных брахиантиклиналями и поперечными поднятиями, которые устанавливаются по воздыманию шарниров синклиналей и крутопадающими разрывами. Указанные осложнения, очевидно, отражают погребенные разломы нижнепалеозойского фундамента. В локализации объектов атасуйского типа важную роль играют участки с максимальной интенсивностью разрывной тектоники.

Рудные тела, особенно ачисайского типа, иногда фиксируются ореолами доломитизации, аргиллизации, карбонатизации и окварцевания, поперечно зональными ореолами свинца, цинка, бария и других элементов, повторяющими морфологию рудоносных горизонтов, а также слабыми электроразведочными аномалиями ВП.

8. СУБПЛАТФОРМЕННО-ОРОГЕННЫЕ (КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ЗОНЫ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА МАССИВОВ РАННЕЙ КОНСОЛИДАЦИИ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ "СКАРНОВЫЕ" МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛИСТО-КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ В СОЧЕТАНИИ С ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫМИ ПРИАРГУНСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ ПРИАРГУНСКОЙ ЗОНЫ)

Современные представления о геологии и рудоносности Приаргунской зоны сложились благодаря исследованиям А.Г. Антипьева, В.В. Аристова, В.В. Архангельской, Ф.И. Вольфсона, Л.Д. Зориной, Г.И. Князева, В.Н. Козеренко, К.Ф. Кузнецова, Д.Б. Плигиной, В.В. Полетаева, О.П. Поляковой, Б.П. Санина и других геологов.

Данная металлогеническая зона совпадает с выделенным С.С. Смирновым свинцово-цинковым поясом Восточного Забайкалья, который располагается в его юго-восточной части (Приаргунье). Приаргунская зона контролируется внутренним вулканоплутоническим поясом, возникшим в Аргунском эпигерцинском массиве ранней консолидации в процессе его мезозойской тектоно-магматической активизации. Аргунский массив, по мнению Ю.А. Косыгина и других геологов, представляет собой периферический блок обширного Буреинского массива и в ранне-, среднеюрское время являлся рамой или краевой частью Восточно-Забайкальского геосинклинального прогиба Монголо-Охотского пояса мезозоид.

Фундамент массива в основном сложен терригенно-карбонатными толщами протерозоя, кембрия, ордовика и среднепалеозойскими гранитоидами. Сингеосинклинальный (по отношению к Восточно-Забайкальскому прогибу) неповсеместно развитый чехол представлен терригенными отложениями нижней – средней юры. Синорогенный чехол образован эффузивами среднего и кислого состава верхней юры и нижнего мела.

В позднем протерозое, по-видимому, в окраинно-морских условиях здесь накапливались терригенные отложения, которые затем были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и смяты в брахиформные и линейные складки северо-восточного простирания.

Приаргунье уже в раннем палеозое представляло собой поднятие и, как указывает А.А. Локерман, имело устойчивый геоантиклинальный режим. После перерыва в осадконакоплении, связанного, вероятно, с байкальской складчатостью, здесь накапливаются песчано-глинистые и карбонатные осадки и формируются толщи ниже-, среднекембрийской быстринской, в основном карбонатной, среднекембрийско-ордовикской алтачинской алевритовой и ордовикско-нижнесилурийской нерчинско-заводской карбонатной свит. В результате каледонской складчатости терригенно-карбонатные толщи были смяты в крутые складки, которые осложняли крылья образовавшегося здесь позже антиклинория северо-восточного простирания, интродуцированы и частично магматически замещены гранитоидами урулюнгуевского комплекса.

Тектонические движения герцинского этапа привели к тому, что территория Приаргунья была приподнята, и здесь сформировался антиклинорий. Герцинская складчатость также сопровождается формированием гранитоидов, крупных батолитических тел, приуроченных к ядрам антиклинальных структур. В результате становления каледонских и герцинских гранитоидов терригенно-карбонатные толщи антиклинория на многих участках были разобщены на ряд крупных блоков. Обособленные блоки терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя известны как в периферических, так и в центральных частях массивов (рис. 41).

Большинство таких крупных блоков – это не перемещенные ксенолиты, а как бы "впаянные", оставшиеся на месте отщепления (скиалиты) Кличкинско-Кадаинского антиклинория. Об этом, прежде всего, свидетельствует северо-восточная ориентировка осей складок, развитых в пределах крупных блоков, которая согласуется с северо-восточным простиранием антиклинория. На отдельных участках гранитоидных массивов иногда удается установить, что блоки осадочных пород представляют собой сохранившиеся части уничтоженных при внедрении интрузивов складчатых структур.

Образование чехла Аргунского массива происходило в мезозое. В ранне-среднеюрское время в краевой части Восточно-Забайкальского (вторично-геосинклинального, по Е.А. Радкевич, остаточного геосинклинального по В.Н. Козеренко, или внегеосинклинального восточно-азиатского типа, по М.С. Нагибиной) прогиба в отдельных впадинах, являющихся ответвлениями данного прогиба и разделенных жесткими выступами фундамента, преимущественно в континентальных условиях накапливались терригенные осадки алгачинской фации (западная часть района) и более грубообломочные приаргунской (восточная часть). Они образуют нижний этаж чехла массива.

Позднеюрский этап тектоно-магматической активизации протерозойско-палеозойского фундамента Аргунского массива по времени совпадает с орогенным этапом развития Восточно-Забайкальского прогиба. В это время в отдельных депрессиях, наложенных на систему ранне-среднеюрских впадин и породы фундамента, в континентальных условиях шло накопление терригенно-туфогенных толщ, трещинное излияние лав преимущественно среднего состава и синхронные внедрения мелких штоко- и дайкообразных тел диоритовых порфиритов, сиенито-диоритов, гранит-порфиров и лампрофиров нерчинско-заводского и других комплексов малых интрузий. Ряд геологов приводят достаточно убедительные данные о том, что породы этих комплексов и верхнеюрские эффузивы верхнего этажа чехла массива относятся к комагматичным образованиям. Широкое развитие порфировых фаций пород с криптозернистой основной массой, по их мнению, указывает, что малые интрузивы формировались на глубине, не достигавшей 1 км.

В меловой – кайнозойский этап происходит консолидация мезозойских структур Восточно-Забайкальского прогиба, их приращение к Аргунскому массиву эпигерцинской платформенной консолидации и образование единой эпикиммерийской платформы.

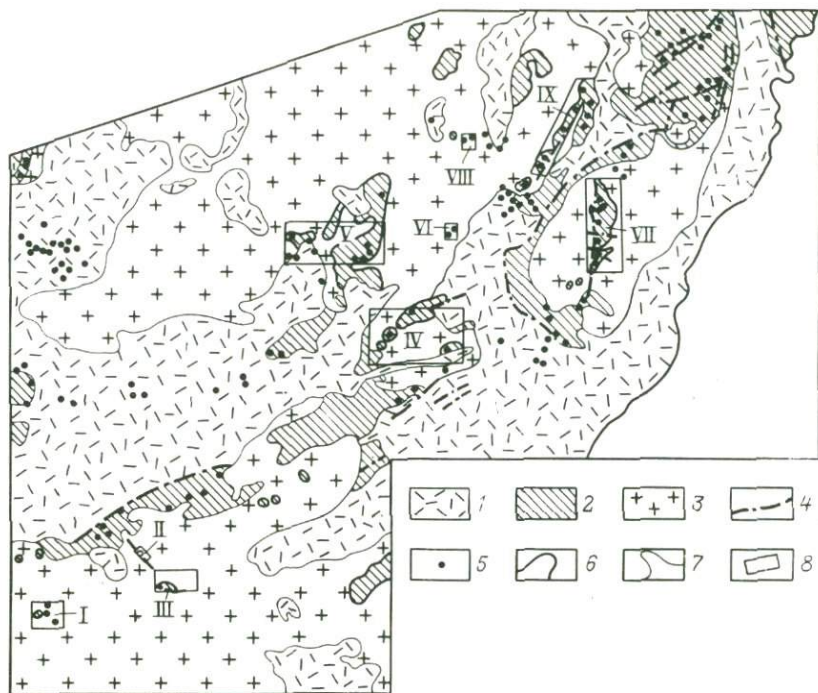


Рис. 41. Схема размещения рудных полей в Юго-Восточном Забайкалье, приуроченных к отщеплениям, провесам и ксенолитам кровли интрузивов.

1 — мезо-, кайнозойские образования; 2 — метаморфизованные осадочные породы нижнего палеозоя; 3 — гранитоиды преимущественно среднепалеозойские; 4 — разрывные нарушения; 5 — свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления; 6 — контуры отщеплений, провесов и ксенолитов кровли интрузивов; 7 — прочие геологические границы; 8 — границы рудных полей, приуроченных к отщеплениям, провесам и ксенолитам кровли интрузивов; рудные поля: I — Заурулунгуевское, II — Каменское, III — Мыльниково-Хоркиринское, IV — Калгуканское, V — Донинское, VI — Калгинское, VII — Кадаинское, VIII — Солоконское, IX — Смирновское

Зональное распределение рудных месторождений Забайкалья, установленное С.С. Смирновым, — важнейшая черта металлогении этой области. Приаргунская полиметаллическая зона находится юго-восточнее центральной оловянно-вольфрамовой зоны (пояса), тяготеющей к Восточно-Забайкальскому палеопргибу, северо-западнее которой, ближе к противоположному борту палеопргиба, располагается золото-молибденовая зона. Она приурочена в основном к фундаменту Аргунского массива, в котором и реставрируется палеозойский Кличкинско-Кадаинский антиклинорий. Терригенно-карбонатные толщи антиклинория разобщены каледонскими и герцинскими гранитоидами на крупные блоки и вместе с ними на многих участках перекрыты отложениями юрских и нижнеме-

ловых депрессий, слагающими пятнистый не повсеместно развитый чехол массива.

В пределах Приаргунской зоны большинство исследователей выделяет следующие рудные районы (с юго-запада на северо-восток): Кличкинский, Акатуевско-Александровский, Смирновско-Явленский, Кадаинско-Покровский и Нерчинскозаводской. Рудные районы контролируются, преимущественно, тектоническими блоками фундамента Аргунского массива, пронизанными субвулканическими и гиповулканическими телами пестрого состава и обрамленными мезозойскими впадинами.

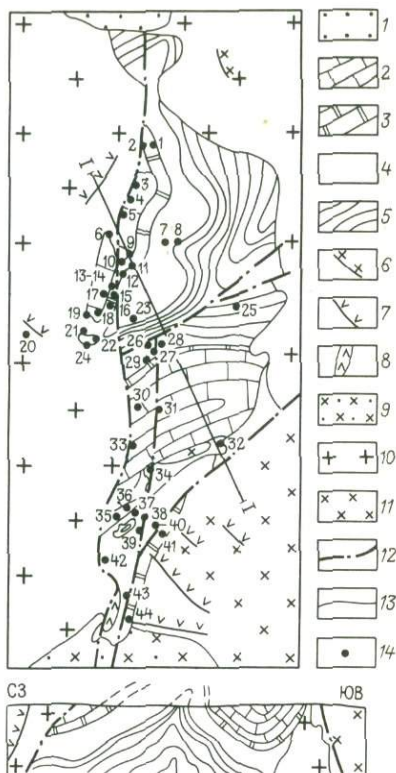
В пределах рудных районов группы сближенных полиметаллических месторождений объединяются в рудные поля, которые по условиям локализации делятся на три типа: 1) располагаются в фундаменте Аргунского массива и приурочены к блокам нижнепалеозойских пород среди каледонских и герцинских гранитоидов (Кадаинское, Смирновское, Калгинское, Калгуканское, Донинское, Солоконское, Мыльниково-Хоркиринское, Каменское, Заурулюнгуевское и др.); 2) находятся одновременно в фундаменте и нижнем этаже чехла Аргунского массива и тяготеют к тектоническим границам палеозойских горстов и раннемезозойских грабенов (Алгачинское, Покровско-Гурулевское и др.); 3) локализуются в верхнем этаже чехла Аргунского массива и приурочены к позднемезозойским вулканическим впадинам (Широкинское). Большинство рудных полей Приаргунья относится к первому типу.

Одним из примеров рудных полей, располагающихся в фундаменте Аргунского массива и приуроченных к блокам нижнепалеозойских пород среди герцинских гранитоидов, является Кадаинское рудное поле. Оно тяготеет к крупному блоку нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, находящемуся среди гранитоидов Кадаинского массива (рис. 42). Этот блок представляет собой часть Запокровско-Михайловской антиклинали, входящей в систему складчатых структур Кличкинско-Кадаинского антиклинория. Блоки древних пород в интрузивах (отщепления, провесы и ксенолиты кровли в Приаргунье и в других аналогичных зонах) — это своеобразные структуры, благоприятные для концентрации полиметаллического оруденения. Нижнепалеозойские породы слагают две согласно залегающие свиты — нижнюю, сланцевую — алтачинскую ($\text{Є}_2 - \text{O}$) (500 м) и верхнюю карбонатную — нерчинско-заводскую ($\text{O} - \text{S}$).

Занимающая большую часть рудного поля карбонатная свита при литолого-петрографическом изучении была расчленена автором совместно с И.Я. Смольским и Н.Г. Кудрявцевой на три пачки. Нижняя пачка мощностью до 590 м представлена мраморизованными доломитами с прослоями глинисто-серицитовых, мергелистых и углисто-глинистых сланцев (рассланцованных алевролитов) и доломитовых известняков. Средняя пачка сложена слоистыми доломитовыми известняками с многочисленными прослоями углисто-глинистых сланцев. Известняки обогащены углистым веществом, распределенным в виде тонких (доли миллиметров) слойков. Установлено, что при небольшой мощности (от 100 до 200 м) эта пачка не распадается на отдельные линзы, как считалось ранее,

Рис. 42. Схема геологического строения Кадаинского рудного поля.

1 — песчаники и конгломераты нижнего мела; карбонатные породы нерчинско-заводской свиты 2—4: 2 — доломиты верхней пачки, 3 — известняки средней пачки, 4 — доломиты нижней пачки; 5 — сланцы алтачинской свиты; верхнеюрские интрузивные образования: 6 — гранит-порфиры, 7 — лампрофиры, 8 — диориты; среднепалеозойские гранитоиды: 9 — порфиоровидные гранодиориты; 10 — граниты; 11 — равномерно-зернистые гранодиориты; 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы; 14 — месторождения и рудопроявления свинца и цинка (см. вывод на стр. 139)



а довольно выдержана по простиранию и везде согласно перекрывает породы нижней пачки. Верхняя пачка мощностью до 900 м по литологии и составу пород аналогична нижней.

Интрузивные образования рудного поля принадлежат к среднепалеозойскому и верхнеюрскому комплексам. К среднепалеозойскому комплексу относятся гранитоиды Кадаинского массива. Среди пород массива преобладают равномернозернистые гранодиориты, лейкократовые граниты и порфиоровидные гранодиориты, которые являются представителями трех последовательных интрузивных фаз.

Верхнеюрский комплекс образован небольшой серией даек и мелких тел диоритов, гранит-порфиров, лампрофиров, диабазовых порфиритов, которые формировались в последовательности их перечисления. Эти породы распространены в пределах сланцево-карбонатного блока и в древних гранитоидах.

Своеобразная геологическая позиция рудного поля способствовала широкому развитию здесь контактово-метаморфических и контактово-метасоматических образований. К первым относятся роговики и контактовые мраморы, ко вторым — магнезиальные скарны, основные разновидности которых представлены пироксеновыми (диопсидовыми), серпен-

тин-, шпинель-, тремолит-, актинолит-диопсидовыми породами, а также форстеритовыми кальцифирами, офикальцитовыми и флогопит-шпинель-диопсидовыми образованиями. Магнезиальные скарны генетически связаны с палеозойскими гранитоидами, на контакте с которыми отмечаются метасоматические зоны. Скарны относятся к контактово-инфильтрационным породам, возникшим в магматическую стадию за счет метасоматического замещения доломитов и доломитовых известняков.

Сохранившаяся среди гранитоидов центральная часть Запокровско-Михайловской антиклинали осложнена складками более высоких порядков. На основе детального литолого-фациального расчленения карбонатной свиты была уточнена складчатая структура блока осадочных пород. Терригенно-карбонатные породы здесь образуют две антиклинальные складки — Северную и Южную. Между ними в центральной части рудного поля располагается синклиналь. В ядрах антиклиналей обнажены породы сланцевой свиты и нижней пачки карбонатной свиты. Синклиналь в основном сложена доломитами верхней пачки. Оси складок простираются в северо-восточном направлении по азимуту $40-60^\circ$, диагональном по отношению к меридиональной ориентировке блока осадочных пород (см. рис. 42).

Большую роль в локализации свинцово-цинкового оруденения в терригенно-карбонатном блоке, расположенном среди более жестких гранитоидов, играют разрывные нарушения, ориентировка которых связана с общим простираем блока. По отношению к контурам последнего выделяются разрывы следующих направлений: 1) продольные (меридиональные и субмеридиональные $350-20^\circ$, углы $75-85^\circ$ и $45-60^\circ$ на запад), секущие складчатость под острым углом; 2) поперечные (север-западные $300-330^\circ$, углы $60-68^\circ$ на северо-восток, реже на юго-запад, широтные и субширотные $85-105^\circ$, углы $40-70^\circ$ на север и $45-60^\circ$ на юг), косо ориентированные к осям складок; 3) диагональные (северо-восточные $30-70^\circ$, углы $50-80^\circ$ на северо-запад и $65-80^\circ$ на юго-восток), параллельные и субпараллельные осям складок.

К продольным нарушениям относятся наиболее крупные разрывы рудного поля — Шахардарский надвиг, Приконтактный и Кадаинский взбросо-сдвиги, которые в плане повторяют контуры блока осадочных пород. Шахардарский надвиг, впервые зафиксированный В.Н. Котко, приурочен к западному контакту блока с вмещающими его гранитоидами, а Приконтактный взбросо-сдвиг — к контакту нижней и средней пачек карбонатной свиты и прослеживается вдоль юго-восточной границы блока. Эти разрывы фиксируются мощными (от первых метров до многих десятков метров) зонами перетирания, брекчирования и интенсивной трещиноватости карбонатных и алюмосиликатных пород.

Рудное поле сложено неоднородными по петрофизическим свойствам образованиями. В пределах терригенно-карбонатного блока среди обширных полей доломитов и других малопористых, довольно упругих и прочных пород контрастно выделяются участки известняков, образующих самостоятельную среднюю пачку или залегающих в виде прослоев

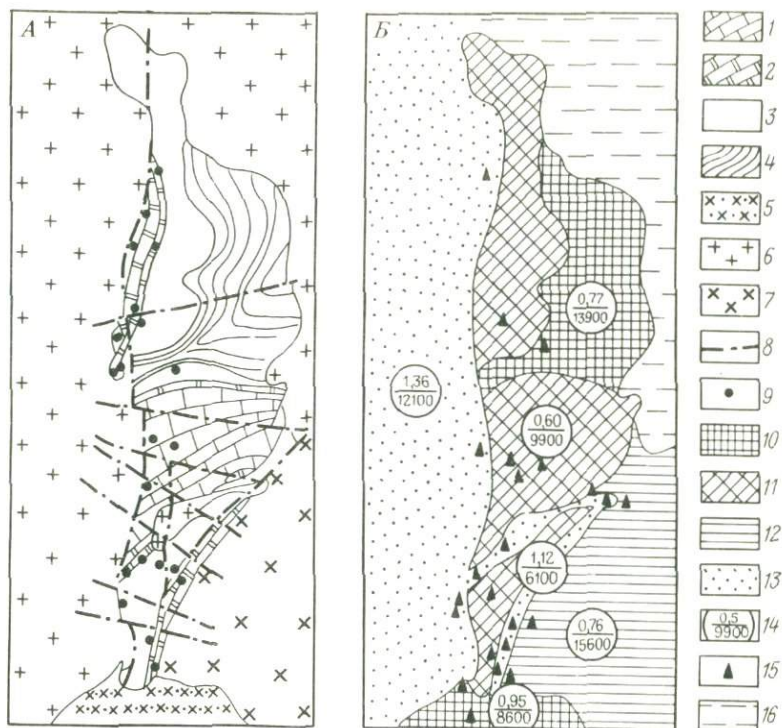


Рис. 43. Схемы структуры (А) и размещения пород с различными петрофизическими свойствами (Б) Кадаинского рудного поля.

Карбонатные породы верхней свиты (PZ_1^2): 1 — доломиты верхней пачки (PZ_1^2 с), 2 — известняки средней пачки (PZ_1^2 в), 3 — доломиты нижней пачки (PZ_1^2 а); 4 — сланцы нижней свиты (PZ_1^1); 5 — порфировидные гранодиориты; 6 — граниты; 7 — равномернозернистые гранодиориты; 8 — разрывные нарушения; 9 — свинцовоцинковые рудопроявления; распределение значений модуля всестороннего сжатия (в МПа): 10 — $4,86 \cdot 10^5$ — $5,66 \cdot 10^5$; 11 — $4,56 \cdot 10^5$; 12 — $4,04 \cdot 10^5$; 13 — $3,36 \cdot 10^5$ — $3,59 \cdot 10^5$; 14 — значение эффективной пористости в % (числитель) и предела прочности на сжатие (знаменатель); 15 — места отбора образцов для определения физико-механических свойств пород; 16 — неисследованные участки

среди доломитов нижней и верхней пачки карбонатной свиты. В отличие от доломитов известняки обладают повышенной пористостью и большим свободным водонасыщением, пониженной прочностью и упругостью. Пористость гранитоидов, вмещающих терригенно-карбонатный блок, также сравнительно высока, но все же ниже пористости известняков. Породы блока плотные и пластичные и менее прочные, чем вмещающие гранитоиды (табл. 8).

На размещение крупных разломов, возможно, влияет сочетание упругих свойств пород. Наиболее благоприятны для формирования разломов контакты пород, обладающих резко различными модулями всестороннего

Таблица 8. Петрофизические свойства пород Кадаинского рудного поля

Породы	Плотность г/см ⁻³	Пористость, %		Скорость прохождения ультразвуковых волн, км · сек ⁻¹		
		общая	эффективная	продольных	поперечных	поверхностных
<i>Осадочные метаморфизованные породы ксенолита</i>						
Доломиты ("кадаинские мраморы")	2,83 – 3,04	1,01 – 6,58	0,23 – 1,19	5,00 – 6,05	3,32 – 3,65	2,82 – 3,25
	2,86 (29)	2,20 (20)	0,60 (29)	5,68 (6)	3,47 (6)	3,10 (6)
Доломитовые известняки	2,70 – 2,90	1,45 – 6,46	0,60 – 2,86	4,43 – 5,22	2,78 – 3,06	2,42 – 2,75
	2,75 (14)	4,42 (11)	1,12 (14)	4,81 (5)	2,88 (5)	2,58 (5)
Углистоглинистые сланцы	2,62 – 2,75	1,08 – 4,73	0,33 – 2,04	5,60 – 5,68	3,47 – 3,68	3,10 – 3,26
	2,70 (7)	3,03 (5)	0,92 (7)	5,65 (3)	3,55 (3)	3,16 (3)
Алевролиты (роговики)	2,71 – 3,04	2,56 – 5,90	0,19 – 1,11	5,95 – 6,03	2,53 – 3,70	2,48 – 3,32
	2,85 (3)	4,23 (3)	0,77 (3)	5,99 (3)	3,12 (3)	2,90 (3)
<i>Интрузивные породы</i>						
Порфирировидные гранодиориты	2,60 – 2,69	1,87 – 2,98	0,45 – 1,48	5,80 – 5,97	3,36 – 3,70	3,05 – 3,30
	2,64 (6)	2,46 (3)	0,95 (6)	5,87 (4)	3,52 (4)	3,16 (4)
Граниты	2,59 – 2,68	3,26 – 5,82	0,32 – 2,33	5,05 – 5,70	3,41 – 3,64	3,00 – 3,22
	2,63 (7)	4,61 (3)	1,36 (7)	5,48 (4)	3,49 (4)	3,09 (4)
Равномерно зернистые гранодиориты	2,65 – 2,75 2,71 (5)	1,12 – 5,54 2,95 (3)	0,21 – 1,31 0,76 (5)	5,15 – 5,85 5,49 (5)	3,30 – 3,57 3,37 (5)	2,92 – 3,09 3,00 (5)

Примечание. В скобках указано число исследованных проб, отобранных за пределами зоны выветривания

Продолжение табл. 8

Модули, $n \cdot 10^6$ МПа			Коэффициенты		Предел прочности на сжатие, МПа
упругости	сдвига	всестороннего сжатия	Пуассона	пластичности	
$\frac{6,69 - 9,26}{8,20 (6)}$	$\frac{3,21 - 3,88}{3,51 (6)}$	4,56	$\frac{0,12 - 0,26}{0,20 (6)}$	2,14	9900
$\frac{5,50 - 6,50}{5,65 (5)}$	$\frac{2,02 - 2,62}{2,30 (5)}$	3,36	$\frac{0,18 - 0,24}{0,22 (5)}$	2,47	6100
$\frac{7,98 - 8,64}{8,24 (3)}$	$\frac{3,37 - 3,79}{3,52 (3)}$	4,16	$\frac{0,13 - 0,20}{0,17 (3)}$	2,44	7600

Модули, $n \cdot 10^6$ МПа			Коэффициенты		Предел прочности на сжатие, МПа
упругости	сдвига	всестороннего сжатия	Пауссона	пластичности	
$\frac{5,68 - 9,31}{7,47 (3)}$	$\frac{1,80 - 3,91}{2,85 (3)}$	5,66	$\frac{0,20 - 0,37}{0,28 (3)}$	1,55	13900
$\frac{7,76 - 8,74}{8,16 (4)}$	$\frac{3,08 - 3,69}{3,36 (4)}$	4,86	$\frac{0,19 - 0,25}{0,22 (4)}$	1,49	8600
$\frac{8,08 - 8,24}{7,37 (4)}$	$\frac{3,09 - 3,59}{3,28 (4)}$	3,59	$\frac{0,08 - 0,21}{0,16 (4)}$	1,73	12100
$\frac{6,31 - 8,08}{7,31 (5)}$	$\frac{2,98 - 3,37}{3,15 (5)}$	4,04	$\frac{0,15 - 0,24}{0,20 (5)}$	1,39	15600

сжатия. Максимальные различия характерны для контактов гранитов с доломитами и известняков с доломитами (рис. 43). К контактам этих пород и приурочены Шахардарский и Приконтактный разломы. При северо-западном направлении сжатия, которое имело место в предрудный этап, в процессе тектонических деформаций крупные сколовые нарушения должны были возникнуть и по восточному контакту блока, однако здесь отмечаются только мелкие срывы. Модули всестороннего сжатия известняков и равномернозернистых гранодиоритов, развитых вдоль восточной границы блока, различаются между собой не слишком резко ($3,36 \cdot 10^6$ и $4,04 \cdot 10^6$ МПа, см. табл. 8).

Структура рудного поля формировалась в течение трех основных этапов: нижне-, среднепалеозойского и мезозойского. С помощью предложенного М.В. Гзовским графического метода реконструирования тектонических осей напряжений по сопряженным поверхностям скалывания был реставрирован план деформаций каждого этапа (рис. 44, 45). При этом установлено, что диагональные разрывные нарушения образовались преимущественно в нижнепалеозойский этап развития. К этому же времени относится и заложение Приконтактного разлома, осложняющего юго-восточное крыло Южной антиклинали.

С тектоническими движениями среднепалеозойского этапа связано внедрение гранитоидов Кадаинского массива, обособление крупного меридионально ориентированного блока нижнепалеозойских сланцево-карбонатных пород и развитие в нем продольных (меридиональных) разрывов (Шахардарского, Кадаинского и др.).

В мезозойский этап в породах сланцево-карбонатного блока и окружающих его гранитоидах происходило подновение палеозойских нарушений, сопровождающихся заложением глубоких расколов, в зоне воздействия которых фиксировались небольшие тела диоритов, дайки лампрофириров, гранит-порфириров, диабазовых порфириров, а также тела свинцово-цинковых руд, наиболее тесно ассоциирующих с лампрофирами. Последние при своем внедрении использовали трещины северо-западного направления, сжатые в течение предыдущего этапа и в настоящее время оказавшиеся в квадрате растяжения, а также отдельные приоткрытые интервалы разрывов меридионального простирания (зона Кадаинского разлома). Отдельные интервалы меридиональных и северо-восточных нарушений, приоткрытые в процессе подвижек, и участки сочленения разрывов различной ориентировки оказались благоприятными для формирования свинцово-цинковых тел.

Распространение оруденения в пределах рудного поля ограничено контурами терригенно-карбонатного блока, который в данном случае представляет собой рудовмещающую структуру первого порядка. Оруденение в блоке контролируется Шахардарским, Кадаинским и Приконтактным разломами и сопряженными с ними трещинами.

Следует отметить, что разрывные нарушения являются рудовмещающими лишь на определенных участках, что обусловлено особенностями пересекаемых ими пород. Наиболее значительные месторождения рудного поля, включающие серии линзо- и штокообразных тел, приурочены к

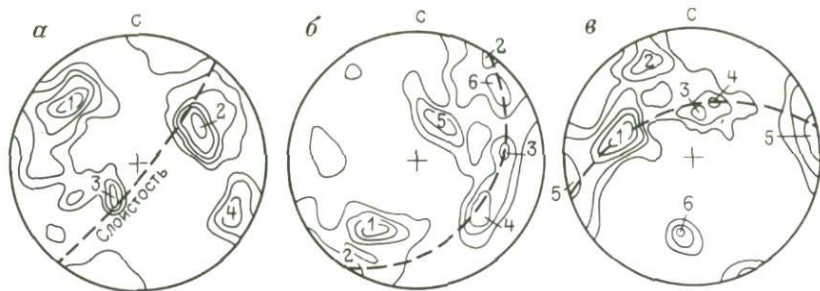


Рис. 44. Диаграммы трещиноватости разновозрастных раннепалеозойских (а), среднепалеозойских (б) и мезозойских (в) трещин.

Число замеров на каждой площадке — 200, изолинии проведены через 1%; проекция — стереографическая полярная

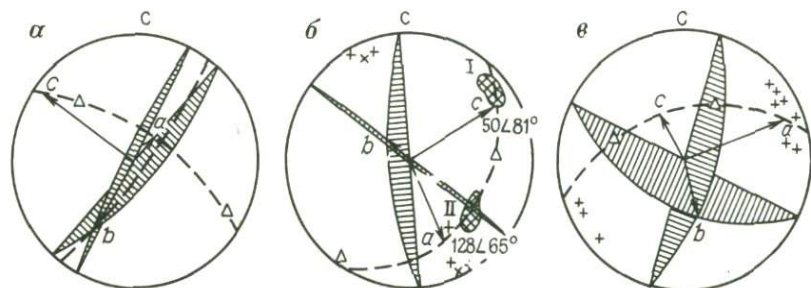


Рис. 45. Диаграммы ориентировки главных осей деформации.

Этапы: а — раннепалеозойский, б — среднепалеозойский, в — мезозойский; треугольники — полюсы сопряженных плоскостей скалывания; заштрихованные области, соответствующие максимумам на диаграмме трещиноватости

пористым, менее упругим и прочным доломитовым известнякам, обогащенным органическим веществом. В относительно хрупких, упругих, прочных и химически чистых доломитах вблизи зон рудоконтролирующих разломов наблюдаются жилы, выполняющие трещины, а на пересечении трещин — небольшие гнезда и трубы.

Кадаинское рудное поле включает значительное число свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений. Месторождения по литолого-структурным условиям локализации подразделяются на четыре группы.

Для месторождений всех групп характерны следующие морфологические типы рудных тел: 1) линзообразные вблизи межформационных и внутриформационных срывов (Аномалия № 1, Шахардарское, Восточно-Букатуевское); 2) штоко- и трубообразные на участках интенсивного дробления известняков в пределах тектонических блоков, ограниченных

А. Расположенные в зонах Шахардарского и Приконтактного разломов или в сопряженных им зонах нарушений, преимущественно в периферических частях терригенно-карбонатного блока	44, 43, 42, 41, 35, 36, 30, 21, 24, 23, 19, 18, 17, 16, 15, 22, 14, 12, 10, 9, 6, 5, 4, 3, 2, 1
Б. Расположенные в зоне Кадаинского разлома или в сопряженных ему зонах нарушений, преимущественно в центральной части терригенно-карбонатного блока	38, 39, 37, 34, 34 а, 31, 29, 27, 26, 28
В. Расположенные на некотором удалении от основных разломов и локализованные вдоль межформационных срывов и других второстепенных нарушений, преимущественно в центральной части сланцево-карбонатного блока	32, 25, 7, 8, 13
Г. Расположенные за пределами сланцево-карбонатного блока и приуроченные к зонам повышенной трещиноватости в гранитоидах	20

разрывными нарушениями (Осиновский и другие штоки Кадаинского месторождения); 3) рудные жилы на участках изменения ориентировки крупных разрывов, пересекающих карбонатные породы (главная жила Кадаинского месторождения); 4) минерализованные зоны в пределах крупных разрывов и более мелких нарушений, пересекающих карбонатные породы, реже — гранитоиды (Западное, Прииск 1844 г., Лабинское).

На всех месторождениях, за исключением Кадаинского и некоторых других, преимущественно развит какой-то один тип рудных тел. Чаще наблюдаются рудные тела первого и четвертого типов. Наибольший практический интерес представляют рудные тела первых двух типов.

Процесс минералообразования протекал в три основные стадии, которым соответствует арсенопирит-пиритово-кварцевая, галенит-сфалеритовая и галенит-кварцево-карбонатная минеральные ассоциации. Руды сопровождаются ореолами окварцевания, пиритизации и доломитизации. Устанавливается тесная пространственная ассоциация месторождений с верхнеюрскими лампрофирами. Взаимоотношения последних с оруденением на Кадаинском месторождении таковы, что позволяют сделать вывод о наличии как дорудных, так и послерудных лампрофиров и предположить существование пространственной и временной связи лампрофиров и оруденения.

В пределах меридиональных рудоконтролирующих разломов максимальная концентрация месторождений и рудопоявлений отмечается на участках пересечения этих разломов с разрывами северо-западного направления, фиксированными дайками лампрофиров. Такая закономерность отчетливо проявлена в южной части рудного поля, где два наиболее перспективных участка в районе месторождений Аномалии № 1 и Кадаинского приурочены к узлам таких пересечений.

Таким образом, наличие рудоконтролирующих разломов в Кадаинском терригенно-карбонатном блоке необходимое, но еще недостаточное условие для локализации свинцово-цинкового оруденения. Оно локализуется лишь на тех отрезках рудоконтролирующих разломов и сопряженных с ними более мелких нарушений, которые пересекают горизонты углеродсодержащих известняков и сами пересечены разрывами северо-западного направления, выполненными лампрофирами. Наиболее интересные месторождения и рудопроявления расположены в южной, наиболее узкой части терригенно-карбонатного блока, в том числе скрытое месторождение Аномалия № 1 (рис. 46) и погребенное под чехлом четвертичных отложений Западное рудопроявление (рис. 47).

Другими примерами рудных полей, располагающихся в фундаменте Аргунского массива и приуроченных главным образом к блокам нижнепалеозойских пород среди гранитоидов, являются Смирновское и Кличкинское рудные поля. Смирновское, Арбуканское и другие месторождения Смирновского рудного поля приурочены к располагающейся среди гранитоидов Кутомарского массива узкой полосе нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород северо-восточного простирания, которая, по данным Н.Н. Трофимова и других, представляет собой отщепление синклинальной складки. По восточному краю полосы осадочных пород (рис. 48) прослеживается Смирновский разлом, который по структурному положению аналогичен Шахардарскому разлому Кадаинского рудного поля. Трубообразные тела свинцово-цинковых руд здесь локализуются на пересечениях северо-западных и северо-восточных разрывов, сопряженных со Смирновским разломом. Эти разрывы нередко тяготеют к контактам доломитов и лампрофилов, доломитов и алевролитов, обладающих резко различными модулями объемной упругости. Образованию трещин в доломитах способствует их повышенная хрупкость и пониженная по сравнению с гранитами и алевролитами прочность на сжатие.

Кличкинское рудное поле характеризуется двумя особенностями, которые отличают его от рудных полей как первого так и второго типа. Первая особенность связана со структурой и в целом с геологической позицией рудного поля, вторая — с минеральным составом руд главных объектов — Савинского № 5 и Почекуевского месторождений.

Рудное поле расположено в фундаменте Аргунского массива, в его южной части, и в этом отношении оно близко к рудным полям первого типа. Однако здесь не так отчетливо проявлены структуры типа отщеплений кровли гранитоидов, как на других рудных полях этой группы. С другой стороны, локализация рудного поля, как справедливо отмечает В.В. Аристов, определяется пересечением двух региональных рудоконтролирующих разрывов — северо-западного Кличкинско-Урулюнгуевского, рассекающего нижнепалеозойский фундамент массива в поперечном направлении, и северо-восточного, Северного по Б.П. Санину и Л.Д. Зорин, впервые прослеженного Д.И. Горжевским вдоль границы мезозойской Савво-Борзинской грабен-синклинали и палеозойской горст-антиклинали (рис. 49).

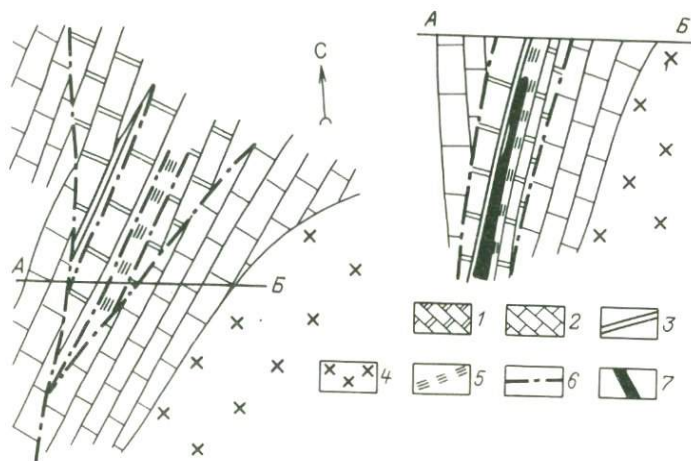
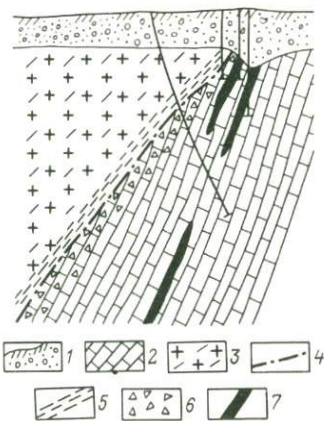


Рис. 46. Схема геологического строения и разрез месторождения Аномалия № 1.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — углисто-глинистые сланцы; 4 — равномернозернистые гранодиориты; 5 — зона гидротермально измененных пород; 6 — разрывные нарушения; 7 — свинцово-цинковые руды

Рис. 47. Геологический разрез Западного рудопроявления.

1 — почвенный слой и делювиальный суглинок; 2 — доломиты и известняки; 3 — граниты; 4 — разрывные нарушения; 5 — зоны милонитизации и интенсивного катаклаза; 6 — брекчирование пород; 7 — рудные тела



Савинское № 5 и Почкуевское месторождения приурочены к флексуорообразному перегибу слоистой сланцево-известняковой толщи кембрия, инъецированной позднепалеозойскими диоритами и мезозойскими морионовыми гранитами. Галенит-сфалеритовые руды с примесью пирротина, пирита, арсенопирита, буланжерита, джемсонита и халькопирита образуют линзо-, трубо- и гнездообразные тела, которые нередко, особенно на нижних горизонтах, ассоциируют с известковыми пироксен-аксинит-андрадитовыми скарнами.

Таким образом Савинское № 5 и Почкуевское месторождения — это главные и пока единственные представители скарново-полиметаллических месторождений Приаргунья.

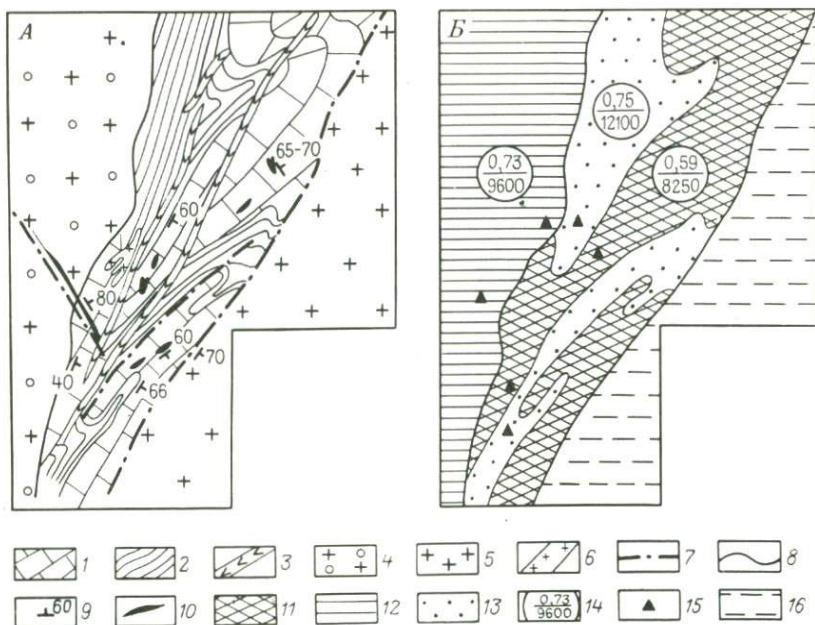


Рис. 48. Схемы структуры, по В.Д. Семенюку и Н.Н. Трофимову, Смирновского месторождения (А) и размещение (Б) пород с различными петрофизическими свойствами.

1 — доломитовые мраморы; 2 — сланцы; 3 — лампрофиры; 4 — порфиридные граниты; 5 — среднезернистые граниты; 6 — гранит-порфиры; 7 — разрывные нарушения; 8 — геологические границы; 9 — элементы залегаания; 10 — рудные тела, распределение значений модуля всестороннего сжатия, КПа: 11 — $5,20 \cdot 10^7$, 12 — $4,03 \cdot 10^7$, 13 — $2,79 \cdot 10^7$; 14 — значение эффективной пористости в % (числитель) и предела прочности на сжатие в кПа (знаменатель); 15 — места отбора образцов для определения физико-механических свойств пород; 16 — неисследованные участки

Большинство полиметаллических месторождений Приаргунья сосредоточено в терригенно-карбонатных толщах нижнего палеозоя (и, возможно, верхнего протерозоя). По данным С.С. Смирнова, в 1934 г. здесь было сконцентрировано более 80 % имевшихся тогда запасов. Современный баланс запасов, практически, не противоречит указанному заключению. Поэтому некоторые геологи относят приаргунские месторождения древних толщ к стратиформному типу. Краткий обзор главных рудных полей Приаргунья не позволяет считать эти месторождения типичными стратиформными. Действительно, ряд рудных объектов располагается одновременно в фундаменте и в чехле Аргунского массива или полностью в чехле. На месторождениях, кроме согласных пластообразных залежей, широко развиты секущие трубо-, гнездообразные и жильные тела. Руды обладают элементами-примесями (Sb, In, Sn, Bi), не характерными для стратиформных месторождений (в частности, в них отсутствует германий).

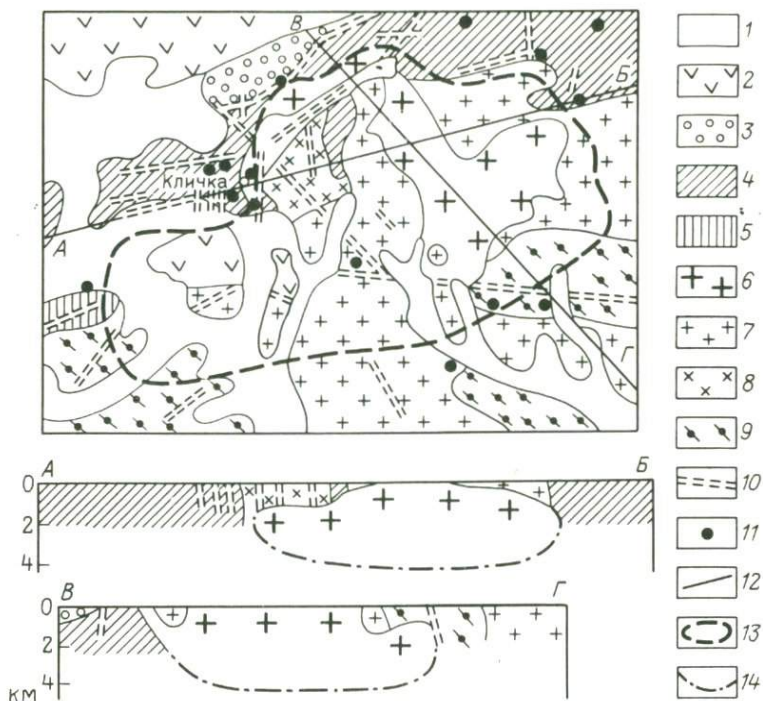


Рис. 49. Схема геологического строения Кличкинского рудного района. По Б.П. Савину и Л.Д. Зориной.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнеюрские эффузивно-осадочные образования; 3 — среднеюрские грубокластические отложения; 4 — осадочно-метаморфические образования нижнего палеозоя; 5 — метаморфические образования докембрия; 6 — позднеюрские морионовые граниты; 7 — палеозойские гранитоиды; 8 — палеозойские кварцевые диориты и габбродиориты; 9 — ортогнейсы нижнего палеозоя и докембрия; 10 — разрывные нарушения; 11 — полиметаллические месторождения и рудопроявления; 12 — линии геологических разрезов; 13 — контуры проекции интрузивного тела морионовых гранитов на дневную поверхность (по геофизическим данным); 14 — нижняя граница гравитирующих масс, отождествляемых с морионовыми гранитами

Однако и нестратиформные месторождения в пределах массивов ранней платформенной консолидации в своем размещении нередко подчиняются стратиграфическому контролю. Благоприятные для рудоотложения фации пород и сопровождающие руды магматические образования занимают определенные стратиграфические интервалы разреза фундамента и чехла массивов.

На широкий диапазон распределения полиметаллического оруденения в стратиграфическом разрезе верхнего протерозоя — нижнего палеозоя обращали внимание Г.И. Князев, Б.М. Васильев и другие исследователи, которые выделяли от трех до пяти стратиграфических интервалов концентрации оруденения. С учетом этих данных и схемы стратиграфического

расчленения древних толщ Приаргунья В.Н. Козеренко, А.А. Локерман и других, можно выделить четыре рудоносных стратиграфических интервала (снизу вверх по разрезу): 1) кембро-ордовикский (Кличкинское, Акатуевское, Михайловское и другие рудные поля); 2) ордовик-силурийский (Нерчинско-заводское, Кадаинское, Смирновское рудные поля); 3) нижнепалеозойский — ниже-, среднеюрский "контактный" (Алгачинское, Покровско—Гурулевское рудные поля); 4) верхнеюрский (Широкинское рудное поле). Г.И. Князев (1968 г.), по существу, те же интервалы датирует верхним протерозоем — кембрием. Если в первых трех интервалах последовательно снижается продуктивность терригенно-карбонатных толщ, то в последнем четвертом интервале она снова возрастает.

Литолого-фациальный контроль размещения полиметаллического оруденения в пределах нижнепалеозойской части разреза, по данным Г.И. Князева и других исследователей, заключается в повышенной рудоносности тех горизонтов карбонатных толщ, где доломиты переслаиваются с доломитовыми известняками и известковистыми доломитами. При этом оруденелые известняки нередко обогащены седиментным пиритом и углеродистым веществом (содержание $C_{орг}$ в них нередко достигает 2%). Еще А.Г. Бетехтин такую закономерность в локализации оруденения связывал с влиянием на процессы рудоотложения электрического тока, который вызывается разностью потенциалов, обусловленной углеродистыми частицами. Такие породы за пределами минерализованных зон иногда содержат свинец в концентрациях, превышающих кларковые (по данным Г.И. Князева, до 0,01%).

Литологический контроль оруденения в пределах фундамента Аргунского массива в целом устанавливается достаточно четко: распространение рудных объектов, как правило, ограничено контурами блоков терригенно-карбонатных пород, нередко представленных отщеплениями, провесами и ксенолитами кровли гранитоидов. Известняки и доломиты рудовмещающих горизонтов характеризуются повышенными пористостью, величиной и продолжительностью свободного водонасыщения, пониженными упругостью и прочностью по сравнению с другими осадочными породами и гранитоидами.

В связи со сквозной локализацией свинцово-цинковых месторождений в фундаменте и чехле Аргунского массива формационный контроль в размещении оруденения проявлен здесь менее четко по сравнению со стратиграфическим и литолого-фациальным. Общей закономерностью является тесная ассоциация месторождений со штоко- и дайкообразными телами магматических пород среднего и кислого состава. Среди пород преобладают диориты, диоритовые порфириды, сиенитодиориты, лампрофиры, гранит-порфиры и граниты, выделяемые многими авторами в комплексы малых интрузий. Магматические факторы локализации приаргунских месторождений наиболее детально рассмотрены Б.П. Саниным и Л.Д. Зориной, которые, в соответствии с систематикой магматических формаций Ю.А. Кузнецова, отнесли указанные породы к габбро-

монцонит-сиенитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формациям [25]. Однако следует отметить, что Ю.А. Кузнецов, подчеркнувший геологическую и петрохимическую общность малых интрузивов и верхнеюрских эффузивов, рассмотрел первые в составе лишь габбро-монцонит-сиенитовой формации.

В приведенной характеристике вулканоплутонических комплексов Приаргунья обращает на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, в ней содержатся дополнительные сведения о комагматичности покровных и субвулканических фаций верхнеюрских пород, в частности, принадлежность их к щелочной серии с отклонением в сторону известково-щелочной, параллелизм вариаций химических составов, идентичность отношения Sr^{86}/Sr^{87} , обогащенность летучими, а также Rb и Mo и нередко обедненность Zn, близость абсолютного возраста. Во-вторых, в ней довольно четко показаны многочисленные черты сходства геологической позиции, петрографических, петрохимических и геохимических особенностей пород различных вулканоплутонических комплексов, особенно фемической группы. К ним, например, относятся калиевая специализация щелочей, первичная обогащенность расплавов водой, а также F, Rb, Ba, Sr, Sn, Pb и другими элементами гранитоидного профиля. "Гранитный тип" распределения редких элементов в породах не коррелируется с высказанным предположением о принадлежности верхнеюрских эффузивов и малых интрузивов Приаргунья к производным щелочной оливин-базальтовой магмы, образовавшейся за счет дифференциального плавления вещества мантии на глубине более 200 км. Очевидно, в формировании этих существенно калиевых пород значительной была роль корового материала.

Автором были дополнительно изучены петрохимические особенности верхнеюрских эффузивов и комагматичных с ними дайковых и штокообразных тел лампрофиров и гранитов (табл. 9, рис. 50). Фемическая группа верхнеюрских пород, представленная преимущественно лампрофирами диоритового ряда и трахиандезитами, резко отличается от раннегеосинклинальных андезитобазальтов Рудного Алтая повышенной щелочностью (обусловлено это высоким содержанием K_2O) и приближается по данному параметру к субплатформенным вулканитам Атасуйской зоны.

По сравнению с позднегеосинклинальными андезитоацитами Рудного Алтая и Юго-Западного Гиссара она обогащена фемическими составляющими (магнием, титаном, кальцием). По сумме щелочей отличается от них уже в меньшей степени, особенно при сопоставлении с существенно калиевыми андезитоацитами Юго-Западного Гиссара. Как в лампрофирах (спессартирах), так и в трахиандезитах проявляется пантеллеритовая тенденция в развитии щелочности. Наибольшая вариабильность в распределении породообразующих окислов характерна для глинозема и MgO и интенсивнее выражена в лампрофирах (см. рис. 50).

Субвулканические граниты и покровные трахиолиты сиалической группы отличаются от однотипных вторично-геосинклинальных образований повышенной щелочностью (также обусловленной значительными

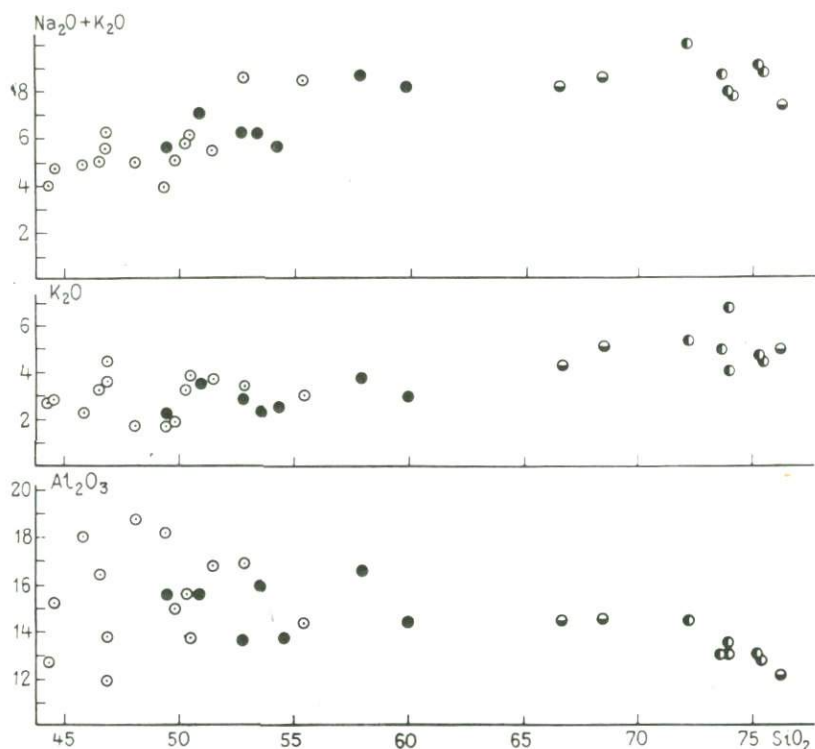
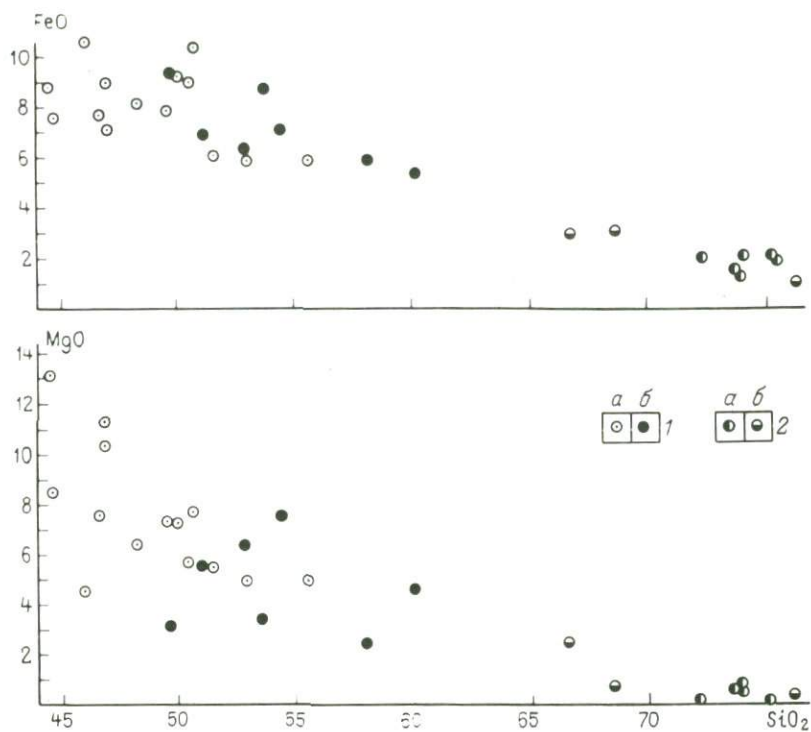


Рис. 50. Диаграммы составов пород позднеюрской трахириолит-трахиандезитовой 1 — породы трахиандезитовой субформации (а — лампрофиры субвулканической трахириолитовой субформации (а — граниты субвулканической и гиповулканической

содержаниями K_2O), преобладанием K_2O над Na_2O и пониженной глиноземистостью. С породами фемической группы их сближает намечающаяся пантеллеритовая тенденция в развитии щелочности и принадлежность к натриево-калиевой серии, несколько разъединяет — менее значительная дисперсия содержаний породообразующих окислов, особенно глинозема, FeO' и MgO .

Следуя изложенным принципам формационного анализа пород и руд, можно провести некоторую генерализацию выделяемых для Приаргунской зоны рудоносных формаций и объединить покровные фации — верхнеюрские трахиандезиты, трахириолиты, реже трахибазальты, участвующие в построении Аргунского массива, и субвулканические фации — лампрофиры, диориты, граниты, развитые как в фундаменте, так и в чехле массива, — в единую орогенную трахириолит-трахиандезитовую формацию. Фемическая и сиалическая группы пород, в пределах этой формации занимающие однотипные геологические позиции, тесно связанные друг с другом в пространстве и во времени, а в ряде мест характеризующиеся



формации Приаргунья для щелочей, калия, глинозема, закисного железа и магния: и гиповулканической фаций, б – трахиандезиты покровной фации); 2 – породы кой фации, б – трахириолиты покровной фации)

одинаковыми изотопными отношениями Sr^{87}/Sr^{86} [25], могут выступать в ранге субформаций – трахиандезитовой и трахириолитовой, которые, в свою очередь, подразделяются на субвулканическую-гиповулканическую и покровную фации (см. табл. 9).

Что касается выделенных Б.П. Саниным и Л.Д. Зориной шести рудных формаций, то они в пределах единой свинцово-цинковой (нестратиформной) формации могут быть переведены в ранг субформаций. Главными из них, очевидно, являются собственно свинцово-цинковая и свинцово-цинково-скарновая, ассоциирующие соответственно с трахиандезитовой и, вероятно, с трахириолитовой субформациями. Эти рудные субформации локализируются в рудных полях, находящихся как в фундаменте, так и в чехле эпигерцинского массива. Рудные тела в них нередко тесно ассоциируют с субвулканическими дайками лампрофиров. Дайки пространственно иногда почти совпадают с рудными жилами, развиваясь в одних и тех же системах трещин. В отдельных участках рудовмещающих блоков карбонатных пород трубообразные тела свинцово-цинковых руд или

Таблица 9. Средний химический состав пород позднюрской трахириолит-трахиандезитовой формации Приаргунской зоны, %

Фации, породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов
<i>Трахиандезитовая субформация</i>											
Субвулканическая и гиповулканическая фация											
Лампрофиры	48,85	1,44	15,52	2,97	5,53	0,11	7,57	8,25	2,66	2,96	14
Покровная фация											
Трахиандезиты	54,20	1,16	15,06	3,59	3,94	1,02	3,88	5,69	3,42	2,45	7
<i>Трахириолитовая субформация</i>											
Субвулканическая и гиповулканическая фация											
Граниты	74,04	0,11	11,02	0,59	1,25	0,02	0,31	0,61	3,55	4,91	6
Покровная фация											
Трахириолиты	70,47	1,03	13,62	1,53	1,31	0,07	1,20	1,40	3,12	4,62	3

Примечание. При составлении таблицы, кроме материалов автора, привлечены данные Б.П. Санина и Л.Д. Зориной [25].

рудные столбы внутри них как бы экранируются дорудными лампрофирами. Рудные тела часто располагаются в зальбандах дорудных даек. На некоторых месторождениях, кроме дорудных, гидротермально измененных и минерализованных лампрофиров, известны и послерудные. Такие породы были изучены на Кадаинском месторождении, где они встречаются в контурах Осиновского рудного штока в виде мелких тел и инъекций неправильной формы и по составу отвечают переходным разностям от спессаритов к керсантитам. Послерудный возраст этих лампрофиров доказывается: 1) наличием рудных брекчий с лампрофированным цементом; 2) образованием лампрофировых каемок, секущих полосчатость в руде, вокруг рудных агрегатов; 3) развитием зон закалок в лампрофирах на контакте с рудными обломками.

Проблема источников рудного вещества при формировании месторождений Приаргунской зоны до сих пор не решена. С одной стороны, имеются сведения о повышенных по сравнению с кларками содержания свинца и частично цинка в породах верхнюрской трахилипарит-трахиандезитовой формации, о высоких дисперсиях концентрации рудных эле-

ментов в вулканитах, об обогащении их флюидными составляющими, о прямой линейной корреляции между свинцом и стронцием в некоторых субвулканических и гипабиссальных образованиях, свидетельствующей о сходстве геологической истории миграции элементов на магматическом этапе становления "малых интрузий". С другой стороны, данные А.И. Тугаринова [32] свидетельствуют о сходстве изотопного состава свинца месторождений Приаргунья со свинцом вмещающих карбонатных пород древнего фундамента Аргунского массива и свинцом полевых шпатов, расчленяющих толщи палеозойских гранитоидов. Это позволяет предположить, что источником рудного вещества при формировании позднеюрских нестратиформных месторождений свинцово-цинковых руд возможно был сингенетичный свинец карбонатных толщ, в том числе заключенная в них древняя минерализация стратиформного типа. Позднеюрский возраст свинцово-цинковых месторождений у исследователей района не вызывает сомнений, поскольку абсолютный возраст рудосопровождающих и частично рудовмещающих вулканогенных и более глубоких пород трахилипарит-трахиандезитовой формации колеблется от 130 до 180 млн. лет, а рудная галька, по данным Ю.П. Писцова и других геологов, встречается в базальных конгломератах нижнего мела.

Структурный контроль заключается, прежде всего, в дифференциации условий локализации свинцово-цинкового оруденения в фундаменте и чехле эпигерцинского массива ранней консолидации. В рудных районах, обособляющихся в фундаменте массива, локализация рудных полей и месторождений определяется главным образом приподнятыми блоками нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, пронизанных субвулканическими телами позднеюрских лампрофиров, сиенито-диоритов и щелочных гранитов и являющимися отщеплениями, провесами с ксенолитами кровли палеозойских гранитоидов. Блоки имеют пластинообразную или изометричную формы. Изометричная форма более характерна для провесов и ксенолитов, а пластинообразная — для отщеплений (скиалитов). Оруденелые блоки имеют различные размеры (площади на современном эрозионном срезе) — от десятков квадратных метров (собственно ксенолиты) до десятков квадратных километров (отщепления и особенно провесы кровли). В пределах крупных блоков оруденение размещается неравномерно и концентрируется лишь на отдельных участках. К ним относятся зоны "контактных" и "внутренних" разломов, ограничивающие и пересекающие эти блоки и пространственно совпадающие с контактами пород, обладающих различными упругими и прочностными свойствами.

Наиболее крупные "контактные" разломы приурочены к контактам (обычно к одной из границ) блоков с вмещающими их гранитоидами. Блоки пород кровли во все периоды проявления тектонических деформаций создавали неоднородность среды, резкую анизотропию в гранитоидных массивах и способствовали развитию трещин. С "контактными" разломами сопряжены "внутренние" разломы, располагающиеся в периферических и центральных частях блоков. "Внутренние" разломы, согласные или секущие напластования пород, обычно подчиняются линейной

ориентировке блоков и контролируют размещение месторождений и отдельных рудных тел. Их заложение происходило еще при формировании складчатых структур до становления гранитоидных масс и обособления блоков кровли. Они закладывались как трещины скола (надвиги и взбросо-сдвиги) и отрыва (поперечные по отношению к сколовым трещинам), сопряженные со складками.

Изменение плана деформаций приводит к приоткрыванию трещин скола и сжатию трещин отрыва и сопровождается становлением гранитоидов и обособлением блоков, испытывающих сжатие вдоль осей складок. При повторном изменении плана деформаций происходит поперечное сжатие окончательно сформированных блоков, приоткрывание сжатых ранее трещин, оперяющих или пересекающих "внутренние" разломы, внедрение субвулканических тел лампрофиров, сиенито-диоритов и щелочных гранитов и формирование рудных залежей. "Внутренние" разломы являются рудовмещающими на участках изгибов в плане и разрезе, а также в местах пересечения с поперечными трещинами отрыва, где возникают условия для становления субвулканических пород. Если к "внутренним" разломам "подходят" горизонты карбонатных пород, обогащенные углеродистым веществом с повышенной эффективной пористостью, пониженной упругостью и прочностью, то к последним иногда приурочены линзо- и штокообразные тела богатых свинцово-цинковых руд. Большинство же разновидностей пород терригенно-карбонатных блоков, благодаря мраморизации, ороговикованию и т.п., обладают пониженной пористостью, повышенной плотностью и хрупкостью. Последняя приближается к хрупкости гранитоидов. Повышенная хрупкость метаморфизованных осадочных пород и в то же время пониженная по сравнению с гранитоидами прочность благоприятствуют развитию трещин с малопроницаемыми стенками, часто взаимно пересекающихся, к которым бывают приурочены рудные трубы, жилы, гнезда, минерализованные зоны.

В тех рудных районах, где в фундаменте массива не получили развития структуры типа отщеплений или ксенолитов нижнего палеозоя среди гранитоидов, рудные поля также тяготеют к приподнятым блокам существенно карбонатных пород. В рудных районах, обособляющихся на участках развития мезозойского чехла эпигерцинского массива, рудные объекты контролируются структурами двух типов. Если чехол представлен нижним этажом (терригенные отложения юры), то рудные поля и месторождения развиваются главным образом в терригенно-карбонатном фундаменте и тяготеют к тектоническим границам палеозойских горстов и раннемезозойских грабенов. Если же в чехле важная роль принадлежит вулканитам позднеюрской трахириолит-трахиандезитовой формации (верхний этаж чехла), то рудные поля и месторождения концентрируются исключительно в чехле и контролируются позднеюрскими вулканическими впадинами.

В рудных полях, приуроченных к терригенно-карбонатным блокам фундамента массива, широко распространены контактовые мраморы,

кальциево-магнезиальные силикатные роговики, магнезиальные и известковые скарны. Последние связаны как с палеозойскими, так и мезозойскими (кукульбейскими) гранитами.

Мезозойское сульфидное рудоотложение протекает в породах, в той или иной степени затронутых более древними контактово-метаморфическими и контактово-метасоматическими процессами. Если рудовмещающими являются карбонатные породы, то рудные тела (за исключением скарново-сульфидных залежей вблизи кукульбейских гранитов) локализируются в относительно чистых разностях пород с минимальным количеством силикатных минералов. Однако околорудные изменения отмечаются как в относительно чистых карбонатных породах, так и в породах, преобразованных в процессе палеозойского и частично мезозойского контактового метаморфизма и метасоматоза. Околорудные метасоматиты обычно подразделяются на три типа: высокотемпературные дорудные (неповсеместно развитые) — известковые инфильтрационные скарны, грейзены; средне-низкотемпературные прерудные — пирит-серицит-кварц-карбонатные метасоматиты; низкотемпературные послерудные — аргиллизиты, кварц-карбонатные прожилки.

Прерудные метасоматиты в рудных полях фундамента эпигерцинского массива были изучены Н.Г. Кудрявцевой, В.В. Полетаевым, Н.М. Чумаченко, автором и другими геологами. На Кадаинском и других рудных полях было установлено, что минеральный состав внешних и промежуточных зон околорудно-измененных пород зависит от их исходного состава. По карбонатным породам развиваются кварцево-анкеритовые, по алюмосиликатным (гранит-порфирам, риолитам) — пирит-анкерит-кварц-серицитовые, по лампрофирам (спессартитам) — пирит-хлорит-серицит-кварцево-анкеритовые метасоматиты. Они отвечают фациям метасоматической формации березитов. Наиболее мощные зоны метасоматитов образуются по карбонатным породам, причем для внешних зон характерен метасоматический доломит, промежуточных — анкерит, а внутренних — кварц-анкеритовые метасоматиты. Общая мощность первых двух зон 40—70 м, мощность внутренней зоны практически совпадает с суммарной мощностью сближенных рудных тел. Расчет привноса — выноса вещества, сделанный для ограниченного объема породы, показывает, что во внутренние зоны колонки осуществлялся привнос калия, марганца, свинца, цинка, олова, а кальций, магний, кремний, алюминий, железо и CO_2 мигрировали между карбонатной и алюмосиликатной средой. Привнос марганца — это особенность процесса березитизации рудовмещающих пород на месторождениях Кадаинского рудного поля.

Рудные объекты вулканогенного чехла массива также сопровождаются метасоматитами формации березитов. С внутренними зонами метасоматической колонки совпадают первичные ореолы рудных и сопутствующих элементов. В надрудных интервалах концентрируются Pb, Sb, Hg, в подрудных — Zn, Cu, Sn. Поскольку на полиметаллических месторождениях Приаргунья выявлена тенденция увеличения количества Zn, уменьшения количества Pb и отношения Pb к Zn с глубиной — к корневым частям

рудных тел и месторождений, то эти показатели можно использовать при оценке уровня вскрытия объекта поисков [25].

Оруденелые терригенно-карбонатные блоки фундамента массива ранней консолидации представляют собой довольно проницаемые структуры. Породы, слагающие блоки, даже за пределами месторождений характеризуются повышенными содержаниями рудных элементов, в 8–10 раз превышающими кларковые. В связи с этим возникают трудности в определении фоновых содержаний элементов, концентрирующихся в месторождениях. Скрытые рудные тела фиксируются весьма интенсивными, но незначительными по площади ореолами. Поэтому можно согласиться с выводами тех авторов, которые для условий Приаргунья подчеркивают ограниченность применения первичных ореолов в качестве прямых поисковых признаков рудных тел.

Терригенно-карбонатные блоки фундамента Аргунского массива, вмещающие рудные объекты, фиксируются слабыми локальными аномалиями силы тяжести. Большое значение имеют магнитные аномалии. Наиболее интенсивные из них соответствуют зонам древних магнезиальных скарнов, менее интенсивные — субвулканическим телам среднего состава трахириолит-трахиандезитовой формации. Границы блоков, находящихся среди гранитоидов, отвечают перепадам магнитного поля от нулевых к положительным значениям. Над "контактовыми" и "внутренними" разломами, в том числе в пределах верхнеюрских вулканических впадин, отмечаются зоны повышенной электропроводности.

9. ОРОГЕННЫЕ (КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ЗОНЫ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА МАССИВОВ РАННЕЙ КОНСОЛИДАЦИИ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЗНООБРАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ В СОЧЕТАНИИ С ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫМИ САДОНСКОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ САДОНСКОЙ ЗОНЫ)

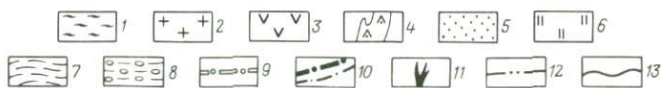
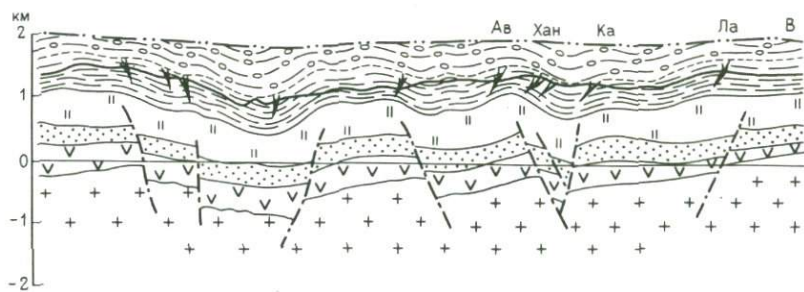
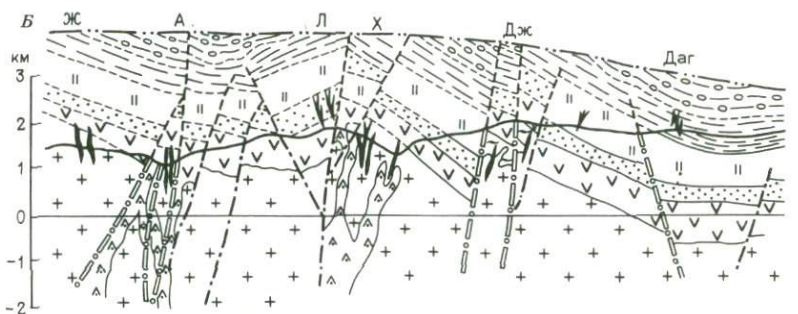
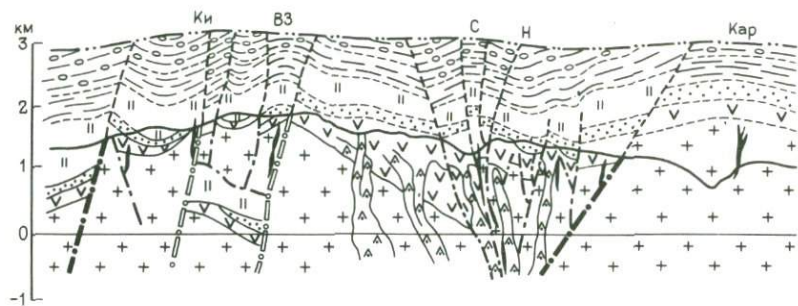
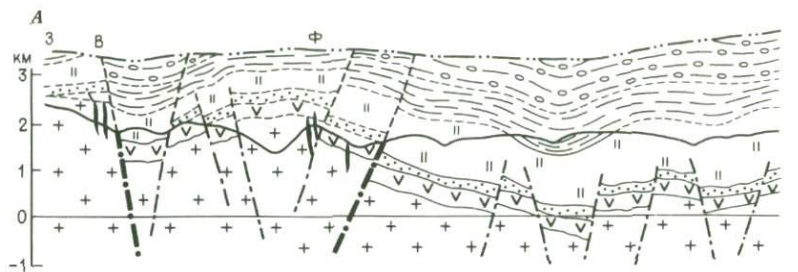
Значительный вклад в изучение геологии месторождений, рудных полей и узлов Садонской зоны, известной также в литературе под названием Садонского свинцово-цинкового пояса, внесли исследования С.С. Зембатова, Г.А. Кобилева, Е.М. Некрасова, Л.Р. Никогосовой, С.М. Рыпинского, Г.В. Хетагурова и других геологов.

Садонская металлогеническая зона находится в южной части Восточно-Черноморского эпигерцинского массива ранней консолидации. Фундамент массива, лучше обнаженный в западной части зоны, сложен средне- или позднепалеозойскими гранитоидами и крупными ксенолитами рифейско-нижнепалеозойских кристаллических сланцев и амфиболитов. Сингеосинклинальный по отношению к киммерийским терригенным прогибам южного склона Большого Кавказа чехол образован базальными конгломератами, вулканитами андезит-дацитового состава и песчано-сланцевыми породами нижней — средней юры. Чехол массива здесь расчленяется на два яруса, или, по Е.М. Некрасову, на две формации. Нижний вулканогенный ярус (нижний лейас — плинсбах) представлен (снизу вверх): базальными горизонтами конгломератов, песчаников, алевроли-

тов, туфобрекчий и перекрывающей его толщей туфов, реже — лав андезит-дацитовых порфиритов, насыщенной субвулканическими телами и дайками пород кислого и среднего состава, которые широко развиты и в подстилающих гранитоидах. Общая мощность отложений нижнего яруса колеблется от нескольких сотен метров до 1,5 км вблизи центров субэвразийского вулканизма. Верхний терригенный ярус (домер — байос) сложен (снизу вверх): песчаниками домера, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами тоара-нижнего аалена и сланцеватыми глинами верхнего аалена — байоса общей мощностью до 3,5 км.

Породы фундамента и чехла в пределах зоны образуют Садоно-Унальскую горст-антиклиналь субширотного простирания, которая при погружении на восточном фланге сменяется Гачинской грабен-синклиналью. Горст-антиклиналь представляет собой глыбово-складчатое сооружение и состоит из серии поперечных, реже продольных, поднятий — конседиментационных по происхождению горст-брахиантиклиналей штампового типа, и горстообразно поднятых блоков между продольными разломами. В ядрах горст-брахиантиклиналей обнажаются преимущественно палеозойские граниты, обрамляющиеся на крыльях нижеюрскими вулканогенными и терригенными отложениями. Гачинская грабен-синклиналь, осложненная линейными складками и флексурами, в основном выполнена ниже-среднеюрскими толщами верхнего терригенного яруса чехла. С юга горст-антиклиналь и грабен-синклиналь ограничены продольным региональным Садоно-Унальским разломом древнего заложения. Терригенные породы верхнего тоара — байоса, слагающие северные крылья структур, с небольшим угловым несогласием перекрыты толщей келловейских известняков, которая и ограничивает металлогеническую зону с севера. С Садоно-Унальским разломом сочленяется система конседиментационных разрывов западно-северо-западного простирания, определившая преимущественное накопление нижеюрских плинсбахских вулканитов в северо-восточных блоках по сравнению с юго-западными. В центральной части металлогенической зоны разрывы северо-восточного простирания, пересекающие Садоно-Унальский разлом, также заложены в период накопления вулканитов, а восточнее — сформировались позднее [15].

В западной и центральной частях металлогенической зоны, где основание эпигерцинского массива залегает неглубоко, а в отдельных местах выходит на поверхность, рудные поля приурочены к разбитым разрывами поперечным, реже продольным, горст-брахиантиклинальным поднятиям и приподнятым блокам фундамента преимущественно в ядре Садоно-Унальской горст-антиклинали (Садонское, Згидское, Архон-Холстинское, Фаскальское, Левобережное). Жильные месторождения здесь залегают на двух рудоносных уровнях: 1) в гранитах фундамента, перекрытых вулканитами, вблизи подошвы которых происходит выклинивание рудных жил или резкое их обеднение полезными компонентами (Садонское, Верхне-Згидское, Архонское, Холстинское и другие месторождения); 2) в сравнительно хрупких домерских песчаниках под экранирующей



толщей нижнетатарских аргиллитов (Левобережное месторождение). Месторождения первого уровня Е.М. Некрасов относит к глубокосформированным (с глубиной образования 1,5–2,5 км), а второго уровня – к гипабиссальным, возникшим в 1–1,5 км от существовавшей во время формирования руд земной поверхности.

В восточной части металлогенической зоны, где фундамент эпигерцинского массива и нижний вулканогенный ярус чехла глубоко погружены, рудные поля локализуются в терригенных антиклиналях, реже синклиналях, рассеченных продольными разрывами (Кукудур-Ханикомское, Кадатское). Жильные месторождения (близповерхностные, по Е.М. Некрасову, с глубиной формирования 0,5–0,8 км) здесь сконцентрированы на одном рудоносном уровне – в сравнительно хрупких песчаниково-алевролитовых отложениях верхнего тоара – нижнего аалена под экранирующей толщей аргиллитов верхнего аалена и сланцеватых глин байоса (рис. 51).

Садонское рудное поле, которое может служить эталонным объектом металлогенической зоны, расположено в пределах одноименного поперечного поднятия в ядерной части Садоно-Унальской горст-антиклинали и объединяет три месторождения – Садонское, Бачитское и Ноггауское. Поднятие представляет собой ограниченный разрывами и приподнятый на 1 км тектонический блок, сложенный преимущественно палеозойскими гранитами, обрамляющими их нижнеюрскими вулканитами и песчано-сланцевыми породами. Садонское месторождение размещается в зоне одноименного разлома северо-восточного простирания, прослеженного на 4 км и ограничивающего тектонический блок с запада. Здесь слагающая свод приразломной брахиантиклинали тектоническая пластина деформированных пород, клинообразно расширяющаяся вверх по восстанию и по простиранию разлома, заключена между двумя трещинными швами и содержит рудные тела (см. рис. 51).

В гранитах развиты выдержанные жилы плитообразной формы галенит-сфалерит-кварцевого состава мощностью от нескольких сантиметров

Рис. 51. Продольный профиль вдоль Садонского рудного пояса с восстановленной древней доминерализованной поверхностью и положением месторождений в период оруденения. По Е.М. Некрасову.

А – западная и центральная части пояса; Б – Архон-Холстинский узел и восточная часть пояса; 1 – кристаллические сланцы; 2 – граниты; 3 – покровные андезит-дацитовые порфириты и их пирокласты; 4 – субвулканические тела тех же пород; 5 – песчаники, 6 – алевролиты и аргиллиты (J_{1t1-2}); 7 – алевролиты с прослоями песчаников ($J_{1r3} - a_1$); 8 – аргиллиты и сланцевые глины (J_2); 9 – рудоконтролирующие разломы; 10 – дорудные разломы с крупными и небольшими амплитудами перемещений; 11 – рудные жилы и зоны; 12 – древняя поверхность, существовавшая в период оруденения; 13 – современная поверхность; месторождения и крупные рудопоявления: В – Вакацкое, Ф – Фаснальское, Ки – Кионское, ВЗ – Верхне-Згидское, С – Садонское, Н – Ноггауское, Кар – Каринское, Ж – Жетое, А – Архонское, Л – Левобережное, Х – Холстинское, Дж – Джимидонское, Даг – Дагомское, Ав – Авсандурское, Хан-Ханикомское, Ка – Какадурское, Ла – Ламардонское

до 20 м (на верхних горизонтах). В юрских конгломератах жилы сменяются зонами прожилкового оруденения мощностью до 18 м, а в эффузивах — прожилками, выклинивающимися вверх по восстанию. Рудные тела локализуются в системах сколов северо-северо-восточного и восточно-северо-восточного простирания, оперяющих трещинные швы Садонского разлома, а также вдоль перегибов его западного трещинного шва. При этом разрывы поперечных направлений выступают в роли дорудных смесителей и незначительно влияют на размещение оруденения. На месторождении отмечается вертикальная рудная зональность, обусловленная преобладанием существенно галенитовых руд на верхних горизонтах и существенно сфалеритовых — на нижних.

Данный объект относится к структурному типу жильных месторождений, приуроченных к зонам единичных рудоносных разломов [15]. Единичные непротяженные разрывы малой мощности, располагающиеся в центральной части Садонского тектонического блока, выполнены жильными телами Бачитского и Нокгауского месторождений.

На всех рудных полях процесс минерализации начался с возникновения пирит-кварцевых, пирит-пирротин-кварцевых и пирит-арсенопирит-кварцевых жил; средние стадии представлены кварц-галенит-сфалеритовой и кальцит-кварц-галенит-сфалеритовой ассоциациями, а поздние — кварц-кальцитовыми и кварц-кальцит-баритовыми прожилками. Жилы ассоциируют с ранне-среднеюрскими субвулканическими телами и дайками риолитов и андезитов. В фундаменте массива они формировались на глубине 1,5–2,5 км, а в чехле — на глубине 0,3–1,3 км от древней предкелловейской поверхности. Результаты изучения изотопного состава свинца из руд и вмещающих пород свидетельствуют о едином источнике свинца всех месторождений, в качестве которого рассматриваются палеозойские граниты. Эти данные подтверждают представления о предкелловейском возрасте жильного свинцово-цинкового оруденения [15, 32]. Вне зависимости от возможных источников рудного вещества оруденение, вероятно, связано с процессами сопряженной активизации консолидированного массива, являвшегося рамой для киммерийских геосинклинальных прогибов.

Таким образом, жильные месторождения Садонской зоны в своем размещении подчиняются, прежде всего, структурному и литогеологическому факторам контроля оруденения. К структурным факторам относятся: а) системы разрывов вместе с оперяющими их сколами, сочленяющиеся с протяженными разломами древнего заложения в краевых частях приподнятых блоков фундамента — поперечных и продольных горст-брахиантиклиналей в своде региональной горст-антиклинали, причем рудовмещающие блоки сложены слабозеродированными гранитами, в отдельных участках перекрыты сравнительно маломощной пачкой нижнеюрских — плинсбахских вулканитов; б) крупные разрывы в осевых частях грабен-синклиналей и зонах изоклинальной складчатости, а также в местах замыкания дополнительных складок.

Литогеологический контроль заключается в наиболее интенсивном развитии оруденения в хрупких гранитах фундамента, а также в сравнительно

хрупких домерских песчаниках и песчаниково-алевролитовых отложениях верхнего тоара — нижнего аалена под экранирующими, как утверждают некоторые исследователи, толщами более пластичных аргиллитов и алевролитов.

Что касается формационного контроля, то здесь, так же как и в других зонах развития жильных свинцово-цинковых месторождений, в связи со сквозным характером оруденения он весьма нечеткий. Однако устанавливается пространственная ассоциация рудных жил и линейных рудных штоков с участками концентрации даек и штоков субвулканических трахириолитов и андезитоацитов нижнеюрско-плинсбахской орогенной трахириолит-трахиандезитовой формации.

Минералогические признаки оруденения на рудных полях, в частности в пределах Архон-Холстинского рудного поля, по данным Е.М. Некрасова и Г.Г. Королева, выражаются в наличии рядом с промышленным оруденением широкого поля слабурудоносных жил, характеризующихся суммарным содержанием свинца и цинка более 1 % и отношением свинца к цинку в пределах 0,3–1. О возможной рудоносности более глубоких частей жил свидетельствуют: а) отсутствие пирротина и арсенопирита; б) содержание FeS в сфалерите не более 12,0 % и ртути не менее $1 \div 2 \cdot 10^{-4}$ %; в) содержание висмута в галените $< 0,1$ % и сурьмы $> 0,01$ %; г) температура минералообразования не более 250–300 °С.

Геохимические признаки проявляются в развитии вдоль рудовмещающих разрывов симметричных ореолов с повышенными содержаниями свинца, цинка, меди, серебра, кадмия и сурьмы.

**ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

Вулканические ассоциации вторичных геосинклинальных систем и их рам в процессе своего формирования испытывали влияние блоков древнего и новообразованного гранитно-метаморфического слоя, поэтому они всегда обогащены калием. Химическое сродство калия и свинца, в частности полярный изоморфизм этих элементов, исследованный А.Е. Ферсманом, а позже В.В. Щербиной, благоприятствует возникновению в пределах данных структур рудоносных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, специализированных на свинец. К ним и приурочены фанерозойские месторождения свинцово-цинковых руд [34].

В выделенных В.И. Смирновым трех группах источников рудного вещества — ювенильной подкоровой, связанной с базальтовой магмой, ассимиляционной коровой, связанной с гранитной магмой, и внемагматической инфильтрационной — большинство исследователей в настоящее время принимает две главные генетические модели рудообразования — модель рециклинга и модель магматического источника флюидов. Модель рециклинга, наиболее детально охарактеризованная в отечественной литературе А.И. Кривцовым [10], подтверждается данными по изотопии водорода, согласно которым, как указывает В.Л. Барсуков, устанавливается участие поверхностных, в том числе морских, вод в формировании многих рудных месторождений. Процессы рециклинга могут сопровождаться дополнительным привнесом металлов благодаря частичному переплавлению обогащенных соответствующими компонентами пород континентального основания вторичных геосинклинальных прогибов под влиянием располагающихся в всячем боку зон Беньофа более глубоких очагов базальтовой магмы, т. е. источники рудного вещества и соответствующая им генетическая модель применительно к свинцово-цинковому рудообразованию во вторичных геосинклинальных системах могут быть комбинированными. Комбинированная модель, сочетающая в себе элементы моделей рециклинга и магматического источника флюидов, может быть названа моделью магматического выщелачивания.

Расчет, сделанный автором для одного из рудных районов, показывает, что источником свинца для образования месторождений района могли служить породы верхнепротерозойско-нижнепалеозойского основания девонских геосинклинальных прогибов, контаминированные гранитоидами девонской вулканоплутонической ассоциации, которые являются "корнями" рудоносных вулканических сооружений. В этом расчете, подтверждающем возможность формирования месторождений по модели магматического выщелачивания, в качестве исходных были выбраны следующие породы: кремнекислые вулканы рудоносной базальт-рио-

лит-кремнисто-терригенной формации $D_2e - D_3fr$ с фоновым (местный кларк) содержанием свинца — 0,001 % или 10 г/т; граниты D_3 — 0,001 % или 10 г/т; терригенные породы Pz_1 — 0,002 % или 20 г/т (по данным разных исследователей, эти содержания колеблются от 0,005 до 0,0015 %). Из 1 т пород Pz_1 при выплавлении гранитов D_3 высвобождается 10 г свинца (20 г — 10 г), из $1 м^3$ — 28 г, а из $1 км^3$ — $28 \cdot 10^3$ Pb т. Если предположить, что всевозможные запасы свинца в районе $1 \cdot 10^6$ т, то для их получения необходимо переплавить $35 км^3$ пород Pz_1 , или блок размером $5 \times 5 \times 1,5 км$, что не противоречит конкретной геологической ситуации. При содержании воды в гранитной магме 5 % в процессе плавления этого объема пород высвободится $1,75 км^3$ или $1,75 \cdot 10^9$ т воды и соотношение масс раствора и руды составит $1,75 \cdot 10^3 : 1$. По модели рециклинга при среднем содержании свинца в рудообразующих растворах 0,00002 % или 0,2 г/т [10] для отложения $1 \cdot 10^6$ т металла потребуется $5 \cdot 10^{12}$ т воды, т. е. соотношение масс раствора и руды будет равно $5 \cdot 10^6 : 1$.

Для образования этого же количества свинца при выщелачивании его из кремнистых вулканитов $D_2e - D_3fr$ с выносом концентраций на уровне 10 % от местных кларковых содержаний, т. е. 0,0001 % или 1 г/т, потребуется следующий объем исходных пород: при выщелачивании из $1 м^3$ пород высвобождается 2,6 г Pb, а из $1 км^3$ — $2,6 \cdot 10^2$ т; для $1 \cdot 10^6$ т Pb необходимо приблизительно $400 км^3$ выщелоченных пород $D_2e - D_3fr$, или блок размером $14 \times 14 \times 2 км$, превышающий размеры известных рудных полей района.

Приведенный расчет дает основание предположить для стратиформных месторождений вулканогенных формаций вторичных геосинклинальных систем (месторождения малокавказского и рудноалтайского типов) комбинированную модель магматического выщелачивания, а для стратиформных месторождений существенно осадочных формаций окраинных морей и активизированных палеоконтинентов (месторождений филизчайского, атасуйского и миргалимсайского типов) — модель рециклинга в более "чистом виде".

Что касается нестратиформных месторождений приаргунского и садонского типов, также находящихся в активизированных рамках, то в их формировании, по-видимому, значительна роль процессов регенерации более древних руд, образованных по одной из приведенных моделей. Эти генетические модели, если они существуют в природе, очевидно, сопряжены друг с другом во времени и пространстве. Об этом, а также о соподчиненности свинцово-цинкового рудообразования общим закономерностям эндогенного рудообразования свидетельствует сравнительный анализ количественной эволюции формирования свинцово-цинковых и медных руд в процессе развития земной коры.

Для учета влияния на рудообразование дофанерозойской предыстории развития складчатых поясов этот анализ не следует ограничивать рамками фанерозоя. Правильнее начать его с архея и проводить, по возможности, на количественной основе. Необходимость расчета количест-

венной эволюции рудообразования в ходе развития земной коры для архейской (3500–2500 млн. лет), ранней (2500–1900), средней (1900–1400), поздней (1400–600) протерозойских, каледонской (600–400), герцинской (400–225), киммерийской (225–100) и альпийской (100) геотектонических и металлогенических эпох была справедливо подчеркнута В.И. Смирновым.

Суждение о количественной эволюции рудообразования во времени в первом приближении может быть получено на основе учета известных суммарных запасов металлов, возникших в соответствующие металлогенические эпохи. Автором совместно с Е.П. Шираем был выполнен сравнительный анализ количественной эволюции свинцового и медного рудообразования для восьми важнейших эпох и главных геолого-промышленных типов месторождений [37]. Необходимые сведения о распределении мировых запасов свинца и меди были почерпнуты из многочисленных отечественных и зарубежных публикаций.

Медное и свинцовое рудообразование протекало во все геотектонические и металлогенические эпохи, причем на всех этапах развития земной коры — геосинклинальном, орогенном, субплатформенном и платформенном. Каждому этапу присущи свои особенности формирования рудных объектов, с которыми корреспондируют определенные месторождения.

С ранней стадией становления первичных геосинклиналей разных эпох связаны медноколчеданные месторождения натриевых базальтоидных формаций периокеанических рифтовых долин (кипрского типа) и медно-цинково-колчеданные месторождения островных дуг (уральского типа). В эту же стадию заложения на континентальном субстрате вторичных геосинклиналей образуются свинцово-медно-цинково-колчеданные месторождения натриевых андезитоидных формаций островных дуг (типа куроко) и медно-свинцово-цинково-колчеданные калий-натриевых риолитоидных формаций островных дуг и краевых морей (рудно-алтайского типа). В терригенных геосинклиналях на этой стадии формируются медьсодержащие свинцово-цинково-колчеданные месторождения базальт-риолитсодержащих терригенно-флишоидных формаций глубоководных впадин окраинных морей (филищайского типа). В орогенных поясах локализуются меднопорфировые месторождения калиево-натриевых вулканоплутонических ассоциаций (коунрадского типа); медные скарновые карбонатных формаций фундамента поясов в сочетании с орогенной тоналит-гранодиоритовой формацией (турьинского типа); свинцово-цинковые "скарновые" углисто-кремнисто-карбонатных формаций фундамента поясов в сочетании с орогенной трахиандезит-трахириолитовой формацией (приаргунского типа); медные жильные разнообразных формаций фундамента поясов в сочетании с той же тоналит-гранодиоритовой формацией (кафанского типа); свинцово-цинковые жильные разнообразных формаций фундамента в сочетании с той же трахиандезит-трахириолитовой формацией (садонского типа). К субплатформенным и платформенным лагунным впадинам приурочены медистые песчаники красноцветной терригенной формации (джезказганский

тип) и свинецсодержащие горизонты углисто-кремнисто-карбонатной формации (миргалимсайский тип), а к участкам развития базит-гипербазитовых комплексов активизированных кратонов – медно-никелевые месторождения (норильский тип).

В пределах формационного типа месторождений соотношения меди и свинца в рудах коррелируются с соотношением мощностей гранулит-базальтового и гранитно-метаморфического слоев земной коры. При этом для месторождений геосинклинального и орогенного этапов развития земной коры эти соотношения находятся в линейной зависимости от содержания калия в рудовмещающих кремнекислых породах, что отражает геохимическую контрастность рассматриваемых элементов, подчеркиваемую отношениями их кларковых содержаний в базитах и риолитах. Следствие указанных корреляций – несовпадение максимумов накопления меди и свинца большинства металлогенических эпох, отражающее дискретность процессов медного и свинцового рудообразования (рис. 52, 53).

По продуктивности на медь выделяются металлогенические эпохи с низкой продуктивностью, повышенной и высокой. Относительно низкая продуктивность характерна для архейской и ранне-среднепротерозойской эпох, когда в зеленокаменных поясах Канадского, Балтийского и Австралийского щитов формировались медно-, медно-цинково-колчеданные и медно-никелевые руды (районы Онтарио – Квебек, Хорн, Норанда, Садбери и другие в Канаде, Йилгарн и Пилбара в Австралии, Болиден, Ренстрем в Швеции, Оутокумпу и другие в Финляндии), а за их пределами – медистые песчаники (Уайт-Пайн, США). Она сохраняется и в каледонскую эпоху, в течение которой в центральных частях эвгеосинклиналей продолжалось образование колчеданных залежей. Позже на прилегающих участках кратонов возникают медно-никелевые руды, а на орогенном этапе развития каледонид впервые обособляются медно-порфировые месторождения (Центральный Казахстан).

Продуктивность на медь ощутимо возрастает в герцинскую эпоху в связи с формированием колчеданных месторождений кипрского и особенно уральского типов (Санто-Доминго в Португалии, Урал, Кавказ), накоплением после перерыва в каледонскую эпоху в субплатформенных конседиментационных мульдах, активизированных под влиянием орогена герцинид, медистых песчаников (Мансфельдская мульда в ГДР, Судетская в ПНР, Джеккаганская в СССР) и проявлением в орогенных комплексах медно-порфировых руд (Центральная часть МНР, Казахстан, Тянь-Шань). Максимумы накопления меди приурочены к позднепротерозойской (15 % мировых запасов), киммерийской (23 %) и альпийской (37 %) эпохам. Позднепротерозойский максимум связан с накоплением в перикратонных прогибах медистых песчаников в процессе разрушения базальтоидных комплексов фундамента кратонов (медный пояс Катанга, Зембия), а киммерийский и альпийский – с возникновением больших объемов медно-порфировых руд в орогенных вулканоплутонических поясах США, Мексики, Чили, Перу, Ирана (см. рис. 52).

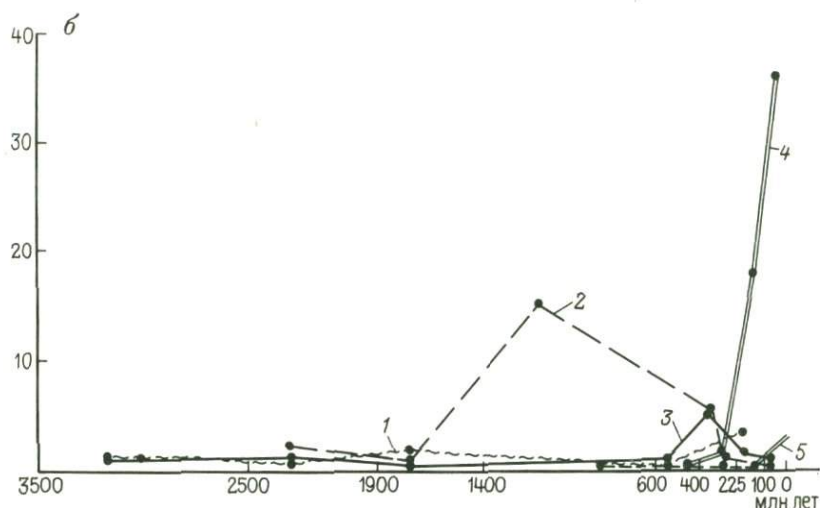
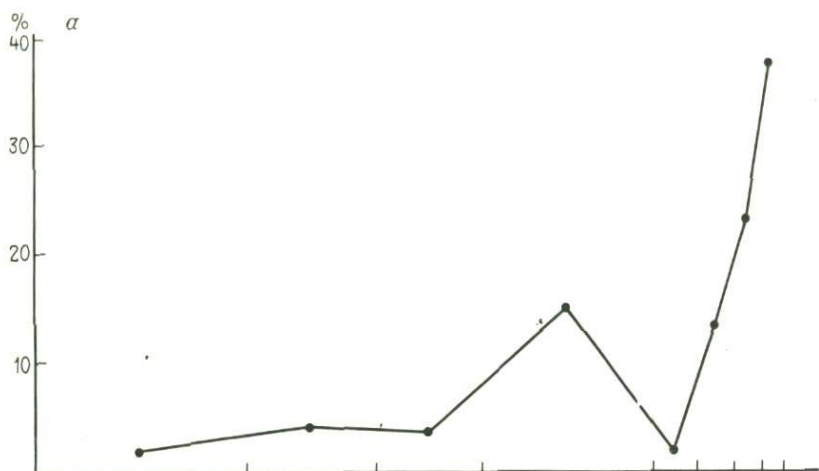
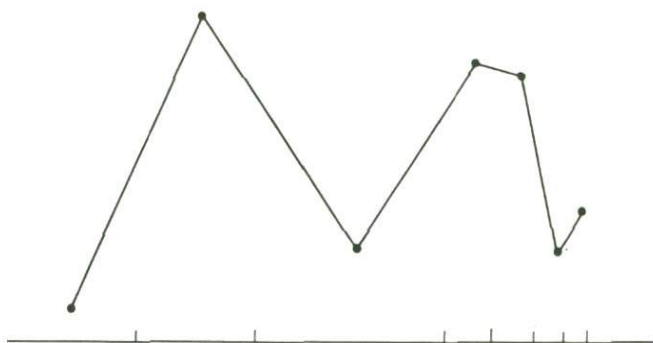


Рис. 52. График интенсивности накопления меди:

а — суммарный; *б* — в разнотипных месторождениях: 1 — в медно-никелевых, 2 — медистых песчаниках и сланцах, 3 — медноколчеданных, 4 — меднопорфировых, 5 — жильных и пр.

По продуктивности на свинец металлогенические эпохи также неравнозначны. В архее, как полагают А.И. Тугаринов и другие исследователи, еще не существовали формации и фации, благоприятные для образования свинцовых залежей, и самостоятельные свинцово-цинковые месторождения этого возраста не известны. Относительно низкая продуктивность на свинец сохраняется в ранне- и позднепротерозойскую эпохи, причем если в первую в эвгеоантиклинальных зонах протогеосинклиналей образуются лишь полиметаллически-колчеданные месторождения типов куроко и

а



б

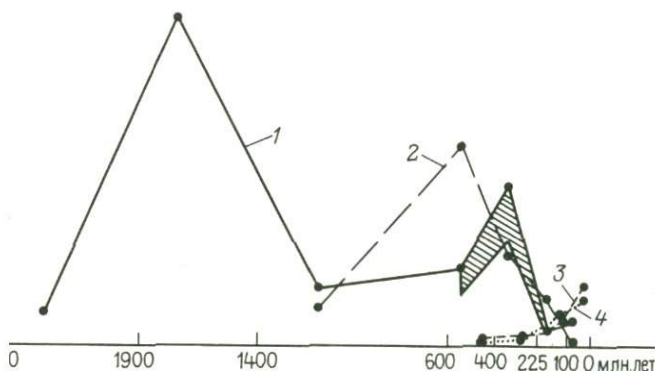


Рис. 1. Интенсивность накопления свинца:

а — в разнотипных месторождениях; б — в разнотипных месторождениях: 1 — в полиметаллически-колчеданной (показана относительная доля свинца и активизированного геосинклинальных прогибов), 2 — свинцово-цинковых стратиформных, 3 — цинковых жильных, 4 — свинцово-цинковых "скарновых"

ского (Фалун в Швеции, Ориярви и другие в Финляндии), то во-вторых, кроме полиметаллически-колчеданных месторождений терригенно-геосинклиналей филизчайского типа (Енисейский кряж, Северный Кавказ), в карбонатных толщах перикратонных прогибов и байкальских платформ развиваются стратиформные залежи цинковых руд (Центральная Африка, Западное Прибайкалье, Южная Якутия).

В ранне-малопродуктивной киммерийской и более продуктивной карбонидной эпох, кроме залежей типов куроко, филизчайского (Сенека Боровица в СФРЮ, Кавказ) и миргалимсайского (Ларгентьер, Борн в Франции, Верхняя Силезия в ПНР, Райбл в Италии,

Блейберг в Австрии), в вулcano-плутонических поясах формируются скарновые (центральная часть КНР; Ван-Стон, США; Приаргунье) и жильные (Таско, Мексика; Садон, Нигерия).

Максимумы накопления свинца приурочены к среднепротерозойской (27 % мировых запасов), каледонской (23 %) и герцинской (22 %) эпохам. Среднепротерозойский максимум своим проявлением обязан вторично-геосинклинальным месторождениям полиметаллически – колчеданной группы (типы куроко, рудноалтайский, филизчайский и атасуйский – Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур в Австралии и другие), а каледонский – месторождениям той же группы, развивающимся в заложенных на байкальских срединных массивах эвгеосинклинальных трогах и в активизированном обрамлении (Брансуик в Канаде, Ред Розбери в Австралии, Кушк в Иране, Чингиз, Салаир, Забайкалье и другие) и еще в большей степени – свинецсодержащим карбонатным толщам активизированных чехлов древних платформ и массивов ранней консолидации (Верхний Миссисипи и другие в США, Полярный Урал и т. п.).

Герцинский максимум, как и каледонский, связан с месторождениями обеих групп, но значение вулканогенного колчеданного свинца в нем выше по сравнению с карбонатным. Месторождения полиметаллически-колчеданной группы в герцинскую эпоху уже более отчетливо, чем раньше, распадаются на две подгруппы. Месторождения первой, как и в предыдущие эпохи, образуются синхронно с островодужными и окраинно-морскими зонами вторичных геосинклиналей (Том в Канаде, Кассандра в Греции, Рудный Алтай и другие). Месторождения второй подгруппы формируются в пределах сопряженно активизированных геосинклинальных рам (Раммельсберг в ФРГ, Атасуйская зона и другие). Менее широко развиваются в это время по сравнению с предыдущими эпохами свинцово-цинковые залежи карбонатных толщ, которые располагаются в чехле древних и эпикаледонских платформ (Пайн-Пойнт в Канаде, Три-Стейт в США и др.).

Сравнительный анализ эволюции формирования медных и свинцово-цинковых руд в процессе развития земной коры позволяет сделать следующие выводы:

1. Раннегеосинклинальные условия накопления медноколчеданных руд существовали в течение всех эпох. Наиболее отчетливо они проявились в позднеархейско-раннепротерозойскую и герцинскую эпохи, наименее – в середине протерозоя.

Колчеданный свинец, содержащийся в рудах полиметаллически-колчеданных месторождений, не известен лишь в архее. Раннегеосинклинальные геологические обстановки его формирования лучше всего проявились в среднепротерозойскую и герцинскую эпохи, наименее полно – в раннем протерозое и в послегерцинское время. Благоприятные условия для накопления колчеданного свинца иногда, особенно в герцинскую эпоху, возникали в активизированных рамах вторичных геосинклиналей.

2. Медистые песчаники в субплатформенных условиях начали концентрироваться с раннего протерозоя, обособлялись в больших объемах в

позднепротерозойскую и герцинскую эпохи и практически не известны в архейских, нижнепалеозойских и мезозойских комплексах. Свинцово-держущие карбонатные толщи стратиформных свинцово-цинковых месторождений начали формироваться с позднего протерозоя, наиболее широко проявились в каледонскую и герцинскую эпохи и, практически, не накапливались в альпийскую. В пределах одной эпохи медистые песчаники формируются позже свинцовоносных карбонатных толщ.

3. Роль орогенных месторождений (порфириовых, скарновых, жильных) в мировом балансе запасов металлов увеличивается от ранних к поздним эпохам.

4. Максимумы накопления меди и свинца в течение большинства металлогенических эпох не совпадают. Свинцовые руды во всех эпохах и в геосинклинальной, и в орогенный этапы развития рудоносных территорий формируются позже медных, что, очевидно, связано с необходимостью достижения определенной зрелости земной коры.

5. Медное и свинцовое рудообразование подчиняется общим закономерностям эндогенного и экзогенного рудообразования, наиболее полно отраженным в трудах В.И. Смирнова.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ОБЪЕКТЫ ПРОГНОЗА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭКВИВАЛЕНТЫ

Прогноз рудных объектов — это составной элемент поисковых работ, с которого начинаются и которым завершаются все доразведочные стадии геологоразведочного процесса [2]. К основным объектам прогноза относятся: металлогенические зоны, рудные районы, поля, месторождения и отдельные залежи.

Конечным результатом доразведочных стадий, по В.А. Ларичкину, является прогнозная оценка запасов полезных ископаемых. Для полиметаллических месторождений конечные результаты доразведочных стадий и подстадий включают: региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 — оконтуривание потенциальных металлогенических зон и рудных районов и оценку прогнозных ресурсов категории P_3 ; геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками — оконтуривание потенциальных рудных полей и оценку прогнозных ресурсов категории P_2 ; поисковые работы — оконтуривание потенциальных месторождений (перспективных участков), получение рудных подсечений и оценку прогнозных ресурсов категории P_2 и частично P_1 ; поисково-оценочные работы — оценку прогнозных ресурсов категории P_1 , запасов категории C_2 и потенциального месторождения в целом.

Геологические эквиваленты разномасштабных полиметаллических объектов характеризуются структурно-формационной неоднородностью вторичных геосинклинальных систем и их рам (табл. 10).

2. ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ

Прогнозные карты обычно представляют собой комплекты карт, количество которых варьирует в зависимости от сложности геологической обстановки, степени изученности анализируемой территории, детальности и вертикальной глубины прогноза. Для условий геосинклинальных (островодужных) зон, наложенных на остаточные блоки срединных массивов, на примере Рудного Алтая при участии автора была разработана методика составления прогнозных карт, предусматривающая включение в крупномасштабный (1:50 000) комплект для каждого планшета следующих пяти карт: 1) специализированной геологической основы; 2) рудной нагрузки; 3) глубинного строения; 4) геологических предпосылок и поисковых признаков на формационно-фациальной основе; 5) собственно прогнозной.

Таблица 10. Геологические эквиваленты разномасштабных полиметаллических объектов

Типы месторождений	Металлогеническая зона	Рудный район	Рудное поле	Месторождение
Малокавказский	Структурно-формационная зона с развитием одной рудоносной формации	Вулканогенное поднятие над выступом мозаичного фундамента, сложенное несколькими субформациями последовательной формации	Кремнекислая вулканическая постройка в центральной части или на склоне вулканогенного поднятия, сложенная одной субформацией последовательной формации	Жерловина или склон кремнекислой вулканической постройки
Рудноалтайский	То же	Структурно-формационный блок в прибортовой части наложенного геосинклинального прогиба, сложенный несколькими субформациями контрастной формации	Вулканогенный прогиб над расколами кристаллического фундамента, выполненный одной субформацией контрастной формации	Вулканическая впадина, заполненная промежуточными и удаленными нередко кремнистыми фациями на склоне стратовулкана, экстрезивного купола или в прибортовых частях палеодепрессий
Филизчайский	„	Поперечная палеоморская депрессия, сложенная глинистыми фациями пород	Локальная впадина поперечной депрессии	Прибортовая часть локальной впадины
Атасуйский	„	Субплатформенная впадина в краевой части массива ранней консолидации, наложенная на орогенные комплексы краевого вулканического пояса, выполненная отложениями трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации	Участок дислокаций в субплатформенной впадине над погребенными разломами ее орогенного основания, сложенный фациями иловых впадин, пляжевыми и рифовыми фациями мелководья	Конседиментационная впадина на участке развития фаций иловых впадин

Продолжение табл. 10

Типы месторождений	Металлогеническая зона	Рудный район	Рудное поле	Месторождение
Миргалимсайский	„	Субплатформенная впадина, наложенная на фундамент и маломощный орогенный чехол массива ранней консолидации, выполненная отложениями углисто-кремнисто-карбонатной формации	Конседиментационный прогиб с развитием пород лагунно-морской и островной фаций в прибортовой части субплатформенной впадины	Брахиянтиклиналь или поперечное поднятие над погребенными разломами фундамента, сложенные породами лагунно-морской и островной фаций
Приаргунский	Структурно-формационная зона с развитием двух рудоносных формаций	Тектонический блок фундамента массива ранней консолидации, сложенный породами углисто-кремнисто-карбонатной формации, пронизанный телами пород трахириолит-трахиандезитовой формации	Приподнятый гранитизированный блок фундамента, насыщенный гиповулканическими — субвулканическими фациями пород трахириолит-трахиандезитовой формации и нередко являющийся отщеплением, повесом или ксенолитом кровли древних гранитоидов	Зона контактового или внутреннего разрыва на участке его пересечения с трещинными телами пород трахилипарит-трахиандезитовой формации и горизонтами карбонатных пород, содержащими углеродистое вещество
Садонский	То же	Зона разломов древнего заложения в краевой части приподнятого блока фундамента массива ранней консолидации или в осевой части грабен-синклинали чехла	Поперечная или продольная брахиянтиклиналь, осложненная разрывами, в приподнятом блоке фундамента, насыщенная телами пород трахириолит-трахиандезитовой формации	Разрыв в поперечной или продольной брахиянтиклинали, сопровождаемый субвулканическими дайками и штоками пород трахириолит-трахиандезитовой формации

Прогнозные карты целесообразно составлять по листам, однако для работы нередко требуются не все листы. Между территориями, где осуществляется прогноз, могут сохраниться и неохваченные исследованиями площади, если они сложены заведомо нерудоносными породами. Однако в этом случае целесообразно составлять мелкомасштабные тектонические или палеотектонические карты с целью определения или уточнения границ металлогенических зон, подзон и сопоставления прогнозных площадей, отвечающих по масштабу реальным и потенциальным рудным районам. Так, для Рудного Алтая был создан комплект палеотектонических карт, характеризующих различные стадии геологического развития вторичной эвгеосинклинальной системы Юго-Западного Алтая, начиная от раннего девона до поздней перми включительно. Выполненный палеотектонический анализ позволил выявить особенности развития подзон Рудноалтайской металлогенической зоны и выделить различные структурно-формационные блоки, различающиеся режимом развития и условиями формирования полиметаллически-колчеданных месторождений.

Специализированная геологическая основа служит главным фактическим материалом, с помощью которого в дальнейшем осуществляется прогнозирование. Для условий Рудного Алтая – это геологическая карта палеозойских и более древних образований, с которой снят покров мезо-кайнозойских отложений. Карты должны составляться на базе имеющихся геологических карт с учетом материалов дешифрирования аэрофотоснимков разного масштаба и результатов интерпретации геофизических наблюдений.

Вторая карта комплекта – карта рудной нагрузки. Она вычерчивается на нераскрашенной геологической основе и содержит всю информацию о рудной минерализации данной площади. На карту наносятся проявления рудной минерализации (рудные объекты промышленной медно-свинцово-цинково-колчеданной формации, а также проявления свинца, цинка, меди, не относящиеся к данной формации – скарновые, пропилитовые, кварцево-жильные) и все геохимические аномалии. Для каждого проявления указываются: его масштаб, минеральный тип, принадлежность к рудной субформации (для объектов промышленной формации), качество руд, морфология рудных тел, глубина залегания, вертикальный интервал оруденения и состояние промышленного освоения.

Для каждой геохимической аномалии указываются среда развития пород (коренные породы, почвы, воды) и состав, а для эндогенных аномалий, кроме того, коэффициенты аномальности каждого элемента, минерализации и зональности, условная нормированная и суммарная продуктивность полезных компонентов, положение эпицентра и направление склонения аномалии.

На карте глубинного геологического строения, составленной по геолого-геофизическим данным, показывают положение кровли и подошвы рудоносных комплексов и морфологию наиболее крупных гранитоидных массивов, что имеет большое значение для установления объема рудовмещающих толщ. Соответствующими знаками выносятся также локальные аномалии, полученные "поисковыми методами" – ВП, ЕП, ПП и др.

Следующая карта комплекта — карта геологических предпосылок и поисковых признаков. Это — базовая карта для построения прогнозной карты-накладки. Создается формационно-фациальная основа, на которой специальными знаками показываются формационные, стратиграфо-литолого-фациальные, структурные, минералого-геохимические и геофизические предпосылки и признаки полиметаллически-колчеданного оруденения.

В группу формационных предпосылок входят поля развития различных субформаций рудоносной контрастной вулканогенной формации; в группу стратиграфо-литолого-фациальных — фации пород контрастной формации, благоприятные для локализации оруденения, участки разреза с частым переслаиванием осадочных пород и вулканитов и развития кремнистых гидротермально-осадочных фаций; в группу структурных — палеовулканические сооружения, экструзивные купола и локальные вулканические впадины, с которыми тесно ассоциируют стратиформные залежи полиметаллически-колчеданных руд, а также участки флексуобразных изгибов рудовмещающих толщ, разломы фундамента и рудоконтролирующие синвулканические разрывы; в группу минералого-геохимических признаков — рудопроявления, околорудные метасоматиты, гидротермально-осадочные породы и геохимические аномалии, оцененные как перспективные исходя из их формационной принадлежности и уровня эрозионного среза; в группу геофизических — аномалии ВП, ЕП и МПП и др.

С помощью карты геологических предпосылок и поисковых признаков и с учетом не входящей в комплект карты изученности территории оконтуриваются перспективные площади.

На прогнозной карте-накладке суммируются данные карт элементов глубинного строения, геологических предпосылок и поисковых признаков и изученности. На карте-накладке и разрезах к ней показываются степень перспективности и очередность изучения прогнозных площадей, вероятная глубина обнаружения и геологическая позиция прогнозируемых рудных зон, методика рекомендуемых поисковых работ, а в ряде случаев — места заложения профилей скважин.

Любой комплект прогнозных карт, независимо от количества входящих в него графических документов, должен отвечать принципу последовательного приближения от общей геологической ситуации к рудоносным формациям и фациям, т. е. к перспективным площадям. Основная задача количественного прогноза рудоносности — оценка прогнозных ресурсов соответствующих категорий в пределах оконтуренных перспективных площадей. Оценка прогнозных ресурсов обычно выполняется путем сопоставления объектов прогноза с хорошо изученными участками, на которых расположены уже разведанные месторождения.

Главный путь совершенствования метода геологических аналогий как приема количественной прогнозной оценки рудоносности связан с использованием при прогнозных исследованиях результатов формационного и формационно — фациального анализа. Такой путь особенно не-

обходим при прогнозе стратиформных месторождений, залегающих в рудоносных геологических формациях. Он, например, успешно апробован А.И. Кривцовым и другими исследователями при оценке прогнозных ресурсов колчеданной меди на Урале. Прогнозные ресурсы металлов для потенциальных рудных районов оценивались исходя из рассчитанных для эталонных районов величин продуктивности рудоносной вулканогенной формации, а для потенциальных рудных полей — на базе рассчитанных для эталонных рудных полей величин продуктивности рудовмещающих кремнекислых вулканитов рудоносной формации.

Для количественной оценки прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2 целесообразно применение одного из вариантов метода аналогий — варианта определения продуктивности геологических формаций или их составляющих. При изучении стратиформных полиметаллических месторождений, объединяющих объекты малокавказского, рудноалтайского, филизчайского, атасуйского и миргалимсайского геолого-промышленных типов, рекомендуется такая последовательность количественной оценки ресурсов указанных категорий: 1) выбор эталонных объектов с разведанными запасами руд, имеющих отчетливые геологические границы; 2) определение площадей развития соответствующих рудоносных формаций, субформаций и фаций; 3) вычисление их площадей продуктивности; 4) определение площадей развития потенциально рудоносных формаций, субформаций и фаций в пределах соответствующих структур, отвечающих потенциальным металлогеническим зонам, рудным районам и полям; 5) распространение площадной продуктивности эталонного объекта на объект оценки с введением понижающего коэффициента, равного 0,5.

Ресурсы категории P_1 для объектов этих же типов следует подсчитывать с учетом размеров предполагаемых продолжений рудовмещающих пачек и рудоносных горизонтов и их металлоносности в известных месторождениях, а также — первичной и современной структурной, метасоматической, геохимической и минеральной зональности.

3. РАЦИОНАЛЬНОЕ КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ

Последовательность прогноза и выявления полиметаллических месторождений в пределах складчатых областей фанерозоя с учетом утвержденной Мингео СССР стадийности геологоразведочного процесса можно представить в виде следующего ряда объектов поиска и их признаков: рудоносная формация, которая слагает региональные структуры или их отдельные элементы в чехле или фундаменте поднятия, фиксирующего вторичную геосинклинальную систему или ее раму → рудоносные субформации и фации, располагающиеся на конкретных стратиграфических уровнях и выполняющие локальные структуры или их отдельные элементы → околорудные гидротермально-осадочные породы, метасоматиты, геохимические и геофизические аномалии, проявления сульфидной мине-

рализации (рудокласты, вкрапленность сульфидов), рудные подсечения → рудные тела, в совокупности образующие месторождение.

Содержание рационального комплекса методов обусловлено совокупностью геологических, геолого-экономических и ландшафтных факторов. Геологические факторы — это принадлежность объекта поисков к определенной прогнозно-металлогенической единице (металлогеническая провинция, зона, рудный район, рудное поле, месторождение, рудное тело) и его геологические или геолого-промышленные особенности. Масштаб объекта поисков определяет стадии съемочных и поисковых работ, к которым относятся те или иные части поисковых комплексов.

Геолого-экономические факторы дифференцируют районы поисков на два типа: 1) районы, где отсутствует горнорудная промышленность и 2) районы с развитой промышленностью. Эти факторы должны учитываться в рациональных поисковых комплексах доотраслевых региональных работ.

Ландшафтные условия геологоразведочных работ корректируют методику геологической съемки как главного метода поисков, выбор геофизических и геохимических методов, а также объем горных и буровых работ.

Использование прогнозно-поискового комплекса с учетом стадийности геологоразведочного процесса применительно к конкретным геологическим и геолого-промышленным особенностям полиметаллических месторождений дано в табл. 11–16.

В основу его положены следующие принципы: 1) последовательного приближения, который регламентируется стадийностью геологоразведочного процесса; 2) соответствия между поисковыми методами и признаками объектов поисков. Прогнозно-поисковый комплекс может быть построен в виде таблицы с указанием следующих взаимосвязанных данных: стадия геологоразведочного процесса — задачи — методы — конечные результаты или в виде блок-схемы в системе стадия — методы — признаки — объекты [10].

Рекомендуемые прогнозно-поисковые комплексы охватывают все основные типы полиметаллических металлогенических зон и месторождений, все доразведочные стадии геологоразведочного процесса. Главная роль в них принадлежит геологической съемке как основного метода прогноза и поисков. Комплексы отличаются, прежде всего, перечнем рекомендуемых геофизических методов, выступающих в качестве опережающих геологические съемки вплоть до стадии поисковых работ, причем с ростом детальности работ постепенно возрастает роль электроразведки. В комплексах, начиная со стадии поисковых работ, отражена специфика применения геохимических методов и эволюция сопряженных тематических исследований от палеотектонического и формационно-металлогенического анализа рудоносных комплексов через формационно-фациальный и палеоструктурный к детальному фациальному.

Таблица 11. Схема рационального комплексирования методов прогноза и поисков свинцово-медно-цинково-колчеданных и медно-свинцово-цинково-колчеданных месторождений в пределах геосинклинальных (островодужных) зон, наложенных на фрагменты или остаточные блоки срединных массивов

Стадии и подстадии	Задачи	Методы (для табл. 11—16 выбраны с учетом рекомендаций, приведенных в работах 3, 23)	Конечные результаты
<p>Региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000</p>	<p>1. Оконтуривание фрагментов или остаточных блоков срединного массива, преобразованных в остаточные поднятия, и наложенных прогибов с ареалами развития продуктивных формаций</p> <p>2. Определение формационной принадлежности известных месторождений, рудопроявлений, метасоматитов</p> <p>3. Составление схем структурно-формационного и металлогенического районирования с палеовулканическим анализом размещения оруденения</p>	<p>1. Гравиметрическая (наземная) *, аэромагнитная * и инфракрасная съемки, аэроэлектроразведка методом ЕЗМП *, сейсморазведка МОВ *, ГСЗ *</p> <p>2. Геологическая съемка групповая *</p> <p>3. Обобщение данных о глубинном строении территории</p> <p>4. Палеотектонический и формационно-металлогенический анализ</p>	<p>Оконтуривание потенциальной металлогенической зоны и рудных районов, обоснование геологических границ известных металлогенических площадей, оценка прогнозных ресурсов категории Р₃</p>
<p>Геолого-съемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками</p>	<p>1. Оконтуривание краевых частей остаточных поднятий и наложенных прогибов с ареалами развития натриевой, промежуточной или калиевой субформаций продуктивных формаций</p> <p>2. Оконтуривание геофизических аномалий и геохимических ореолов</p> <p>3. Уточнение границ локальных вул-</p>	<p>1. Аэромагнитная и гравиметрическая съемки, сейсморазведка (МОВ), электроразведка (ДП, ДЭМП), коротаж скважин (КС, ПС, ГК, МСК)</p> <p>2. Геологическая съемка</p> <p>3. Обобщение данных о глубинном строении площади</p> <p>4. Литогеохимическая съемка по коренным и рыхлым отложениям,</p>	<p>Оконтуривание потенциальных рудных полей, оценка прогнозных ресурсов категории Р₂</p>

Стадии и подстадии	Задачи	Методы (для табл. 11–16 выбраны с учетом рекомендаций, приведенных в работах 3, 23)	Конечные результаты
Поисковые работы	<p>каногенных прогибов и поднятий со стратовулканами, экструзивными куполами, краевыми палеодепрессиями над расколами фундамента срединного массива</p> <p>4. Уточнение границ развития промежуточных и удаленных нередко кремнистых фаций</p> <p>5. Анализ геофизических, геохимических полей и их соотношений со структурными и фациальными границами</p> <p>1. Оконтуривание и выявление рудоносности локальных вулканических впадин, заполненных промежуточными и удаленными, нередко кремнистыми, фациями на склонах стратовулканов, экструзивных куполов в прибортовых частях краевых палеодепрессий</p>	<p>геохимическое опробование керна скважин</p> <p>5. Формационно-фациальный и палеоструктурный анализ</p> <p>6. Аэрогаммаспектрометрическая съемка, аэроэлектроразведка (ДИП, АМПП), электроразведка (ВП, ЕП), скважинная геофизика (ЕП, ВП; КСПК, ДЭМПС)</p> <p>7. Бурение структурно-поисковых скважин</p> <p>8. Геохимическое опробование керна</p> <p>1. Фациальный и палеоструктурный анализ</p> <p>2. Гравиметрическая, магнитометрическая съемки, сейсморазведка (МОВ), электроразведка (МПП, МРЗ), скважинная геофизика (ЕП, ВП, КСПК, ДЭМПС, РВП, МЗТ), каротаж (ЭГК), изучение петрофизических свойств горных пород</p>	<p>Оконтуривание потенциальных месторождений, получение рудных подсечений, оценка прогнозных ресурсов категории P_2 и частично P_1</p>
Поисково-оценочные работы	<p>2. Выявление и оконтуривание околорудных пород, метасоматитов, геохимически зональных ореолов, геофизических аномалий, проявлений сульфидной минерализации</p> <p>1. Разбровка рудных подсечений – рудопроявлений, выбор потенциально промышленных месторождений, обоснование их геологических границ</p> <p>2. Ориентировочная геометризация контуров рудных тел</p> <p>3. Оценка возможного промышленного значения выявленного месторождения с составлением технико-экономических соображений о целесообразности предварительной разведки</p>	<p>3. Литогеохимическая съемка по коренным породам, геохимическое опробование керна скважин</p> <p>4. Бурение поисковых скважин</p> <p>1. Геологическая съемка</p> <p>2. Бурение поисково-оценочных скважин</p> <p>3. Скважинная геофизика (МЗ, РВП, ЕП, КСПК, ДЭМПС), каротаж (КС, ПС, МЭК), изучение петрофизических свойств горных пород</p> <p>4. Геохимическое опробование керна</p> <p>5. Опробование рудных подсечений</p> <p>6. Изучение фациальных особенностей и зональности околорудных пород, метасоматитов и руд</p>	<p>Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 и запасов категории C_2</p>

Примечание к табл. 11–16. 1. Звездочкой отмечены методы, рекомендуемые при исследовании новых районов; 2. ЕЭМП (АФМАГ) – аэроэлектроразведка методом естественных электромагнитных полей; МОВ – метод отраженных волн; ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование; ВЭЗ – вертикальное электроразондирование; ДЭЗ – дипольное электроразондирование; ЧЭЗ – частотное электромагнитное зондирование; КМПВ – корреляционный метод преломленных волн; ДП – дипольное профилирование; ДЭМП – дипольное электромагнитное профилирование; КС – каротаж скважин с измерением кажущегося сопротивления; ПС – каротаж скважин с измерением поляризации спонтанной; ГК – гамма-каротаж; МСК – каротаж скважин методом скользящих контактов; СГ – электропрофилирование методом срединных градиентов; ПЭП – электропрофилирование повторной установкой; ДИП – аэроэлектроразведка методом магнитного индуктивного профилирования в гармоническом режиме; АМПП – аэроэлектроразведка методом магнитного индуктивного профилирования в импульсном переходном режиме; ВП – метод вызванной поляризации; ЕП – метод естественного электрического поля; КСПК – контактный способ поляризационных кривых (электрохимический метод скважинной геофизики); ДЭМПС-ДЭМП – в скважинах, ВЭЗ-ВП – электроразондирование в модификации ВП; МПП – метод переходных процессов; МРЗ – метод регионального заряда; РВП – радиоволновое просвечивание; МЗТ – метод заряженного тела; ЭГК – электро-, гамма-каротаж; МЭК – метод электрической корреляции

Таблица 12. Схема рационального комплексирования методов прогноза и поисков медьсодержащих свинцово-цинково-колчеданных месторождений в пределах геосинклинальных (океаноморских) зон

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000	<ol style="list-style-type: none"> 1. Реставрация осевой зоны глубоководного океаноморского прогиба и оконтуривание ареалов развития продуктивной формации в его краевой части 2. Определение формационной принадлежности известных месторождений, рудопроявлений, метасоматитов 3. Составление схем структурно-формационного и металлогенического районирования с палеовулканическим анализом размещения оруденения 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Аэромагнитная * и инфракрасная съемки, сейсморазведка МОВ *, ГСЗ * 2. Геологическая съемка групповая * 3. Обобщение данных о глубинном строении территории 4. Палеотектонический и формационно-металлогенический анализ 	Оконтуривание потенциальной металлогенической зоны и рудных районов, оценка прогнозных ресурсов категории P ₃
Геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками	<ol style="list-style-type: none"> 1. Оконтуривание поперечных палеоморских депрессий, выполненных глинистыми фациями пород 2. Оконтуривание геофизических аномалий и геохимических ореолов 3. Уточнение границ локальных впадин поперечных депрессий 4. Уточнение границ развития глинистых фаций 5. Анализ геофизических, геохими- 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Аэромагнитная съемка, сейсморазведка (МОВ), электроразведка (ВЭЗ, СГ, ДП), каротаж скважин (КС, ПС, МСК) 2. Геологическая съемка 3. Обобщение данных о глубинном строении площади 4. Литогеохимическая съемка по коренным и рыхлым отложениям, геохимическое опробование керна 	Оконтуривание потенциальных рудных полей, оценка прогнозных ресурсов категории P ₂
Поисковые работы	<p>ческих полей и их соотношений со структурными и фациальными границами</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Оконтуривание и выявление рудоносности прибортовых частей локальных впадин 2. Выявление и оконтуривание околорудных пород, метасоматитов, геохимически зональных ореолов, геофизических аномалий, проявлений сульфидной минерализации 	<ol style="list-style-type: none"> 5. Формационно-фациальный и палеоструктурный анализ 6. Аэрогаммаспектрометрическая съемка, аэроэлектроразведка (АМПП), электроразведка (ВП), скважинная геофизика (ЕП, ВП) 7. Бурение структурно-поисковых скважин 8. Геохимическое опробование керна 	Оконтуривание потенциальных месторождений, получение рудных подсечений, оценка прогнозных ресурсов категории P ₂ и частично P ₁
Поисково-оценочные работы	<ol style="list-style-type: none"> 1. Разбраковка рудных подсечений — рудопроявлений, выбор потенциально промышленных месторождений, обоснование их геологических границ 2. Ориентировочная геометризация контуров рудных тел 3. Оценка возможного промышленного значения выявленного месторождения с составлением технико-экономических соображений о целесообразности предварительной разведки 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Геолого-структурная съемка 2. Бурение поисково-оценочных скважин 3. Скважинная геофизика (МЗ, РВП, ВП), каротаж (КС, ПС, МЭК) 4. Геохимическое опробование керна 5. Опробование рудных подсечений 6. Изучение фациальных особенностей и зональности околорудных пород, метасоматитов и руд 	Оценка прогнозных ресурсов категории P ₁ и запасов категории C ₂

Таблица 13. Схема рационального комплексирования методов прогноза и поисков железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданных месторождений в пределах субплатформенных (шельфовых) зон чехла массивов ранней консолидации

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000	<ol style="list-style-type: none"> 1. Реставрация массива ранней консолидации и его краевой части 2. Оконтуривание субплатформенных впадин в узлах пересечений разломов фундамента, ареалов развития продуктивной формации над вулканогенными комплексами краевого вулканического пояса 3. Определение формационной принадлежности известных месторождений, рудопроявлений, метасоматитов 4. Составление схем структурно-формационного и металлогенического районирования с палеовулканическим анализом размещения оруденения 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Гравиметрическая (наземная и аэромагнитная * съемки, электроразведка (ВЭЗ *, ДЭЗ, ЧЭЗ), сейсморазведка (МОВ, КМПВ) *, ГСЗ * 2. Геологическая съемка групповая * 3. Обобщение данных о глубинном строении территории 4. Палеотектонический и формационно-металлогенический анализ 	Оконтуривание потенциальной металлогенической зоны и рудных районов, обоснование геологических границ известных металлогенических площадей, оценка прогнозных ресурсов категории Р ₃
Геологосъемочные работы масштаба 1:50000 с общими поисками	<ol style="list-style-type: none"> 1. Оконтуривание в субплатформенных впадинах участков пересечений разнонаправленных складчатых и разрывных дисло- 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Аэромагнитная и гравиметрическая съемки, сейсморазведка (МОВ), электроразведка (ВЭЗ, ДП, ПЭП, ДЭМП), каротаж 	Оконтуривание потенциальных рудных полей, оценка прогнозных ресурсов категории Р ₂
	<p>каций, фаций иловых впадин, пляжевых, рифовых</p> <ol style="list-style-type: none"> 2. Оконтуривание геофизических аномалий и геохимических ореолов 3. Уточнение границ участков пересечений разнонаправленных складчатых и разрывных дислокаций в субплатформенных впадинах над погребенными разломами их основания 4. Уточнение границ развития фаций иловых впадин, пляжевых, рифовых 5. Анализ геофизических, геохимических полей и их соотношений со структурными и фациальными границами 	<ol style="list-style-type: none"> скважин (КС, ПС, МСК) 2. Геологическая съемка 3. Обобщение данных о глубинном строении площади 4. Литогеохимическая съемка по коренным и рыхлым отложениям, геохимическое опробование керна скважин 5. Формационно-фациальный и палеоструктурный анализ 6. Аэромагнитные поиски с применением квантовых магнитометров, аэрогаммаспектрометрическая съемка, аэроэлектроразведка (АМПП), электроразведка (ВП, ВЭЗ-ВП), скважинная геофизика (ВП) 7. Бурение структурно-поисковых скважин 8. Геохимическое опробование керна 	
Поисковые работы	<ol style="list-style-type: none"> 1. Оконтуривание и выявление рудоносности локальных конседиментационных впадин и поднятий, сложенных фациями иловых впадин, пляжевыми, рифовыми на участках пересе- 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Фациальный и палеоструктурный анализ 2. Магнитометрическая и гравиметрическая съемка, сейсморазведка (МОВ), электроразведка (МПП), скважинная геофизика (ВП), каро- 	Оконтуривание потенциальных месторождений, получение рудных подсечений, оценка прогнозных ресурсов категории Р ₂ и частично Р ₁

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Поисково-оценочные работы	<p>чений разнонаправленных складчатых и разрывных дислокаций в субплатформенных впадинах</p> <p>2. Выявление и оконтуривание околорудных пород, вторичных и приповерхностных наложенных сорбционно-солевых ореолов, геофизических аномалий, проявлений сульфидной и окисной минерализации</p> <p>1. Разбраковка рудных подсечений — рудопроявлений, выбор потенциально промышленных месторождений, обоснование их геологических границ</p> <p>2. Ориентировочная геометризация контуров рудных тел</p> <p>3. Оценка возможного промышленного значения выявленного месторождения с составлением технико-экономических соображений о целесообразности проведения предварительной разведки</p>	<p>таж (ЭГК)</p> <p>3. Литогеохимическая съемка по коренным и рыхлым отложениям, геохимическое опробование керна скважин</p> <p>4. Бурение поисковых скважин</p> <p>1. Геологическая съемка</p> <p>2. Бурение поисково-оценочных скважин</p> <p>3. Скважинная геофизика (ВП, ЕП, МПП), каротаж (КС, ПС, ЭГК)</p> <p>4. Геохимическое опробование керна</p> <p>5. Опробование рудных подсечений</p> <p>6. Изучение фациальных особенностей и зональности околорудных пород и руд</p>	Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 и запасов категории C_2

Таблица 14. Схема рационального комплексирования методов прогноза и поисков свинцово-цинковых стратиформных месторождений в пределах субплатформенных (лагунных) зон чехла массивов ранней консолидации

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000	<p>1. Реставрация массива ранней консолидации и его краевой части</p> <p>2. Оконтуривание субплатформенных впадин краевых частей массива ранней консолидации, ареалов развития продуктивной формации над геосинклинальным фундаментом массива</p> <p>3. Определение формационной принадлежности известных месторождений, рудопроявлений, метасоматитов</p> <p>4. Составление схем структурно-формационного и металлогенического районирования с палеогеографическим анализом размещения оруденения</p>	<p>1. Гравиметрическая (наземная) и аэромагнитная квантовым магнитометром съемки *, электро-разведка (ВЭЗ, ДЭЗ, ЧЭЗ), сейсморазведка (МОВ *)</p> <p>2. Геологическая съемка групповая *</p> <p>3. Обобщение данных о глубинном строении территории</p> <p>4. Палеотектонический и формационно-металлогенический анализ</p>	Оконтуривание потенциальной металлогенической зоны и рудных районов, обоснование геологических границ известных металлогенических площадей, оценка прогнозных ресурсов категории P_3
Геологосъемочные работы масштаба	1. Оконтуривание в прибортовых частях субплатформенных впадин	1. Гравиметрическая съемка, сейсморазведка (МОВ), электро-	Оконтуривание потенциальных рудных полей, оценка прогнозных

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
1:50 000 с общими поисками	<p>конседиментационных прогибов, лагунно-морских и островных фаций</p> <p>2. Оконтуривание геофизических аномалий и геохимических ореолов</p> <p>3. Уточнение границ конседиментационных прогибов в прибортовых частях субплатформенных впадин</p> <p>4. Уточнение границ развития лагунно-морских и островных фаций</p> <p>5. Анализ геофизических, геохимических полей и их соотношений со структурными и фациальными границами</p>	<p>разведка (ВЭЗ, ДЭЗ, ДП, ПЭЭП), каротаж скважин (КС, ПС, ГК)</p> <p>2. Геологическая съемка</p> <p>3. Обобщение данных о глубинном строении площади</p> <p>4. Геохимическое опробование керна</p> <p>5. Формационно-фациальный и палеоструктурный анализ</p> <p>6. Аэроэлектроразведка (АМПП), электроразведка (ВП, ВЭЗ-ВП), скважинная геофизика (ВП)</p> <p>7. Геохимическое опробование керна</p>	ресурсов категории P ₂
Поисковые работы	<p>1. Оконтуривание и выявление рудоносности брахиантиклиналей и поперечных поднятий, сложенных лагунно-морскими и островными фациями в конседиментационных прогибах прибортовых</p>	<p>1. Фациальный и палеоструктурный анализ</p> <p>2. Гравиметрическая съемка, сейсморазведка (МОВ), скважинная геофизика (ВП), каротаж (ЭГК)</p> <p>3. Геохимическое опробование</p>	Оконтуривание потенциальных месторождений, получение рудных подсечений, оценка прогнозных ресурсов категории P ₂ и частично P ₁
Поисково-оценочные работы	<p>частей субплатформенных впадин</p> <p>2. Выявление и оконтуривание ореолов доломитизации, аргиллизации, окварцевания, поперечно-зональных геохимических аномалий, проявлений сульфидной и сульфатной минерализации</p> <p>1. Разбраковка рудных подсечений — рудопроявлений, выбор потенциально промышленных месторождений, обоснование их геологических границ</p> <p>2. Ориентировочная геометризация контуров рудных тел</p> <p>3. Оценка возможного промышленного значения выявленного месторождения с составлением технико-экономических соображений о целесообразности проведения предварительной разведки</p>	<p>керна</p> <p>4. Бурение поисковых скважин</p> <p>1. Геологическая съемка</p> <p>2. Бурение поисково-оценочных скважин</p> <p>3. Скважинная геофизика (ВП), каротаж (ЭГК)</p> <p>4. Геохимическое опробование керна</p> <p>5. Опробование рудных подсечений</p> <p>6. Изучение фациальных особенностей и зональности околорудных пород и руд</p>	Оценка прогнозных ресурсов категории P ₁ и запасов категории C ₂

Таблица 15. Схема рационального комплексирования методов прогноза и поисков свинцово-цинковых "скарновых" месторождений в пределах субплатформенно-орогенных (континентальных) зон фундамента и чехла массивов ранней консолидации

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000	<ol style="list-style-type: none"> 1. Реставрация массива ранней консолидации. 2. Оконтурирование внутреннего вулканоплутонического пояса, образованного трахилипарит-трахиандезитовой и углисто-кремнисто-карбонатной формациями в геосинклинальном фундаменте массива 3. Определение формационной принадлежности известных месторождений, рудопоявлений, метасоматитов 4. Составление схем структурно-формационного и металлогенического районирования 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Гравиметрическая (наземная), аэромагнитная и инфракрасная съемки*, электроразведка (ВЭЗ), сейсморазведка (МОВ*, КМПВ*) 2. Геологическая съемка групповая* 3. Обобщение данных о глубинном строении территории 4. Палеотектонический и формационно-металлогенический анализ 	Оконтурирование потенциальной металлогенической зоны и рудных районов, обоснование геологических границ известных металлогенических площадей, оценка прогнозных ресурсов категории P ₃
Геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками	<ol style="list-style-type: none"> 1. Оконтурирование крупных тектонических блоков фундамента массива, сложенных углисто-кремнисто-карбонатной формацией, обрамленных терригенными и вулканогенными впадинами чехла 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Аэромагнитная и гравиметрическая съемки, электроразведка (ВЭЗ, СГ, ДП, ПЭП), каротаж скважин (КС, ПС, ГК, КГС) 2. Геологическая съемка 3. Обобщение данных о глубинном 	Оконтурирование потенциальных рудных полей, оценка прогнозных ресурсов категории P ₂
Поисковые работы	<ol style="list-style-type: none"> 2. Оконтурирование геофизических аномалий и геохимических ореолов 3. Уточнение границ приподнятых углисто-кремнисто-карбонатных блоков, насыщенных гиповулканическими фациями пород трахилипарит-трахиандезитовой формации и нередко являющихся отщеплениями, провесами, ксенолитами кровли древних гранитоидов, горстов фундамента, грабенов и орогенных вулканических впадин чехла 4. Уточнение границ развития углеродистых, гиповулканических, субвулканических и покровных фаций 5. Анализ геофизических, геохимических полей и их соотношений со структурными и фациальными границами 	<ol style="list-style-type: none"> строении площади 4. Литогеохимическая съемка по коренным и рыхлым отложениям, геохимическое опробование керна скважин 5. Формационно-фациальный и палеоструктурный анализ 6. Электроразведка (ВП, ЕП), скважинная геофизика (ЕП, ВП) 7. Бурение структурно-поисковых скважин 8. Геохимическое опробование керна скважин 	Оконтурирование потенциальных месторождений, получение рудных подсечений, оценка прогнозных ресурсов категории P ₂ и
	<ol style="list-style-type: none"> 1. Оконтурирование и выявление рудоносности зон контактовых и внутренних разрывов в интервалах их пересечений с трещинными тела- 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Фациальный и палеоструктурный анализ 2. Гравиметрическая магнитометрическая съемки, электроразведка 	

Продолжение табл. 15

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Поисково-оценочные работы	<p>ми пород трахилипарит-трахиандезитовой формации и горизонтами углеродсодержащих доломитовых известняков</p> <p>2. Выявление и оконтуривание известковых скарнов, березитов, локально развитых геохимических ореолов, геофизических аномалий, проявлений сульфидной минерализации</p> <p>1. Разбраковка рудных подсечений — рудопроявлений, выбор потенциально промышленных месторождений, обоснование их геологических границ</p> <p>2. Ориентировочная геометризация контуров рудных тел</p> <p>3. Оценка возможного промышленного значения выявленного месторождения с составлением технико-экономических соображений о целесообразности проведения предварительной разведки</p>	<p>(ДП, ЕП, ВП), скважинная геофизика (ЕП, ВП), изучение петрофизических свойств пород</p> <p>3. Литогеохимическая съемка, геохимическое опробование керна скважин</p> <p>4. Бурение поисковых скважин</p> <p>1. Геологическая съемка</p> <p>2. Бурение поисково-оценочных скважин</p> <p>3. Скважинная геофизика (ЕП, ВКП, РВП), каротаж (КСПК, ЭГК), изучение петрофизических свойств горных пород</p> <p>4. Геохимическое опробование керна</p> <p>5. Опробование рудных подсечений</p> <p>6. Изучение фациальных особенностей и зональности околорудных пород и руд</p>	<p>частично Р₁</p> <p>Оценка прогнозных ресурсов категории Р₁ и запасов категории С₂</p>

Таблица 16. Схема рационального комплексирования методов прогноза и поисков свинцово-цинковых жильных месторождений в пределах орогенных (континентальных) зон фундамента и чехла ранней консолидации

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Региональные геофизические и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 (целесообразно проводить только на территориях, перспективных на другие виды минерального сырья — золото, серебро, олово и др.)	<p>1. Реставрация массива ранней консолидации</p> <p>2. Оконтуривание краевого или внутреннего вулcano-плутонического пояса, образованного трахилипарит-трахиандезитовой и другими формациями</p> <p>3. Определение формационной принадлежности известных месторождений, рудопроявлений, метасоматитов</p> <p>4. Составление схем структурно-формационного и металлогенического районирования</p>	<p>1. Гравиметрическая (наземная), аэромагнитная и инфракрасная съемки*, сейсморазведка (КМПК)*</p> <p>2. Геологическая съемка групповая*</p> <p>3. Обобщение данных о глубинном строении территории</p> <p>4. Палеотектонический и формационно-металлогенический анализ</p>	<p>Оконтуривание потенциальной металлогенической зоны и рудных районов, обоснование геологических границ известных металлогенических площадей, оценка прогнозных ресурсов категории Р₃</p>
Геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками	<p>1. Прослеживание разломов древнего заложения в краевых частях приподнятых блоков фундамента массива и в осевых частях грабен-синклиналей чехла</p> <p>2. Оконтуривание геофизических аномалий и геохимических ореолов</p> <p>3. Уточнение границ поперечных и продольных брахиантиклиналей в краевых частях приподнятых блоков фундамента и осевых частях грабен-синклиналей чехла массива</p> <p>4. Уточнение границ развития гиповулканических, субвулканических</p>	<p>1. Аэромагнитная и гравиметрическая съемки, электроразведка (СГ, ДП, ПЗЭП), каротаж скважин (КС, ПС, ГК)</p> <p>2. Геологическая съемка</p> <p>3. Обобщение данных о глубинном строении площади</p> <p>4. Литогеохимическая съемка по коренным и рыхлым отложениям, геохимическое опробование керна скважин</p> <p>5. Формационно-фациальный и палеоструктурный анализ</p> <p>6. Электроразведка (ЕП, ВП), сква-</p>	<p>Оконтуривание потенциальных рудных полей, оценка прогнозных ресурсов категории Р₂</p>

Продолжение табл. 16

Стадии и подстадии	Задачи	Методы	Конечные результаты
Поисковые работы	<p>ких и покровных фаций трахилипарит-трахиандезитовой формации</p> <p>5. Анализ геофизических, геохимических полей и их соотношений со структурными и фаціальными границами</p> <p>1. Оконтуривание и выявление рудоносности зон разрывов в поперечных и продольных брахиантиклиналях, сопровождаемых породами трахилипарит-трахиандезитовой формации</p> <p>2. Выявление и оконтуривание березитов, симметричных геохимических ореолов, геофизических аномалий, проявлений жильно-сульфидной минерализации</p>	<p>жинная геофизика (ЕП, ВП)</p> <p>7. Бурение структурно-поисковых скважин</p> <p>8. Геохимическое опробование керна</p> <p>1. Фаціальный и палеоструктурный анализ</p> <p>2. Сейсмо-электрический метод (СЭМ), гравиметрическая съемка, электроразведка (ЕП, ВП), скважинная геофизика (ЕП, ВП), изучение петрофизических свойств горных пород</p> <p>3. Литогеохимическая съемка, опробование керна скважин</p> <p>4. Бурение поисковых скважин</p>	<p>Оконтуривание потенциальных месторождений, получение рудных подсечений, оценка прогнозных ресурсов категории P_2 и частично P_1</p>
Поисково-оценочные работы	<p>1. Разбраковка рудных подсечений – рудопроявлений, выбор потенциально промышленных месторождений, обоснование их геологических границ</p> <p>2. Ориентировочная геометризация контуров рудных тел</p> <p>3. Оценка возможного промышленного значения выявленного месторождения с составлением технико-экономических соображений о целесообразности проведения предварительной разведки</p>	<p>1. Геологическая съемка</p> <p>2. Бурение поисково-оценочных скважин</p> <p>3. Скважинная геофизика (ЕП), каротаж (КС, ПС), изучение петрофизических свойств горных пород</p> <p>4. Геохимическое опробование керна</p> <p>5. Опробование рудных подсечений</p> <p>6. Изучение фаціальных особенностей и зональности околорудных метасоматитов и руд</p>	<p>Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 и запасов категории C_2</p>

Палеотектонический и формационно-фациальный анализы рудоносных комплексов, являясь приемами системного анализа применительно к металлогении и рудным месторождениям, помогают устанавливать распределение полиметаллического оруденения в разнообразных структурах земной коры и геологических формациях, выявлять геологические обстановки нахождения месторождений и главные тенденции эволюции полиметаллического рудообразования в геологической истории, разрабатывать комплексы прогноза, поисков и оценки разнотипных и разномащштабных объектов. Формационный подход к исследованиям полиметаллических месторождений фанерозоя позволяет сделать следующие выводы.

1. Полиметаллические металлогенические зоны и месторождения фанерозоя приурочены к вторичным геосинклинальным системам, их активизированным рамам и принадлежат к семи основным типам: 1) геосинклинальные (островодужные), наложенные на фрагменты срединных массивов, со свинцово-медно-цинково-колчеданными месторождениями андезитоидных формаций малокавказского типа ($Pb:Zn:Cu = 1:5:5$); 2) геосинклинальные (островодужные), наложенные на остаточные блоки срединных массивов, с медно-свинцово-колчеданными месторождениями риолитоидных формаций рудноалтайского типа ($Pb:Zn:Cu = 1:3:1$); 3) геосинклинальные (окраинно-морские) с медьсодержащими свинцово-цинково-колчеданными месторождениями терригенно-флишоидных формаций филизчайского типа ($Pb:Zn:Cu = 1:3:0,5$); 4) субплатформенные (шельфовые) чехла массивов ранней консолидации с железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданными месторождениями трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатных формаций атасуйского типа ($Pb:Zn:Cu = 1:3:0,1$); 5) субплатформенные (лагунные) чехла массивов ранней консолидации со свинцово-цинковыми стратиформными месторождениями углисто-кремнисто-карбонатных формаций миргалимсайского типа ($Pb:Zn$ от 4:1 до 1:15); 6) субплатформенно-орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации со свинцово-цинковыми "скарновыми" месторождениями углисто-кремнисто-карбонатных формаций в сочетании с трахиандезит-трахириолитовыми приаргунского типа ($Pb:Zn = 1:1$); 7) орогенные (континентальные) фундамента и чехла массивов ранней консолидации со свинцово-цинковыми жильными месторождениями разнообразных формаций в сочетании с трахиандезит-трахириолитовыми садонского типа ($Pb:Zn$ от 3:1 до 1:15).

Геосинклинальные и субплатформенные зоны первых пяти типов образуют единый ряд рудоносных структурно-формационных зон, отражающий возрастание соотношения мощностей гранитно-метаморфического и базальтового слоев земной коры по мере продвижения от осевых частей геосинклиналей к их бортам и смену андезитоидных рудоносных

формаций риолитоидными, трахитоидными и существенно карбонатными. Они развиваются в вулканогенно-осадочном чехле древних поднятий и содержат стратиформные месторождения с чертами полигенного происхождения. Орогенные зоны шестого и седьмого типов локализуются в вулканических поясах геосинклинальных рам, пронизывающих фундамент и чехол массивов ранней платформенной консолидации. Они объединяют нестратиформные месторождения приаргунского и садонского типов обычно с небольшими запасами руд.

II. Разномасштабные полиметаллические объекты в разнотипных металлогенических зонах характеризуются определенными геологическими обстановками нахождения, которые в значительной мере отражают структурно-формационную неоднородность фундамента древних поднятий вторичных геосинклинальных систем и их рам. В геосинклинальных и субплатформенных зонах размещение рудных районов определяется ареалами развития одной рудоносной формации чехла древних поднятий, а в рудных полях — ее субформаций. В орогенных зонах распространение рудных районов и полей обусловлено развитием потенциально рудоносных геологических формаций фундамента и чехла древних поднятий. Локализация стратиформных месторождений геосинклинальных и субплатформенных зон подчинена структурно-фациальной неоднородности чехла древних поднятий, а нестратиформных месторождений орогенных зон — неоднородности как чехла, так и фундамента.

III. Эволюция полиметаллического рудообразования на протяжении фанерозойской истории Земли характеризуется двумя максимумами накопления свинца. Каледонский максимум своим появлением в значительной мере обязан свинцово-цинковым месторождениям миргалимсайского типа, а герцинский — колчеданным месторождениям малокавказского, рудноалтайского, филизчайского и атасуйского типов. Эволюция отражает общие закономерности эндогенного рудообразования — цикличность, стадийность, направленность и необратимость. Цикличность выражается в повторяемости однотипных месторождений в различных металлогенических эпохи. Стадийность проявляется в приуроченности однотипных месторождений одним и тем же стадиям развития земной коры различных эпох. Направленность и необратимость полиметаллического рудообразования выражается в увеличении во времени роли орогенных месторождений и уменьшении значения месторождений более ранних стадий. Максимумы накопления свинца и меди, отражающие цикличность развития земной коры, в большинстве металлогенических эпох не совпадают.

IV. Характерная для фанерозоя совокупность разнотипных и разномасштабных полиметаллических объектов позволяет предложить систему рациональных прогнозно-поисковых комплексов, предусматривающих последовательный ряд работ по выявлению месторождений, начиная от обнаружения древнего поднятия вторичной геосинклинали или ее рамы и рудоносной формации и кончая получением рудных подсечений. Комплексы включают: стадии и подстадии геологоразведочного про-

цесса, соответствующие им задачи по выявлению типовых геологических обстановок нахождения и признаков потенциальных металлогенических зон, рудных районов, полей и месторождений, методы выявления и конечные результаты в виде оконтуренных рудоносных площадей с оценкой прогнозных ресурсов соответствующих категорий.

1. *Авдонин В.В.* Структурно-морфологические типы и околорудные породы колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая. — Геол. рудн. месторожд., 1980, № 2, с. 49—66.
2. *Аристов В.В.* Поиск полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
3. *Бродовой В.В.* Система геофизических работ в рудных районах. — Тр. ЦНИГРИ, 1979, вып. 146, с. 15—29.
4. *Геологические условия размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе (Рудный Алтай) / Е.И. Филатов, И.П. Пугачева, И.В. Крейтер и др. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 4, с. 78—83.*
5. *Геология и условия формирования Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) / И.В. Крейтер, В.В. Кузнецов, И.П. Пугачева и др. — Геол. рудн. месторожд., 1982, № 5, с. 37—46.*
6. *Главные типы стратиформных месторождений Казахстана / Г.Н. Щерба, И.П. Новохатский, С.Ш. Сейфуллин, И.В. Покровская. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1976, с. 33—47.*
7. *Горжевский Д.И.* Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений. М., ОНТИ ВИЗМС, 1981 (Обзор "Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых").
8. *Горжевский Д.И., Микунев М.Ф., Филатов Е.И.* О металлогеническом значении срединных массивов на примере свинцово-цинковых провинций. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М., 1976, с. 109—116.
9. *Зорин Е.С.* Типизация свинцово-цинковых месторождений Каратау (Южный Казахстан) и особенности их прогнозирования. М., изд. ЦНИГРИ, 1977, с. 61—65 (Мат. Всесоюзн. семинара в г. Туле).
10. *Кривцов А.И.* Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1981, № 5, с. 3—18.
11. *Кривцов А.И., Нерсеев В.А.* Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы. — Сов. геология, 1983, № 1, с. 17—27.
12. *Методы прогнозирования месторождений Атасуйского типа в Центральном Казахстане / Л.Ф. Думлер, И.В. Орлов, А.А. Рожнов и др. М., изд. ЦНИГРИ, 1977, с. 58—61. (Мат. Всесоюзн. семинара в г. Туле).*
13. *Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации / Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко, М.И. Полкова. М., Наука, 1978.*
14. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975.
15. *Некрасов Е.М.* Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М., Недра, 1980.
16. *Овчинников Л.Н., Гладких В.С., Соловьев В.А.* Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканогенных породах Магнитогорского мегасинклинория. — Геохимия, 1975, № 12, с. 1763—1775.
17. *Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В.* Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент, ФАН, 1981.
18. *Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980.
19. *Принципы прогнозирования свинцово-цинковых месторождений и методика составления прогнозных карт / Д.И. Горжевский, П.Ф. Иванкин, Н.Н. Биндеман и др. М., Недра, 1978.*
20. *Промышленно-генетическая классификация медных и свинцово-цинковых месторождений стран СЭВ. М., изд. ЦНИГРИ, 1973.*
21. *Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений / Д.И. Горжевский, И.В. Крейтер, Г.В. Ручкин, Е.И. Филатов. — Тр. ЦНИГРИ, 1978, вып. 138, с. 15—22.*

22. Пугачева И.П., Филатов Е.И., Колдаева Т.Г. О девонской вулcano-плутонической ассоциации Рудного Алтая (на примере Змеиногорского рудного района). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 11, с. 45–54.
23. Ревякин П.С., Ревякина Э.А. Возможности комплексирования геофизических методов при поисках свинцово-цинковых месторождений. — Тр. ЦНИГРИ, 1979, вып. 145, с. 29–39.
24. Ручкин Г.В. Геотектоническая позиция и палеотектонические обстановки локализации докембрийских колчеданных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1980, № 2, с. 36–48.
25. Санин Б.П., Зорина Л.Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Наука, 1980.
26. Смирнов В.И. Металлоносность варисцид Центральной и Западной Европы. — Геол. рудн. месторожд., 1978, № 1, с. 84–96.
27. Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории. — В кн.: Металлогения и рудные месторождения. М., Наука, 1984, с. 3–10. (Доклады 27-го Международного геологического конгресса, т. 12).
28. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) / А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Л.П. Зоненшайн и др. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
29. Стеценко В.П. Свинцово-цинковые месторождения Южного Казахстана. М., Недра, 1979.
30. Стратиформные месторождения Атасуйского района / А.А. Рожнов, Е.И. Бузмаков, Н.М. Митряева и др. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата, 1983, с. 27–45.
31. Ствалчрелидзе Г.А. О типах колчеданных месторождений и провинций. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1978, № 10, с. 5–16.
32. Тугаринов А.И. Источники рудного вещества по изотопным данным. — Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4, с. 30–43.
33. Филатов Е.И. Вариант типизации структур рудных полей Рудного Алтая. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1978, № 4, с. 60–65.
34. Филатов Е.И. Значение древних поднятий складчатых областей фанерозоя в локализации месторождений свинцово-цинковых руд. — ДАН СССР, 1978, 241, № 2, с. 456–459.
35. Филатов Е.И. Формационный и стратиграфический контроль размещения статиформных полиметаллически-колчеданных месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Условия локализации и закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых рудных месторождений. Алма-Ата, 1982, с. 67–68.
36. Филатов Е.И., Ширай Е.П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 172–175.
37. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Эволюция медного свинцового рудообразования в геологической истории. — В кн.: XXVII Международный геологический конгресс. Тез. докл. TVI (секция C12), М., 1984, с. 97–98.
38. Чекеваидзе В.Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М., Недра, 1981.
39. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1981.
40. Юрско-меловые магматические формации северо-восточной части Малого Кавказа / Н.К. Курбанов, В.В. Кулаков, Ю.П. Зарянов, В.А. Антонов. — Сов. геология, 1978, № 5, с. 99–113.
41. Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М., Недра 1984.
42. Brigo L., Omenetto D. Le mineralizzazioni piombo-zincifer della zona di Raibl. — Nuovi Aspetti giacimentologici. Ind. miner., 1976, 27, No. 2, p. 49–65.
43. Cooper: a future of ample and secure suppl. — World Mining, 1977, 30, No. 10, p. 27–39.
44. Einaudi M. Evoronement of ore deposition at Cerro Do Pasco; Peru. — Econ. Geol., 1977, 72, No. 6, p. 893–924.

45. *Gibbs A.* Genesis and tectonic setting of the Bafq lead-zinc deposit. — Iran Trans. Inst. Mining and Met., 1976, B85, Aug., p. 205–220.
46. *Lasnicka P.* Lead deposits in the global plate tectonic model. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1976, No. 14.
47. *Luff M.* Geology of Brunswick No. 12 mine. CIM Bull., 1977, 70, No. 782, p. 109–119.
48. *Sawkins F., Kowalik J.* The source of ore metals at Buchans: Magmatic versus leaching models. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1981, No. 22, p. 255–267.
49. *Wilgomas L.* Pudy cynku i ołowiu triasu gornoslaskiego oraz perspektywy ich poszukiwania. Per. geol. 1978, 26, No. 2, p. 108–111.
50. *Zinc Mining on Tasmania' West Coast.* — Austral. Mining, 1977, 69, No. 8, p. 35–37.

УКАЗАТЕЛЬ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Агиляр (Аргентина) 41
 Акатуевское (СССР, Забайкалье) 144
 Алавердское (СССР, Малый Кавказ) 47, 48, 49
 Алтын-Топкан (СССР, Средняя Азия) 23, 41
 Алгачинское (СССР, Забайкалье) 130, 144
 Архон-Холстинское (СССР, Кавказ) 153, 157
 Ахтальское (СССР, Малый Кавказ) 19, 47, 48
 Ачисайское (СССР, Казахстан) 121, 122, 125
- Бафк (Иран) 32
 Баханс (Канада) 31
 Бачитское (СССР, Кавказ) 155, 156
 Белоглинское (СССР, Рудный Алтай) 82
 Березовогорское (СССР, Рудный Алтай) 82
 Березовско-Белоусовское (СССР, Рудный Алтай) 84
 Бестюбе (СССР, Казахстан) 21, 116, 119, 120
 Блейберг (Австрия) 37, 164
 Богатыревско-Осочихинское (СССР, Рудный Алтай) 84
 Болиден (Швеция) 161
 Бодвин (Бирма) 32
 Боровица (Югославия) 163
 Брансуик (Канада) 20, 31, 164
 Брокен-Хилл (Австралия) 164
- Вершино-Алейское (СССР, Рудный Алтай) 83
 Воровское (СССР, Рудный Алтай) 61, 80, 84
- Греховское-Снегиревское (СССР, Рудный Алтай) 83
 Гусляковское (СССР, Рудный Алтай) 82
- Донинское (СССР, Забайкалье) 129, 130
- Жайремское (СССР, Казахстан) 21, 116, 117—119
- Заурулжонгульское (СССР, Забайкалье) 129, 130
 Эгидское (СССР, Кавказ) 153
 Змеиногорское (СССР, Рудный Алтай) 61, 71, 82
 Золотушинское (СССР, Рудный Алтай) 61, 83
 Зырянское (СССР, Рудный Алтай) 20, 61, 84
- Иртышское (СССР, Рудный Алтай) 20
- Кадаинское (СССР, Забайкалье) 23, 129, 130—140, 144
 Кадатское (СССР, Кавказ) 155
 Калгинское (СССР, Забайкалье) 129, 130
 Калгуканское (СССР, Забайкалье) 129, 130
 Каменское (СССР, Забайкалье) 129, 130
 Каменское (СССР, Рудный Алтай) 83
 Каменушинское (СССР, Салаир) 29
 Карлотта (Куба) 21
 Карнутское (СССР, Малый Кавказ) 49
 Кассандра (Греция) 164
 Кафанское (СССР, Малый Кавказ) 49
 Кличкинское (СССР, Забайкалье) 140, 141, 144
 Корбалихинское (СССР, Рудный Алтай) 61, 71, 82, 87
 Кукудур-Ханикомское (СССР, Кавказ) 155
 Кургашинкан (СССР, Средняя Азия) 41
 Куросава (Япония) 19
 Кушк (Иран) 32, 164
 Каптенс Флат (Австралия) 19
- Лайсвалль (Швеция) 35
 Левобережное (СССР, Кавказ) 153, 154, 155
 Ледвилл (США) 40

- Ле Малин (Франция) 37
 Лениногорское (СССР, Рудный Алтай) 20, 82
 Локтевское (СССР, Рудный Алтай) 61, 83
 Ларжентьер (Франция) 22, 37, 163
- Маднеульское (СССР, Малый Кавказ) 19, 49
 Мак-Артур (Австралия) 164
 Малеевско-Путинцевская (СССР, Рудный Алтай) 83
 Маунт-Айза (Австралия) 22, 164
 Мегген (ФРГ) 21
 Мехерних (ФРГ) 35
 Миргалимсайское (СССР, Средняя Азия) 22, 121–125
 Михайловское (СССР, Забайкалье) 144
 Мыльниково-Хоркиринское (СССР, Забайкалье) 129, 130
- Нерчинско-заводское (СССР, Забайкалье) 144
 Николаевское (СССР, Рудный Алтай) 61, 82
 Нокгауское (СССР, Кавказ) 155, 156
 Нью-Брансуик (Канада) 31
- Озерное (СССР, Прибайкалье) 21, 33
 Орван-Брук (Канада) 31
 Орловское (СССР, Рудный Алтай) 61, 83
 Оутокумпу (Финляндия) 161
- Парк-Сити (США) 23
 Пайнт-Пойнт (Канада) 22, 34, 64
 Пайоч (США) 23, 37
 Пиллайс (Канада) 31
 Покровско-Гурулевское (СССР, Забайкалье) 130, 144
- Райбл (Италия) 37, 163
 Раммельсберг (ФРГ) 34, 164
 Ренстрем (Швеция) 161
 Риддер-Сокольное (СССР, Рудный Алтай) 61
 Розбери (Австралия) 33, 164
 Рубцовское (СССР, Рудный Алтай) 61, 82
- Садонское (СССР, Кавказ) 153, 155, 156
 Салаирское (СССР, Сибирь) 29
 Саурейское (СССР, Урал) 22, 39
 Сан-Кристоваль (Перу) 31
 Санто-Доминго (Португалия) 161
 Сан-Франциско-дель-Оро (Мексика) 23, 40
 Сулливан (Канада) 22
 Сенека (Канада) 163
 Серро-де-Паско (Перу) 31
 Смирновское (СССР, Забайкалье) 129, 140, 142, 144
 Снегирихинское (СССР, Рудный Алтай) 61, 84
 Солоконское (СССР, Забайкалье) 129, 130
 Степное (СССР, Рудный Алтай) 61
 Стрежанское (СССР, Рудный Алтай) 83
 Сумсар (СССР, Средняя Азия) 39
- Такара (Япония) 19
 Таловское (СССР, Рудный Алтай) 61, 82
 Тишинское (СССР, Рудный Алтай) 61, 84
 Титовско-Сургутановское (СССР, Рудный Алтай) 82
 Том (Канада) 164
 Трев (Франция) 37
 Тречча (Югославия) 23, 41
 Туиссит-Бу-Беккер (Тунис) 37
 Таньбаошань (Китай) 42
- Уайт-Пайн (США) 161
 Урское (СССР, Сибирь) 29
 Ускандинское (СССР, Сибирь) 29
 Уч-Кулач (СССР, Средняя Азия) 22, 39
 Ушкатынское (СССР, Казахстан) 116, 120
- Фалун (Швеция) 20, 163
 Фаснальское (СССР, Кавказ) 153, 155
- Хандизинское (СССР, Средняя Азия) 20, 94, 95–106
 Харшит-Кепрюбаши (Турция) 32
 Херкьюлес (Австралия) 33

Холоднинское (Прибайкалье) 21, 113
Хотойдохское (СССР, Сибирь) 33
Хэйсяйцзе (Китай) 42
Чах-Мире (Иран) 32
Челопеч (Болгария) 19, 28
Чирагидзорское (СССР, Малый Кавказ) 49

Шамлугское (СССР, Малый Кавказ)
47, 48, 49
Широкинское (СССР, Забайкалье) 130,
144
Шубинское (СССР, Рудный Алтай) 61

Предисловие	3
Глава I. Классификация металлогенических зон и месторождений	5
1. Основные типы вторичных геосинклинальных складчатых систем фанерозоя	5
2. Вулканические зоны вторичных геосинклинальных систем и их рам	8
3. Типы металлогенических зон и месторождений	14
Глава II. Закономерности размещения месторождений	25
1. Закономерности размещения металлогенических зон фанерозоя относительно основных структурных элементов материков	25
2. Геосинклинальные (островодужные) зоны, наложенные на фрагменты срединных массивов, и свинцово-медно-цинково-колчеданные месторождения андезитовидных формаций малокавказского типа (на примере Сомхето-Карабахской зоны)	44
3. Геосинклинальные (островодужные) зоны, наложенные на остаточные блоки срединных массивов, и медно-свинцово-цинково-колчеданные месторождения риолитовидных формаций рудноалтайского типа (на примере Рудноалтайской зоны)	50
4. Геосинклинальные (окраинно-морские) зоны чехла срединных массивов и свинцово-цинково-колчеданные месторождения риолитовидных формаций (субформаций) рудноалтайского типа (на примере Юго-Западно-Гиссарской зоны)	91
5. Геосинклинальные (окраинно-морские) зоны и медьсодержащие свинцово-цинково-колчеданные месторождения базальт-риолитсодержащих терригенно-флишиовидных формаций (филизчайского типа)	111
6. Субплатформенные (шельфовые) зоны чехла массивов ранней консолидации и железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданные месторождения трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатных формаций атасуйского типа (на примере Атасуйской зоны)	114
7. Субплатформенные (лагунные) зоны чехла массивов ранней консолидации и свинцово-цинковые стратиформные месторождения углисто-кремнисто-карбонатных формаций миргалимсайского типа (на примере Каратауской зоны)	121
8. Субплатформенно-орогенные (континентальные) зоны фундамента и чехла массивов ранней консолидации и свинцово-цинковые "скарновые" месторождения углисто-кремнисто-карбонатных формаций в сочетании с трахиандезит-трахириолитовыми приаргунского типа (на примере Приаргунской зоны)	127
9. Орогенные (континентальные) зоны фундамента и чехла массивов ранней консолидации и свинцово-цинковые жильные месторождения разнообразных формаций в сочетании с трахиандезит-трахириолитовыми садонского типа (на примере Садонской зоны)	152
Глава III. Эволюция полиметаллического рудообразования в геологической истории	158
Глава IV. Методические основы прогноза и поисков месторождений	166
1. Разномасштабные объекты прогноза и их геологические эквиваленты	166
2. Прогнозные карты и количественный прогноз рудоносности	166
3. Рациональное комплексирование методов прогноза и поисков	171
Заклучение	189
Список литературы	192
Указатель рудных полей и месторождений	195

Евгений Иванович Филатов

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФАНЕРОЗОЯ

Редактор издательства *Л.С. Дмитриева*
Обложка художника *А.Е. Чучканова*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л.Н. Фомина*
Корректор *Л.В. Павлова*
Оператор *Е.Р. Левочкина*
ИБ № 6433

Подписано в печать 09.12.85. Т — 22570. Формат 60 x 90^{1/16}. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине, Гарнитура "Универс" Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,5. Усл.кр.-отт. 12,75. Уч.-изд.л. 14,00. Тираж 1000 экз. Заказ 244 /683—4. Цена 2 р. 10 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ !

*В издательстве "Недра" готовятся к печати
и выйдут в свет новые книги*

БЕКМУХАМЕТОВ А.Е. Магматогенные железорудные формации. — М.: Недра, 16 л. — 2 р. 40 к.

Рассмотрена комплексная фациально-формационно-генетическая классификация магматогенных железорудных месторождений, проведена типизация железорудных зон по составу, пространственно-хронологическому и тектоническому положению металлогенических формаций, установлена закономерность проявления формационных особенностей магматогенных месторождений. Упорядочено стереометаллогеническое размещение магматогенных месторождений по латеральным и вертикальным рядам магматогенных железорудных формаций на примере месторождений Казхстана, Урала, Сибири и важнейших горнорудных регионов мира, разработана геологическая основа количественной оценки и прогнозирования магматогенных железных руд.

Для геологов, занимающихся региональной металлогенией, геологией рудных месторождений, петрографией и минералогией.

План 1987 г. № 93.

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. — М.: Недра, — 18 л. 2 р. 90 к.

Рассмотрены геологические, минералогические, петрологические особенности месторождений, руд и окорудных магматических и метасоматических пород, особенности распределения изотопов серы в главных парагенезисах месторождений, особенности распределения микроэлементов, температурные условия образования колчеданных месторождений. На основании обобщения геохимических материалов, минералогических физико-химических и петрологических данных по колчеданным месторождениям различного формационного типа разработана геохимическая концепция гидротермально-осадочного и гидротермально-метаморфогенного колчеданообразования.

Для геологов научных и производственных организаций.

План 1987 г. № 104.

*Предварительные заказы на книги принимают местные магазины
книготорга, распространяющие научно-техническую литературу.*

*Своевременно оформите заказы на интересующие Вас издания!
Предварительный заказ гарантирует приобретение нужной книги !*

Издательство "Недра"

2 р. 10 к.

4884

НЕДРА