РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 654

РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия

Рудный Алтай

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук В. Н. Шарапов

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

УДК 553.061.12 + 553,26 : 553,43 + 553, 44/551.243.8(574.42)

Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай)/Лапухов А. С., Прокопенко А. И., Иванов Н. Б., Трубников Л. М.— Новосибирск: Наука, 1986.

Рассматриваются специфика рудной зональности и принципы палеореконструкций рудообразующих систем рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений, контролируемых структурами Северо-Восточной и Иртышской зон смятия, различия которых обусловлены интенсивностью проявления зонального метаморфизма вдоль зон глубинных разломов. На примерах Гусляковского и Березовско-Белоусовского рудных полей показаны особенности рудной зональности, определяемые пространственным совмещением вулканогенной и плутогенной рудных формаций, построены качественные модели рудообразующих процессов и намечены новые принципы локального прогнозирования скрытого оруденения.

Книга представляет интерес для специалистов в области рудообразования, геохимии и локального прогнозирования месторождений.

А. С. Лапухов, А. И. Прокопенко, Н. Б. Иванов, Л. М. Трубников

Рецензенты *Н. Н. Амшинский, Б. М. Чиков*

Г $\frac{1904050000-783}{042(02)-86}$ 217-86-II

©Издательство «Наука», 1986 г.

ВВЕДЕНИЕ

К зонам смятия и оперяющим их структурам — близповерхностным выражениям глубинных разломов, пространственно приурочены разновозрастные магматогенные, метаморфогенные и рудные формации. Однако непосредственное металлогеническое значение зон смятия дискуссионно. В частности, в проблеме формирования колчеданно-полиметаллических месторождений по-прежнему далеки от окончательного решения такие вопросы, как масштабность проявления и рудообразующая роль собственно вулканогенных, плутоногенных и метаморфогенных процессов, протекавших в пределах зон смятия.

Необходимость совершенствования методов глубинного прогнозирования колчеданно-полиметаллических месторождений в районах действующих горно-рудных предприятий побудила авторов заняться детальным изучением рудообразующих систем, контролируемых структурными элементами зон смятия. При этом особое внимание уделялось выявлению рудоподводящих, рудораспределяющих и рудолокализующих структур, рудной зональности, реконструкции путей миграции потоков рудоносных флюидов в период протекания отдельных стадий минерализации, внутреннему строению и типизации рудообразующих систем, которые функционировали в различной структурно-литологической обстановке.

В основу настоящей работы положены данные многолетних исследований авторами ряда месторождений Лениногорского и Прииртышского рудных районов (Рудный Алтай), соответственно приуроченных к Северо-Восточной и Иртышской зонам смятия, различных по своему внутреннему строению и интенсивности проявления метаморфизма слагающих их породных ассоциаций. В качестве типовых объектов детальных исследований выбраны Гусляковское и Березовско-Белоусовское рудные поля. Изучение упомянутых рудных районов и рудных полей включало методы геолого-структурного, палеовулканического и тектонофизического анализов в сочетании с дешифрированием разномасштабных аэрокосмических изображений, термобарогеохимии и детального изучения рудной зональности.

Методика исследования рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений такова: 1) тренд-анализ и сплайн-интерполяция объемного распределения концентраций, содержаний и соотношений ведущих рудообразующих компонентов по данным массового многокомпонентного опробования с отстройкой сотен геохимических разрезов, погоризонтных планов и вертикальных продольных проекций рудных залежей; 2) выявление зональности минеральных парагенезисов; 3) анализ морфологии рудных тел и их корреляции со структурно-литологическими элементами вмещающих пород; 4) анализ пространственной дифференциации рудных столбов.

Генетическая интерпретация выявленной таким образом рудной зональности заключалась в построении из отдельных разрозненных фрагментов целостностной пространственной модели зональности рудных полей и месторождений и на этой основе — палеореконструкции соответствующих им рудообразующих систем. Методическая основа данных исследований заключалась в попытке конкретного приложения сформулированных

Г. Л. Поспеловым [1962, 1963] физических и физико-химических моделей строения и развития фильтрующихся рудообразующих флюидных динамических систем.

Совокупность полученных данных позволила авторам выявить неизвестные ранее малоконтрастные формы проявления латеральной и вертикальной рудной зональности изученных колчеданно-полиметаллических месторождений, дать им определенное генетическое толкование и предложить способы практического использования установленных закономерностей при прогнозировании и отработке рудных залежей. Поскольку описанные зоны смятия не являются специфической особенностью Рудного Алтая, авторы надеются, что разработанные принципы палеореконструкций рудообразующих систем и локального прогнозирования скрытого оруденения представляют общеметодический интерес.

В проведении полевых исследований авторам оказывали неоценимую помощь геологи Лениногорской, Прииртышской и Опытно-методической экспедиций ПГО Восказгеология, Иртышского и Лениногорского полиметаллических комбинатов Минцветмета КазССР, без активного содействия которых было бы невозможно выполнение данной работы.

Авторы искренне признательны акад. В. А. Кузнецову, В. Н. Шарапову, Б. М. Чикову, Б. Н. Лапину, Л. В. Миловой, Л. Г. Бишаевой, Е. П. Третьяковой, Н. А. Гибшер, А. М. Боровикову и другим товарищам за активное содействие на различных этапах исследований.

Глава 1

К МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

Под **рудообразующей системой** авторами понимается такая совокупность структурно-вещественных (статических) и флюидогенных (динамических) элементов геологического пространства, взаимодействие которых приводит к формированию месторождений полезных ископаемых.

Вслед за Г. Л. Поспеловым [1963] термин «флюид» употребляется авторами в самом общем виде для обозначения некоторой текучей среды, способной двигаться сквозь толщу земной коры, и в данной работе чаще конкретизируется как «рудообразующий гидротермальный раствор».

Рудный район — относительно небольшая по площади рудоносная территория, в пределах которой локализуются рудные месторождения, сходные по геологическим условиям проявления и генетическим особенностям [Шаталов, 1963]. Как показал А. Д. Щеглов [1980, с. 394], «...проблема рудных районов, проблема открытия и освоения группы рудных месторождений в пределах единой в географо-экономическом отношении относительно локальной рудоносной площади, имеет несколько аспектов: геологический, технический, экономический и социальный».

Под **рудным полем** обычно понимается небольшой участок земной коры площадью от первых до десятков квадратных километров, включающих серию сближенных, одновременных или близких по времени и генетически родственных месторождений [Крейтер, 1956].

Позднее понятие рудного поля конкретизировано как определенное геологическое тело с присущей ему формой, размерами, ориентировкой в геологическом пространстве. По отношению к магматическим породам стали выделяться рудные поля — ореольные или бескорневые; корневые с корнями внутри плутонов; корневые, представляющие собой колонны малых интрузий и гидротермальных струй, не имеющие видимой связи с крупными плутонами до глубин 1—2 км [Иванкин, 1970; Атлас..., 1973].

Месторождение — природное скопление полезного ископаемого, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники в данных экономических условиях [Геологический словарь, 1978]. **Рудное тело** — локальное скопление руд той или иной формы, эксплуатация которых экономически выгодна [Атлас..., 1973].

С точки зрения введенных выше понятий геологические границы «рудного поля», «месторождения» или «рудного тела» обусловлены пространственно-геометрическими особенностями соответствующих рудообразующих систем и частных потоков рудоносных флюидов.

ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Проблеме классификации типов рудной зональности посвящена обширная литература. Основные принципы типизации, рассматриваемые различными исследователями, схематически представлены в табл. 1. С этой целью обычно используются генетические, масштабные или структурные классификационные признаки.

Генетический тип				
В. Эммонс [1937]	С.С. Смирнов [1937]	Ю.А. Билибин [1951]	Д.С. Коржинский [1955, 1969]	Е.А. Радкевич [1959, 1963, 1976]
Плутоногенный, телескопированный	Пульсационный	Температурный (по В. Эммонсу), пульсационный (по С. С. Смирнову), отложения	Диффузионный, инфильтрационный	Зональность месторождений: близких к активному магматическому очагу; расположенных на умеренном удалении от очага; удаленных от активных очагов

Генетический тип	Масштабный тип		
Д.В. Рундквист, И.А. Неженский [1975]	В. Н. Козеренко [1960]	Ч.Ф. Парк, Р.А. Мак-Дормид [1966]	В.И. Смирнов [1976]
Последовательность формирования зональности во времени: прогрессивная, регрессивная	Зоны весьма крупного, планетарного масштаба: зоны с однотипной рудной минерализацией, развитые в пределах отдельных металлогенических провинций; зональность, проявляющаяся в пределах отдельных металлогенических поясов	Зональность региональная, проявляющаяся на очень больших площадях: зональность рудных районов, выявляющаяся при изучении групп сближенных месторождений; зональность рудных тел	Зональность рудных поясов, рудных узлов и рудных тел

На ранних этапах изучения рудных месторождений преобладали работы описательного характера, посвященные выявлению наиболее ярко выраженных тенденций вещественной зональности. Интерпретация зональности обычно сводилась к установлению ее связи с определенными массивами изверженных пород, структурными элементами и выделению признаков проявления пульсационной или фациальной зональности.

Вслед за Дж. Сперром и В. Эммонсом многие геологи под зональностью подразумевали закономерное пространственное распределение минеральных парагенезисов относительно кровли батолитов или центров магматических очагов. Так, по С. С. Смирнову [1937, с. 1071], «в отношении рудного узла зональностью называют закономерную смену рудных формаций по мере удаления от металлоносного интрузива», а в пределах отдельного месторождения «под зональностью понимают закономерные колебания в характере рудного материала как по простиранию, так и по падению рудного тела».

Ч. Ф. Парк и Р. А. Мак-Дормид [1966] определяют зональность месторождений как пространственное изменение минеральных парагенезисов. Позднее Ф. И. Вольфсон [1969, с. 215] показал, что зональность оруденения может быть обусловлена не только размещением выходов интрузивных массивов. Она может развиваться и относительно различных тектони-

Таблица 1

рудной зональности

Генетический тип			
Л.В. Таусон, Г.М. Гундобин [1976]	Г.А. Соколов и др. [1976]	П.Ф. Иванкин [1970], Атлас..., [1973]	В.И. Смирнов [1976]
Типы зональности ореолов, эманационные, грейзеновые, гидротермальные	Геологические факторы зональности: литогенные, структурогенные, метаморфогенные, полигидрогенные Физико-химические факторы зональности: термогенные, барогенные, ацидогенные, редоксигенные, концентрационные	Морфогенетические типы рудных полей: бескорневые (ореольные), многокорневые (составные), однокорневые	Зональность I рода или стадийная: повторных тектонических разрывов, тектонического раскрывания, внутрирудного метасоматоза Зональность II рода или фациальная: состава пород, фильтрации, отложения

Окончание табл. 1

Структурный тип (положение минеральных зон в пространстве)		
Ю. А. Билибин [1951], Н.А. Хрущев [1953], А.Д. Щеглов [1956], П.Ф. Иванкин [1970], Атлас... [1973]	Д.О. Онтоев [1974]	Д.В. Рундквист, И.А. Неженский [1975]
Фигуры рудных полей: конические, плоские, комбинированные, пологие, крутые. По латерали: односторонние, двусторонние, асимметричные	Зональность горизонтальная (линейная, поясовая, концентрическая и др.), вертикальная (прямая, обратная, ярусная, концентрическая), объемная (трехмерная) при сочетании горизонтальной и вертикальной зональности	Пространственная ориентировка рядов зональности: прямая, обратная; сходящаяся, расходящаяся

ческих элементов, которыми могут быть «...складчатые сооружения или зоны долгоживущих разломов глубокого заложения, отдельные интрузивные массивы или их группы, крупные дизъюнктивные нарушения и выдержанные трещины». По Ф. И. Вольфсону, «...под зональностью оруденения следует понимать закономерную смену в пространстве относительно какого-либо геологического образования типов оруденения, минеральных ассоциаций, отдельных минералов или даже распространения химических элементов». Более общее определение данного понятия приводит В. И. Смирнов [1976, с. 296], под этим он подразумевает «...закономерное изменение минерального и связанного с ним химического состава на площадях районов, месторождений и в контурах рудных залежей».

В последние годы существенно расширены и углублены представления о зональности рудных полей и месторождений, о физической и физико-химической динамике рудообразующих процессов. Широкое развитие получили исследования ореолов рассеивания элементов и околорудных гидротермалитов как возможных индикаторов скрытого на глубине оруденения. Объектом изучения стала не только изменчивость минеральных парагенезисов и связанного с ними химического состава по падению, простиранию и мощности рудных залежей. Все чаще стали привлекаться основанные на количественных методах анализа объемные реконструкции

различных вещественных и структурных характеристик рудных тел и месторождений [Иванкин, 1970; Поспелов, 1962, 1963; Рундквист, Неженский, 1975].

Для количественного изучения зональности оруденения используются такие свойства, как градиент изменчивости концентраций, степень их непрерывности, однородности, симметричности и контрастности зональности [Рундквист, Неженский, 1975].

Новые подходы и методы анализа пространственных закономерностей размещения рудной минерализации позволили выявить наряду с монотонной неизвестные ранее формы проявления прерывистой, периодической и ритмической зональности различных формационных типов месторождений [Баранов В. Д., Баранов Э. Н., 1972; Богацкий, 1972; Лапухов, 1975, 1976; Лапухов, Галкин, 1972]. Все это расширило возможности использования зональности рудных и околорудных образований для генетических интерпретаций и прогнозирования скрытого оруденения.

Таким образом, обобщенное определение **рудной зональности** можно сформулировать как проявление закономерной латеральной и вертикальной изменчивости состава, структуры или физических свойств вещественных ассоциаций и минералов в пределах рудных полей, месторождений, рудных тел и их отдельных частей.

В предлагаемой работе предпринята попытка типизации рудной зональности по генетическому, масштабному и структурному признакам.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ

На ранних этапах изучения месторождений под влиянием работ Дж. Сперра [Spurr, 1925] и В. Эммонса [1937] предметом исследования являлся моногенный тип магматогенной рудной зональности, иногда осложненный телескопированием разновременных зональных колонок. В этот период в термин «зональность» вкладывался определенный генетический смысл, поскольку зональность рассматривалась как проявление направленного, непрерывно развивающегося постмагматического процесса. Позднее С. С. Смирнов [1937] обратил внимание геологов на значительную роль пульсационных постмагматических рудообразующих процессов, связанных с последовательным раскрытием систем трещин и формированием дифференцированных в пространстве жильных тел. Ю. А. Билибин наряду с пульсационной зональностью выделил также зональность отложения, называемую часто фациальной, возникающей при движении одного и того же потока рудообразующих растворов.

В трудах зарубежных исследователей зональность, обусловленная пульсационным поступлением растворов, получила название полиасцендентной, а зональность отложения минеральных парагенезисов в течение одной стадии минерализации — моноасцендентной [Harrison, 1955; Kutina, 1957].

Исходя из зональной теории Сперра — Эммонса и пульсационной теории С. С. Смирнова, следует ожидать с глубиной смену низкотемпературных минеральных ассоциаций более высокотемпературными. Такую зональность принято называть «прямой». Однако вслед за Ю. А. Билибиным [1947] некоторые авторы [Хрущев, 1953; Щеглов, 1956] привели примеры «обратной» зональности, обусловленной либо специфическим характером развития рудообразующих процессов, либо опрокидыванием уже сформировавшихся рудных залежей. Тем не менее более типична вертикальная генеральная направленность гипогенной зональности, развивающейся вследствие восходящей миграции потоков рудоносных растворов. Это свойство используется некоторыми исследователями для реконструкции первоначального залегания рудных тел и месторождений [Заварицкий, 1943; Логинов, 1958, 1974, 1976].

Е. А. Радкевич [1959, 1963, 1976] выделила три типа зональности оловянных и полиметаллических месторождений Тихоокеанского рудоносного пояса по степени удаленности от источников рудоносных растворов: 1) близкие к активному магматическому очагу, 2) расположенные на умеренном удалении от очага, 3) удаленные от активных очагов. Следует отметить, что подобный принцип типизации рудной зональности субъективен, поскольку вопрос об «активных магматических очагах» в пределах рудных полей и месторождений является, как правило, предметом дискуссии.

Один из принципов генетической типизации зональности рудных месторождений основан на дифференциации зональных колонок по способу миграции и отложения рудных компонентов. Критерии различия типов инфильтрационной и диффузионной зональности, возникающей при контактово-реакционных явлениях (скарнообразовании и пр.), при контактовом выщелачивании (образование вторичных кварцитов, грейзенов, оруденение скарнов и пр.), околожильном метасоматозе (березитизация и пр.), рассмотрены Д. С. Коржинским [1955, 1969] и его последователями на основе методов равновесной термодинамики. В. С. Голубев, А. А. Гарибянц [1968] и В. С. Голубев, В. Н. Шарапов [1974] разработали теорию метасоматической зональности, обусловленной кинетикой гетерогенных геохимических процессов.

Различные типы рудной зональности, проявляющиеся часто в конвергентных формах, обусловлены не только постмагматическими, но и собственно магматическими, осадочными и метаморфогенными процессами. Среди них наиболее изучена зональность постмагматических месторождений. Обобщенная генетическая типизация зональности рудных месторождений различного происхождения разработана В. И. Смирновым [1976]. Он выделяет два генетических типа — зональность I рода, или стадийную, и зональность II рода, или фациальную, каждая из которых в свою очередь подразделяется на три подтипа, охватывающих главнейшие рудообразующие процессы. Сходные типы рудной зональности описывают также Г. А. Соколов и др. [1976], связывая их с геологическими (литогенными, структурогенными, метамор-

Таблица 2

Схема генетической типизации рудной зональности

Генетические типы зональности			
магматическая	постмагматическая	осадочная	метаморфогенная
I. Фациальная, связанная с процессами ликвации, кристаллизационной дифференциации и др. II. Стадийная, обусловленная перераспределением рудных компонентов в интрузионных структурах в эндо- и экзоконтактовых участках интрузивных массивов	I. Фациальная: диффузионная, инфильтрационная (при участии структурных и литологических факторов) II. Стадийная: полициклическая, многоэтапная, многостадийная, одностадийная	I. Фациальная (по латерали) II. Стадийная (по мощности рудных залежей)	Комбинированная, обусловленная наследованием первичной зональности и наложением процессов регионального, контактового диамометаморфизма: метаморфическая, метаморфогенная

Примечание. Схема составлена с учетом типизации зональности, приведенной в работах В. И. Смирнова [1976], Г. А. Соколова и др. [1976] и др.

фогенными, полигидрогенными) и физико-химическими факторами (термогенными, барогенными, ацидогенными, редоксигенными и концентрационными). К сожалению, как отметили эти авторы, при анализе природных объектов трудно выявить в «чистом» виде те или иные факторы зональности, поскольку последняя обычно обусловлена комплексом геологических и физико-химических факторов.

Следует отметить, что фациальные и стадийные типы рудной зональности, связанные с различными рудообразующими процессами, проявляются специфично. Данная специфика, по-видимому, связана прежде всего с особенностями динамики миграции и отложения рудных компонентов при магматических, постмагматических, осадочных и метаморфогенных процессах. С учетом этих особенностей авторами предлагается схема генетической типизации рудной зональности (табл. 2).

ПОРЯДОК ЗОНАЛЬНОСТИ

В. Н. Козеренко [1960] по масштабности проявления зональности эндогенных рудных комплексов рассматривает три ее основных типа: 1) весьма крупные, планетарного масштаба зоны, приуроченные к крупнейшим структурным элементам земной коры; 2) зоны с однотипной рудной минерализацией; развитие в пределах отдельных металлогенических провинций; 3) зональность, проявляющаяся в пределах отдельных металлогенических зон. В. И. Смирнов [1976] обосновал выделение региональной зональности (зональности рудных поясов), зональности рудных полей и рудных тел.

На линейное расположение алтайских месторождений и проявление региональных направленных тенденций изменчивости их вещественного состава впервые обратил внимание К. П. Тульчинский еще в 1904 г. Позднее региональные закономерности размещения алтайских полиметаллических месторождений подтвердились В. К. Котульским [1919], П. Г. Гудковым [Goudkoff, 1922], А. К. Болдыревым и И. Ф. Григорьевым [1927]. Понятие «рудный пояс» предложено В. П. Нехорошевым [1932] и развито им в последующих работах [1958, 1966].

Благодаря работам В. А. Обручева, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и других в нашей стране сформировалось учение о металлогении в виде самостоятельного научного направления.

Региональный металлогенический анализ, по Ю. А. Билибину [1947], основан на выделении структурных ярусов с характерными для них типами складчатости, магматизма и рудной минерализации. При этом предполагалось, что различным этапам развития геосинклиналей соответствуют определенные типы эндогенного оруденения. Этому представлению противопоставлялось ранее высказанное мнение С. С. Смирнова [1944, 1946]: на примере Восточного Забайкалья и Тихоокеанского пояса металлогеническую зональность он объяснил не равновозрастным характером минерализации, а положением ее в мобильной зоне. Позднее при металлогенических исследованиях наряду с размещением оруденения в различных структурных этажах и ярусах большое внимание уделялось принадлежности рудных районов к определенным типам структурно-фациальных и металлогенических зон [Вольфсон, Лукин, 1965; Горжевский, 1974; Радкевич, 1959].

В последние годы с развитием теории новой глобальной тектоники показана важная рудоконтролирующая роль глубинных зон Беньофа, с которыми связывается минеральная металлогеническая зональность [Зоненшайн и др., 1976; Соукинс, 1974; Смирнов, 1974; Kutina, 1974, 1976; Sillitoe, 1972]. С позиций этой теории предпринята попытка объяснения региональной металлогенической зональности многих регионов, и в частности Урала, Центрально-Азиатского пояса и др. При описании отдельных регионов появились и серьезные возражения против этой концепции [Смирнов, 1977; Noble, 1976]. Так, В. И. Смирнов подчеркивает,

Таблица 3

Типизация первичной рудной зональности различного масштаба

Масштабность проявления зональности	Характеристика зон оруденения		
	Вещественная ассоциация	Структурная изменчивость зон	
		латеральная	вертикальная
Планетарные рудные пояса	Генетические серии рудных формаций	Пояса с продольной и поперечной зональностью	Не известна
Рудные провинции	Генетические ряды рудных формаций	То же	»
Рудные узлы	Рудные формации	То же	»
Рудные поля	Субформации, минеральные парагенезисы, ассоциации химических элементов	1. Прерывистая, однородная 2. Прерывистая, монотонно изменяющаяся 3. Повторяющаяся	1. Прерывистая и непрерывная, однородная 2. Прерывистая и непрерывная, монотонно изменяющаяся 3. Полиритмическая: ритмично-слоистая, повторяющаяся
Месторождения	То же	1. Прерывистая и непрерывная, однородная 2. Прерывистая и непрерывная, монотонно изменяющаяся 3. Повторяющаяся	Та же
Рудные тела	Минеральные парагенезисы, ассоциации химических элементов	1. Моноритмическая 2. Полиритмическая	1. Моноритмическая 2. Полиритмическая: повторяющаяся, ритмично-слоистая прямая, обратная

что при металлогеническом анализе необходимо считаться с пульсирующим характером перемещения крупных блоков земной коры, со сменой процессов раздвижения и сближения таких блоков. Попытку объяснить все разнообразие магматических пород и эндогенных месторождений исключительно путем «заталкивания» океанических плит под континенты он относит к категории фантастического. Тем не менее с подобных ультрамобилистических позиций предпринимаются попытки объяснения тектоники отдельных регионов и металлогенической зональности рудных поясов, в частности девонской активной континентальной окраины Юго-Западного Алтая [Ротараш и др., 1982].

Зональность рудных тел обычно выделяется в качестве самой низшей ступени, однако в иерархическом ряду зональности, по-видимому, можно дополнительно выделить промежуточные звенья, вплоть до текстур рудных масс, удивительно сохраняющих порой структурный мотив зональности более крупного масштаба.

Следует отметить, что каждый порядок зональности должен характеризоваться определенным набором вещественных и структурных признаков. В частности, зональность планетарных поясов и зональность рудных провинций не могут описываться с помощью минеральных парагенезисов, отдельных минералов или ассоциаций химических элементов, а зональность рудных тел и месторождений, принадлежащих чаще к какой-либо одной рудной формации, должна выражаться пространственным распределением минеральных парагенезисов и ассоциаций химических элементов. Зоны различного масштаба существенно отличаются также латеральными и вертикальными типами структурной изменчивости.

Типам зональности высокого порядка соответствуют генетические ряды и серии рудных формаций, выделенные В. А. Кузнецовым [1975, с. 6]. По В. А. Кузнецову, «генетический ряд рудных формаций (рудный комплекс) — это естественная ассоциация рудных формаций, связанных с одной магматической формацией или магматическим комплексом. Генетическая серия — более обширная группа, включающая один или несколько рядов рудных формаций, объединенных по признаку их связи с определенными типами магм или различными источниками рудного вещества».

По мере убывания порядка вещественных ассоциаций можно выделить рудные формации → субформации → минеральные парагенезисы и ассоциации химических элементов. Схема типизации первичной рудной зональности различного масштаба приведена в табл. 3. Подобное разделение типов рудной зональности, вероятно, следует учитывать при построении прогнозно-металлогенических карт.

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ

Каждый порядок зональности можно охарактеризовать не только пространственным распределением определенных типов вещественных ассоциаций, но и особенностями латеральной и вертикальной структурной изменчивости зон. Понятие «структурная зональность» применительно к описанию эндогенных рудных месторождений используется в работах П. Ф. Иванкина [1970], Л. И. Лукина, Ю. Г. Сафонова, В. Ф. Чернышева [1976] и др.

Структурная зональность, по-видимому, присуща не только рудным телам и месторождениям. В частности, планетарные рудные пояса, рудные провинции и рудные узлы чаще имеют асимметричное поясовое строение. Для них устанавливается также определенная продольная зональность [Радкевич, 1976; Твалчрелидзе, 1972]. Более сложные типы латеральной и вертикальной структурной зональности выделяются для рудных полей, месторождений и рудных тел (рис. 1).

В пределах рудных полей возможны следующие простейшие случаи латеральной зональности: 1) прерывистая, однородная, обусловленная,

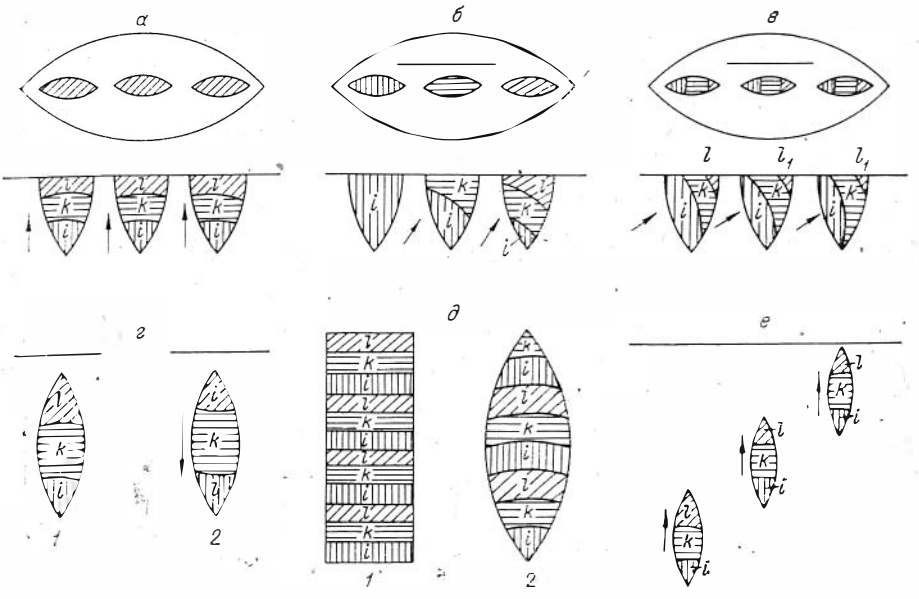


Рис. 1. Схемы главнейших типов латеральной и вертикальной зональности рудных полей и месторождений.

Латеральная зональность рудных полей: *а* — прерывистая, однородная; *б* — прерывистая, однонаправленная; *в* — повторяющаяся. Вертикальная зональность рудных полей и месторождений: *г* — прямая (*1*) и обратная (*2*); *д* — ритмично-слоистая (*1*) и периодическая (*2*); *е* — повторяющаяся, прерывистая.

в частности, вскрытием эрозионной поверхностью однотипных зон месторождений с последовательной сменой в определенном направлении месторождений, различающихся количественными отношениями минеральных ассоциаций; 2) повторяющаяся, характеризующаяся последовательным расположением месторождений с однотипными зональными колонками. Аналогичные случаи возможны и для вертикальной зональности рудных полей, причем относительное размещение рудных тел и месторождений может быть вертикальным, кулисообразным, концентрическим и т. д.

На рис. 1 (*а* — *в*) показаны различные случаи минеральной зональности рудных полей, обусловленной размещением месторождений, в пределах которых эрозионным срезом вскрываются участки, характеризующиеся прерывистой однородной, прерывистой однонаправленной и повторяющейся зональностями. Последняя может проявляться и по вертикали в случае кулисообразного расположения рудных тел с однотипной зональностью (см. рис. 1, *е*).

Применительно к описанию рудных полей и месторождений многие геологи пользуются понятиями «прямой» и «обратной» зональности. В большинстве случаев процесс формирования гипогенных рудных месторождений связан с восходящей миграцией продуктивных гидротермальных растворов, сопровождаемой пространственным распределением минеральных парагенезисов, соответствующим «прямой» зональности. Это свойство, как отмечалось выше, используется для реконструкции залегания рудных залежей в период их формирования [Логинов, 1958, 1974, 1976], поскольку «обратная» зональность обусловлена либо опрокидыванием рудной залежи при процессах складчатости, либо нисходящей миграцией рудоносных растворов. Последний случай, по-видимому, более редкий и требует специального доказательства.

Простейшие примеры «прямой» вертикальной зональности, связанной с пространственным положением ранних и обычно более высокотемпературных зон в нижних частях месторождений, и обратной показаны на рис. 1 (*г*).

Наряду с охарактеризованными моноритмическими типами в настоящее время известны также случаи проявления полиритмических типов зо-

нальности не только для осадочных, но и для гидротермально-метасоматических образований, которые обусловлены повторением однотипных зональных колонок как по мощности, так и по падению и простиранию рудных залежей. Полиритмические типы могут проявляться самостоятельно или на фоне некоторых сквозных тенденций зональности. Для различия последней целесообразно выделять ритмично-слоистые и периодические ее типы.

Более сложные случаи возможны при ритмичном повторении однотипных прямых вертикальных зон по мощности согласных рудных залежей (см. рис. 1, *д* (*1*) — ритмично-слоистая) или восстанию метасоматических месторождений (см. рис. 1, *д* (*2*) — повторяющаяся). Д. В. Рундквист и И. А. Неженский [1975] описали более редкие случаи сочетания обратной, сходящейся (центростремительной) и расходящейся (центробежной) зональности.

Анализ пространственной изменчивости рудных парагенезисов рудной зональности может служить основой для палеореконструкций рудообразующих флюидных динамических систем. Тем самым он представляет интерес при решении ряда важных генетических и прикладных вопросов. Подобные исследования позволяют реставрировать физическую и физико-химическую обстановку в период рудообразования, вероятные пути миграции рудообразующих гидротермальных растворов и могут способствовать выявлению сингенетических, эпигенетических и регенерированных типов оруденения. Вместе с тем данные закономерности предопределяют повышение эффективности локального прогнозирования скрытого оруденения и эксплуатации месторождений.

ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Как показала работа Всесоюзного совещания «Генетические модели эндогенных рудных формаций» (Новосибирск, 20—22 мая 1981 г.), в настоящее время делаются лишь первые шаги в построении обобщенных ретроспективных моделей протекания рудообразующих процессов. Имеются многочисленные публикации, посвященные исследованию стадийности и этапности рудообразующих и сопутствующих процессов, их физико-химическому описанию, генезису рудных месторождений, математическому моделированию тепло- и массопереноса элементарных систем и т. д. Что касается построения качественных и тем более количественных моделей месторождений, рудных формаций, то возникают серьезные трудности, обусловленные неоднозначностью генетических интерпретаций конкретных объектов и отсутствием общепринятых методов палеореконструкций рудообразующих систем.

Палеореконструкции рудообразующих систем конкретных месторождений включают уточнение этапности и стадийности протекания рудообразующих процессов, их термобарогеохимических параметров, структурно-литологических особенностей среды рудообразования, выявление системы рудоподводящих, рудораспределяющих и рудолокализующих элементов, анализ путей миграции продуктивных флюидов, построение физических и физико-химических моделей. Для различных генетических типов месторождений существуют уже сложившиеся принципы палеореконструкций рудообразующих систем. В частности, для вулканогенных гидротермально-осадочных месторождений решающее значение приобретают палеовулканические реконструкции, включающие фациальный анализ вулканогенных образований, исследование структур бассейнов седиментации, в которых происходило гидротермально-осадочное рудообразование, и последующих тектонических и метаморфогенных процессов преобразования пластовых рудных залежей.

Применительно к колчеданным месторождениям вулканической ассоциации, сформированным на или около поверхности морского дна, предложена модель конвективной ячейки, в которой гидротермальные растворы образуются за счет циркуляции морской воды при подчиненном участии метеорных, погребенных или магматических вод. Предполагаются мобилизация металлов из нижележащих пород и поступление основной массы серы из морской воды [Lydon, 1983; Франклин и др., 1984].

В последние десятилетия Г. Н. Щербой [1968, 1974], Г. Ф. Яковлевым [1972], В. В. Авдониным, В. И. Старостиным и другими исследователями [Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1978] энергично развиваются представления о вулканогенном происхождении рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Среди них выделяются два типа: собственно вулканогенный (проксимальный) с двумя подтипами — экструзивно-лавовым и стратовулканическим (Тишинское, Камышинское) и удаленно-вулканогенный (дистальный) с подтипами — регионально-депрессионным (или регионально-стратиформным) на Южном Алтае и локально-депрессионным (Орловское, Шемонаихинское и др.). По генетическим признакам указанными исследователями выделяются три типа месторождений: первичные вулканогенные, преобразованные вулканогенные и новообразованные метаморфогенные [Палеовулканологический анализ..., 1984].

Колчеданно-полиметаллические месторождения, расположенные в пределах зон смятия (Белоусовское, Иртышское, Юбилейно-Снегирихинское и др.), тесно связываются ими с развитием вулканогенных структур и последующей их трансформацией, которая протекала в четыре этапа: 1) синвулканический, 2) изоклинальной складчатости, 3) антиформной складчатости, 4) постскладчатых деформаций.

На всех палеовулканологических реконструкциях Тишинского, Орловского, Белоусовского и других месторождений изображаются субгоризонтальные залежи слоистых гидротермально-осадочных руд, которые преобразуются последующими тектоническими и метаморфогенными процессами. В частности, современная лентообразная форма залежей Белоусовского месторождения рассматривается в качестве продукта первичного отложения в виде пластов и линз в пределах узкой вулканогенной депрессии и более поздней перегруппировки рудного вещества в активно развивающихся структурах Иртышской зоны смятия [Щерба, Паталаха, 1966; Лычаков, 1980].

Следует отметить, что во всех упомянутых палеовулканологических реконструкциях постулируется вулканогенное происхождение колчеданно-полиметаллических месторождений и используются формальные структурные приемы механического преобразования «рудных пластов» и вмещающих их вулканогенно-осадочных пород многоэтапными пликативными и дизъюнктивными дислокациями.

По поводу собственно рудообразующих систем высказываются лишь самые общие соображения, не учитывающие пространственную ориентировку зональности руд и околорудных метасоматитов относительно структур рудовмещающих толщ.

Иными словами, при таком подходе флюидные динамические системы практически остаются вне рассмотрения.

Иные принципы палеореконструкций рудообразующих систем привлекаются применительно к анализу внутрикоровых гидротермально-метасоматических месторождений. Следует отметить, что до 60-х годов в геологической литературе преобладало «структурное направление», уделявшее пликативным, дизъюнктивным дислокациям и литологическому контролю первостепенное значение в локализации руд [Крейтер, 1956; Бородаевский, 1960; Вольфсон, 1946]. Впервые Г. Л. Поспеловым [1962, 1963] и позднее П. Ф. Ивапкиным [1970] показано, что морфологические особенности рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел определяются не только свойствами внешней геологической среды, но и активным воздействием флюидов, видоизменяющих ее свойства.

Многими геологами делались попытки выявить направления движения рудообразующих растворов и высказывались предположения об общих «отдушинах» или «корнях» пространственно сближенных месторождений. Однако наиболее полно общие закономерности строения и развития фильтрующихся колонн гидротермальных растворов рассмотрены Г. Л. Поспеловым [1962, 1963]. Им предложена трехчленная модель эндогенных рудообразующих систем, включающая три основные зоны с разными газогидродинамическими режимами: корневую, со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток; зону общего рассеяния фильтрующейся колонны в системе подземных и наземных вод; объединяющую их стволовую зону, характеризующуюся режимом проходного напорного потока. На основе этой модели Г. Л. Поспеловым намечено 11 гидродинамических геологических моделей эндогенных и эндогенно-экзогенных фильтрующихся колонн, особенности которых состоят в следующем.

Поведение и развитие рудообразующих гидродинамических систем (фильтрующихся колонн) определяется, с одной стороны, физико-химическими и физическими свойствами самих флюидов в данной термодинамической обстановке, с другой — свойствами флюидопроводников, т. е. той системы открытых и потенциальных каналов, которая способна обеспечить сквозное движение данных флюидов через горную массу в данных условиях. Динамический флюидопроводник отвечает геологическому пространству, занятому фильтрующейся колонной.

По физическим особенностям динамические флюидопроводники разделяются на два основных типа — канальный и тепловой, которые в пределах одного флюидопроводника сложно взаимодействуют друг с другом. Наивысшую флюидопроводность имеют капальные флюидопроводники — зияющие трещины, сообщающиеся каналы выщелачивания, по которым движение жидкостей происходит по законам гидравлики. Однако в микрокапиллярных каналах направление и характер движения флюидов зависит от ряда факторов, в частности от градиентов температур, массосодержания флюида и удельной массоемкости флюидопроводника. В связи с этим выделяется класс флюидопроводников, которые стали динамическими благодаря свойствам температурного поля, названным Г. Л. Поспеловым «тепловыми». Тепловой динамический флюидопроводник может возникнуть в результате разогревающей деятельности фильтрующихся флюидов. Но он может быть и остаточным, унаследованным от магматического этапа, если это интрузив или зона околоинтрузивного прогрева.

Среди канальных флюидопроводников наиболее эффективны трещинные, так как трещины такого же поперечного сечения, как и поры, оказывают по сравнению с последними значительно меньшее сопротивление движению газов и жидкостей. Это значит, что строение системы динамических флюидопроводников, а следовательно, и фильтрующейся колонны определяется в первую очередь трещинной тектоникой. Поскольку проницаемость зависит, помимо величины зияния трещин, от их ориентации относительно простирания зоны, густоты, соотношения капиллярной и коровой проницаемости, различные типы трещинных зон имеют разные проводящие свойства. Трещинные зоны, даже внешне слабо выраженные «зоны повышенной трещиноватости», но имеющие внутреннюю связанность, могут играть даже более значительную роль в размещении фильтрующейся колонны, чем трещинные зоны, состоящие из резко выраженных трещин, зон рассланцевания и брекчирования, которые не объединяются друг с другом в сквозную трещинную систему. Так как перекрестные, нередко довольно широкие сетчато-трещинные и особенно флексурно-трещинные зоны обладают высокой внутренней связанностью, они нередко играют важную роль в размещении главных струй фильтрующейся колонны и, следовательно, в размещении рудных тел и месторождений.

Повышенная послойная проницаемость пластовых тел часто обусловливает широкую распространенность согласных с напластованием рудных

залежей по сравнению с другими типами структурного контроля метасоматических месторождений.

Г. Л. Поспеловым [1963] показано, что флюиды распространяются по флюидопроводникам не только путем отбора наиболее эффективных среди них. Они также активно видоизменяют их посредством закупорки пор или, наоборот, выщелачивания, трещинной эрозии и гидроразрыва. При этом наиболее важная роль принадлежит различным формам гидроразрыва, приводящего к увеличению радиуса флюидопроводности флюидопроводников, возникновению сквозных проницаемых зон.

Основным результатом всех физико-химических процессов в системе является динамическая геохимическая зональность фильтрующейся термогидроколонны, которая проявляется в виде волнообразно смещающихся по ходу движения флюида зон, различающихся по химизму флюидов («продольно-волновая зональность»), и в виде пространственных струевых обособлений флюидов разного состава по разным флюидопроводникам, обусловленным различиями в эффективной проницаемости для разных компонентов фильтрующегося потока («струевая зональность») [Поспелов, 1963].

Одним из примеров палеореконструкции флюидных динамических систем может служить качественная модель барито-полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля [Поспелов, Лапухов, 1970].

Морфогенетическому анализу зональности различных магматогенных рудных полей, в том числе и колчеданно-полиметаллических, посвящены монография П. Ф. Иванкина [1970] и Атлас морфоструктур рудных полей [1975]. В этих работах описаны различные типы симметрии «рудных пучков» и особенности строения корневых, стволовых и фронтальных зон. Морфология и вещественная зональность этой группы рудных полей, по мнению П. Ф. Иванкина, является результатом фазового расслоения самораширяющейся рудно-магматической системы и активно вторгающегося высоконагретого рудного флюида.

Имеются также попытки количественного моделирования гипогенных рудообразующих процессов с применением аналоговых устройств и ЭВМ. В частности, о реконструкции палеогидротермального потока, формировавшего Гайское колчеданно-полиметаллическое месторождение, говорится в статье А. В. Пэка и др. [1973], где авторами использован метод электродинамических аналогий. Авторами дан прогноз распространения оруденения на глубину, хотя конечный результат определяется выбором начальных и граничных условий и оценка распределения удельных расходов палеогидротермального потока в проницаемых зонах зависит от предполагаемого направления миграции растворов и положения «питающих» структур.

С помощью ЭВМ А. С. Калининым и др. [1981] смоделированы процессы формирования молибденовых месторождений на геохимическом температурном барьере. При этом показано, что для формирования рудных тел с промышленными содержаниями металлов необходимы механизмы концентраций флюидов в дренирующих структурах, действующих либо в пределах магматического очага, либо в надынтрузивной зоне.

АНАЛИЗ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

С целью реконструкции палеогидродинамических систем, с которыми связано формирование гидротермально-метасоматических месторождений, обычно используются методы, основанные на выявлении наиболее благоприятных рудопроводящих и рудораспределяющих структур, на анализе элементов вещественной и температурной зональности руд и околорудных гидротермалитов, пространственной ориентировке рудных

столбов и т. д. [Engel, 1948; Гросс, 1960; Иванкин, 1970; Жилинский, 1965; Наумов и др., 1968; Чекваидзе, Шатагин, 1970; Атлас..., 1973; и др.].

Рассмотрим методы, использованные при исследовании колчеданно-полиметаллических месторождений.

СТРУКТУРНЫЙ МЕТОД

Основан он на выявлении наиболее вероятных рудопроводящих каналов и проницаемых зон. Этот метод был широко использован Дж. Е. Сперром [Spurr, 1923], В. Х. Ньюхаузом [Newhouse, 1940], Г. И. Мак-Кинстри [1959] и наиболее детально разработан А. В. Королевым [1949; Королев, Шехтман, 1954, 1965]. Разновидностью данного метода, по-видимому, является модельный подход, при котором с помощью гидроинтегратора производится количественная оценка объемной фильтрации гидротермальных растворов и проницаемости рудовмещающих толщ [Пэк и др., 1973].

Следует отметить, что рассматриваемые гидротермально-метасоматические месторождения формировались в сложной структурно-литологической обстановке, в участках сочетания пликативных дизъюнктивных структур, зон рассланцевания вулканогенно-осадочных пород и пересечения их с поперечными флексурно-трещинными зонами. Тем самым в большинстве случаев исключается возможность однозначной интерпретации рудоподводящих структур. Эта задача осложняется тем, что зачастую трудно оценить ту относительную проницаемость вмещающих пород, которая была в период рудообразования, поскольку в рудных районах породы подвержены интенсивным гидротермальным преобразованиям. В частности, как показал Г. И. Мак-Кинстри [1959], описаны лишь редкие примеры рудоподводящих структур, имеющих вид открытых трещин и труб. Во многих районах поиски ярко выраженных питающих каналов оказываются бесплодными, и авторы приходят к выводу о том, что их роль выполняют только мелкие трещинки или участки пород с повышенной пористостью. Г. И. Мак-Кинстри приводит примеры трубообразных рудных тел, имеющих явное гидротермальное происхождение и выклинивающихся по падению в виде мелких прожилков с рассеянным пиритом.

Необходимо также иметь в виду возможности существенного искажения первоначального залегания рудных залежей в послерудный период [Жабин, 1974; Григорьев, Жабин, 1975].

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ РАСТВОРОВ, ОСНОВАННЫЕ НА АНАЛИЗЕ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Расшифровка направления движения минералообразующих растворов, вероятно, возможна путем изучения закономерностей вещественной зональности рудных тел. С этой целью можно использовать результаты изучения шлифов и аншлифов, а также обильную информацию по опробованию месторождений, которая, как правило, используется в недостаточной мере. Последнее обусловлено не только трудоемкостью привлечения методов геометризации геохимических полей, но и отсутствием надежного теоретического обоснования методов исследования направления движения минерализующих растворов.

Первые попытки реконструкции путей миграции рудообразующих растворов появились в связи с развитием зональной теории Сперра — Эммонса, согласно которой, как уже отмечалось, минеральные ассоциации распределяются в соответствии с удаленностью от рудоносного интрузива и контролируются температурой и давлением. В качестве логического следствия этой теории наметились некоторые возможности определения направления движения растворов на основании тенденций в изменении

количественных соотношений металлов. Так, например, Т. М. Бродерик [Broderick, 1929] исследовал зональность месторождений самородной меди, анализируя распределение отношений мышьяка к меди, и отмечал при этом независимость данного метода от абсолютных величин содержания компонентов. В. Х. Браун [Brown, 1936] анализировал характер пространственного распределения свинцово-цинковых соотношений на месторождении Остинвилл в штате Виргиния и воссоздал схему миграции гидротерм. Аналогичным приемом пользовался У. Х. Гросс [1960] для определения направления движения минерализующих растворов на руднике Блайклиппен и обнаружил хорошее совпадение с результатами, основанными на других методах. В. Велчев и П. Василов [1968] установили закономерности изменения соотношений серебра и золота в зависимости от глубины на золотополиметаллических месторождениях Говежда и Злата (Болгария).

По мнению многих авторов, отложение сульфидов из гидротермальных растворов обусловлено изменениями устойчивости комплексов [Щербина, 1956а, б; Barnes, 1962; Garrels, 1944; и др.]. Диссоциация комплексов и осаждение сульфидов могут происходить при высоких градиентах температур и давлений, возникающих, например, в околоконтактовой области интрузива в результате разбавления рудообразующих растворов холодными грунтовыми водами или смешения их с другими гидротермальными растворами, контрастными по своему химическому составу, при химическом взаимодействии фильтрующихся растворов с вмещающими породами и т. д. Согласно экспериментальным данным, полученным для нормальных условий, хлоридные комплексы тяжелых металлов имеют следующий порядок устойчивости: $Cu^{2+} < Zn^{2+} < Pb^{2+} < Ag^{+} < Hg^{2+}$.

Сходный порядок устойчивости наблюдается для других лигандов и сохраняется в области повышенных температур [Barnes, 1962]. Аналогичная последовательность соответствует зональному распределению металлов на многих гидротермальных месторождениях. В связи с этим растворимость комплексов использовалась некоторыми авторами для объяснения рудной зональности.

А. Д. Канищевым [1977] на обширном статистическом материале, характеризующем данные распределения содержаний рудообразующих химических элементов в 1947 рудопроявлениях и месторождениях, по сути, повторена попытка В. Эммонса [1937] «реконструировать рудную систему по вертикали» и создать обобщенную модель вертикальной зональности эндогенных рудных месторождений.

Следует отметить, что расшифровка путей миграции минералообразующих растворов, основанная на изучении относительной подвижности рудообразующих компонентов, возможна лишь для случая зональности отложения или для отдельных стадий пульсационной зональности. Целесообразно использовать изображение геохимического поля в векторной форме, причем в каждой точке исследуемого пространства вектор будет ориентирован в направлении относительного возрастания концентрации более подвижного компонента. Данная методика, вероятно, неприменима в случае телескопированных месторождений со сложной пульсационной зональностью, поскольку пространственное выделение компонентов, относящихся к отдельной стадии минерализации, вызывает определенные затруднения.

Другая методика определения направления миграции рудоносных растворов, предложенная К. Ф. Ермолаевым и Х. Х. Куленовым [1967], основана на объемном изучении силы связи между рудообразующими компонентами — «объемно-графическая корреляция». Согласно этому методу, исследуемое рудное поле разбивается на участки, в пределах которых рассчитываются значения парных коэффициентов корреляции. Затем по полученным данным проводятся изолинии — «изокорреляты». Упомянутые авторы обработали обширную информацию по опробованию рудных тел Лениногорского месторождения на пять компонентов и выявили ряд интересных закономерностей. В частности, «изокорреляты» имеют в

общем крестообразную морфологию со сгущением в зоне пересечения Филипповского разлома со сдвиго-сбросом, окаймляющим центральную часть структуры, что подчеркивает, как полагают авторы, общую структуру рудообразующего потока. Сходная методика использована и другими [Атлас..., 1973].

Многие исследователи полагают, что пути миграции рудообразующих компонентов соответствуют ориентировке рудных столбов и склонению рудных тел. Подобный метод использовался П. Ф. Иванкиным [1970, 1972] во многих реконструкциях рудно-магматических систем. В несколько видоизмененном и усовершенствованном виде А. С. Тарантовым и К. Ф. Ермолаевым [1963] разработан метод, основанный на распределении рудообразующих компонентов в векторной форме с выделением «вектор-градиентов» как показателей направления движения растворов, отложивших рудоминеральное вещество в пределах исследуемого объема. Направление векторов, ориентированных в сторону падения концентраций изучаемых компонентов, отражает, по мнению авторов, направление миграции рудоносных растворов, поскольку происходила их постепенная разгрузка по мере продвижения в более или менее изотропной среде, которой являлись, в частности, кристаллически-зернистые колчеданы. В качестве примера А. С. Тарантовым и К. Ф. Ермолаевым [1963] рассмотрена колчеданно-полиметаллическая залежь, примыкающая к крутопадающему разлому.

Подобная интерпретация геохимических данных вряд ли однозначна. Во-первых, зоны повышенной концентрации, локализованные в пределах рудных тел, обычно окружены более бедной рудной минерализацией. В связи с этим исходя из рассмотренной выше методики векторы, ориентированные в сторону падения концентраций исследуемых компонентов, будут в большинстве случаев расположены радиально вокруг максимумов концентраций. Поэтому возникнут затруднения при выделении максимальных вектор-градиентов, за исключением случаев, когда рудное тело резко ограничено зоной разлома. Во-вторых, зоны повышенных концентраций, как будет показано ниже, ориентируются не только вдоль мигрирующего потока рудообразующих растворов, но и поперек, причем корневые участки рудных тел чаще представлены зонами убогой сульфидной минерализации. Поперечно ориентированные к потоку зоны повышенных содержаний рудных компонентов могут формироваться на геохимических барьерах, обусловленных резкими изменениями термодинамических и окислительно-восстановительных параметров рудообразующих систем, характерными для многих близповерхностных колчеданно-полиметаллических месторождений. Пологие зоны повышенных концентраций рудных компонентов возникают во фронтальных частях рудообразующих систем, взаимодействующих с контрастными по своей кислотности — щелочности литологическими горизонтами, при встрече их с горизонтами вадозных вод, экранировании потоков слабопроницаемыми отложениями и т. д. Что же касается продольно ориентированных рудных столбов, то они являются частным случаем и наблюдаются преимущественно в пределах корневых участков рудных тел.

Пространственные позиции рудных столбов относительно главных векторов массопереноса детально исследованы Г. Л. Поспеловым и др. [1962]; ими показано, что зоны выпадающих осадков, образующиеся при встречной и последовательной диффузии реагирующих компонентов во влажных пористых средах, являются динамическими структурами, обусловленными конфигурацией зоны реакций. Формирующиеся при этом жилообразные скопления располагаются поперек потока «рудоносных» растворов и не зависят от ориентировки трещин.

В качестве косвенной характеристики направления миграции рудоносных растворов многими авторами используются такие данные, как изменения пробности золота, железистости сфалеритов [Редькин, Редькина, 1977] и хлоритов [Логинов, 1974], а также распределения микроэлементов в главных рудообразующих минералах.

Дополнительную информацию о путях движения минерализации растворов можно получить при анализе газово-жидких включений в рудных и жильных минералах. В частности, В. Б. Чекваидзе и Н. Н. Шатагиным [1970] методом декрепитации газово-жидких включений в карбонатах и сульфидах изучены палеотемпературные поля Корбалихинского месторождения. Г. Б. Наумовым, Б. Н. Агеевым и Н. П. Ермолаевым [1968] наряду с массовыми замерами температур гомогенизации газово-жидких включений в рудных и жильных минералах проведены измерения концентрации углекислоты в вакуолях, тесно связанной с изменением давления в направлении движения растворов. К сожалению, из-за технических трудностей термобарометрический метод палеогидродинамических реконструкций пока применяется ограниченно.

Таким образом, анализ существующих методов изучения направления миграции минералообразующих растворов показывает, что наиболее приемлемы при исследовании колчеданно-полиметаллических месторождений методы, основанные на объемном анализе дифференциальной подвижности рудообразующих компонентов в сочетании со структурным анализом вмещающих толщ. В данной работе использована реконструкция температурных полей в процессе рудоотложения по данным исследования газово-жидких включений в рудных и жильных минералах. Исходя из изложенного выше определения принятые авторами принципы палеореконструкций рудообразующих систем включали следующую последовательность операций.

I. Анализ структурно-вещественных элементов рудных районов, рудных полей и месторождений:

1) исследование литолого-стратиграфических, магматических и тектонофизических (статических) факторов локализации оруденения; 2) изучение возможных рудопроводящих, рудораспределяющих и рудолокализующих пликативных и дизъюнктивных структурных элементов разного ранга.

II. Реконструкция флюидогенных (динамических) элементов рудных полей и месторождений:

1) анализ рудных формаций, этапности, стадийности и термодинамических условий протекания рудообразующих процессов; 2) исследования структурной, вещественной и температурной зональности рудных залежей или их отдельных частей, включающие анализ пространственной изменчивости морфологических и текстурно-структурных типов рудных тел, распределения запасов, содержаний и соотношений ведущих рудообразующих компонентов; 3) построение моделей зональности месторождений и рудных полей; 4) выявление главных флюидопроводников и направления движения по ним рудоносных растворов в период формирования отдельных стадий минерализации; 5) разработка палеогидродинамических моделей рудных полей и месторождений.

ТИПИЗАЦИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К колчеданным и колчеданно-полиметаллическим месторождениям обычно относятся такие скопления серного колчедана и ассоциирующих с ним минералов меди, свинца, цинка, бария, серебра и золота, которые связаны с формированием спилит-кератофировых и диабаз-альбитофировых вулканогенных формаций [Бородаевская, Кривцов, 1977; Горжевский и др., 1975, 1976, 1977; Заварицкий, 1943, 1950; Иванов, 1945; Иванов, Логинов, 1965; Смирнов, 1976; Пэк, 1950; Скрипченко, 1964, 1966; Твалчрелидзе, 1972; Палеовулканологический анализ..., 1984; Яковлев, Авдонин, 1984; и др.].

Минеральные парагенезисы этих месторождений помимо железа состоят преимущественно из халькопирита, сфалерита, галенита, блек-

Схема типизации колчеданных и

Вещественный состав	Генезис	Геотектонические позиции
Г. Шнейдерхен [1958] Колчеданные месторождения: осадочные, гидротермальные **Д. И. Горжевский, В. Б. Чекваидзе [1977], П. Ф. Иванкин и др. [1961]** Колчеданно-полиметаллические, полиметаллические месторождения **П. Ф. Сопко [1962]** В общем типе колчеданных месторождений два подтипа: собственно колчеданный (серно-колчеданные, медный и медно-цинковый) и колчеданно-полиметаллический (колчеданно-полиметаллический, полиметаллический, барит-полиметаллический)	**Д. И. Горжевский и др. [1975]** Колчеданно-полиметаллические месторождения: вулканогенные (полигенные, моногенные), плутогенные, регенерированные (полигенные, моногенные) **В. И. Смирнов [1976]** Три класса колчеданных месторождений: вулканогенно-метасоматический, вулканогенно-осадочный, комбинированный	**Д. И. Горжевский [1974]** Формации эвгеосинклиналей, связанные со спилит-диабазовыми, реже — андезит-дацитовыми формациями (медно-колчеданная) Формации геоантиклинальных поднятий, связанные с формацией малых интрузий (галенит-сфалерит-пиритовая в вулканогенных породах) **Г. Н. Щерба [1974]** Синхронное с вулканизмом колчеданно-полиметаллическое оруденение; седиментное, седиментно-метасоматическое и «эпигенетическое»

Примечание. Типизация колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений приведена в общей классификации.

лой руды, барита и др. Из жильных минералов наиболее распространены кварц, карбонат, барит, серицит, хлорит.

Количественные соотношения перечисленных выше минералов характеризуются определенной изменчивостью в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел. В геологической литературе описаны многочисленные примеры постепенных переходов серно-колчеданных зон минерализации в медно-колчеданные, медно-цинковые, полиметаллические и барит-полиметаллические, сопровождаемые изменением их морфологии от пластообразных и линзовидных к секущим жильным, штокверково-вкрапленным.

На элементы сходства колчеданных месторождений Урала, характеризующихся переменными количественными соотношениями кварца и барита, галенита и сфалерита, впервые обратил внимание А. Н. Заварицкий [1936] и высказал предположение об их тесной генетической связи с вулканической деятельностью, имевшей место в силурийскую и девонскую эпохи, до главной складчатости и образования гранитных батолитов.

Позднее на основании сходства геологического строения и наличия переходных по составу скоплений колчеданных руд П. Ф. Сопко [1962] выделил в общем типе колчеданных месторождений два подтипа — собственно колчеданный (серно-колчеданный, медный и медно-цинковый) и

Таблица 4

колчеданно-полиметаллических месторождений

и связь с палеовулканизмом	Рудные формации	
Колчеданные... [1979]. Палеовулканологический анализ... [1984] Типы колчеданоносных провинций: 1. Базальтоидный, медно-колчеданный (южноуральский) 2. Липаритоидный полиметаллическо-колчеданный (рудноалтайский) 3. Андезитоидный медно-полиметаллическо-колчеданный (малокавказский) Типы колчеданоносных палеовулканических провинций: островные дуги, рифтовые зоны, окраинные и внутренние моря	**И. Г. Магакьян [1969]** Рудные формации колчеданных месторождений, связанные с вулканизмом: колчеданные (среднетемпературные) гидротермальные малых глубин; колчеданные эксгаляционно-осадочные	**С. Н. Иванов, В. П. Логинов [1965]** Группы (формационные типы): а) связанные с ранними базальтоидными вулканитами (собственно колчеданные месторождения) б) приуроченные к терригенным и карбонатным отложениям внутренних и прибрежных морей в) связанные с андезитовым вулканизмом островных дуг и прибрежных хребтов
А. Г. Твалчрелидзе [1972] *Первично-геосинклинальные пояса* Вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения *Вторично-геосинклинальные пояса* Грабен-синклинальные структуры. Колчеданные месторождения типа «Куроко» 2. Горст-антиклинальные структуры. Медно-порфировые месторождения		**Э. Г. Дистанов [1977]** *Колчеданно-полиметаллическая вулканогенная рудная формация* Субформации: гидротермально-метасоматическая, стратиформная Гидротермально-осадочная Минеральные типы *Колчеданно-полиметаллическая плутоногенная рудная формация* Минеральные типы

колчеданно-полиметаллический. Тем самым П. Ф. Сопко объединил в один колчеданный тип соответствующие месторождения Урала и Кавказа и ряд полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Салаирского кряжа, Тувы и Центрального Казахстана.

В настоящее время используются различные принципы классификации колчеданно-полиметаллических месторождений. Согласно одному из них все рассматриваемые месторождения относятся к единой генетической группе и их разделение производится по вещественному составу руд. Под влиянием работ Г. Шнейдерхена [1958] и В. И. Смирнова [1960] всеобщее признание получили идеи о сложном полигенном и полихронном характере колчеданно-полиметаллических месторождений, возникновение которых может быть связано с вулканогенно-осадочными, гидротермально-метасоматическими и метаморфогенными рудообразующими процессами, протекавшими в один или несколько этапов. Подобный дифференцированный подход позволяет глубже разобраться в проблеме происхождения исследуемых месторождений.

В табл. 4 приведены различные варианты типизации колчеданно-полиметаллических месторождений на генетической, формационной, геотектонической основе, по принадлежности к определенным типам магматических формаций и т. д., которые во многом дополняют друг друга.

Вместе с тем многие генетические вопросы связи оруденения с вулканизмом и магматизмом по-прежнему дискуссионны. В частности, детальными исследованиями Риддер-Сокольного, Николаевского, Корбалихинского и других рудноалтайских месторождений доказано существование вулканогенно-осадочных рудных залежей. Тем не менее нельзя отрицать существование плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений, ассоциирующих с комплексом малых интрузий, непосредственно не связанных с вулканизмом.

Подобные представления развивались в работах В. П. Нехорошева [1955б, 1956], А. К. Каюпова [1956], П. Ф. Иванкина [1970], Л. Н. Овчинникова и В. Д. Баранова [1973], Д. И. Горжевского и др. [1977], В. С. Кузебного [1975], Э. Г. Дистанова [1977] и других исследователей.

Глава 2

СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОАЛТАЙСКИХ ЗОН СМЯТИЯ

Впервые понятие «зона смятия» введено В. П. Нехорошевым в процессе изучения Иртышской, Кара-Иртышской и Северо-Восточной структур Алтая. Позднее под названием «зона смятия» стали выделяться линейные структуры в основаниях складчатых сооружений и фундаментах древних платформ и в других районах СССР (Джагдинская, Успенская, Спасская и др.). По данным В. Ю. Забродина [1977], в настоящее время существует описание свыше 25 зон смятия. Среди геологов сложилось два подхода: структурный и формационный. Согласно первому представлению, в качестве «зон смятия» рассматриваются крупные приразломные структуры линеаментного типа, подобные Иртышской зоне смятия. Представления об их тектонике изложены в работах В. П. Нехорошева [1932, 1966], Г. Д. Ажгирея и П. Ф. Иванкина [1952], Б. Я. Хоревой [1963] и других исследователей. Вслед за В. П. Нехорошевым многими авторами подчеркиваются интенсивный динамометаморфизм тонкорассланцованных пород этих зон, интенсивный и неоднородный их метаморфизм, чешуйчатое и блоковое строение.

Согласно другой концепции, развиваемой Б. Я. Хоревой [1963] и Н. И. Стучевским [Атлас..., 1978], зоны смятия рассматриваются как особые приразломные структурно-формационные образования с автономной историей геологического развития и с характерными наборами осадочных, магматических и метаморфических формаций.

Наиболее полное определение «зон смятия» приведено в работе В. Ю. Забродина [1977, с. 74] — «это структурные элементы глубинных разломов некоторых типов, представляющие собой региональные (реже трансрегиональные) линейные неусловные геологические тела, обладающие динамометаморфическим структурным парагенезисом». Этим же автором выделяются зоны смятия, связанные с одиночными (джагдинский тип) и парными (иртышский тип) глубинными разломами. В джагдинском типе наиболее метаморфизованные породы приурочены к осевой части, а в иртышском наиболее метаморфизованные образования фиксируются у границ. Подобная модель не соответствует геологическому строению Иртышской зоны смятия с ее стержневой зоной ультраметаморфических образований и периферическими частями тектонослан цев. Размеры зон смятия в длину составляют чаще первые сотни, реже — тысячи километров, ширина их колеблется от 2—3 до нескольких десятков километров. При этом считается, что зоны смятия развиваются в верхних частях осадочно-метаморфического слоя земной коры, достигая глубин от 1 до 7 км.

Северо-Восточную зону смятия В. Ю. Забродин относит к иртышскому типу, отмечая, что ее отличают от Иртышской зоны смятия детали внутреннего строения и отсутствие ультраметаморфических парагенезисов.

Предлагаемое В. Ю. Забродиным определение зон смятия использовано нами для уточнения их границ как геологических тел. Однако с разработанными им принципами типизации зон смятия по количеству глубинных разломов вряд ли можно согласиться.

На ошибочность и неопределенность подобного подхода указывал В. П. Нехорошев [1966], полемизируя с Б. Я. Хоревой [1963]; он считал, что формы проявления глубинного разлома в верхнем структурном этаже могут быть самые разные. Действительно, в верхних структурных этажах зона Иртышского глубинного разлома северо-западнее широты г. Шемонаихи проявляется как парный разлом, расщепляющийся в пределах Березовско-Белоусовского рудного поля на четыре крупные ветви, в районе Бухтарминского водохранилища — как одиночный разлом, а в обрамлении Курчумского горста — снова проявлена как парный разлом. Северо-Восточная зона смятия к северо-западу от г. Змеиногорска представляет собой одиночную дизъюнктивную структуру, расщепляющуюся в юго-восточном направлении на серию крупных ветвей. Последние на многие десятки километров проникают в глубь Рудного Алтая, сопрягаются с разнонаправленными дизъюнктивными структурами Иртышской зоны смятия и обрамляют узкие клиновидные блоки породных ассоциаций, претерпевших слабый динамометаморфизм.

Северо-Восточная и Иртышская зоны смятия имеют существенные различия по степени динамометаморфизма породных ассоциаций, внутреннему строению и металлогеническим особенностям. Различны и контролируемые ими структуры рудных полей, обусловленные сохранностью конседиментационных структур. Структурный облик рудных полей, приуроченных к Северо-Восточной зоне смятия, определяется влиянием палеовулканических сооружений на морфологию рудоконтролирующих дизъюнктивных и пликативных дислокаций. Для ультраметаморфических парагенезисов Иртышской зоны смятия палеовулканическая унаследованность структур не характерна. Строение рудных полей здесь обусловлено линейными пластинчато-чешуйчатыми, блоковыми и меланжевыми структурами.

Металлогенические особенности зон смятия определяются приуроченностью к глубинным разломам, контролирующим пространственное размещение центров вулканизма, магматических тел и участков повышенной проницаемости. В соответствии с этим в пределах зон смятия наблюдаются проявления вулканогенных, плутоногенных и метаморфогенных рудных формаций. В целом «полигенность» и «полихронность» рудных месторождений, контролируемых зонами смятия, в частности колчеданно-полиметаллических, обусловлена не только метаморфогенными преобразованиями вулканогенных рудных залежей, но и пространственным совмещением разновозрастных и разнородных рудных формаций.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЗОНА СМЯТИЯ

В процессе проведения первых на Алтае геологосъемочных работ масштаба 1 : 84 000 в период с 1918 по 1933 г., выполненных силами Геолкома, в качестве границы, разделяющей Рудный Алтай и Горный Алтай, В. К. Котульским в 20-х годах выделена Северо-Восточная зона разломов, а на юго-западе — Иртышская зона смятия [Нехорошев, 1924], отделяющая Рудный Алтай от Калбы. Последующими исследованиями Северо-Восточной зоны смятия установлено, что в отличие от представлений 20-х годов она представлена не одним, а серией сопряженных разломов [Нехорошев, 1940]. Согласно современным представлениям [Нехоро-

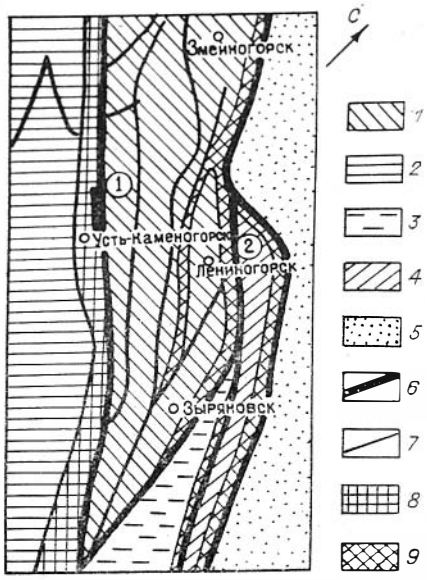


Рис. 2. Схема геотектонического районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным [Принципы..., 1972] с упрощениями и дополнениями.

1—5 — блоки земной коры 1-го порядка: Рудноалтайский (*1*), Калба-Нарымский (*2*), Маймырский (*3*), Белоубинско-Сарымсактинский (*4*), Горноалтайский (*5*); *6*, *7* — разломы: *6* — глубинные, служащие границами блоков 1-го порядка, *7* — прочие; *8* — Иртышская зона смятия; *9* — ветви Северо-Восточной зоны смятия; цифры в кружках — рудные поля: *1* — Березовско-Белоусовское, *2* — Гусляковское.

шев, 1966; Попов, 1968; Принципы..., 1972; Объяснительная записка..., 1979], Северо-Восточная зона смятия представляет собой систему глубинных разломов северо-западной ориентировки, возникших на границе Горного Алтая и Рудного Алтая в связи с процессом формирования Рудноалтайской активной континентальной окраины [Жеро и др., 1974; Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, Карякин, 1973; Ротараш и др., 1982; Филатов, Ширай, 1975] на границе с Горноалтайским континентальным блоком. В близповерхностных структурах глубинные разломы проявлены зонами интенсивного рассланцевания, кливажирования и трещиноватости пород, чередующихся с менее рассланцованными и трещиноватыми участками.

В отличие от Иртышской, Северо-Восточная зона смятия в качестве конкретного геологического тела с четкими геологическими границами в опубликованных работах не выделяется. Общепринята лишь ее северо-восточная граница — зона Южно-Тигирекского глубинного разлома, непосредственно разделяющая Горный Алтай и Рудный Алтай. По нашим представлениям, в состав Северо-Восточной зоны смятия следует включать серию полос (ветвей) интенсивно динамометаморфизованных пород, соединяющихся к северо-западу от г. Лениногорска в единую зону (рис. 2). Юго-Западной ее границей в таком случае является зона Кедровско-Бутачихинского разлома, расположенная в 20 км в западу от г. Лениногорска.

Длина Северо-Восточной зоны смятия превышает 600 км, по геолого-геофизическим данным она прослеживается далеко на северо-запад под осадочным чехлом. В районе г. Змеиногорска зона протягивается в виде единой полосы шириной 4—6 км, приуроченной к Южно-Тигирекскому глубинному разлому. К юго-востоку, в районе выступа каледонского фундамента, в 100 км северо-западнее г. Лениногорска, она делится на три основные ветви в виде структуры «конского хвоста». Северо-Восточная ее ветвь является границей Горного Алтая и Рудного Алтая, Центральная и Юго-Западная проходят соответственно северо-восточнее и юго-западнее городов Лениногорска и Зыряновска. В 100 км севернее г. Зыряновска с ней сопрягается еще одна ветвь, параллельная Северо-Восточной.

Ширина отдельных ветвей составляет в среднем 2—4 км. Общая ширина Северо-Восточной зоны смятия, включая промежутки между ветвями, достигает в районе Лениногорска и Зыряновска 40—60 км. В Лениногорском районе Северо-Восточной ветви отвечает Черно-Убинская, а Юго-Западной — Кедровско-Бутачихинская ветви Северо-Восточной зоны смятия. Центральная ее ветвь, в свою очередь, подразделяется на Белоубинскую, Успенско-Карелинскую, Сакмарихинскую и Пахотинско-Гусляковскую зоны повышенного рассланцевания и кливажирования пород (рис. 3). Длина их составляет 40—60 км, мощность — от 2 (Белоубинская) до 6 км (Успенско-Карелинская ветвь).

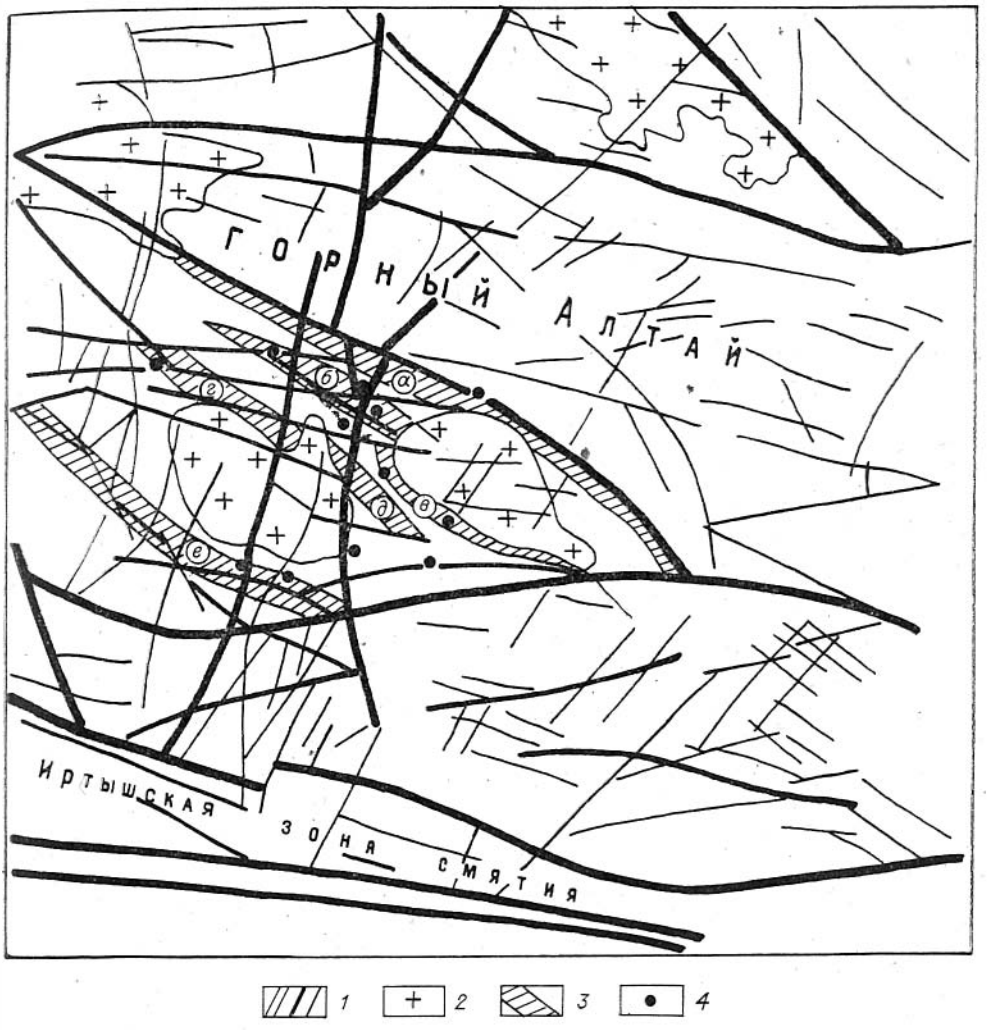


Рис. 3. Схема разрывных структур центральной части Северо-Восточной зоны смятия (по геофизическим данным с использованием данных дешифрирования космоснимков).
1 — тектонические нарушения разного ранга (*а* — *в*); *2* — основные гранитные массивы; *3* — ветви Северо-Восточной зоны смятия: *а* — Черноубинская, *б* — Пахотинско-Гусляковская, *в* — Белоубинская, *г* — Сакмарихинская, *д* — Успенско-Карелинская, *е* — Кедровско-Бутачихинская; *4* — основные колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления.

Последовательное разделение Северо-Восточной зоны смятия на серию более мелких ветвей — характернейшая особенность ее внутреннего строения, которая и в пределах отдельных ветвей выражается в наличии блоков интенсивно рассланцованных и дробленных пород, чередующихся с менее дислоцированными участками. Рассмотренные ветви Северо-Восточной зоны смятия контролируют размещение практически всех известных рудных полей Лениногорского района: Романцовского — в Черноубинской, Гусляковского — в Пахотинско-Гусляковской, Старковского и Полымовского — в Белоубинской, Успенско-Шубинского — в Успенско-Карелинской, Юбилейно-Снегирихинского — в Сакмарихинской. Исключение составляет лишь собственно Лениногорское рудное поле, расположенное в одноименной грабен-синклинали, приуроченной к ядерной части Синюшинского антиклинория. Указанная грабен-синклиналь представляет собою блок залегающих близгоризонтально пород между Кедровско-Бутачихинской и Успенско-Карелинской ветвями, характеризующихся слабой по сравнению с обрамляющими структурами степенью дислоцированности.

В пределах Северо-Восточной зоны смятия породы метаморфизованы до фации зеленых сланцев и ломонтит-пренит-пумпеллитовой фации [Ермолов и др., 1984].

Детальное изучение описываемой зоны смятия проведено в Лениногорском рудном районе, характеристика которого приводится ниже.

ПОЛОЖЕНИЕ ЛЕНИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА В СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Лениногорский рудный район — один из ведущих объектов цветной металлургии Рудного Алтая. В дореволюционный период здесь проводились лишь эпизодические и разрозненные геологические исследования на отдельных месторождениях, открытых в XVII—XIX вв. по следам «чудских» выработок. Систематические геологические исследования на территории Рудного Алтая начаты после Великой Октябрьской социалистической революции по личной инициативе В. И. Ленина. В период с 1918 по 1933 г. силами Геолкома (В. П. Нехорошев, В. К. Котульский, И. Ф. Григорьев) проводилась геологическая съемка Рудного Алтая масштаба 1 : 84 000 с охватом площади Лениногорского района.

С 1926 г. в Лениногорском районе и его окрестностях начаты крупномасштабные работы под руководством П. П. Бурова, Н. Н. Курека [Буров, Курек, 1939] и получены первые детальные сведения о геологическом строении Лениногорского рудного района, не утратившие своего значения и в настоящее время. В предвоенный период Н. А. Елисеевым [1938] обобщены данные по петрографии, а В. П. Нехорошевым [1940] — по тектонике Рудного Алтая. В последней, в частности, показана существенная рудоконтролирующая роль разломов Северо-Восточной зоны смятия в локализации колчеданно-полиметаллического оруденения.

Большое значение в развитии геологических исследований Рудного Алтая имела выездная сессия АН КазССР, проведенная в 1947 г. по инициативе и под руководством К. И. Сатпаева, где были определены районы, и в первую очередь Лениногорский, в качестве объектов первоочередных крупномасштабных поисковых и тематических разработок. В 1951 г. по материалам ранее проведенных геолого-съемочных работ ВСЕГЕИ под редакцией В. П. Нехорошева составлены среднемасштабная геологическая карта района и объяснительная записка к ней. В 1952 г. под руководством Г. Ф. Яковлева на площади Лениногорского района начаты детальные геолого-съемочные работы. На исследуемой площади подтверждены ранее высказанные В. П. Нехорошевым [1940] представления о существенной роли Северо-Восточной зоны смятия и ее крутопадающих структур, в частности зон интенсивного рассланцевания, на распределение и локализацию залежей колчеданно-полиметаллических руд.

Значительный вклад в изучение Лениногорского рудного поля внес Г. Н. Щерба, проводивший здесь в период 1950—1953 гг. детальную геологическую съемку. Им составлена вторая после Н. Н. Курека и П. П. Бурова геологическая карта и опубликована монография [Щерба, 1957], не утратившая своего значения и в настоящее время.

Начиная с 1951 г. Среднеазиатским геофизическим трестом, а позднее Всесоюзным аэрогеологическим трестом и Алтайской геофизической экспедицией ВКГУ под руководством А. А. Малыгина, Р. К. Кириллова и В. Н. Любецкого в районе проводились региональные геофизические и поисково-съемочные работы.

В конце 50-х и в 60-е годы в Лениногорском районе изучены закономерности размещения оруденения и его связи со структурно-тектоническими, магматическими и вулканическими факторами [Каюпов, 1956; Яковлева, 1956; Ермолаев, 1957, 1959; Горжевский, 1961; Иванкин и др., 1961; Осипов, 1962; Попов, 1968; Чернов, 1974].

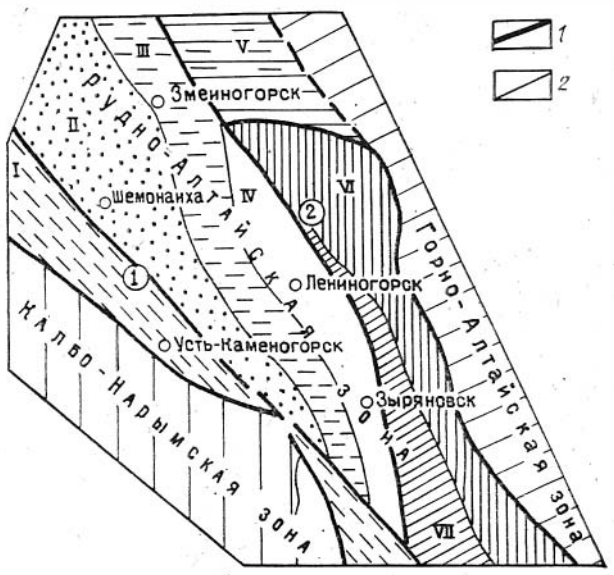


Рис. 4. Схема структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая (использованы данные [Принципы..., 1972]).

1 — границы структурно-формационных зон; *2* — то же, подзон; цифры в кружках — рудные поля: *1* — Березовско-Белоусовское, *2* — Гусляковское.

Структурно-формационные зоны: I — Иртышская; II—IV — подзоны Рудноалтайской зоны (II — Алейская, III — Змеиногорско-Быструшинская, IV — Лениногорско-Зыряновская); V — Курьинско-Акимовская; VI, VII — подзоны Белоубинско-Южноалтайской зоны (VI—Холзунско-Сарымсактинская, VII—Белоубинско-Маймырская).

В начале 70-х годов Рудно-Алтайской партией МГУ завершено составление крупномасштабных прогнозных карт-врезок на площади Тишинского, Старковского и Стрежанского рудных полей. По результатам этих и ранее проведенных исследований геологами МГУ опубликованы работы [Яковлев, 1972; Округин, 1973; Авдонин и др., 1975; Яковлев, Микунов, 1976; Демин и др., 1976; Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1978; Старостин, 1979; и др.], в которых обоснованы представления о вулканогенной природе колчеданно-полиметаллического оруденения.

В 1973 г. коллективом геологов ПГО «Восказгеология» составлены детальные прогнозные карты по наиболее перспективным рудным полям Лениногорского района, обобщившие все известные на тот период геолого-геофизические и геохимические материалы производственных и научных организаций [Принципы..., 1972]. В 1975 г. в г. Усть-Каменогорске проведено специальное совещание по генезису алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Из работ последних лет заслуживают внимания исследования по геолого-формационному анализу и металлогении [Хисамутдинов, 1978], по биостратиграфии [Дубатолов и др., 1980], по околорудным метасоматитам [Чекваидзе, 1981] и минералогии Рудноалтайских месторождений [Покровская, 1982].

В структурно-тектоническом отношении Лениногорский рудный район расположен в крайней северо-восточной части герцинских структур Рудного Алтая в области сопряжения их с каледонидами Горного Алтая. Рудноалтайский полиметаллический пояс приурочен к тектонической мегазоне, которая является краевой северо-восточной частью Зайсанской складчатой системы [Нехорошев, 1966]. По геолого-геофизическим данным Рудноалтайский полиметаллический пояс подразделен на Рудноалтайский, Маймырский и Белоубинско-Сарымсактинский геотектонические блоки первого порядка (см. рис. 2). Данным блокам соответствует Рудноалтайская структурно-формационная зона, Белоубинско-Маймырская и Холзунско-Сарымсактинская подзоны Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоны (рис. 4). Для всех указанных блоков характерна клиновидная форма, обусловленная сочленением ограничивающих их глубинных разломов под углами 20—30°.

По сейсмическим и гравиметрическим данным Рудноалтайскому блоку отвечает поднятие поверхности базальтового слоя земной коры и поверхности Мохоровичича, которые фиксируются здесь на глубинах соот-

ветственно 22—26 и 40—47 км. Указанному блоку отвечает положительная гравитационная аномалия первого порядка, по интенсивности в 2—2,5 раза превышающая положительные аномалии Горного Алтая. В целом по геолого-геофизическим данным Рудноалтайский блок отвечает консолидированному в доордовикское время среднему массиву, который в среднем палеозое был раздроблен и испытал дифференцированное погружение. Рудноалтайский блок является наложенной эвгеосинклиналью с характерной блоковой внутренней структурой, испытавшей контрастные движения блоков в среднем палеозое, сопровождавшиеся интенсивной магматической деятельностью.

Белоубинско-Сарымсактинскому блоку в поверхности базальтового слоя соответствует прогиб глубиной 30 км, а в поверхности Мохо — уступ с амплитудой в 3—4 км (глубина до поверхности Мохо составляет здесь 47—50 км), погружающийся к Горному Алтаю. В каледонское и раннесреднегерцинское время блок соответствовал прогибу, развивавшемуся в пограничной части каледонской складчатой области и герцинской Зайсанской геосинклинали. Режим развития в ранне-среднегерцинское время был переходным от миогеосинклинального к эвгеосинклинальному. Для блока характерны большая мощность осадочно-вулканогенных отложений и широкое развитие гранитоидного магматизма [Принципы..., 1972].

Лениногорский рудный район, в состав которого входят Лениногорское, Тишинское, Гусляковское, Успенско-Шубинское, Стрежанское, Старковское, Юбилейно-Снегирихинское, Романцовское и другие рудные поля, расположен в Рудноалтайском и Белоубинско-Сарымсактинском блоках. В данном случае в него включаются центральная и северо-западная части Рудноалтайской и северо-западное окончание Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационных зон, которым соответствуют одноименные металлогенические единицы (см. рис. 4). На северо-востоке район ограничен Южно-Тигирекским, а на юге и юго-востоке — Ивановским глубинными разломами, на юго-западе — границей развития флишоидов Быструшинского синклинория, на северо-западе — Тигирекским гранитным массивом (рис. 5). Нам представляется, что для разделения указанной площади на два самостоятельных рудных района — Лениногорского и Белоубинского, как это сделано М. Г. Хисамутдиновым [1978], нет достаточных оснований.

Границами входящих в Лениногорский рудный район структурно-формационных зон и выделяемых внутри них подзон (Лениногорско-Зыряновской, Змеиногорско-Быструшинской, Алейской, Белоубинско-Маймырской, Холзунско-Сарымсактинской) являются долгоживущие глубинные разломы северо-западного простирания.

Лениногорский район имеет двухъярусное строение. Нижний (каледонский) структурный ярус представлен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами нижнего палеозоя (ордовика), верхний (герцинский) — средне-верхнепалеозойскими образованиями базальт-липаритовой формации. Основные структурные единицы — Синюшинский антиклинорий в центральной части района и расположенные от него к северо-востоку и юго-западу соответственно Белоубинский и Быструшинский синклинории (см. рис. 5).

Указанные структуры протягиваются в северо-западном направлении (310°) более чем на 200 км при ширине от 15 до 40 км. Породы фундамента обнажаются в ядре Синюшинского антиклинория, прорванном каледонскими и герцинскими гранитоидами, а крылья сложены осадочно-вулканогенными образованиями эйфель-живетского возраста. Последние к северо-востоку и юго-западу сменяются живет-франскими отложениями. В юго-западном крыле Синюшинского антиклинория проявлена уже упоминавшаяся Кедровско-Бутачихинская, в северо-восточном — Успенско-Карелинская и Сакмарихинская зоны интенсивного рассланцевания пород. В северо-восточном крыле Белоубинского синклинория, прорванном калбинскими гранитоидами одноименного массива проявлены Белоубинская

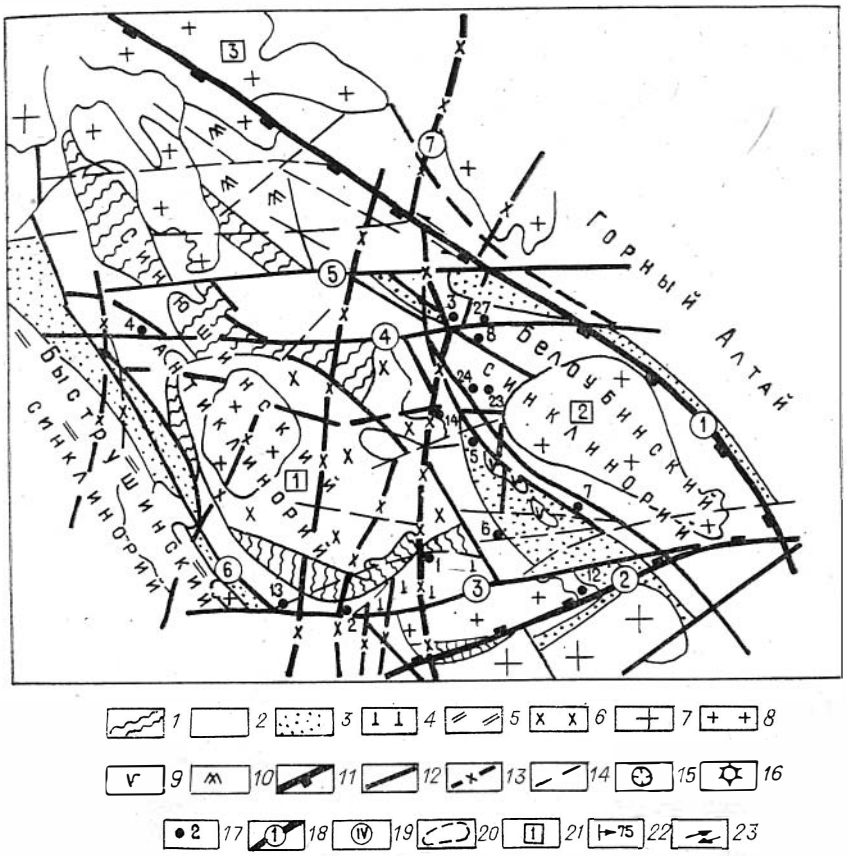


Рис. 5. Структурно-тектоническая схема Лениногорского рудного района (по данным ВАГТа и ПГО «Восказгеология» с добавлениями авторов по результатам дешифрирования космических снимков).

Здесь и на рис. 6 и 7: *1* — нижнепалеозойские (ордовик?) метаморфические сланцы нижнего (каледонского) структурного этажа; *2* — среднедевонские осадочно-вулканогенные и субвулканические образования; *3* — средне-верхнедевонские флишоидные отложения; *4* — пологозалегающие среднедевонские осадочно-вулканогенные образования Лениногорской грабенсинклинали; *5* — нижнекаменноугольные известково-глинистые отложения; *6—8* — гранитоиды тельбесского (*6*), змеиногорского (*7*) и калбинского (*8*) комплексов; *9* — последевонские интрузивные диабазы и габбродиабазы; *10* — микрокварциты; *11—14* — разломы (*11* — глубинные, являющиеся по данным дешифрирования космоснимков границами глыбово-блоковых структур; *12* — глубинные, фиксируемые зонами градиентов поля силы тяжести (Δg), резкой сменой характера магнитного поля (ΔT_a) и (или) поясами габброидных интрузий; *13* — субмеридиональные глубинные, впервые выделенные авторами по данным дешифрирования космических снимков; *14* — разломы более низкого порядка); *15* — кольцевые структуры; *16* — вулканические жерла; *17* — месторождения и рудопроявления (1 — Риддер-Сокольное, 2 — Тишинское, 3 — Чекмарь, 4 — Юбилейно-Снегирихинское, 5 — Стрежанское, 6 — Шубинское, 7 — Старковское, 8 —Звездное, 9—Гусляковское, 10—Юго-Восточное, 11— Звездное 1, 12 — Выше-Ивановское, 13— Габриэль, 14 — Чесноковское, 18— Шинковское, 19 — Светлый ключ, 20 — Кондрашихинское, 21 — Звездное II, 22 — Зеленковское, 23 — Королевское, 24 — Восьмое марта, 25 — Романцовское, 26 —Пахотное, 27 — Большечекмарское, 28—Мало-Чесноковское); *18*—разломы (1—Южно-Тигирекский, 2—Ивановский, 3— Обручевский, 4 — Снегирихинско-Гусляковский, 5 — Пахотинско-Теремковский, 6 — Кедровско-Бутачихинский, 7 — Риддер-Чекмарский, 8 — Чарышский, 9 — Бащелакский, 10 — Кара-Иртышский, 11 — Иртышский); *19* — глыбово-блоковые структуры; *20* — контуры участков повышенной тектонической проработки, отвечающие рудным полям; *21* — гранитные массивы (1 — Синюшинский, 2 — Белоубинский, 3 — Тигирекский, 4 — Талицкий); *22* — направление и угол падения разрывных структур; *23* — направление перемещения вдоль разломов.

(со стороны юго-западного контакта массива) и Черноубинская (на северо-востоке), а в основной части синклинория, на северо-западном продолжении гранитного массива, расположена Пахотинско-Гусляковская зона повышенного рассланцевания пород.

Авторами проведены специализированные исследования внутреннего строения линеаментных структур Лениногорского района с использованием разномасштабных аэрокосмических изображений в совокупности с геолого-геофизическими данными.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР ЛЕНИНОГОРСКОГО РАЙОНА

Методика исследований

Изучение внутреннего строения разрывных нарушений проведено на четырех уровнях. Первые три включают последовательное (от мелкого к крупномасштабному) дешифрирование аэрокосмических изображений, а четвертый — детальное геологическое картирование горных выработок месторождения Чекмарь, расположенного на Гусляковском рудном поле в участке сочленения региональных разрывных структур трех направлений: северо-западного, субширотного и субмеридионального.

На первом уровне проведено дешифрирование космических снимков (КФС) масштабов от 1 : 200 000 до 1 : 2,5 млн на площади около 40 тыс. км², включающей Лениногорский рудный район и прилегающие к нему территории, в сочетании с детальным геологическим картированием выявленных линеаментов с поверхности и в горных выработках.

Второй уровень включает дешифрирование мелкомасштабных (1 : 90 000) высотных и радиолокационных аэрофотоснимков (АФС) северной части Лениногорского района на площади 1044 км², охватывающей Гусляковское рудное поле. При изучении разрывных структур на третьем уровне проводилось дешифрирование крупномасштабных (1 : 12 000—1 : 32 000) аэрофотоснимков на площади 70 км², также включающей Гусляковское рудное поле, в сочетании с геолого-геофизическими данными, использовавшимися для определения мощности, направления и углов падения выявленных при дешифрировании дизъюнктивов. Исследования, проведенные на четвертом уровне методом непосредственных наблюдений в горных выработках, позволили установить детали внутреннего строения фрагментов разрывных нарушений, фиксируемых при дешифрировании аэрокосмических изображений.

Методика первичного дешифрирования включала следующий комплекс процедур обработки снимков.

1. Подбор по космофототеке Сибири полных серий КС: а) разноаспектных (разносезонных), б) многозональных и в) разномасштабных; подбор крупномасштабных КФС и АФС разных масштабов. Анализ геологической фотогеничности разных участков района по разным аэрокосмофотоматериалам. Всего по району использовалось более 60 различных оригинальных снимков, не считая АФС, обеспечивающих достаточную полноту и представительность исходной информации.

2. Фотопроекционные и фототехнические преобразования снимков: а) тиражирование КС малого и среднего разрешения при разных увеличениях, дающих разную генерализацию и разный уровень технических помех; б) специальные преобразования наиболее информативных снимков — наложение негативов одной зоны спектра и разных комбинаций разных зон, сложение негативов и позитивов со сдвигами и без и т. п. Подобные преобразования увеличивают полноту визуальной информации, выделяя малозаметные и прерывистые элементы, при разных условиях генерализации.

3. Специализированные преобразования снимков с помощью электронной цифровой и аналоговой техники: а) преобразования снимков на ЭВМ БЭСМ-6, дающие предварительное контрастирование, оконтуривание однородных площадок, фильтрацию снимков при различных условиях и при различных комбинациях позитивных и негативных компонентов, деформации диапазона оптической плотности, вариации малых сдвигов. Все это способствовало выявлению новых структурных элементов, особенно на летних малоконтрастных снимках; б) обработка снимков на установке ИСИ-130, включающая выделение площадей разной оптической плотности, с трансформацией картины изоплотностей в различные цветные варианты, с попутной генерализацией изображений. Это позволило выявить сложное внутреннее строение широких разломных зон, провести

Рис. 6. Схема дешифрирования космических изображений в центральной части Северо-Восточной зоны смятия.

1—3 — ранжировка разрывных структур первого ($l > 100$ км), второго ($l = 50—100$ км) и третьего ($l < 50$ км) порядков, соответственно.

сопоставление крупных линеаментов, разделить их по рангам, уточнить границы блоков крупного и среднего рангов и установить малоконтрастные структурные элементы.

4. Непосредственное визуальное структурное дешифрирование как оригинальных, так и преобразованных снимков, направленное на поиск и выделение всех разнотипных аномальных элементов, обнаруживаемых в ландшафтных рисунках.

При первичном дешифрировании проводились пошаговый контроль воспроизводимости и погрешностей промежуточных и конечных результатов по методу оценки геометрической сходимости, стандартным и количественным способом, а также повторные дешифрования, независимо и параллельно, с многократным дублированием по наиболее информативным КФС. Все это позволило снизить уровень субъективных и технических погрешностей дешифрирования, увеличить полноту и достоверность результатов. В целом воспроизводимость первичного дешифрирования составляла 75—90%, что соответствует кондициям геологических и геофизических карт.

5. Составление вариантов сводных схем дешифрирования для четырех разных уровней детальности от мелкомасштабных (1 : 10 000 000;

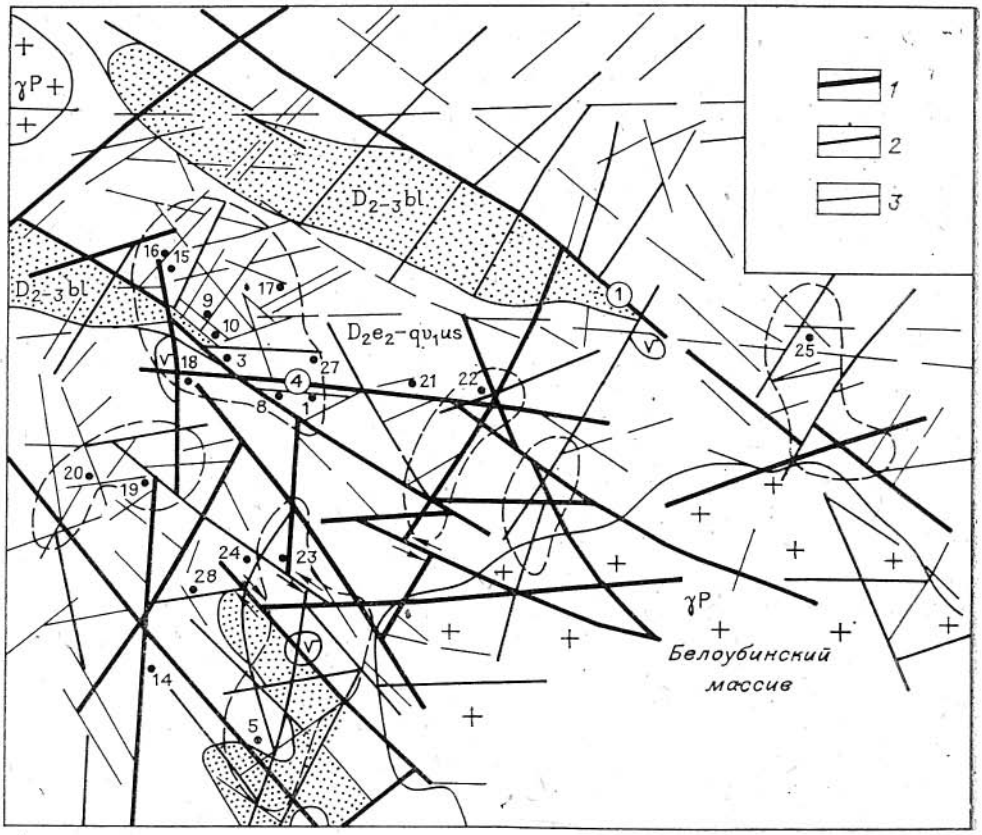


Рис. 7. Схема дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоснимков северной части Ленногорского рудного района.

1—3 — ранжировка разрывных структур первого ($l > 10$ км), второго ($l = 5—10$ км) и третьего ($l < 5$ км) порядков, соответственно.

1 : 2 500 000; 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000), среднемасштабных 1 : 200 000 — 1 : 100 000) до крупномасштабных схем отдельных ключевых участков (1 : 50 000 — 1 : 10 000). При этом выявлялись определенные элементы сходства и различия между разноранговыми структурными рисунками.

Методика геолого-геофизической интерпретации схем дешифрирования включала следующее.

1. Проводился подбор для каждого из четырех уровней детальности однородных и сопоставимых геологических и геофизических материалов по району и по ключевым участкам: а) региональных мелкомасштабных; б) геолого-съемочных и поисковых, среднемасштабных; в) поисково-разведочных, крупномасштабных материалов по рудным полям и месторождениям; г) результатов тематических исследований (геохимических, фациальных и пр.).

2. Сопоставлялись схемы дешифрирования разных уровней с комплексами картографических материалов и соответствующих геологических, геохимических и геофизических описаний. Сопоставления карт контролировались количественно методом оценки геометрической сходимости, с соблюдением стандартных геометрических условий отождествления объектов на площади. Схемы дешифрирования показали сходимость 65—80% с известными в районе тектоническими элементами, выделяемыми по геологическим и геофизическим данным. При этом уровень случайной сходимости составлял не более 5—15%, и, таким образом, все дешифрированные линеаменты на 55—75% заведомо являются достоверными разрывами разной геологической природы и разного ранга.

3. Анализ пространственного распределения на исследуемой площади проявлений рудной минерализации относительно дешифрированных раз-

Таблица 5

Характеристика внутреннего строения разрывных структур Лениногорского рудного района

Параметры разрывных структур	Уровень исследований (I—IV), охватываемая площадь (S), км²											
	I, S—40 тыс.			II, S—1044			III, S—70			IV, S—1		
	среднее по системе	в том числе подсистема		среднее по системе	в том числе подсистема		среднее по системе	в том числе подсистема		среднее по системе	в том числе подсистема	
		1-я	2-я		1-я	2-я		1-я	2-я		1-я	2-я
Северо-западная (СЗ) системы												
Азимут простирания	305	295	315	310	305	320	305	295	315	310	300	320
Количество (n)	41	26	15	38	28	10	29	10	19	35	6	29
Средняя длина (l, км)	28	28	17	6	7	5	2,5	2,5	2,5	0,22	0,12	0,25
Среднее расстояние между ближайшими дизъюнктивами (m, км)	15	12	18	3	3	4	1	1	1	0,020	0,060	0,025
l/m	1,6	2,3	1,0	3	2,3	1,2	2,5	2,5	2,5	11	2	10
$(n \cdot l/S) \cdot 100$	2,5	1,8	0,6	22	19	5	104	36	68	770	72	725
Субширотная (СШ) система												
Азимут простирания	270	285	255	265	270	255	265	275	255	270	275	255
n	56	42	14	37	20	17	38	24	14	23	16	7
l	47	49	39	7	10	4	2,6	2,8	2,3	0,12	0,111	0,16
m	12	10	16	4	3	6	0,6	0,6	0,6	0,040	0,050	0,030
l/m	3,9	4,9	2,4	1,8	3,3	0,7	4,3	4,7	3,8	3	2,2	5,3
$(n \cdot l/S) \cdot 100$	6,6	5,1	1,4	25	19	6,5	141	96	46	276	173	116
Субмеридиональная (СМ) система												
Азимут простирания	15	5	40	15	360	30	15	360	30	10	360	25
n	61	22	39	35	5	30	29	10	19	14	8	6
l	26	37	20	7	12	6	1,7	2,7	1,2	0,22	0,25	0,20
m	13	15	11	2,4	3	2,2	1	0,8	1,1	0,06	0,07	0,05
l/m	2	2,5	1,8	2,9	4	2,7	1,7	3,4	1,1	3,7	3,6	4
$(n \cdot l/S) \cdot 100$	4	2	2	24	6	17	70	39	33	308	200	120
Соотношение средних значений СЗ : СШ : СМ												
n	1	1,4	1,5	1	1	0,9	1	1,3	1	2,5	1,6	1
l	1	2	1,1	1	1,2	1,2	1,5	1,5	1	1,8	1	1,8
m	1,2	1	1,1	1,2	1,7	1	1,7	1	1,7	1	1,3	2
l/m	1	2,4	1,2	1,7	1	1,7	1,5	2,5	1	3,7	1	1,2
$(n \cdot l/S) \cdot 100$	1	2,6	1,6	1	1,1	1,1	1,5	2	1	2,8	1	1,1

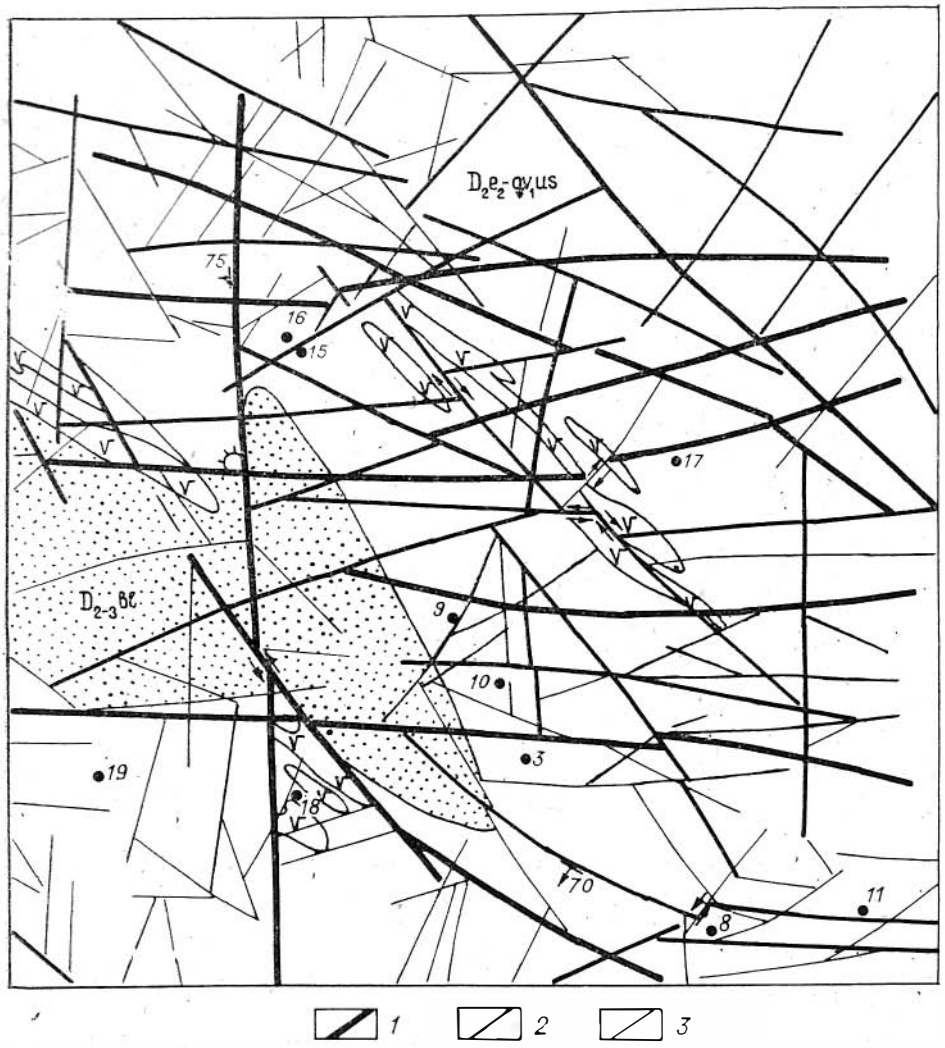


Рис. 8. Схема дешифрирования аэрофотоснимков на площади Гусляковского рудного поля.

1—3 — ранжировка разрывных структур первого ($l > 5$ км), второго ($l = 3—5$ км) и третьего ($l < 3$ км) порядков, соответственно.

рывных структур разного уровня, и особенно узлов их пересечений, проводился визуально, а также с применением статистических методик. Последние заключаются в оценке корреляции между густотой распределения на площади структурных зон и узлов разного типа и частотой совпадения с ними рудных полей, месторождений и рудопроявлений. Типизация структурных узлов с учетом качественных и количественных оценок частоты оруденения была нацелена на прогноз новых перспективных участков.

4. Для интерпретации результатов дешифрирования выполнялись специальные полевые работы в ключевых участках, с параллельным полевым дешифрированием аэрофотоснимков: а) маршрутные пересечения наиболее интересных зон, выявленных дешифрированием; б) детальные геолого-структурные наблюдения и картирование естественных и искусственных обнажений на большинстве рудных полей; в) наблюдения в подземных горных выработках. В результате составлены разномасштабные схемы дешифрирования и геолого-структурный план горизонта месторождения Чекмарь (рис. 6—9), на основе которых проведены расчеты различных характеристик разрывных структур (табл. 5). Для структур различ-

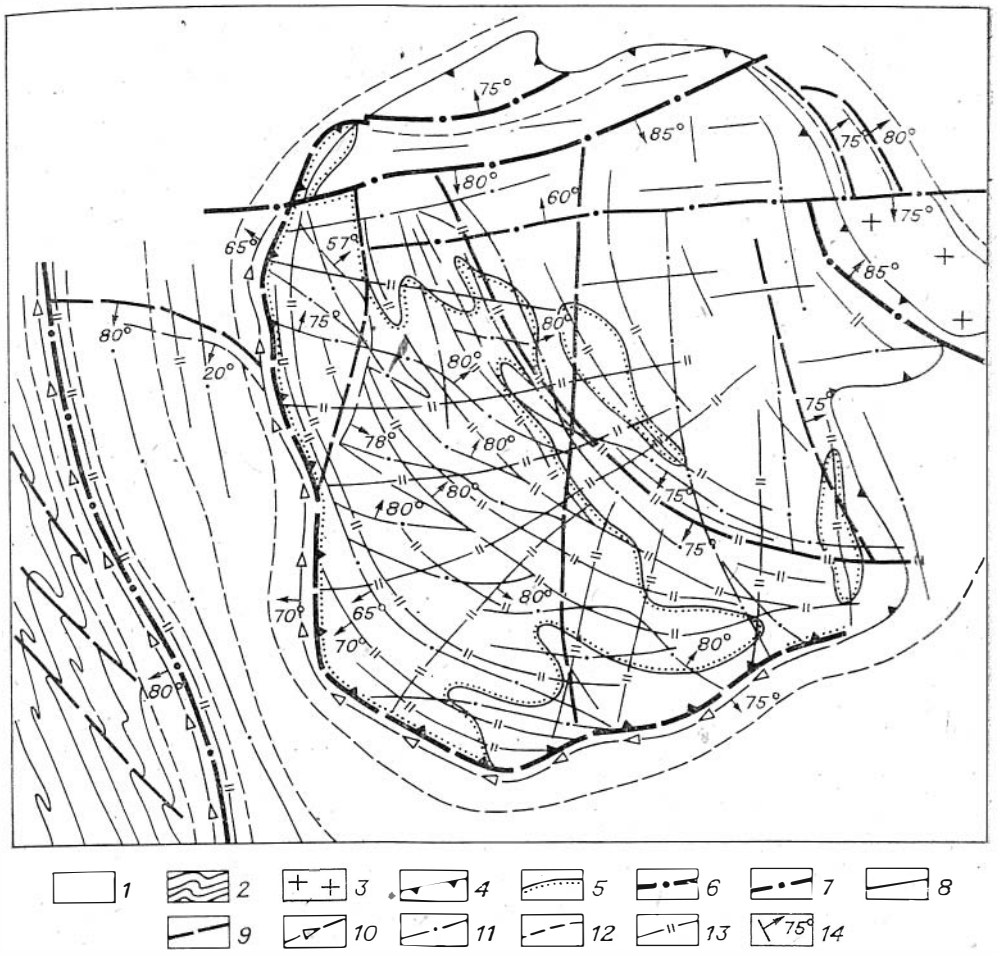


Рис. 9. Геолого-структурный план горизонта 800 м месторождения Чекмарь.

1, 2 — эйфель-живетские осадочно-вулканогенные породы успенской (*1*) и средне-верхнедевонские терригенные отложения белоубинской (*2*) свит; *3* — субвулканические кварцевые альбитофиры; *4* — контуры рудной зоны; *5* — границы рудных тел; *6—8* — разрывные структуры всех типов: *6* — первого (мощность более 10 м), *7* — второго (мощность 1—10 м), *8* — третьего (мощность менее 1 м) порядков; *9—12* — зоны: *9* — милонитизации, *10* — брекчирования, *11* — интенсивной трещиноватости, *12* — рассланцевания; *13* — кварц-сульфидные и пострудные кварцево-жильные зоны; *14* — направления и угол падения разрывных структур.

ного порядка определялись ориентировка и количество разломов (n), ранжировка их протяженности (l) и мощности (N), расстояния между соседними параллельными дизъюнктивами (m), а также отношения l/m и $(n \cdot l/S) \cdot 100$. Последнее соотношение характеризует насыщенность разрывных нарушений на единицу площади (S) с учетом их протяженности *.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

В Лениногорском рудном районе дешифрируются практически все известные по геолого-геофизическим данным дизъюнктивные структуры различного ранга, включая и мелкие оперяющие структуры.

Анализ сложного каркаса разрывных нарушений, изображенных на разномасштабных схемах дешифрирования, позволяет выделить три генеральные системы их ориентировки: северо-западную, субширотную и субмеридиональную (рис. 10). В каждой системе разрывных структур выделяется по две подсистемы, отличающихся ориентировкой и характером про-

* В дальнейшем это отношение именуется плотностью разрывных структур.

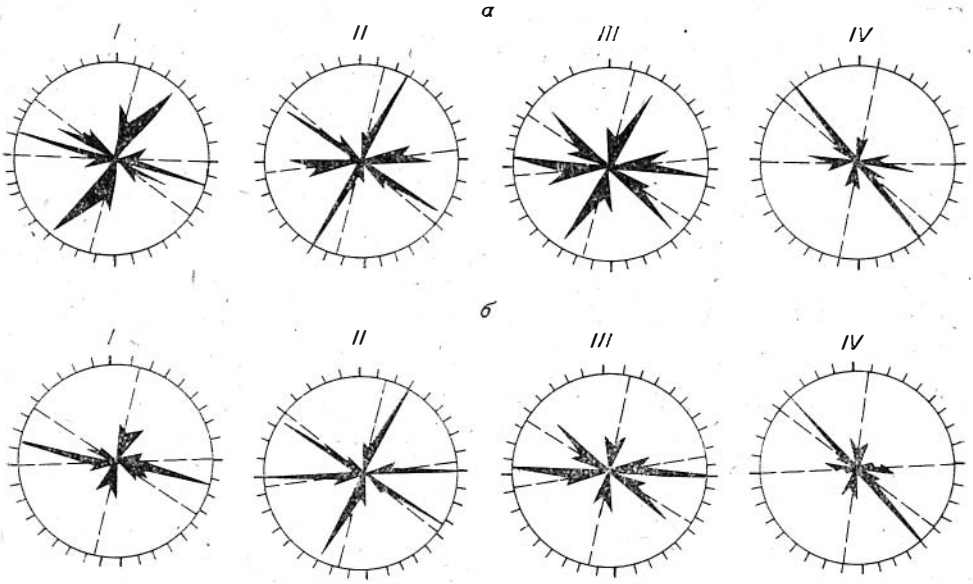


Рис. 10. Диаграмма ориентировки разрывных структур Ленногорского района.
а — по количеству; *б* — по суммарной длине. Штриховой линией обозначены генеральные простирания главных систем разрывных нарушений; I—IV — масштабы наблюдений.

явления на разномасштабных снимках (см. табл. 5). Азимут простирания северо-западной системы дизъюнктивов 295—320°, в том числе первой подсистемы — 295—305°, второй — 315—320°; субширотной системы — 255—285°, в том числе первой подсистемы — 275—285°, второй — 255°; субмеридиональной системы — 360 (0) — 40°, в том числе первой подсистемы — 360—5°, второй — 25—40° (см. табл. 5).

Разрывные нарушения всех систем имеют крутые углы падения (55—90°, чаще 75—90°), преобладающее направление падения разломов северо-западной системы юго-западное, для двух других систем характерно падение в обе стороны без преимущества какого-либо из направлений.

Дизъюнктивы северо-западной ориентировки по отношению к вмещающим породам продольно-секущие, реже согласные с напластованием пород, субширотной — поперечно-секущие, а субмеридиональной — диагонально-секущие. Нарушения северо-западной системы представляют собой преимущественно сдвиги с амплитудой перемещения от первых десятков метров до 0,5—3,5 км. Наибольшая величина зафиксирована по смещению Риддер-Чекмарского линеамента Южно-Тигирекским глубинным разломом (см. рис. 6). Субширотные дизъюнктивы — это сбросы, взбросы, реже сдвиги с вертикальной амплитудой перемещения 0,1—0,2, до 0,6—0,8 км. Субмеридиональные разрывы без существенных перемещений блоков пород по ним, реже сбросы, сбросо-сдвиги с амплитудой перемещения от нескольких десятков метров до 100 [Объяснительная записка..., 1979].

По сравнению с другими системами для глубинных разрывных структур северо-западной ориентировки характерны более широкое развитие зон интенсивного рассланцевания вмещающих вулканогенно-осадочных пород, кислых порфировых интрузий, дайковых комплексов диабазов и габбро-диабазов и проявление гидротермального метаморфизма. По геофизическим данным глубинные разломы всех систем обычно фиксируются аномалиями магнитного и гравитационного полей. Геоморфологически они проявлены пониженными участками рельефа и долинами рек, которые имеют резкие изгибы в узлах сочленения дизъюнктивных структур.

Более мелкие разрывные нарушения всех систем проявлены практически одинаково: внутренние их части обычно представлены зонами милонитизации, брекчирования, окварцевания, внешние — зонами интенсивного

рассланцевания и повышенной трещиноватости пород. К таким ослабленным участкам на месторождениях обычно приурочены прожилковые и штокверковые рудные тела и зоны минерализации. Совмещение в пространстве продуктов разнохарактерных тектонических движений свидетельствует о формировании разрывных структур в условиях неоднократной смены плана тектонических деформаций. Соотношение разрывных нарушений, образовавшихся в условиях сжатия (зоны милонитизации, интенсивного рассланцевания) и растяжения (зоны брекчирования, окварцевания и интенсивной трещиноватости), по данным документации горных выработок, во всех системах примерно одинаково.

При дешифрировании разномасштабных аэрокосмических изображений чаще фиксируются смещения дизъюнктивов субширотной и субмеридиональной систем вдоль северо-западных разломов (см. рис. 6, 7). Реже отмечаются факты обратных возрастных взаимоотношений.

Из табл. 5 видно, что в зависимости от масштаба дешифрируемых аэрокосмических изображений из-за различной генерализации количественные соотношения преобладающей ориентировки и протяженности тех или иных систем нарушений меняются.

В обобщенном виде динамику изменения параметров разрывных структур от первого уровня к четвертому можно представить следующим образом. Во всех системах первая подсистема наиболее отчетливо проявлена при наблюдениях с большей дистанции, а вторая проявляется на крупномасштабных схемах дешифрирования. Исключение составляет первая подсистема субширотных дизъюнктивов, преобладающая на аэрокосмических изображениях всех масштабов.

Исходя из предположения, что по мере увеличения дистанции съемки (соответственно уменьшения разрешающей способности снимка) генерализуются структурные образования все более глубоких горизонтов земной коры, можно говорить о бо́льшей глубинности разрывных нарушений первых подсистем. Разломы вторых подсистем обычно делят на диагональные, ромбические, трапециевидные блоки земной коры, ограниченные разломами первых подсистем, и имеют в целом меньшую по сравнению с первыми, хотя и значительную, глубину, о чем свидетельствует наследование этих разломов телами габбро-диабазов и диабазов (см. рис. 8).

Тем самым разрывные структуры Лениногорского района первых подсистем — «структурно-обусловленные» [Поспелов, 1957], так как их пространственное положение и морфология в той или иной мере зависят от ориентировки древних глубинных разломов. В северо-западной системе они ориентированы параллельно Южно-Тигирекскому, в субмеридиональной — параллельно Риддер-Чекмарскому, а в субширотной их направление совпадает с биссектрисой угла, образованного Южно-Тигирекским и Ивановским глубинными разломами. Указанные разломы являются, по всей вероятности, «координационными тектоническими зонами», возникшими как результат ориентационной дифференциации общих геотектонических напряжений с выборочным развитием зон максимальных сколовых и разрывных нарушений. Разрывные структуры вторых подсистем представляют собой элементы сквозных, сетчато-трещинных зон («геотектонической решетки»), «накладывающихся на все типы существовавших до этого структур» [Поспелов, 1957].

На схеме дешифрирования космоснимков четко проявлено клиновидно-блоковое строение центральной и северо-западной частей Рудноалтайской структурно-формационной зоны. Последнее обусловлено наличием четырёх блоков (I — IV), имеющих форму заходящих друг за друга зубьев (клиньев) с длиною около 150—180 км при средней ширине 55—70 км (см. рис. 6). Границами блоков служат глубинные разломы первого порядка северо-западного и субширотного направлений. Указанные разломы являются долгоживущими, заложившимися в инициальные этапы развития Зайсанской геосинклинали и сохранившими свою подвижность в кайнозое. Поэтому они хорошо выражены в рельефе как зоны проявления неотектоники.

Вершины первого и третьего блоков образованы разломами, сходящимися в северо-западном, а третьего и четвертого — в юго-восточном направлениях. Вершины второго и четвертого блоков выполнены Белоубинским и Тпгирекским массивами гранитоидов. Южная граница первого блока проходит в 25—30 км севернее г. Усть-Каменогорска по одной из ветвей Иртышской зоны смятия. Лениногорский рудный район расположен во втором блоке, ограниченном на север-северо-востоке Южно-Тпгирекским, а на юге — Ивановским разломами. Указанные блоки хорошо проявлены геоморфологически положительными формами рельефа и представляют, по всей вероятности, крупные горсты.

Особенность указанной схемы — наличие кольцевых и полукольцевых структур различных размеров. Количество последних, выделяемых исследователями в Лениногорском районе и прилегающих к нему территориях дистанционными методами, различно. По нашим наблюдениям, основная часть таких структур имеет диаметр 4—6 км и обусловлена особенностями рельефа и характером развития растительности. Поэтому на рис. 6 показаны лишь наиболее крупные из кольцевых структур, диаметром 15—20 км, природа которых остается не выясненной. В то же время установлено, что на аэрокосмических изображениях всех исследованных масштабов не находят отражение концентрические в плане геологические структуры размером до 1 км в диаметре типа рудовмещающей Чекмарской брахиантиклинали или эродированных Углоушинского и Шинковского вулканических жерл, закартированных в бассейне р. Убы.

Третьей особенностью схемы дешифрирования космоснимков является наличие субмеридиональных линеаментных структур, выделенных авторами в Лениногорском рудном районе впервые. На имеющихся геологических картах и структурно-тектонических схемах Лениногорского рудного района разломы указанного направления либо вообще не находят отражения, либо показаны в виде отдельных фрагментов. В последнем случае они относятся к категории скрытых нарушений, которым отводится роль наиболее поздних пострудных нарушений взбросо-сдвигового характера [Объяснительная записка..., 1979].

Субмеридиональные разрывные структуры на мелкомасштабных космоснимках дешифрируются в виде светлых полос шириной 1—2 мм на более темном фоне, образуя на площади Лениногорского района серию параллельных разломов различной протяженности, ориентированных по азимуту 350—10°. Один из них, названный Риддер-Чекмарским, проходит через Лениногорское и Гусляковское рудные поля и прослеживается за пределы исследуемой площади вплоть до Салаирского кряжа, пересекая несколько структурно-формационных зон. Это трансрегиональный разлом, длина его превышает 500 км, ширина порядка 3—6 км. На мелкомасштабных космоснимках он проявлен в виде четкой линии, которая по мере уменьшения высоты съемки последовательно распадается на серию дизъюнктивных зон.

На крупномасштабных аэрофотоснимках обнаруживается зона разломов и сопровождающих их мелких нарушений шириной до 6 км. Западнее этой зоны дешифрируется серия параллельных нарушений меньшей протяженности (50—150 км), расстояние между которыми составляет 6—20 км, в частности на площади Тишинского и Юбилейно-Снегирихинского рудных полей.

С целью установления геологической природы указанных структур проведено их геологическое картирование в окрестностях г. Лениногорска, включающее обнажения в бассейнах рек Громатуха, Журавлиха, Ульба, Тихая, Брекса, а также на Лениногорском, Тишинском, Успенско-Шубинском и Гусляковском рудных полях и прилегающих к ним территориях. При сплаве по р. Убе А. С. Лапуховым и А. И. Прокопенко исследованы практически все обнажения ее бассейна на расстоянии 160 км от месторождения Чекмарь до пос. Малоубинка, а также обнажения в низовьях рек Становая Уба и Белопорожная Уба.

Риддер-Чекмарский линеамент четко дешифрируется на космических снимках всех масштабов. Его фрагмент длиной около 40 км, расположенный к северу от месторождения Чекмарь, хорошо фиксируется резкой сменой характера магнитного поля, в связи с чем он нашел отражение на существующих структурно-тектонических схемах. Та часть разлома, которая расположена между Чекмарским и Риддер-Сокольным месторождениями, в магнитном поле практически не проявлена и слабо фиксируется в гравитационном поле по смене значений силы тяжести. На площади Гусляковского рудного поля в районе месторождения Чекмарь наблюдается сопряжение Риддер-Чекмарского линеамента с его северо-восточной ветвью. Последняя имеет длину около 60 км. В районе месторождения Чекмарь наиболее крупные нарушения субмеридионального и северо-восточного направлений фиксируются изменением характера магнитного поля, резким увеличением градиентов и вытянутой, почти линейной ориентировкой изолиний значений ΔT_a в меридиональном направлении. В районе рудопроявлений Шинковское и Светлый Ключ они выполнены дайками диабазов и габбро-диабазов (см. рис. 8) и фиксируются с поверхности цепочкой локальных аномалий магнитного поля субмеридионального направления.

В участке пересечения Риддер-Чекмарского линеамента с субширотным Обручевским сбросом в левом борту р. Громатухи (южная граница Лениногорской грабен-синклинали) авторами закартирована мощная (около 1 км) зона милонитизации и дробления пород, в отдельных участках насыщенная 1—5-метровыми дайками диабазов и диабазовых порфиритов. Для даек, как и для зон дробления и трещиноватости, в этом участке характерно наличие двух систем ориентировки — субширотной и субмеридиональной с частыми ответвлениями и взаимопересечениями. В северной части Лениногорского рудного поля на участке проявления указанного линеамента в гранитоидах Синюшинского массива закартированы дайки габбро-диабазов с субмеридиональной ориентировкой протомагматической полосчатости.

Фрагменты субмеридиональных линеаментов фиксируются практически на всех рудных полях Лениногорского района.

В частности, на геологической карте Лениногорского рудного поля обращает внимание субмеридиональная (350—10°) ориентировка большей части тектонических нарушений в его северной, наиболее изученной части (рис. 11). Особенно четко это проявлено в районе Риддер-Сокольного месторождения, где они вскрыты эксплуатационными выработками и образуют систему отстоящих друг от друга на расстоянии 50—100 м нарушений общей шириной около 3 км.

Риддер-Чекмарский линеамент, дешифрируемый по космоснимкам, непосредственно пересекает Риддер-Сокольное месторождение. Вероятно, откартированные в пределах последнего тектонические нарушения представляют собой фрагменты указанного линеамента.

По данным рудничной геологической службы и исследователей [Щерба, 1957; Попов, 1968; Чепрасов и др., 1972; Ермолаев, 1957], эти тектонические нарушения имеют характер сбросов с крутым (55—80°) падением к западу (сбросы Западный, скважин 50—53, 150—153 и 2-й Западный) и востоку (сбросы шахты Николаевской и Восточной).

Выделяются они чаще всего по несогласию в залегании стратифицированных толщ и выражены в виде зон дробления и брекчирования, систем повышенной трещиноватости и рассланцевания пород мощностью от 1—2 до 14 м. С некоторыми разломами связаны кварцевые и кварц-карбонатные жилы с рудной минерализацией. Амплитуда смещения по ним колеблется от 30—80 до 120 м.

Прослеженная длина отдельных тектонических нарушений эксплуатационными выработками достигает 3 км по простиранию и 500 м по падению. Южнее месторождения они прослеживаются по данным дешифрирования аэрофотоснимков и результатам измерения магнитного и грави-

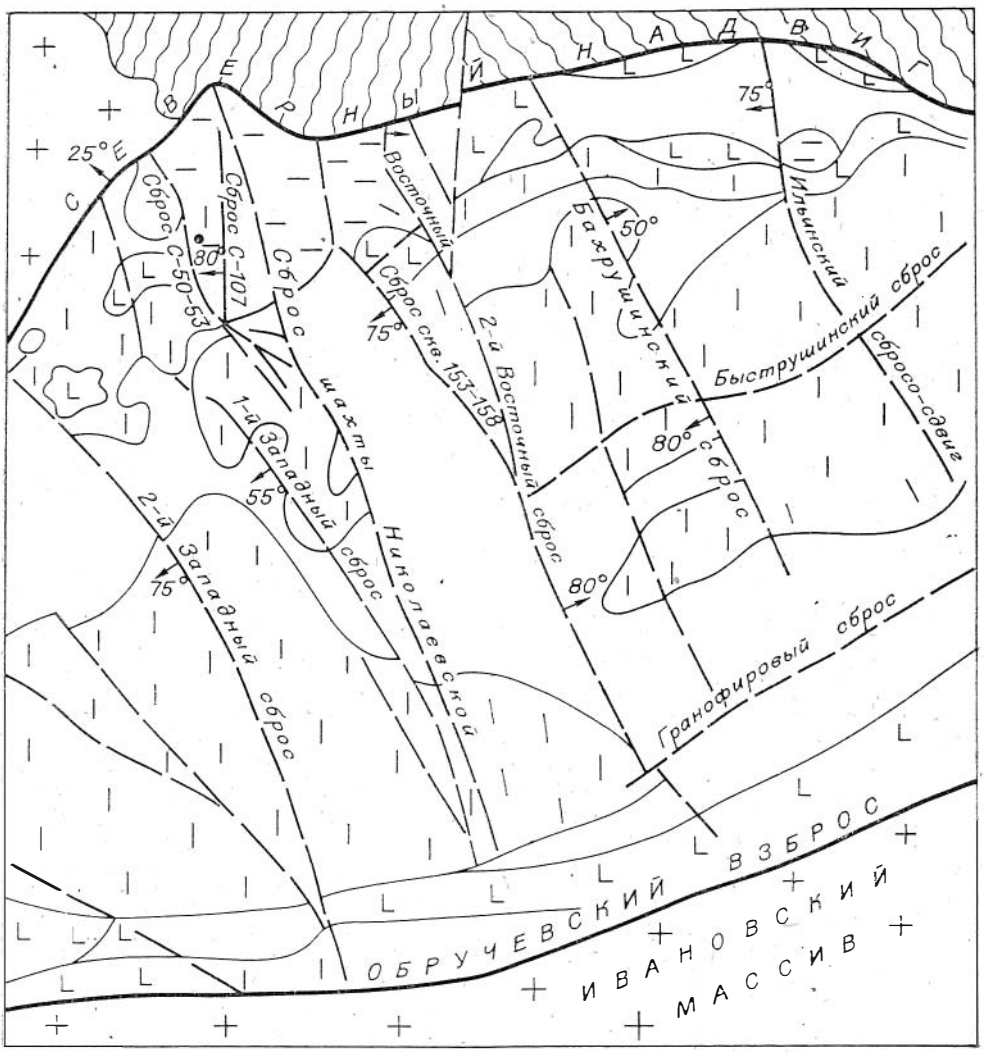


Рис. 11. Структурно-геологическая схема Лениногорского рудного поля (по данным Лениногорской ГРЭ и полиметаллического комбината).

Усл. обозн. см. на рис. 5, 13.

тационного полей. Простирание разломов в этой части поля сменяется на северо-западное (340°).

По данным В. В. Попова [1968], Б. Л. Чепрасова и др. [1972], система сбросов субмеридионального простирания на Риддер-Сокольном месторождении (сбросы скважин 50—53, 150—153, 107 и др.) является обрамлением блоково-складчатых структур девонского яруса и отражает положение разломов в нижнепалеозойском фундаменте, влияющих на неравномерный характер накопления осадков. Сброс скв. 50—53 по этим данным представляет конседиментационный уступ, фиксируемый в настоящее время зоной сброса, расположенной в мобильной зоне древнего заложения, отчетливо выраженной уступом кровли лениногорской подсвиты.

На основании приуроченности к указанным разломам рудных масс К. Ф. Ермолаев [1957] рассматривает их в качестве рудоподводящих каналов.

На площади Тишинского рудного поля субмеридиональные нарушения проявлены в виде нескольких, отстоящих друг от друга на расстоянии 0,7—2,5 км разломов (Таловский, Тишинский, Ульбинский, сброс скв. 944, Паутовский), концентрирующихся в полосе шириной около

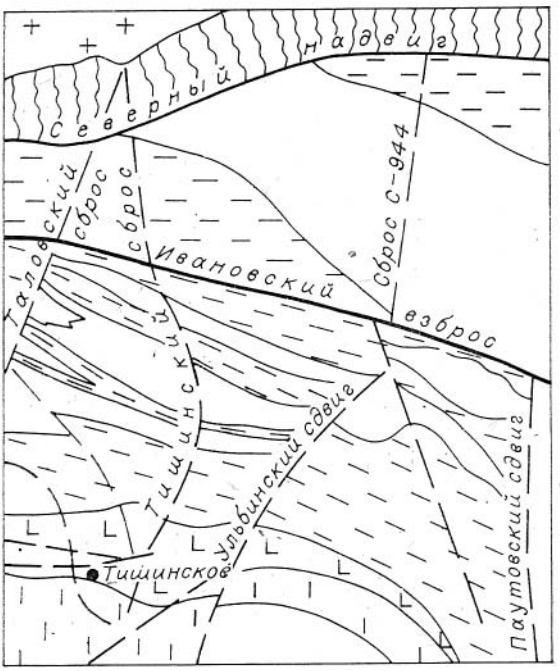


Рис. 12. Структурно-геологическая схема Тишинского рудного поля (по данным Лениногорской ГРЭ).

Усл. обозн. см. на рис. 5, 13.

5 км (рис. 12). Нарушения обычно хорошо выражены геоморфологически и носят сдвиговый характер. Амплитуда перемещения по ним в горизонтальной и вертикальной плоскостях не превышает первых сотен метров.

На Стрежанском рудном поле нарушения субмеридиональной ориентировки четко дешифрируются на аэрофотоснимках, фиксируются смещением электрических полей и носят обычно надвиговый характер (рис. 13, *а*).

Палеофациальными исследованиями, проведенными Г. С. Январевым [1980, 1982] на площади Стрежанского рудного поля, установлена субмеридиональная (10°) ориентировка оси максимальных значений изопахит вулканитов успенской свиты, с которой пространственно совпадают колчеданно-полиметаллические залежи (рис. 13, *б*).

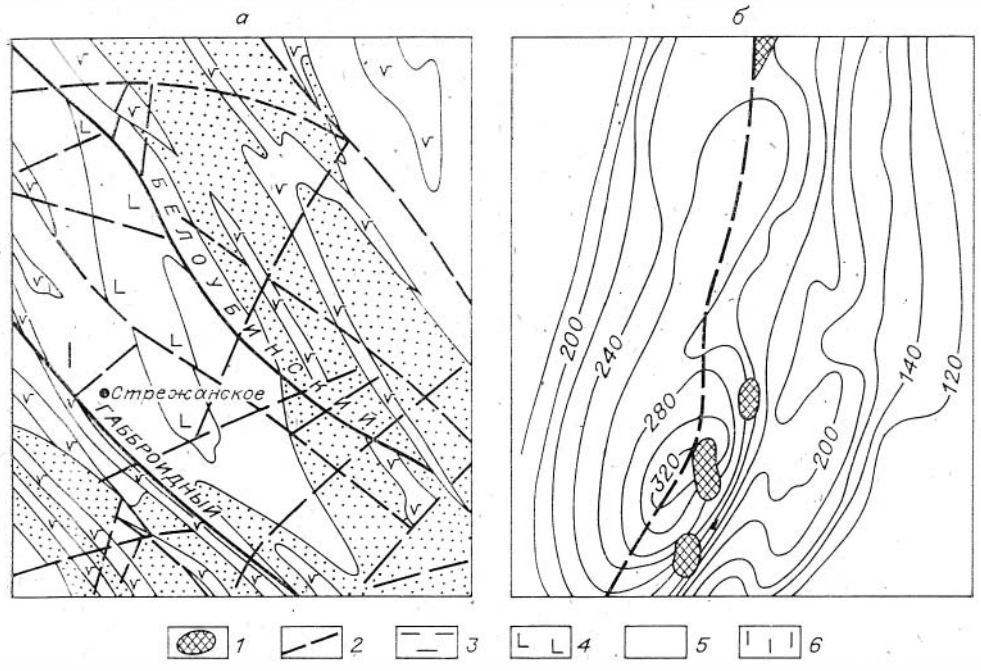


Рис. 13. Схемы структурно-геологическая (*а*) и изопахит вулканогенных образований (*б*) успенской подсвиты Стрежанского рудного поля (по данным Лениногорской ГРЭ).

1 — проекции рудных залежей; *2* — ось максимальных значений мощности вулканитов успенской свиты (*б*); *3—6* — среднедевонские осадочно-вулканогенные образования: *3* — осадочные отложения нижней части разреза (крюковская свита), *4* — эффузивные и пирокластические образования среднего и основного состава (ильинская свита), *5* — эффузивные, пирокластические субвулканические образования кислого состава (успенская свита), *6* — осадочные отложения верхней части разреза (сокольная свита).

Резюмируя вышесказанное, отметим, что на разных участках с субмеридиональными линеаментами совпадают: линии резкой смены характера и интенсивности магнитных и гравитационных полей, отдельные линейные аномалии, мощные (до 1 км) зоны рассланцевания, милонитизации или брекчирования, зоны трещиноватости и гидротермальной проработки, отдельные пояса основных даек, протомагматическая полосчатость в интрузивах, локальные складки субмеридионального простирания, конседиментационные уступы, изопахиты вулканогенных отложений, простирание отдельных рудных тел и локальных рудоподводящих структур, системы субмеридиональных локальных сбросов, сбросо-сдвигов и макротрещин в пределах Лениногорского и других рудных полей и вне их, выделяемые, в частности, по аэрофотоснимкам, геоморфологические уступы в рельефе и пороги на р. Убе и др.

Опубликованные разрозненные данные и наши наблюдения о значительной протяженности и мощности Риддер-Чекмарского линеамента и других разломов субмеридиональной ориентировки, пересечения ими пород различного состава и возраста свидетельствуют о том, что они представляют собой скрытые глубинные разломы, проявленные на современном эрозионном срезе прерывистыми зонами малоамплитудных сбросо-сдвигов, различных локальных дислокаций разного возраста и зонами фациальных изменений в осадочно-вулканогенных толщах. Малоамплитудным характером смещений по разломам объясняется их преимущественная проявленность в магнитном и слабая — в гравитационном полях.

Таким образом, система сквозных глубинных разломов субмеридионального простирания с сопровождающими их разрывами — это новый важнейший элемент в тектонике и металлогении Лениногорского рудного района. Эта система распространена и в соседних районах герцинид и каледонид Алтае-Саянской области. Как и в исследуемом районе, там известны лишь фрагменты разрозненных и разноранговых структурных элементов субмеридионального простирания.

Принимая во внимание металлогеническое значение последних, наряду с продольными и поперечными, их необходимо учитывать при прогнозировании полиметаллического оруденения на Рудном Алтае, в частности в Лениногорском районе.

ИРТЫШСКАЯ ЗОНА СМЯТИЯ

Иртышская зона смятия считается одним из наиболее изученных регионов Обь-Зайсанской складчатой области. В качестве хрестоматийного примера подобных структур она упомянута в Геологическом словаре [1973, т. I, с. 263]. «Классической» назвал Иртышскую зону смятия ее первый исследователь В. П. Нехорошев [1966, с. 149]. Протянувшаяся вдоль долины р. Иртыш полоса интенсивно дислоцированных и метаморфизованных пород постоянно привлекает внимание исследователей и остается предметом острых дискуссий.

Понятие «Иртышская зона смятия» введено в геологическую литературу В. П. Нехорошевым [1924, 1930]. Монографические описания зоны смятия осуществлены В. П. Нехорошевым [1956] и Б. Я. Хоревой [1963]. Отдельные вопросы геологии зоны изучались Н. А. Елисеевым, Н. П. Падуровым, В. А. Соколовым, Н. Л. Бубличенко, П. Ф. Иванкиным, Г. Д. Ажгиреем, Н. И. Стучевским, В. С. Кузебным, Г. Ф. Яковлевым и другими исследователями. Наличие по обе стороны Иртышского разлома регионов, сложенных сходными по возрасту, но контрастными по составу образованиями, определило основной вопрос геологии Иртышской зоны смятия. Вопрос этот может быть сформулирован следующим образом: является ли Иртышская зона смятия чисто структурным элементом, надразломной зоной, в которую в процессе ее развития вовлекались приграничные участки сопредельных с ней структурно-фациаль-

ных зон, или же она представляет собой самостоятельную структурно-фациальную зону, являясь своеобразным промежуточным звеном между Калба-Нарымским и Рудноалтайским регионами? Следует заметить, что этот вопрос никогда не ставился для Северо-Восточной зоны смятия в силу существенной контрастности граничащих с ней герцинид Обь-Зайсанской и каледонид Алтае-Саянской складчатых областей.

В. П. Нехорошевым Иртышская зона смятия понималась прежде всего как структурный элемент. При этом исследователь решительно возражал как против прямого отождествления зоны смятия с зоной глубинного разлома, так и против выделения зоны смятия в качестве самостоятельной структурно-фациальной зоны. Зона «долгоживущего» глубинного разлома с ее постоянной мобильностью, неоднократными и резко дифференцированными перемещениями отдельных блоков действительно могла в процессе своего развития служить областью отложения фациально своеобразных осадков («фациальные клинья»). Однако при общей инверсии и формировании в верхнем структурном ярусе над зоной глубинного разлома зоны смятия, в которую вовлекаются краевые части сопредельных структурно-фациальных зон, выделение в образовавшемся нагромождении тектонических блоков специфических, присущих лишь зоне разлома седиментогенных комплексов будет всегда спорно и крайне ненадежно. В. П. Нехорошевым формирование зоны смятия понималось как своего рода конечный результат длительной «жизнедеятельности» глубинного разлома [1956, 1966].

Представления об Иртышской зоне смятия как о самостоятельной структурно-фациальной, структурно-формационной зоне впервые изложены в работах Б. Я. Хоревой. Противопоставляя мобильность зоны смятия «статичности» граничащих с ней структурно-фациальных зон, Б. Я. Хорева указывает, что зона смятия должна обладать специфическим набором осадочных, магматических и метаморфических формаций [1963].

При этом сама зона смятия рассматривалась в качестве узкого горстантиклинория, ограниченного двумя разломами. Идеи Б. Я. Хоревой получили дальнейшее развитие в работах Н. И. Стучевского, В. С. Кузебного и других [1975]. Н. И. Стучевский, детально изучивший Березовско-Белоусовский блок Иртышской зоны, указывает: «В пределах полосы шириною около 15 км, прилегающей к Иртышскому глубинному разлому, процесс осадконакопления был резко дифференцирован. В этой полосе выделяются подзона осевой части и краевая северо-восточная подзона... Имеется основание рассматривать выделенные зоны и подзоны в качестве самостоятельных единиц» [1960а, с. 42]. Впоследствии Н. И. Стучевским в составе Иртышской структурно-формационной зоны, соответствующей Иртышской зоне смятия, выделены три самостоятельные структурно-формационные подзоны: Северо-Восточная краевая, Осевая и Юго-Западная краевая. Одновозрастные отложения Осевой и краевых подзон различны по литологическому составу: в Осевой и Юго-Западной краевой подзонах средне- и верхнедевонские образования представлены терригенными породами, в пределах Северо-Восточной краевой подзоны «...отлагались фациально своеобразные осадки переходного характера между эффузивно-пирокластическим образованием шельфовой Рудноалтайской зоны и терригенными породами осевой части прогиба» [Воробьев, Стучевский, 1974]. Точка зрения о формационной самостоятельности Иртышской зоны доминировала до конца 70-х годов. «Иртышская структурно-формационная зона» с делением на три подзоны вошла в монографии [Кузебный и др., 1975], эти же принципы районирования Иртышской зоны смятия (далее ИЗС) взяты за основу при составлении Атласа палеотектонических и структурно-формационных карт палеозоя Юго-Западного Алтая [1978].

В последние годы под влиянием идей «тектоники плит» некоторые исследователи склонны рассматривать ИЗС в качестве палеозоны Беньофа [Марьин, 1981; Ротараш, Самыгин, 1982]. В этом случае в среднепалео-

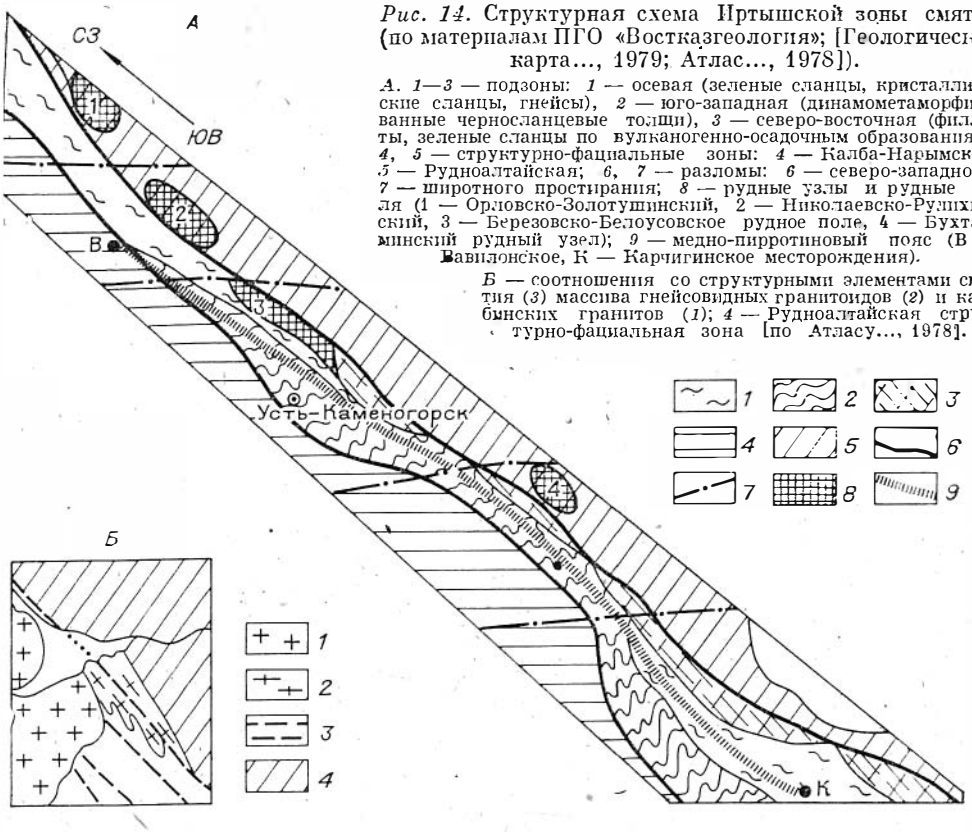


Рис. 14. Структурная схема Иртышской зоны смятия (по материалам ПГО «Восказгеология»; [Геологическая карта..., 1979; Атлас..., 1978]).

А. 1—3 — подзоны: *1* — осевая (зеленые сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы), *2* — юго-западная (динамометаморфизованные черносланцевые толщи), *3* — северо-восточная (филлиты, зеленые сланцы по вулканогенно-осадочным образованиям); *4, 5* — структурно-фациальные зоны: *4* — Калба-Нарымская, *5* — Рудноалтайская; *6, 7* — разломы: *6* — северо-западного, *7* — широтного простирания; *8* — рудные узлы и рудные поля (1 — Орловско-Золотушинский, 2 — Николаевско-Рушхинский, 3 — Березовско-Белоусовское рудное поле, 4 — Бухтарминский рудный узел); *9* — медно-пирротиновый пояс (В — Вавилонское, К — Карчигинское месторождения).

Б — соотношения со структурными элементами смятия (*3*) массива гнейсовидных гранитоидов (*2*) и калбинских гранитов (*1*); *4* — Рудноалтайская структурно-фациальная зона [по Атласу..., 1978].

зойское время в Калбинской структурно-фациальной зоне предполагается наличие коры океанического типа. Данному представлению противоречит формирование в верхнем палеозое громадного Калба-Нарымского гранитного плутона. П. В. Ермоловым и др. [1984] отрицается принадлежность Иртышской зоны смятия к «ископаемой зоне Беньофа». Согласно мнению этих исследователей, структуры Рудного Алтая срезаны зоной Иртышского глубинного разлома, причем Рудный Алтай испытал значительные перемещения относительно Калбы, оцениваемые в сотни километров. Если учитывать соотношения структур Иртышской зоны смятия с интрузивными комплексами Рудного Алтая и Калбы, такое перемещение должно было произойти за крайне короткий отрезок времени — практически мгновенно. Впрочем, гипотетичность этой концепции подчеркнута самими авторами [Ермолов и др., 1984, с. 73].

Остановимся на отдельных аспектах геологического строения ИЗС, излагаемых как по литературным источникам, так и по результатам собственных наблюдений.

На современном эрозионном срезе Иртышская зона смятия прослеживается в виде прямолинейной полосы шириною до 15 км, протянувшейся по азимуту 320° более чем на 500 км. На северо-западе она погружена под чехол рыхлых отложений Западно-Сибирской платформы. На юго-востоке тектонические зоны, сопряженные с ИЗС, проникают далеко в глубь территории КНР и МНР (см. рис. 2, 3).

В строении зоны смятия различаются «центральная кристаллическая полоса», сложенная породами высоких ступеней метаморфизма, вплоть до гранито-гнейсов, мигматитов и окаймляющих полосу кристаллических пород зоны интенсивного динамометаморфизма. Зона инъецирована согласными с направлением ее линейности массивами магматических пород (рис. 14).

Стратиграфия и литология участвующих в сложении зоны палеозойских пород представляется следующим образом.

Сторонниками точки зрения о формационной самостоятельности Иртышской зоны смятия, как уже указывалось, подчеркивается специфический характер осадконакопления в зоне Иртышского глубинного разлома. Б. Я. Хоревой в основании разреза ИЗС выделяется докембрийский метаморфический комплекс. Исходя из диафторической природы большинства метаморфогенных образований «центральной кристаллической полосы» и определений абсолютного возраста регионального диафтореза «древнее 494 млн. лет..., т. е. древнее низов ордовика», Б. Я. Хорева приходит к выводу о докембрийском возрасте первичного субстрата кристаллических пород зоны смятия [1963, с. 17]. Непосредственно на образованиях докембрийского метаморфогенного комплекса Б. Я. Хорева «помещает» сероцветные и темноцветные отложения аспидной формации, представленные в основном терригенными песчано-сланцевыми слабоизвестковистыми осадочными породами среднего девона [Хорева, 1963, с. 29]. Особо подчеркивается, что динамометаморфизованные породы прилегающих к ИЗС участков Рудного Алтая, Южного Алтая и Калбы следует исключить из состава зоны смятия [Там же, с. 30]. Н. И. Стучевским в составе структурно-формационных подзон Иртышской структурно-формационной зоны выделяются как образования, присущие только собственно зоне Иртышского глубинного разлома [Стучевский, 1960а, б], так и породы, общие с сопредельными структурно-формационными зонами, но фациально отличные от последних. Такой разрез «переходного» типа описан для Северо-Восточной подзоны Иртышской зоны смятия [Воробьев, Стучевский, 1974; Кузебный и др., 1975].

В настоящее время на примере Березовско-Белоусовского рудного поля и Бухтарминского рудного района установлено, что Северо-Восточная подзона зоны смятия сложена динамометаморфизованными породами, принадлежащими Рудноалтайской структурно-фациальной зоне [Козлов и др., 1980]. Обнаружено также явление тектонического перемешивания (меланж) среднепалеозойских образований Рудного Алтая, вовлеченных в зону смятия.

Исследованиями М. С. Козлова в северо-восточной части Иртышской зоны смятия также установлены отдельные блоки, выполненные терригенными и вулкано-терригенными образованиями, имеющими верхнесилурийско-нижнедевонский возраст. При этом нижнедевонские образования Северо-Восточной подзоны идентифицированы с аналогичными породами Рудного Алтая [Козлов, 1980]. В последние годы существенно уточнены геологическое строение и возраст метаморфических пород, слагающих юго-восточную часть зоны смятия. В частности, среди глубокометаморфизованных образований Курчумского горста выделены породы ордовик-силурийского и нижнедевонского возраста. Результаты упомянутых исследований показывают, что «центральная кристаллическая полоса» сложена породами, крайне разнообразными не только по составу и степени метаморфизма, но, очевидно, и по возрасту.

Сведения об этих образованиях более подробно излагаются ниже, в разделе, посвященном метаморфогенным ассоциациям Иртышской зоны смятия. Со стороны Калбы в рассматриваемую зону вовлечена относительно неширокая полоса рассланцованных терригенных пород, принадлежащих к аспидной формации верхнего девона — нижнего карбона (такырская свита).

Магматизм Иртышской зоны смятия также сложен. Одним из дискуссионных является вопрос о преобладании тех или иных типов магматических пород — общих с определенными структурно-фациальными зонами или специфических ассоциаций, присущих собственно Иртышской зоне смятия.

Согласно уточненной схеме магматических формаций Обь-Зайсанской складчатой области [Кузебный и др., 1981], формации ранней и средней стадии доорогенного этапа в пределах ИЗС представлены вулканогенными образованиями средне- и верхнедевонской кварц-кератофировой (алейской) и верхнедевонской андезито-дацитовой (пихтовской) фор-

маций. Обе формации широко представлены в тектонических блоках или участвуют в строении «верхнего покрова» [по М. С. Козлову и др., 1982], вовлеченного в зону Иртышского разлома со стороны Рудноалтайской структурно-фациальной зоны.

Наиболее сложен вопрос о магматогенных образованиях поздней доорогенной и ранней орогенной стадий. В позднюю доорогенную стадию [Кузебный и др., 1981] со стороны Рудноалтайской структурно-фациальной зоны Иртышская зона смятия была инъецирована небольшими телами порфировых пород, относимых к дозмеиногорскому комплексу малых порфиритовых интрузий верхневизейско-намюрского возраста. Предположительно близкоодновременной является габбро-плагиогранитная ассоциация, выделеная А. М. Марьиным под названием прииртышской серии. В последнюю объединена необычайно пестрая по составу ассоциация — от гипербазитов до сиенитов и граносиенитов. В составе серии выделено семь комплексов. Очевидно, малая вероятность внедрения производных семи самостоятельных интрузивных комплексов за столь короткий отрезок времени — после раннего турне, но позднего намюра [Марьин, 1981] в сравнительно узкой полосе Иртышской зоны — позволила заметить, что «...в ассоциацию (серию) объединены разновозрастные комплексы» [Кузебный и др., 1981, с. 16].

Формирование уплощенных линейно вытянутых массивов гнейсогранитов Иртышского комплекса относится к раннеорогенной стадии орогенного этапа (C_2 — C_3). Массивы гнейсогранитов сложены пестрой гаммой гранитоидных пород, достоверно рассекающих палеозойские отложения вплоть до верхневизейских. Установлено их рассечение пермскими (калбинскими) гранитами [Кузебный и др., 1981]. Вопрос о возрастном положении и генезисе этих специфических образований рассмотрен в разделе, посвященном метаморфическим комплексам Иртышской зоны смятия.

В верхнем карбоне — нижней перми в Рудноалтайской структурно-фациальной зоне проходят внедрение и становление крупных массивов змеиногорского габбро-гранодиорит-гранитного комплекса. В пределах ИЗС змеиногорский комплекс представлен линейно вытянутыми, уплощенной формы телами гранодиоритов и диоритов, расположенными в северо-восточной части Иртышской зоны. К этому же времени относится проникновение в зону роев даек рудноалтайского комплекса малых интрузий (порфиров-порфиритов) [Кузебный и др., 1981.]

Наконец, в нижне-верхнепермское время граниты Калба-Нарымского плутона «...не дают послойной инъекции в зоне смятия, они рвут и замещают там крупные участки. Очевидно, они внедрялись в то время, когда зона уже утратила свою пластичность и „проницаемость“» [Нехорошев, 1966, с. 153].

Изложенный материал позволяет констатировать, что ассоциации магматических пород, локализованные в пределах Иртышской зоны смятия, в основном принадлежат к магматическим формациям и комплексам сопредельных структурно-фациальных зон: Калба-Нарымской и Рудноалтайской. Менее достоверным представляется выделение специфических магматогенных образований.

Как уже упоминалось, Иртышская зона смятия отличается от сопредельных регионов прежде всего разнообразием и интенсивностью процессов метаморфизма. Для нее характерны тектоническое совмещение на определенных гипсометрических уровнях в различной степени преобразованных пород и асимметрия в проявлении процессов метаморфизма относительно осевой части зоны смятия. Северо-восточнее «центральной кристаллической полосы» расположена широкая зона динамически преобразованных (до филлитов и зеленых сланцев) вулканотерригенных пород Рудного Алтая. Здесь же сосредоточены в основном проявления гидротермального метаморфизма. Юго-западнее «центральной кристаллической полосы» динамометаморфические преобразования ограничиваются интенсивным рас-

сланцеванием и проявлением тонкой гофрировки в черных сланцах Калбы.

На гетерогенность метаморфических образований «центральной кристаллической полосы» указывали еще первые исследователи Алтая. Н. Н. Падуров, составивший первое описание кристаллических сланцев ИЗС, обратил внимание на сонахождение совершенно различных по составу и степени метаморфизма пород, принадлежащих различным зонам в классификации У. Грубенмана. Н. А. Елисеев указывал: «Своеобразная комбинация контактового и дислокационного метаморфизма является главной причиной возникновения кристаллических сланцев Прииртышья» [Геология СССР, 1941, с. 605]. Н. А. Елисеевым впервые высказана мысль о развитии процессов диафторического преобразования кристаллических сланцев. Б. Я. Хоревой выделены следующие метаморфические комплексы. Докембрийский метаморфический (гнейсо-амфиболитовый) комплекс, включающий две обширные группы пород: гнейсы и амфиболиты, не испытавшие наложенного метаморфизма; производные многоэтапного диафтореза по гнейсам и амфиболитам. Далее по времени образования следует среднепалеозойский метаморфический комплекс, объединяющий «...разнообразные по генезису метаморфические породы, связанные между собой взаимопереходами и образующиеся в результате различных типов метаморфизма» [Хорева, 1963, с. 142]. Здесь выделяются продукты динамометаморфических преобразований (микрокристаллические сланцы) и продукты динамотермального метаморфизма (контактовые сланцы и гнейсы, сланцевые роговики). Прогрессивные метаморфогенные преобразования в среднепалеозойском комплексе противопоставляются регрессивным изменениям докембрийского комплекса. При этом среди диафторитов докембрийского комплекса мигматиты и гнейсы проявляются локально и связаны с образованиями очагов плавления в кристаллическом фундаменте в процессе его тектонической активизации. Применительно к среднепалеозойскому комплексу Б. Я. Хоревой введено понятие «полиметаморфизм» — преобразование исходного субстрата под воздействием нескольких типов метаморфизма, накладывающихся друг на друга [Хорева, 1963, с. 169].

Гнейсовидные гранитоиды Иртышской зоны смятия объединены Б. Я. Хоревой в нижнетурнейский интрузивный комплекс, формирование которого происходило в три фазы: 1 — гнейсовидные кварцевые диориты (местами амфиболизированные) и гранодиориты; 2 — гнейсовидные плагиограниты, адамеллиты и микроклиновые граниты; 3 — мелкозернистые микроклиновые граниты, пегматоидные граниты, двуслюдяные граниты и пегматиты. При этом подчеркивается, что характерными признаками этих гранитоидов являются: «4 — образование в контактах кристаллических сланцев и гнейсов, а не роговиков; 5 — явления гранитизации и мигматизации вмещающих пород; 6 — обилие пегматитовых полей, приуроченных преимущественно к вмещающим породам..., 8 — четко выраженный тектонитовый характер гранитоидов, отраженный в типе микроструктурных диаграмм» [Хорева, 1963, с. 76].

Явления гранитизации, сопровождающие образование гнейсоподобных гранитоидов зоны смятия, исследовались В. С. Кузебным [1967], который выделил два этапа гранитизации: формирования массивов гнейсогранитов и становления жильных отщеплений комплекса гнейсогранитов. Специфика контактово-метасоматических преобразований, широкое развитие процессов гнейсификации, мигматизации и гранитизации в связи со становлением массивов гнейсовидных гранитоидов — все это заставляет усомниться в их чисто магматической природе. А. М. Марьиным эти образования рассматриваются в составе ультраметаморфических комплексов Иртышской зоны смятия, среди которых выделяются метатектические (мигматические) гранитоиды, связанные с «термальными максимумами» метаморфических комплексов зоны смятия, и группа реоморфических и гранитоподобных пород (анатектитов), возникших в результате перекристаллизации, гнейсификации и реоморфизма при термальном воз-

действии крупных интрузий габброидного комплекса прииртышской серии [Марьин, 1981]. Другими исследователями «кристаллическая полоса» рассматривается в качестве совокупности протяженных чешуевидных блоков, выполненных метаморфогенными породами высоких давлений («метапелитовый дистен-силлиманитовый тип») и сопряженными с ними образованиями умеренных давлений, среди которых выделяются породы гранулитовой («мигматизированные гнейсы»), амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Контакты чешуевидных блоков — тектонические [Ермолов и др., 1984]. Следует отметить, что тектонические границы блоков метаморфогенных пород в пределах «кристаллической полосы» не менее часты, нежели взаимопереходы между породами различных ступеней метаморфизма. Так, Б. М. Чиковым и Р. В. Соловьевым [1983], исследовавшими Иртышскую зону смятия в районе Бухтарминского водохранилища, установлена тектоническая природа границ трех пластиноподобных блоков, слагающих в этом участке зоны «центральную кристаллическую полосу». Что касается тектонического характера границ «кристаллической полосы» с динамометаморфитами, развитыми в пределах юго-западной и северо-восточной частей Иртышской зоны смятия, то этот факт давно установлен и признан. Тем самым объясняется условность понятия «центральная кристаллическая полоса». Работами М. С. Козлова, П. В. Ермолова и других показано тектоническое совмещение в пределах ИЗС пород самых различных степеней метаморфизма и в самом различном сочетании [Козлов и др., 1980]. Так, «Бражихинская зона», выполненная высокобарическими породами, расположена в толще филлитовидно измененных вулканитов в краевой части ИЗС [Ермолов и др., 1984]. Описаны явления тектонического инъецирования углистыми алевропелитами зеленых сланцев [Козлов и др., 1982].

Тем не менее в целом для Иртышской зоны смятия характерна асимметричная зональность в распределении фаций регионального метаморфизма, заключающаяся в приуроченности образований высоких ступеней метаморфизма в пределах «центральной кристаллической полосы». На северо-восток от кристаллической полосы происходит последовательная смена фации зеленых сланцев образованиями филлитовой субфации. Последние часто постепенно переходят в неизмененные. Породы, принадлежащие зеленосланцевой фации и субфации филлитов, образуют линейно вытянутые блоки с тектоническими границами [Козлов и др., 1980; Чиков, Соловьев, 1983].

Наиболее полно образования северо-восточной зеленосланцевой подзоны изучены в пределах Березовско-Белоусовского рудного поля, где в зону смятия вовлечены породы Рудноалтайской структурно-фациальной зоны.

В непосредственной близости от «кристаллической полосы» залегают преобразованные в условиях фации зеленых сланцев вулканотерригенные породы силурийского возраста и терригенные песчано-карбонатные породы нижнего девона [Козлов и др., 1982]. Далее к северо-востоку зеленосланцевая фация в целом сменяется подфацией филлитов. Здесь широко развиты динамосланцы по среднепалеозойским (средне- и верхнедевонского возраста) вулканогенно-осадочным породам. Благодаря тектоническому перемешиванию (меланжированию) [Козлов и др., 1980, 1982] подобная тенденция к смене зеленых сланцев филлитами в направлении с юго-запада на северо-восток, от «кристаллической полосы» к структурам Рудного Алтая, справедлива лишь в самых общих чертах. Структурные особенности зоны смятия вносят в эту схему существенные коррективы. В пределах филлитовой зоны ведущим фактором преобразования пород являются механические деформации — катаклаз и рассланцевание. Связанные с механическими деформациями преобразования структурно-минералогического характера проявлены крайне неравномерно (рис. 15).

Достаточно часто наблюдаются блоки-реликты пород с ненарушенной структурой в толщах тектоносланцев и даже милонитов, продуктов «уль-

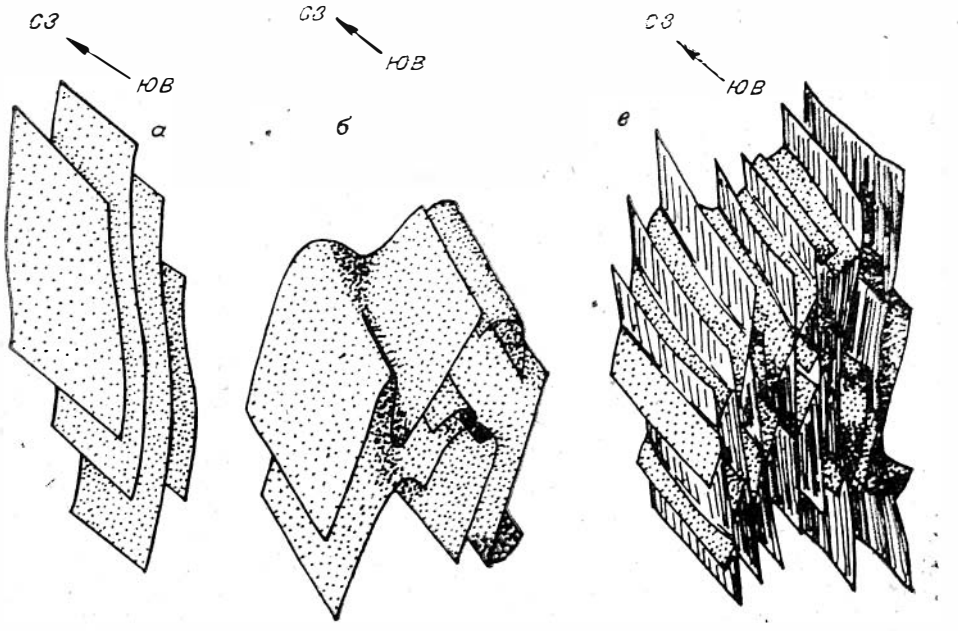


Рис. 15. Стадии формирования пересекающегося кливажа в толще пирит-«серицит»-кварцевых сланцев Ново-Березовского месторождения.

Реконструкция по материалам документации горных выработок II—VII горизонтов. *а* — кливаж I, северо-западного простирания, с крутым падением на северо-запад (до вертикального); *б* — пликативные деформации кливажа I, который сминается в дисгармоничные складки с шарнирами, ундулирующими в северо-западном направлении; *в* — рассечение деформированных плоскостей кливажа I вертикальными плоскостями кливажа II северо-западного простирания.

традинамических» преобразований. Взаимоотношения наложенной сланцеватости и первичных структур в осадочных комплексах не отличаются особым разнообразием: как правило, сланцеватость, совпадающая с кливажными трещинами, под острым углом сечет первичные структуры. Степень преобразованности пород в значительной мере зависит от механических свойств (упругости, пластичности) исходного субстрата. Более хрупкие образования (например, порфиры) при интенсивных динамических воздействиях превращаются в сланцеподобные катаклазиты. Пластические породы формируют толщи тектоносланцев. Доказана тектоносланцевая природа многочисленных тел кварц-серицитовых пород, приуроченных к региональным тектоническим линиям [Козлов и др., 1980, 1982] и считавшихся ранее гидротермальными образованиями [Иванкин и др., 1961]. При этом пластичные породы образуют тектонические инъекции в блоках хрупких пород [Козлов и др., 1982] (рис. 16). В толщах, сложенных чередующимися слоями пород с резко различными физико-механическими свойствами, широко развиты явления будинажа.

Асимметричность в распределении метаморфических фаций вкрест простирания зоны смятия подчеркивает юго-западная подзона, в пределах которой метаморфогенные изменения ограничиваются интенсивными динамическими преобразованиями черных сланцев Калбы.

Кроме регионального и дислокационного типа метаморфизма в пределах Иртышской зоны смятия проявлены контактово-метасоматические преобразования, связанные с внедрением и становлением многочисленных интрузивных тел, а также явления гидротермального метаморфизма, связанные с образованием рудных месторождений. Последние будут рассмотрены ниже.

Структура и кинематический тип Иртышской зоны интерпретируются по-разному. Существуют две основные точки зрения на ее внутреннюю структуру. Согласно одной из них, Иртышская зона имеет антиклинальное (горст-антиклинорий) строение. Б. Я. Хоревой [1963] она понималась как шовный или рубцовый антиклинорий, в ко-

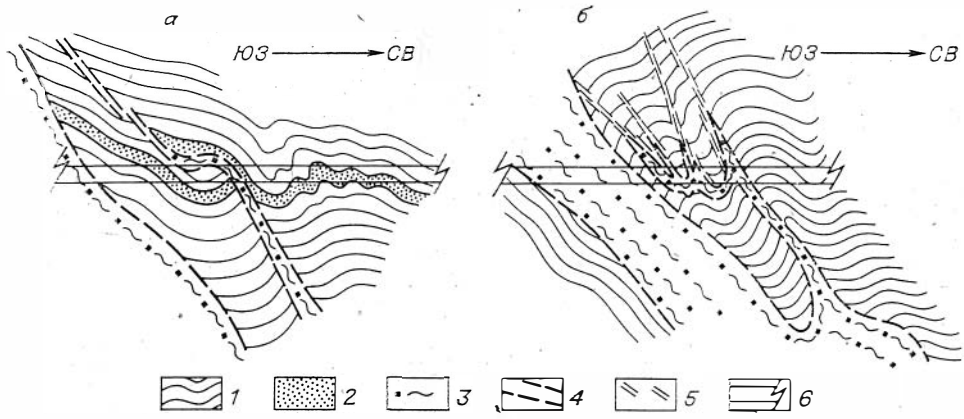


Рис. 16. Инъективные тела кварцево-слюдистых пиритсодержащих сланцев в кремнисто-псаммитовой (*а*) и кремнистой (*б*) слоистых толщах. Белоусовское месторождение, IX горизонт, северо-восточный квершлаг шахты Капитальная.

1 — слоистые кремни; *2* — среднезернистые песчаники; *3* — кварцево-слюдистые пиритсодержащие сланцы; *4* — тектонические контакты; *5* — зоны интенсивного рассланцевания слоистых пород; *6* — прерванный контур горной выработки.

тором роль ядра выполняют древние образования «кристаллической полосы». Несколько отличающаяся в деталях, но в целом сходная точка зрения развивается в работах Н. П. Стучевского [1976] и других. По Б. Я. Хоревой [1963], формирование зоны смятия происходило между двумя сближенными параллельными глубинными разломами.

Впервые представления о чешуйчато-глыбовом строении Иртышской зоны смятия обоснованы В. П. Нехорошевым [1956, 1966]. Что касается количества «глубинных разломов», с которыми связано формирование зоны смятия, В. П. Нехорошев указывал: «При многократных глыбовых перемещениях в приповерхностной части зоны может образоваться много разрывов... Определить при этом, какой из имеющихся там разломов главный („глубинный") и какие образовались позднее, практически очень трудно, потому что рубеж даже резко разновозрастных толщ в зоне смятия не может считаться бесспорной границей двух глыб; это может быть граница двух тектонических чешуй» [1966, с. 46]. В настоящее время представления о чешуйчато-глыбовом строении Иртышской зоны смятия получили дальнейшее развитие [Козлов и др., 1980; Чиков, Соловьев, 1983]. М. С. Козлов, исследовавший Иртышскую зону смятия в пределах Березовско-Белоусовского рудного поля и в районе Бухтарминского полиметаллического месторождения, приводит достаточно обоснованные выводы о ее покровно-надвиговой природе. Согласно этим представлениям, внутренняя структура Иртышской зоны смятия сформирована двумя тектоническими покровами. Нижний покров сложен наиболее древними в регионе глубокометаморфизованными породами, «...наиболее молодыми и наименее измененными из которых являются фаунистически охарактеризованные силурийские осадочные и вулканогенно-осадочные породы» [Козлов и др., 1980, с. 1212]. Верхний покров слагает пестрая по литологическому составу ассоциация среднедевонских, верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород. Нижний и верхний покровы последовательно надвинуты на песчано-сланцевые толщи Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны. Оба покрова обладают сложным глыбово-меланжевым внутренним строением.

Б. М. Чиков, изучавший Иртышскую зону смятия в районе Бухтарминского водохранилища, нашел проявления надвиговых перемещений и тектонического перемешивания вещества достаточно редкими, локальными. Внутренняя структура зоны смятия на участке представляет собою чередование крупных пластиноподобных блоков, различающихся слагающими их породно-структурными парагенезисами. Рассмотрение концепции внутреннего строения Иртышской зоны смятия предполагает соот-

ветствующие механизмы формирования зоны смятия. Концепция антиклинорного строения зоны предусматривает преимущественные вертикальные перемещения крупных масс вещества в пределах нижнего структурного яруса по зонам нескольких глубинных разломов. Сторонниками чешуйчато-глыбового строения ИЗС обосновываются два варианта кинематического типа зоны: сдвиговый [Ажгирей, Иванкин, 1952; Чиков-Соловьев, 1983; Ермолов и др., 1984] и надвиговый [Нехорошев, 1956, 1966; Козлов и др., 1980] В. П. Нехорошев указывал на крайне сложный характер перемещений вещества в пределах зоны смятия: «В целом Алтай надвигается на Калбу, но были моменты, когда Калба надвигалась на Алтай. Временами происходили „поддвиги" и даже „выдвиги" (например, выдвижение древних толщ Курчумского горста в южноалтайской части Иртышской зоны смятия)» [Нехорошев, 1966, с. 45]. Вероятно, дифференцированность движений в различных участках зоны смятия связана с пересечением ее крупными разломами субширотного простирания.

В. Н. Любецким [1965] установлена система субширотных разломов, крупнейшие из которых названы Алейским, Чингиз-Нарымским, Семипалатинско-Лениногорским, Кызыловско-Серябрянским и Акчатау-Зайсановским. Ю. Ю. Воробьев выделил четыре горст-антиклинорных и три грабен-синклинорных блока, дифференцированные перемещения которых вдоль субширотных разломов определили основные структурные элементы Алтая. Бытовало мнение о скрытом характере этих разломов как структурах фундамента, отраженных в верхнем структурном ярусе [Воробьев, Стучевский, 1974]. В настоящее время зоны некоторых из этих разломов в пределах шахтных полей пересечены горными выработками. В частности, вскрыт и изучен по данным горных работ участок Ново-Березовского широтного разлома, пересекающий Иртышскую зону смятия на северо-западном фланге Березовско-Белоусовского рудного поля и являющийся (предположительно) фрагментом Лениногорско-Семипалатинской широтной тектонической зоны.

Наблюдения в горных выработках показали, что Ново-Березовский разлом представляет собой мощную (до 5—8 м) зону интенсивного рассланцевания и милонитизации. Зона разлома обильно обводнена. Разлом срезает Березовский диоритовый массив. Сбросо-сдвиги, оперяющие разлом близширотного простирания, участвуют в формировании структурного каркаса Ново-Березовского и Красноярского месторождений. Кинематический тип разлома может быть определен как сбросо-сдвиг, со значительным преобладанием сдвиговой составляющей. Аналогичная структура — Потаповская зона — ограничивает с северо-запада участок Белоусовского месторождения. Интересно отметить, что в современных морфоструктурах, дешифрируемых на космических снимках, четкая линейность Иртышской зоны смятия искажена системой широтных структур, т. е. на современном эрозионном срезе вскрыта линейная чешуйчато-глыбовая структура северо-западного простирания, интенсивно деформированная пересекающими ее широтными линеаментами. В силу сказанного нам представляется неправомерным противопоставление «ясно выраженных», северо-западного простирания структур «скрытым», «отраженным» широтным структурам, поскольку именно к узлам сопряжения разнонаправленных линеаментных структур приурочено большинство месторождений [Воробьев, 1968].

Развитие Иртышской зоны смятия, по-видимому, началось еще в докембрии [Нехорошев, 1966]. Основываясь на существенных различиях средних и поздних каледонид Казахстана и Горного Алтая, В. П. Нехорошев высказал предположение о существовании резкой фациальной границы между ними в додевонское время. В качестве региональной структурно-фациальной границы герцинской геоантиклинальной области зона Иртышского глубинного разлома проявила себя начиная с эйфельского века. Вслед за В. П. Нехорошевым, И. А. Ротарашем и другими исследователями [1982] граница Рудного Алтая рассматривается в качестве «активной континентальной окраины».

В неотектонических движениях Иртышская зона смятия проявляется локально и неинтенсивно. Известно, например, проявление пересекающихся границ зон окисления на Белоусовском месторождении, связанное с изменением палеоуровней грунтовых вод.

Повышенная мобильность и сосредоточенность в пределах сравнительно узкой полосы проявлений столь разнообразных геологических процессов предполагают пеструю картину металлогении Иртышской зоны смятия. Однако, являясь региональной металлогенической границей, разделяющей редкометалльную Калбу и полиметаллический регион Рудного Алтая, сама по себе Иртышская зона смятия на современном уровне изученности как металлогеническая провинция имеет подчиненное значение по сравнению с другими районами Рудного Алтая. Разумеется, речь идет лишь об объектах, непосредственно локализующихся в пределах Иртышской зоны смятия, поскольку со стороны Рудного Алтая к зоне Иртышского глубинного разлома пространственно тяготеют четыре рудных узла: Бухтарминско-Заводинский, Березовско-Белоусовский, Николаевско-Рулихинский и Орловско-Золотушинский (см. рис. 16). Из перечисленных объектов лишь месторождения Березовско-Белоусовского рудного поля и юго-западного фланга Бухтарминско-Заводинского рудного поля непосредственно контролируются структурами зоны смятия. В связи с этим становятся неопределенными границы «Прииртышского рудного района» [Кузебный и др., 1975]. Металлогенический тип месторождений, контролируемых Иртышской зоной смятия, близок к рудноалтайскому, колчеданно-полиметаллическому, однако для них характерны повышенные концентрации меди и цинка наряду с подчиненной ролью свинцовой минерализации.

В контурах «центральной кристаллической полосы», иногда за ее пределами, простирается «медно-пирротиновый пояс», который в качестве самостоятельной металлогенической единицы впервые выделен А. П. Никольским и Н. М. Великой [1946]. «Пояс» представлен двумя месторождениями: Вавилонским в северо-западной части Иртышской зоны смятия и Карчигинским — в юго-восточной. Между этими довольно крупными объектами протянулась прерывистая цепочка мелких рудопроявлений, неизменных по составу руд и околорудно-измененных пород. Для них характерен существенный медно-пирротиновый состав руд при ничтожных содержаниях сульфидов свинца и цинка. Специфичен также состав околорудных метасоматитов, представленных кварц-хлоритовыми и кордиерит-антофиллитовыми ассоциациями, которые позволили параллелизовать данные месторождения с медно-пирротиновыми зонами минерализации Монтабана и Квебек (Канада) и мелкими пирротиновыми месторождениями района Ориярви (Финляндия) [Шилин, 1941].

Позднее большинством исследователей обосновывалась высокотемпературная гидротермальная природа этих месторождений [Никольский, Великая, 1946; Зленко, 1962; Иванкин и др., 1961]. Специфичность медно-пирротиновых объектов, существенно отличающихся от собственно рудноалтайских месторождений, послужила основанием для выделения особого металлогенического профиля Иртышской зоны смятия [Хорева, 1963].

Медно-пирротиновые объекты Иртышской зоны смятия рассматриваются в качестве крайнего высокотемпературного члена единого зонального ряда колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая [Иванкин и др., 1961].

При анализе позиции прерывистой цепочки медно-пирротиновых объектов относительно структуры зоны смятия обращает на себя внимание следующий факт: в юго-восточной и центральной частях Иртышской зоны смятия медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления располагаются в пределах «центральной кристаллической полосы» (Карчигинское месторождение и рудопроявление Когодай на Южном Алтае). В северо-западной части (Вавилонское месторождение) объекты «медно-пирротинового пояса» расположены в пределах дислоцированных черных сланцев Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны. Иными словами, «медно-

пирротиновый пояс» под очень острым углом пересекает структуру Иртышской зоны смятия, что может свидетельствовать о более молодом возрасте медно-пирротинового пояса по отношению к полиметаллическому оруденению.

Характерной чертой Иртышской зоны смятия является отсутствие в ее пределах значительных проявлений редкометалльной минерализации, связанной с Калбинскими гранитоидами.

Кроме месторождений, близких рудноалтайскому региону, и «медно-пирротинового» пояса, в ИЗС имеются золоторудные проявления. Образование некоторых из них В. С. Кузебный [1967] связывал с процессами гранитизации. Не упоминая здесь ряд мелких и крайне редких (экзотических) объектов, подчеркнем в заключение, что в целом Иртышская зона смятия имеет ярко выраженную колчеданно-медно-цинковую металлогеническую специализацию.

Проводившиеся в последние годы работы по детальному геологическому картированию месторождений Березовско-Белоусовского рудного поля позволили выявить сложную картину рудообразования, неотъемлемыми составляющими которого являются: впервые выделенная на Рудном Алтае М. С. Козловым гидротермально-осадочная формация, играющая роль геохимического барьера в процессе позднего рудообразования, и поздние, син- и посттектонические металлоносные гидротермы, взаимодействие которых с образованием гидротермально-осадочной формации привело к созданию колчеданно-медно-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений [Козлов, Иванов, 1978; Козлов, 1980; Козлов и др., 1982; Иванов, 1984].

Глава 3

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ, ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУД НА ГУСЛЯКОВСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Крупномасштабное детальное изучение структур Северо-Восточной зоны смятия произведено на Гусляковском рудном поле, расположенном в северо-восточной части Лениногорского рудного района, в 46 км к северо-востоку от г. Лениногорска. Площадь рудного поля находится в Белоубинско-Сарымсактинском блоке вблизи его юго-западной границы с Рудноалтайским блоком, проходящей по Южно-Тигирекскому глубинному разлому (см. рис. 2, 3). Выбор Гусляковского рудного поля в качестве объекта детальных исследований объясняется его приуроченностью к участку сочленения региональных разломов трех направлений в одной из ветвей Северо-Восточной зоны смятия, в котором сочетаются разноранговые палеовулканические, пликативные и разрывные структуры.

Под Гусляковским рудным полем подразумевается близкая к прямоугольной площадь, включающая юго-восточное окончание Гусляковской синклинали. Оно включает Чекмарское, Гусляковское и Юго-Восточное месторождения и ряд рудопроявлений — Павловское, Солдатовское, Шинковское, Верх-Теснушинское, Звездное и Звездное-1 (рис. 17). Такое понятие границ Гусляковского рудного поля (7×9 км) с незначительными вариациями прочно вошло в практику работы геологов Лениногорской ГРЭ и стало традиционным.

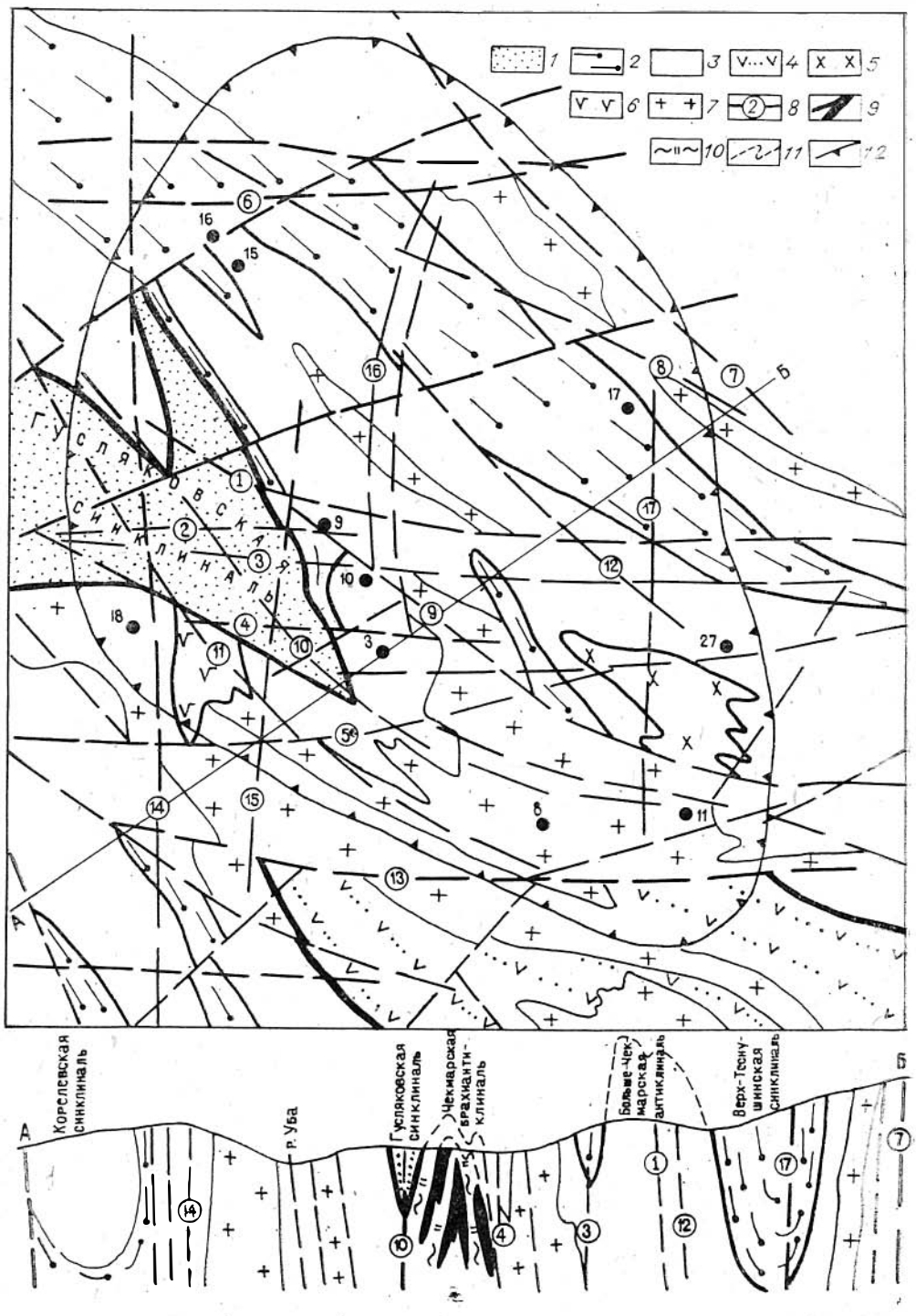


Рис. 17. Схема геологического строения Гусляковского рудного поля и разрез на линии *А — Б*. Составил А. И. Прокопенко с использованием материалов А. Ф. Астахова, В. И. Мамина, В. Н. Спирина, В. П. Тюнина.

1 — терригенные образования белоубинской свиты; *2, 3* — успенская свита (*2* — туфогенно-осадочные отложения верхней подсвиты, *3* — кислые вулканиты нижней подсвиты); *4* — ильинская свита; *5* — гипабиссальные интрузии трахилипаритовых порфиров верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста; *6* — тела и дайки габбро-диабазов и диабазов верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста; *7* — субвулканические кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры среднедевонского возраста; *8* — разломы (1 — Северный, 2 — Южный, 3 — Юго-Восточный, 4 — Чекмарский, 5 — Шинковский, 6 — Теремковский, 7 — Верхнетеснушинский, 8 — Теснушинский, 9 — Северо-Западный, 10 — Козловский-1, 11 — Козловский-2, 12 — Большечекмарский, 13 — Звездный, 14 — Гусляковский-1, 15 — Гусляковский-2, 16 — Центральный. 17 — Северо-Восточный); *9* — рудные тела; *10* — серицит-кварцевые гидротермалиты; *11* — реконструированные структуры; *12* — границы рудного поля. Другие усл. обозн. см. на рис. 5.

В процессе проведения палеовулканического анализа установлена приуроченность Гусляковского рудного поля к палеовулканическому сооружению типа стратовулкана, контуры которого сопоставимы с границами выделенного при дешифрировании мелкомасштабных аэрофотоснимков участка тектонически осложненной зоны, характеризующейся повышенной плотностью узлов пересечения разрывных нарушений на единицу площади.

Учитывая разрывные структуры и особенно узлы их пересечения в пространственном распределении рудных полей и месторождений на Рудном Алтае вообще [Овчинников, Бабанов, 1973] и Гусляковском рудном поле в частности [Трубников, Олейник, 1977], за условные границы исследуемого поля принимают контуры участка интенсивного тектонического преобразования вулканогенно-осадочных пород (см. рис. 17). В этом случае площадь рудного поля, имеющая эллипсовидную и вытянутую вдоль Снегирихинско-Гусляковского субширотного разлома форму, составляет около 50 км^2.

СТРАТИГРАФИЯ

В основу стратиграфии рудного поля положена схема, разработанная в процессе съемки масштаба 1 : 50 000, дополненная данными детальных поисков масштаба 1 : 10 000. Осадочно-вулканогенные образования рудного поля расчленяются на ильинскую, успенскую и белоубинскую свиты (см. рис. 17). Залегание свит согласное, хотя контакты их осложнены часто тектоническими нарушениями или инъекциями субвулканических кварцевых порфиров. Фаунистически свиты охарактеризованы слабо, их возраст определяется на основании литологических сопоставлений с более детально изученными разрезами сопредельных территорий. В отобранных А. И. Прокопенко образцах и шлифах с остатками фауны Ю. А. Дубатоловой установлены плохо сохранившиеся *Pentagonocyclicus* sp. ind., *Cyclocyclicus* sp. ind., *Peribolocrinus* sp. ind., *Salairocrinus* sp. ind. и *Calleocrinus* sp. ind. среднепалеозойского облика.

Девонская система. Средний отдел

Ильинская свита ($De_{1-2}il$) на рассматриваемом рудном поле ограниченно распространена, обнажена в его юго-восточной части, слагает ядро Черноубинской антиклинали. Нижняя граница свиты в пределах рудного поля не установлена. Она представлена вулканогенно-осадочными породами смешанного и основного состава. Основу свиты составляет толща грубообломочных пород, сложенная в основании вулканомиктовыми гравелитами смешанного состава. Менее распространены лавы андезито-базальтовых порфиров, их туфы и туффиты, известковистые алевролиты, известняки. Порода характеризуется красновато-зеленой окраской, невыдержанностью по мощности и по простиранию. Она имеет постепенные переходы к вышележащей успенской свите, в связи с чем верхняя ее граница проводится по исчезновению из разреза туфогенных пород смешанного состава. Мощность ильинской свиты колеблется от 500 до 1600 м.

Успенская свита (D_2e_2— qv_1us) имеет преимущественное развитие на площади рудного поля. Главную роль в ее разрезе играют эффузивно-пирокластические образования кислого состава, подчиненную — туфогенно-осадочные породы. По фациально-литологическим признакам успенская свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю (эффузивно-пирокластическую) и верхнюю (туфогенно-осадочную).

Нижняя подсвита успенской свиты (D_2e_2—$qvus_1$) отвечает основному этапу проявления среднедевонской вулканической деятельности на Гусляковском рудном поле и характеризуется резким преобладанием эффузивно-пирокластических образований. Последние представлены главным образом лавами и лавобрекчиями альбитофиров,

кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров с широким разнообразием структурно-текстурных типов пород. Отмечаются липарито-дацитовые и трахилипаритовые порфиры и туфы с различной размерностью обломков. В меньшем объеме развиты прослои туффитов кислого и среднего состава, песчаников, алевролитов и известняков, для которых обычна примесь вулканогенного материала. Для подсвиты характерна резкая фациальная изменчивость слагающих ее разновидностей пород как в плане, так и в разрезе. Породами подсвиты сложены ядра картируемых на рудном поле Мало-Чекмарской, Шинковской, Большечекмарской и Углоушинской антиклиналей. Мощность подсвиты составляет 350—500 м.

Верхняя подсвита успенской свиты (D_2e_2—qv_1us_2) согласно залегает на нижней, в отличие от которой сложена главным образом переслаивающимися туффитами, туфопесчаниками, туфами кислого состава и алевролитами. Среди них в подчиненном количестве присутствуют лавы и лавобрекчии альбитофиров и андезито-базальтовых порфиритов, а также линзы криноидных известняков. В верхах разреза подсвиты в переходной ее части к перекрывающим отложениям белоубинской свиты преобладают известковистые разности мелко- и тонкозернистых осадочных пород (песчаники, алевропесчаники и алевролиты с примесью графито-углистого материала в цементирующей массе).

Для отложений подсвиты характерно наличие косой слоистости и следов взмучивания и оползания, свидетельствующих о неровностях палеорельефа в период ее отложения. Образование пород данной подсвиты фиксирует окончание магматической вулканической деятельности и начало прогибания бассейна с последующим формированием известковисто-терригенной подформации базальто-липаритовой формации, захороняющей вулканические структуры нижнеуспенского времени. Породы подсвиты фиксируются на эрозионном срезе в северо-восточном крыле Гусляковской и в ядерных частях Верх-Теснушинской, Звездно-Зеленковской и Королевской синклиналей, где ее мощность колеблется от 25 до 250 м.

Тем самым по мере накопления разреза успенской свиты обнаруживается смена существенно вулканогенных образований осадочными, сопровождаемая уменьшением мощности подсвит вверх по разрезу. Общая мощность отложений успенской свиты на рудном поле колеблется от 500—750 м и сокращается до 400 м в участках, сложенных туфогенно-осадочными породами. В породах успенской свиты локализуются практически все известные колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления Гусляковского рудного поля, тяготея к области контакта нижней и верхней подсвит.

Белоубинская свита ($D_{2-3}bl$) завершает девонский разрез района и сложена темно-серыми, до черных, углисто-глинистыми алевролитами, алевропесчаниками, алевропелитами, реже их известковистыми разностями с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников. Для них характерна тонкая слоистость со следами оползания, взмучивания и косой слоистости. Отложения свиты слагают ядро Гусляковской синклинали, где ее мощность составляет около 400—500 м. Переходы от успенской свиты к белоубинской постепенные, но в большинстве случаев осложнены тектоническими нарушениями. Возраст свиты принимается на основании ее стратиграфического положения и по сопоставлению с отложениями сопредельных районов.

МАГМАТИЗМ

В геологическом строении Гусляковского рудного поля магматические породы играют значительную роль, слагая до 70% его площади. Из них только 10% приходится на долю основных, а остальная часть — на долю кислых магматических образований.

На основе анализа геолого-петрографических особенностей и химического состава на рудном поле выделяется шесть основных петрогенетических групп магматических пород.

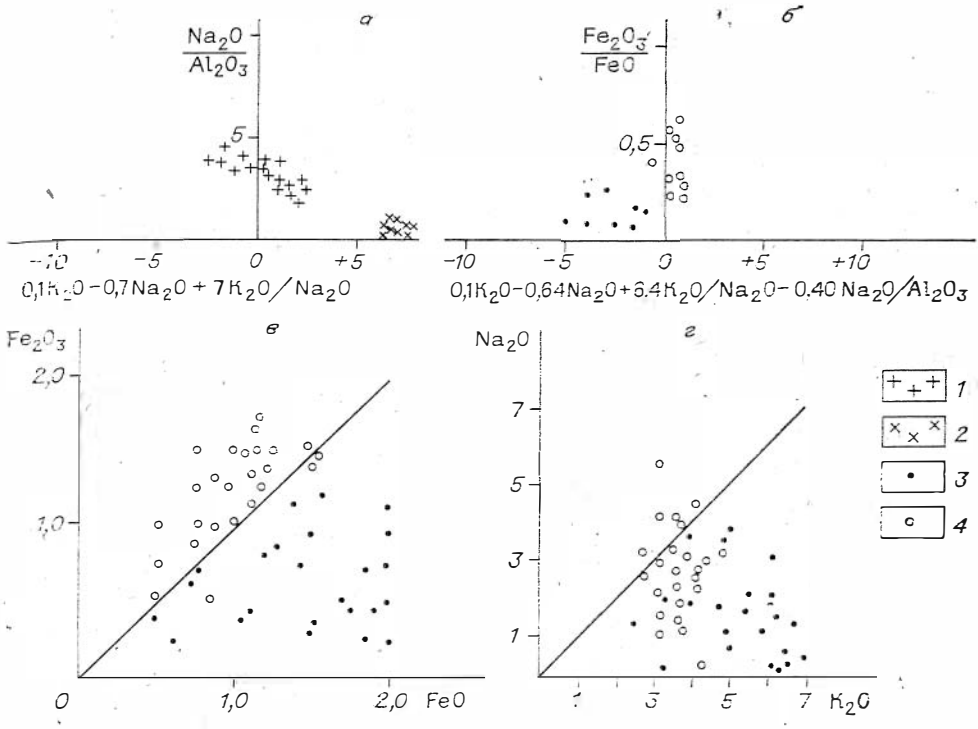


Рис. 18. Диаграммы распределения содержаний и соотношений окислов различных петрогенных элементов в кислых магматических породах Гусляковского рудного поля (*а*, *б* — по данным Г. С. Январева; *в*, *г* — по данным А. И. Прокопенко).

а — липаритов (*1*) и трахилипаритов (*2*); *б* —*г* — липаритов эффузивных (*3*) и субвулканических (*4*).

Эффузивные образования — андезито-базальтовые и андезитовые порфириты (среди пород ильинской свиты и верхней подсвиты успенской свиты), липаритовые, липарито-дацитовые порфиры (среди пород успенской свиты).

Субвулканические тела — липаритовые и липарито-дацитовые порфиры среднедевонского (живет) возраста, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты среднедевонского (живет) возраста. Гипабиссальные интрузии и дайки — трахилипаритовые порфиры, габбро-диабазы и диабазовые порфириты верхнедевонского нижнекаменноугольного возраста. Средний химический состав описываемых пород приведен в табл. 6.

Фациальные различия пород как кислого, так и основного состава обусловлены уменьшением степени окисленности железа от эффузивной фации к гипабиссальной. Особенно резко по этому показателю отличаются кислые породы эффузивной и субвулканической фаций: коэффициент окисленности железа в последних в 1,6 раза ниже, чем в первых (рис. 18). Отмечаются тенденция к увеличению от эффузивных к гипабиссальным кислым породам значений отношения калия к натрию и соответствующее уменьшение этого отношения в основных породах. Гипабиссальные трахилипаритовые порфиры четко отличаются от кислых пород эффузивной и субвулканической фаций повышенными значениями в 5—6 раз соотношений калия к натрию. По остальным параметрам породы различных фаций близки между собой. Данные, приведенные в табл. 7, свидетельствуют о том, что кислые породы субвулканической фации обладают меньшими по сравнению с близкими к ним по составу породами эффузивной фации значениями эффективной пористости и большими значениями динамического модуля упругости, модуля сдвига и коэффициента Пуассона. Эти данные хорошо согласуются с результатами А. В. Канцеля и др. [1968] для пород Чаткальского хребта и Г. Ф. Яковлева и др. [1965] для Блявинского рай-

Средние химические составы магматических

Петрогенетические группы пород	Кол-во определений	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Липаритовые порфиры						
эффузивные	24	72,71	0,20	13,27	1,43	1,29
субвулканические	24	73,03	0,31	13,14	1,09	1,52
Трахилипаритовые порфиры гипабиссальные	6	67,58	0,36	14,28	1,30	2,15
Андезито-базальтовые порфириты						
эффузивные	8	49,79	0,87	15,95	2,82	6,58
субвулканические	2	50,1	0,79	16,25	2,34	7,62
гипабиссальные	2	50,68	0,76	15,16	1,64	8,3

она о зависимости физико-механических свойств пород от условий их образования.

Большая часть субвулканических тел и гипабиссальных интрузий на Гусляковском рудном поле локализуется в узких стратиграфических интервалах. Вследствие линейной складчатости магматические тела на современном эрозионном срезе образуют полосы сгущения, называемые поясами порфировых интрузий.

Эффузивные андезито-базальтовые и андезитовые порфириты образуют пластообразные тела мощностью до 25—50 м среди осадочно-вулканогенных отложений ильинской свиты и верхней подсвиты успенской свиты, в составе которой они детально изучены в районе Гусляковского месторождения. Обычно они представляют собой темно-зеленые породы сланцеватой текстуры, афировой мелкопорфировой структуры с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза среднего и основного состава в количестве до 25—30% и микролитовой основной массой, часто содержат миндалины, выполненные карбонат-кварцевым материалом. Из акцессорных минералов типичны апатит, магнетит, ильменит. В районе рудопроявления Звездное-1 отмечены подушечные лавы описываемых порфиритов.

Эффузивные липаритовые, липарито-дацитовые порфиры занимают 35% объема осадочно-вулканогенного разреза в пределах рудного поля с максимальной их концентрацией в породах нижней подсвиты успенской свиты. Породы данного типа слагают главным образом околожерловые и промежуточные зоны, выделяемые от-

Таблица 7

Зависимость физико-механических свойств магматических пород Гусляковского рудного поля от условий их образования

Порода	Фация	Эффективная пористость, %	Динамический модуль упругости, $E \cdot 10^5$ кг/см²	Модуль сдвига в сухом и водонасыщенном состоянии, $L \cdot 10^5$ кг/см²	Коэффициент Пуассона	Кол-во определений
Кварцевые порфиры пятнистой текстуры	Эффузивная	1,70	7,08	$\frac{170}{140}$	0,14	130
Сферолидные кварцевые порфиры	»	1,41	7,10	$\frac{208}{150}$	0,11	27
Альбитофиры	»	1,36	7,38	$\frac{180}{140}$	0,18	12
Кварцевые альбитофиры	Субвулканические	1,23	7,43	$\frac{225}{224}$	0,21	10

Таблица 6

пород Гусляковского рудного поля, вес.%

MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	Сумма
0,07	1,49	0,87	4,25	2,28	0,03	0,05	1,73	99,67
0,06	1,20	0,85	5,40	1,67	0,05	0,05	1,03	99,40
0,15	1,14	1,13	9,40	0,70	0,07	0,05	1,82	100,13
0,19	6,66	5,75	1,84	3,33	0,22	0,09	5,27	99,36
0,17	6,34	6,18	2,15	4,08	0,20	0,06	3,56	99,84
0,13	7,69	5,04	0,66	2,66	0,17	0,08	6,95	99,92

носительно центров вулканических извержений. Среди них резко преобладают липаритовые разности, для которых характерна перенасыщенность глиноземом, нормальное содержание остальных петрогенных компонентов с несколько повышенными содержаниями калия и окисного железа (см. табл. 6).

Субвулканические липаритовые и липарито-дацитовые порфиры впервые в качестве самостоятельного комплекса выделены в Северо-Восточной зоне смятия Д. Г. Ажгиреем и др. [1968]. До этого они картировались как эффузивы. Внедрением субвулканических порфиров завершается раннегерцинский тектономагматический этап, характеризующийся интенсивной вулканической деятельностью. Наиболее широко субвулканические порфиры кислого состава развиты в южной части Гусляковского рудного поля и локализуются преимущественно в нижних частях разреза успенской свиты. Часть этих тел расположена в верхах разреза ильинской свиты. Пространственно они формируют так называемый Черноубинский пояс порфировых интрузий, который в пределах Гусляковского рудного поля протягивается на 10 км с юго-востока на северо-запад при максимальной ширине 4—5 км, обрамляя ядро Гусляковской синклинали. По форме это субсогласные, несколько секущие пластовые интрузии с крутыми углами падения к северо-востоку и юго-западу и активными контактами с вмещающими породами. Размеры тел по простиранию — 2—4 км при мощности 250—500 м. В районе рудопроявления Звездное откартировано крупное тело порфиров данного типа в виде штока в центральной части с отходящими от него ответвлениями. Размеры тела составляют 2,5×1,5 км. Петрографически — это крупнопорфировые эпилипаритовые и эпидацитовые кварцевые альбитофиры с взаимными фациальными переходами. Породы перенасыщены кремнекислотой, глиноземом и характеризуются высокими содержаниями щелочей. Средний состав по Дэли отвечает кварцевому порфиру.

Субвулканические порфиры прорывают отложения ильинской и успенской свит и, в свою очередь, секутся дайкообразными телами субвулканических порфиритов андезито-базальтового и андезитового состава, а также гипабиссальными интрузиями трахилипаритовых порфиров и габбро-диабазов. В районе Павловского рудопроявления А. И. Прокопенко установлены находки галек этих порфиров в низах белоубинской свиты. Тем самым возраст субвулканических порфиров определяется как среднедевонский.

Субвулканические андезито-базальтовые и андезитовые порфириты распространены преимущественно в северо-восточной части рудного поля, где образуют полосу протяженностью до 7 км при ширине 0,5 км в юго-западном крыле Верх-Теснушинской синклинали, локализуясь главным образом в породах верхней подсвиты успенской свиты. Порфириты имеют ровные рвущие контакты с вмещающими породами, образуя дайкообразные тела мощностью от не-

скольких до 150—200 м протяженностью до 2—3 км. Породы интенсивно хлоритизированы, серицитизированы и рассланцованы. Среднедевонский возраст пород данной группы определен на основании стратиграфической позиции в разрезе и сходства химического состава с подобными образованиями в соседних районах.

Гипабиссальные интрузии и малые тела трахилипаритовых порфиров верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста впервые в качестве самостоятельного комплекса выделены П. Ф. Иванкиным и др. [1961]. Геотектоническая обстановка их внедрения характеризуется сменой режима устойчивого погружения на режим инверсионных поднятий, предшествуя становлению гранитоидов змеиногорского комплекса верхнекарбонового — нижнепермского возраста. На площади Гусляковского рудного поля они имеют незначительное распространение. Наиболее крупное 2×1 км тело описываемых порфиров с рвущими контактами закартировано В. И. Черновым [1974] в районе рудопроявления Большой Чекмарь.

В контактовых частях его отмечены зоны кварц-альбитовых метасоматитов мощностью до нескольких метров. Часто порфиры образуют маломощные протяженные инъекции во вмещающие породы. В отличие от субвулканических липаритовых порфиров среднедевонского возраста это более темноокрашенные породы с мелкими розовыми вкрапленниками калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца либо с крупными гломеропорфировыми сростками кварца с кварцполевошпатовой основной массой. Верхнедевонский — нижнекаменноугольный возраст порфиров определяется по их приуроченности к верхам разреза успенской свиты, а на соседних площадях они прорывают низы белоубинской свиты. Абсолютный возраст порфиров, по данным В. И. Чернова [1974], составляет 301 млн. лет, что соответствует нижнему карбону.

Гипабиссальные интрузии габбро-диабазов и диабазовых порфиритов верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста обычно выделяются в качестве самостоятельного Белорецко-Маркакольского комплекса интрузий, образующих пояс северо-западного простирания. На Гусляковском рудном поле к ним относятся два тела габбро-диабазов, закартированные в его юго-западной части в районе Шинковского и Углоушинского рудопроявлений, где их размеры колеблются в пределах от 0,2—1 до 1,5—2 км.

Фациально-формационное разделение пород Гусляковского рудного поля приведено в табл. 8. Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных литологических разновидностей Гусляковского рудного поля.

Лавы альбитофиров отличаются темным оливково-зеленым цветом, порфировой структурой, флюидальной, сланцеватой текстурой. Вкрапленники в количестве 5—20% сложены таблитчатым альбитом, реже кварцем изометричной формы, размеры их до 1—2 мм. Альбит зачастую замещается серицитовым агрегатом. Основная масса нацело замещена кварц-серицитовым или существенно серицитовым агрегатом с примесью хлорита. В отдельных случаях в альбитофирах отмечаются перлитовая отдельность и сфероидное строение.

Лавы и лавобрекчии кварцевых порфиров обладают порфировой структурой, неоднородной, пятнистой, грубосланцеватой текстурой. Вкрапленники представлены в основном кварцем изометричной формы, размером от 0,2—0,3 до 1—1,5 мм и в количестве от 0 до 10%. Иногда встречаются калишпат и альбит таблитчатой формы, обычно сильно корродированные основной массой. Последняя перекристаллизована и замещена серицит-кварцевым, хлорит-серицит-кварцевым агрегатом и имеет фельзитовидную, реже сфероидальную, микропойкиллитовую структуру. Пятнистость основной массы обусловлена неравномерным распределением серицита и гранобластического кварца. Из акцессорных присутствуют циркон, апатит, сфен.

Таблица 8

Фациально-формационное разделение Гусляковского рудного поля

Геологическая формация	Субформация	Фация	Комплекс пород
Морская контрастная базальт-липаритовая (средний — верхний девон)	Липаритовая (эйфель — живет)	Эффузивная Пирокластическая Вулканомиктовая Рифогенных известняков Осадочная	Осадочно-вулканогенные породы нижней и верхней подсвит успенской свиты
		Субвулканическая	Среднедевонские субвулканические комплексы липаритовых, дацит-липаритовых порфиров и андезито-базальтовых порфиритов
	Известковисто-терригенная (живет — фран)	Осадочная	Терригенные отложения белоубинской свиты
Плагиогранит-порфировая, по В. С. Кузебному [1975]; альбитофир-порфиритовая, по Ф. К. Шипулину [1965]	Трахилипаритовая (верхнедевонский — нижнекаменноугольный возраст)	Гипабиссальная	Комплекс интрузий трахилипаритовых порфиров
	Габбро-диабазовая (верхнедевонский — нижнекаменноугольный возраст)		Комплекс интрузий габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов

Для лавобрекчий характерно наличие обломков порфиров чаще всего с афировой структурой. Единичные мелкие вкрапленники калишпата и кварца интенсивно катаклазированы и растащены. Основная масса вторичная кварц-серицитового, существенно серицитового состава. Форма обломков самая разнообразная, но преобладает удлиненно-линзовидная с неровными очертаниями, размеры до 2×6 мм.

Лавы кварцевых порфиров сфероидного строения характеризуются афировой, реже порфировой структурой. Текстура сфероидная, микросфероидная, сланцеватая. Порфировые выделения обычно редки и представлены главным образом кварцем, реже альбитом. Форма их изометричная, таблитчатая, иногда с корродированными контурами, размеры до 0,8—1 мм. Основная масса лепидогранобластовая, вторичная, замещенная серицит-кварцевым или хлорит-серицит-кварцевым агрегатом. Сфероиды имеют размеры от долей миллиметра до 0,5—2,5 см; форма их округло-изометричная, овальная, линзовидно-овальная. Выполнены они главным образом среднезернистым кварцем, нередко с примесью карбоната или полевых шпатов по периферии или в центре. Центром сфероида иногда является рудный минерал. В средне- и крупносфероидных разностях вокруг сфероидов отмечаются оторочки тонкочешуйчатого серицита, хлорит-серицитового агрегата или тонкозернистого кварца мощностью от сотых долей до 0,5 мм. Из акцессорных минералов присутствуют рутил, циркон, сфен.

Лавы кварцевых порфиров перлитового строения характеризуются реликтовой перлитовой текстурой. Основная масса гранолепидобластовая, хлорит-серицит-кварцевая. Реликты перлитовой отдельности представлены деформированными округлыми, овальными, линзовидно-овальными трещинами мощностью от 0,01 до 0,1—0,3 мм, которые выполнены тонкозернистым кварцем, мелкочешуйчатым серицитом или полевошпат-кварцевым агрегатом. Центром перла обычно являются округлые скопления размером до 0,5 мм кварца, калишпата или того и другого. Акцессорные представлены апатитом, рутилом, очень редко цирконом.

Лавы кварц-полевошпатовых порфиров фельзитового строения представляют собою породы светлых оттенков, флюидальной, массивной текстуры, микрофельзитовой, реже сферолитовой структуры. Единичные вкрапленники представлены кварцем и калишпатом, редко — альбитом и имеют размеры до 0,5—1,5 мм. Зачастую они замещены гранобластическим кварцем. Основная масса имеет кварц-калишпатовый состав с примесью серицита, с преобладанием калишпата — до 70—75% объема породы. Нередко отмечаются сферолиты кварц-калишпатового состава радиально-лучистого строения, размером до 0,2—0,5 мм. Флюидальные текстуры обусловлены чередованием полос существенно калишпатового, кварцевого или серицитового состава, мощность которых от долей до 1—5 мм, нередко и более, или же полос различной раскристаллизации. Калишпатовые полосы обладают элементами перлитового строения, существенно кварцевые — микросфероидного. В фельзитах нередки разности сфероидного строения с размером сфероидов кварца до 2—5 мм и в количестве до 5—15% объема пород. В качестве примеси отмечаются сфен, циркон, лейкоксен.

Туфы кварцевых порфиров характеризуются витрокристаллокластической структурой, неоднородной, пятнистой, сланцеватой текстурой. Обломки составляют до 20—40% объема породы, имеют размеры от 2—3 мм до 0,5—2,0 см, форма их расплывчатая, нечеткая. Представлены афировыми порфирами с зачаточной сфероидальной структурой и иногда перлитовой отдельностью, вулканическим стеклом, зернами кварца, редко альбита и калишпата. Литокласты замещаются гранобластическим кварцем или хлорит-серицит-кварцевым агрегатом, литокласты — кварц-хлорит-серицитовым. Цементирующая масса вторичная, нацело перекристаллизованная и замещенная хлорит-серицит-кварцевым, существенно кварцевым агрегатом. Из примесей встречаются апатит, сфен, циркон.

Кристаллолитовитрокластические (пламевидные) туфы кислого состава — породы неоднородной, пятнистой текстуры, кристаллолитовитрокластической, разнообломочной структуры. Кристаллокласты представлены зернами кварца, калишпата, шахматного альбита размером до 1—1,5 мм. Литокласты — эффузивы кислого состава с перлитовой отдельностью, фельзиты, замещенные кварцем, серицит-калишпат-кварцевым агрегатом с реликтами вкрапленников и сферолитовой структуры. Витрокласты представлены вторичным серицитовым и хлоритовым агрегатом с обломками лавы альбитофиров (нередко с четкими вкрапленниками альбита), имеют характерную удлиненную пламе-, линзовидную, угловато-линзовидную форму и размеры от долей до 2—3 см (в среднем 1—2,5), иногда до 10—30 см. Цвет их зеленый, темный, что и придает породе пятнистый облик. В подавляющем большинстве туфы сложены темными витрокластами, но встречаются разности (особенно на северо-западном фланге участка Чекмарь и на участке Юго-Восточный), в которых доминируют обломки светло-серых, белых и розоватых фельзитов; переходы от одних разностей к другим постепенные, так же как между туфами и туфогенно-осадочными породами. Количество обломочного материала составляет 25—60%. Цемент реликтовый, пепловый, замещен серицит-кварцевым агрегатом. Из примесей отмечается сфен, пирит, карбонат.

Туффиты имеют сланцеватую текстуру, бластопсаммитовую, витрокристаллокластическую структуру. Обломочный материал представлен кварцем, калишпатом, перекристаллизованными горными породами и редко вулканическим стеклом. Стекло и обломки пород почти нацело замещены серицитом, кварцем, хлоритом, серицит-кварцевым агрегатом. Размеры их от 0,1 до 1,5 мм, количество 30—40%. Форма угловатая, удлиненно-линзовидная, округлая. Цемент вторичный кварц-хлорит-серицитового состава. Примесь — лейкоксенизированный сфен, редко апатит.

Туфопесчаники характеризуются бластопсаммитовой, псаммо-алевритовой структурой, нечеткослоистой, слоистой и сланцеватой текстурой. Псаммитовая фракция в количестве 35—50% представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, которые замещены гранобластическим кварцем, тонкочешуйчатым хлоритом, серицитом. Сортировка обломочного материала отсутствует, размеры варьируют от 0,1 до 1,5 мм, форма округлая, линзовидная, угловатая. Цемент базальный крипточешуйчатозернистый, полевошпат-серицит-кварцевого состава, реликтовый кремнисто-глинистый с примесью пеплового материала. Примесь — сфен, лейкоксен, турмалин.

Туфоалевролиты обладают слоистой текстурой, бластоалевропелитовой структурой. Алевритовая фракция представлена зернами кварца, плагиоклаза, вулканическим стеклом и обломками пород, которые интенсивно окварцованы и имеют различную форму с неровными ограничениями, размеры их от 0,01 до 0,1 мм. Цементирующая масса вторичная серицит-кварцевого состава, часто с тонкой вкрапленностью пирита, реликтовая глинисто-кремнистая, известково-глинисто-кремнистая с примесью пеплового материала. Слоистость обусловлена чередованием прослоев с алевритовой и алевропелитовой структурой мощностью от 01, до 10 мм. В качестве примеси отмечаются сфен и турмалин.

Алевролиты с сингенетичным пиритом характеризуются бластоалеврито-пелитовой структурой, слоистой, сланцеватой, плойчатой текстурой, с разрывами, идущими под углом к общему направлению сланцеватости (пересекающийся кливаж). Алевритовая фракция в количестве 10—15% представлена зернами кварца угловатой, округлой формы с нечеткими очертаниями. Средняя величина их 0,05 мм. Цементирующая пелитовая масса вторична, пирит-кварц-серицитового состава, реликтовая пирит-кремнисто-глинистая. Слоистость обусловлена наличием тонких прослоев, коротких линзочек, пятен, червеобразных выделений пылевидного пирита в ассоциации с кварцем, которые обычно располагаются по направлению сланцеватости породы, повторяя рисунок их плойчатости. Мощность прослоев от десятков до 5—6 мм, границы четкие.

Известковистые алевролиты характеризуются бластоалевритовой, участками органогенной структурой, сланцеватой текстурой. Алевритовая фракция в количестве 5—25% объема породы представлена изометричными, округлыми, угловатыми зернами кварца, полевыми шпатами и кальцитом размером от 0,05 до 0,2 мм. Базальный тонкозернистый цемент — калишпат-кварц-карбонатного состава. Количество карбоната непостоянно (от 10—15 до 50—70% объема цемента). Реликты органических остатков (стебли криноидей) имеют различную (чаще округлую) форму и размеры от микроскопических до 2—3 мм, полностью замещены кальцитом, сохранив иногда сетчатое строение. Примеси — сфен, циркон, турмалин.

МЕТАМОРФИЗМ

Породы Гусляковского рудного поля изменены в условиях фации зеленокаменного метаморфизма, испытав воздействие автометаморфических, региональных, динамометаморфических, гидротермальных и контактовых преобразований.

Наиболее четко в них проявлены процессы трех последних типов, причем контактовый метаморфизм не получил широкого развития. Вследствие довольно однообразного состава пород Гусляковского рудного поля (образования кислого состава в его пределах составляют около 90% от общего объема пород успенской свиты) метаморфизм в целом однотипен и обусловлен образованием альбит-хлорит-карбонат-серицит-кварцевых ассоциаций.

Автометаморфизм относится к наиболее ранним эпигенетическим преобразованиям вулканитов и связан с девитрификацией стекловатых пород в сочетании с процессами раннего окварцевания, серицитизации, пропилитизации и хлоритизации. Широко проявлены на рудном поле процессы альбитизации, связанные с воздействием остаточных натровых растворов в центрах вулканизма [Кузебный, 1975; Чернов, 1974].

Региональному метаморфизму подвергнуты практически все породы рудного поля в процессе геосинклинальной стадии развития района и сопровождаются их перекристаллизацией, возникновением крупноагрегатных фельзитовидных и микрогранобластовых структур, окварцеванием, альбитизацией и серицитизацией.

На фоне регионального метаморфизма обнаруживается проявление интенсивного динамометаморфизма и околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород.

Процессы динамометаморфизма обусловлены положением рассматриваемого рудного поля в тектонически активной зоне сопряжения Северо-Восточной зоны смятия с субширотными и субмеридиональными структурами. Они выражаются в рассланцевании и кливажировании пород, возникновении зон дробления, брекчирования и катаклаза. С последними обычно связаны зоны интенсивного гидротермального метаморфизма вмещающих пород. Наиболее значительная из них по масштабам протягивается с перемежками через все рудное поле в северо-восточном крыле Гусляковской синклинали, локализуясь в вулканогенных образованиях нижней подсвиты успенской свиты, слагающей ядро Мало-Чекмарской антиклинали. В пределах этой зоны расположены области проявления колчеданно-полиметаллической минерализации Чекмарского, Гусляковского, Юго-Восточного месторождений и ряда рудопроявлений (Звездное, Павловское и др.).

Менее интенсивные локальные зоны гидротермальных изменений пород картируются на всех известных рудопроявлениях — Большечекмарском, Верх-Теснушинском, Павловском, Солдатовском, Шинковском. Длина этих зон по простиранию составляет 0,3—1 км, а мощность достигает первых десятков метров. Обычно они отчетливо фиксируются отрицательными магнитными аномалиями.

Гидротермально измененные породы Гусляковского рудного поля относятся к формации кварц-серицитовых метасоматитов [Жариков, Омельяненко, 1978].

В ее формировании выделяются три этапа: динамогидротермальный, предрудный и рудный [Чекваидзе, 1981].

Палеовулканические структуры. Детальные палеовулканические исследования на площади Гусляковского рудного поля до наших исследований не проводились. Высказывались лишь предположения о возможном существовании здесь палеовулканических структур. Так, В. Г. Золотаревым обосновывается приуроченность Гусляковского месторождения к палеовулканической депрессии на склоне вулканического аппарата центрального типа, расположенного (предположительно) в районе Шинковского рудопроявления [Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1978].

Необходимость проведения палеовулканологического анализа Гусляковского рудного поля возникла в связи с открытием месторождения Чекмарь. Последнее приурочено к брахикупольной складке эллипсоидальной, почти округлой формы в плане, которая выглядит экзотично на фоне вытянутых в северо-западном направлении региональных структур. Ее первичное вулканическое происхождение устанавливается по целому ряду признаков [Прокопенко и др., 1980; Прокопенко, 1982; Прокопенко, Трофимов, 1983], позволяющих параллелизовать ее с выделенными Г. Н. Щербой [1954, 1957] вулканокупольными структурами Лениногорского рудного поля, контролирующими барит-полиметаллическое оруденение.

Таблица 9

Доли отдельных групп пород в объеме успенской свиты на Гусляковском рудном поле

Группа и фациальная разновидность пород	Занимаемый объем в разрезе успенской свиты (% от общего объема)		
	всего	в том числе в разрезе	
		нижней подсвиты	верхней подсвиты
Вулканогенные породы кислого состава			
Всего	66	59	7
В том числе по фациям:			
эффузивные	33	30	3
субвулканические	21	20	1
пирокластические	10	8	2
гипабиссальные	2	1	1
Вулканогенные породы среднего и основного состава			
Всего	11	3	8
В том числе по фациям:			
эффузивные	5	0,5	4,5
субвулканические	2	0,5	1,5
пирокластические	1	—	1
гипабиссальные	3	2	1
Туфогенно-осадочные породы	23	3	20

Палеовулканологический анализ Гусляковского рудного поля включал: а) анализ фаций и мощностей пород успенской свиты с использованием всех имеющихся по рудному полю материалов и данных личных наблюдений; б) картирование и пересмотр кернового материала в участках предполагаемых центров вулканических извержений с целью выявления реликтовых фрагментов палеовулканических структур; в) отстройку схемы расположения выделенных палеовулканических структур и схем, отражающих различные этапы формирования структуры Гусляковского рудного поля.

Широкое развитие вулканогенных образований базальт-липаритовой формации на рудном поле свидетельствует о том, что в среднедевонское время оно находилось в области активного вулканизма кислого профиля. Чередование в разрезе успенской свиты продуктов вулканических извержений с туфогенно-осадочными породами, присутствие последних на различных стратиграфических уровнях указывают на их синхронное накопление в условиях неглубокого окраинного моря, примыкающего к Горно-Алтайскому материку. Интенсивное накопление вулканитов способствовало выведению отдельных наиболее приподнятых участков рудного поля вулканических построек на близповерхностный уровень, где происходило отложение линз и прослоев криноидных известняков. Палеоповерхность этого периода характеризовалась рельефом типа вулканических островов, островных гор, осложненных более мелкими конусами. Об этом свидетельствуют литологическая неоднородность и резкая фациальная изменчивость слагающих рудное поле как осадочных, так и вулканогенных пород. Последняя является результатом неравномерности, проявившейся в пространстве и во времени, деятельности вулканов центрального типа, происходившей на фоне дифференцированного погружения дна морского бассейна и сопровождавшейся терригенной седиментацией.

Количественные соотношения различных типов пород в разрезе успенской свиты, приведенные в табл. 9, свидетельствуют о таких особенностях вулканизма, как: преимущественно кислый профиль вулканической деятельности, резкое преобладание среди кислых пород эффузивной и

Фации вулканогенных пород на

Группа фаций	Фация	Литологическая разновидность
Жерловая и прижерловая	Жерловая, лавовая, пирокластическая, игнимбритовая, субвулканическая	Эксплозивные брекчии, кварцевые и альбит-кварцевые порфиры, альбитофиры, крупнообломочные туфы, игнимбритоподобные породы
Промежуточная	Лавовая, пирокластическая, туфогенных конгломератов и рифогенных известняков	Альбитофиры, среднемелкообломочные туфы, криноидные известняки
Удаленная	Вулканомиктовая, осадочная	Туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты, известковистые алевролиты

субвулканической фаций (эксплозивный индекс 0,18), образование которых происходило главным образом в нижнеуспенское время; верхнеуспенское время, характеризуемое затуханием кислого вулканизма, незначительными проявлениями вулканизма средне-основного состава и формированием большого объема туфогенно-осадочных пород.

Образование вулканической структуры рудного поля происходило главным образом в период интенсивного проявления вулканической деятельности и накопления пород нижней подсвиты успенской свиты. Поэтому палеофациальный анализ проведен только для нижнеуспенского этапа формирования вулканической структуры рудного поля.

При изучении и классификации фаций вулканогенных пород рудного поля выделены: 1) эффузивная и пирокластическая фации, образовавшиеся на поверхности земли в субмаринных или субаэральных условиях; 2) жерловая и экструзивная фации, слагающие выводной канал вулкана; 3) субвулканическая фация пород, формирующихся на небольшой глубине под вулканической постройкой.

С учетом положения характерных фаций в вулканической постройке они сгруппированы с выделением следующих зон: жерловой и прижерловой, охватывающей жерловину и прилегающую к ней часть склона вулканической постройки; промежуточной, занимающей периферическую часть склона и подножие вулкана; удаленной, расположенной за пределами вулканической постройки.

Резкой фациальной неоднородностью вулканогенных пород объясняется некоторая условность выделения границ указанных зон, которые проводились по преобладанию тех или иных характерных фаций в разрезе (рис. 19, табл. 10). В результате анализа пространственного распределения фаций вулканогенных пород установлены основные элементы вулканической структуры Гусляковского рудного поля: околокупольная, склоновая и удаленная части, а также Углоушинский, Чекмарский и Шинковский второстепенные вулканические аппараты. Наличие указанных элементов (купол, склон, побочные вулканические аппараты) позволяет классифицировать основную вулканическую структуру Гусляковского рудного поля как стратовулкан центрального типа, купольная часть которого расположена на месте Гусляковской синклинали, представляющей собой унаследованную вершинную депрессию. Свидетельство этому — расположение второстепенных паразитических Углоушинского, Шинковского, Чекмарского вулканических аппаратов жерл по периферии главного выводного канала, на месте которого впоследствии образовалась кальдера проседания, послужившая началом формирования Пахотинско-Гусля-

Таблица 10

Гусляковском рудном поле

Преимущественное распространение на площади рудного поля	Расстояние от вулканического центра	Обстановка, условия и способы формирования
Развиты в крыльях Гусляковской синклинали, обрамляют отложения белоубинской свиты	До 1 км	Подводная, иногда субаэральная; эффузии, эксплозии, внедрение и выжимание магматических масс
Обрамляют образования прижерловой фации в крыльях Гусляковской синклинали	До 2,5—3 км	Подводная, небольших глубин; эффузии, эксплозии, гравитационные перемещения, перенос и переотложение материала на склонах вулканических сооружений
Развиты главным образом в северо-восточном крыле Верх-Теснушинской синклинали	Более 3 км	Подводная, при преимущественном воздействии экзогенных факторов формирования пород

ковской депрессии (см. рис. 19, рис. 20). Границы Гусляковского стратовулкана в связи с клавишно-блоковым строением территории в ряде случаев проводятся условно. С юга структура ограничивается Звездным разломом субширотной ориентировки, южнее которого на поверхность эрозионного среза выведены породы ильинской свиты. Северо-восточная граница проводится по оси Верх-Теснушинской синклинали, в юго-западном крыле которой закартированы фации промежуточной, а в северо-восточном — фации удаленной зоны. Граница между этими группами фаций, являющаяся подножьем бывшего вулкана, перекрыта отложениями верхней подсвиты успенской свиты, выполняющими ядро указанной синклинали. Юго-западная граница в районе Шинковского рудопроявления проводится на расстоянии 1,5 км от последнего. Между Шинковским и Углоушинским участками северо-западная граница перекрыта мощной толщей пород белоубинской свиты. Ее положение можно лишь предполагать на расстоянии 1,5—3 км к северо-западу от указанных участков по аналогии с размерами северо-восточного склона вулканического сооружения. Размеры Гусляковского стратовулкана в указанных границах составляют по длинной оси с северо-запада на юго-восток около 8—10 км, по короткой — около 6 км. Превышение купольной части относительно подножья достигало, по-видимому, не более 350—500 м. Околокупольная часть, фиксируемая максимумами мощностей вулканогенных образований успенской свиты, представленной породами околожерловой и жерловой фаций (см. табл. 10), располагается в северо-западном и северо-восточном крыльях Гусляковской синклинали от Павловского рудопроявления на северо-западе до Звездного на юго-востоке. Размеры купольной части составляют примерно 3×5 км.

Собственно жерловая фация установлена только на Углоушинском паразитическом вулканическом аппарате, выделенном А. И. Прокопенко в обнажении на левом борту р. Убы и по скв. 789. Жерловина Углоушинского вулканического аппарата представляет собою сложенную эксплозивной брекчией трубку взрыва размером 250×400 м, окруженную игнимбритоподобными породами и эффузивами липаритовых порфиров. Общие размеры Углоушинского аппарата, имеющего в настоящее время вытянутую в северо-западном направлении форму, составляют 0,75× ×1,25 км. Судя по всему, первоначальная форма его была округлой, с диаметром около 1 км. Купольная часть структуры эродирована. На глубину жерловина прослежена скв. 789 до 300 м от поверхности.

Эксплозивная брекчия представляет собою породу, состоящую из обломков кварц-полевошпатовых порфиров, реже диабазов и диабазовых

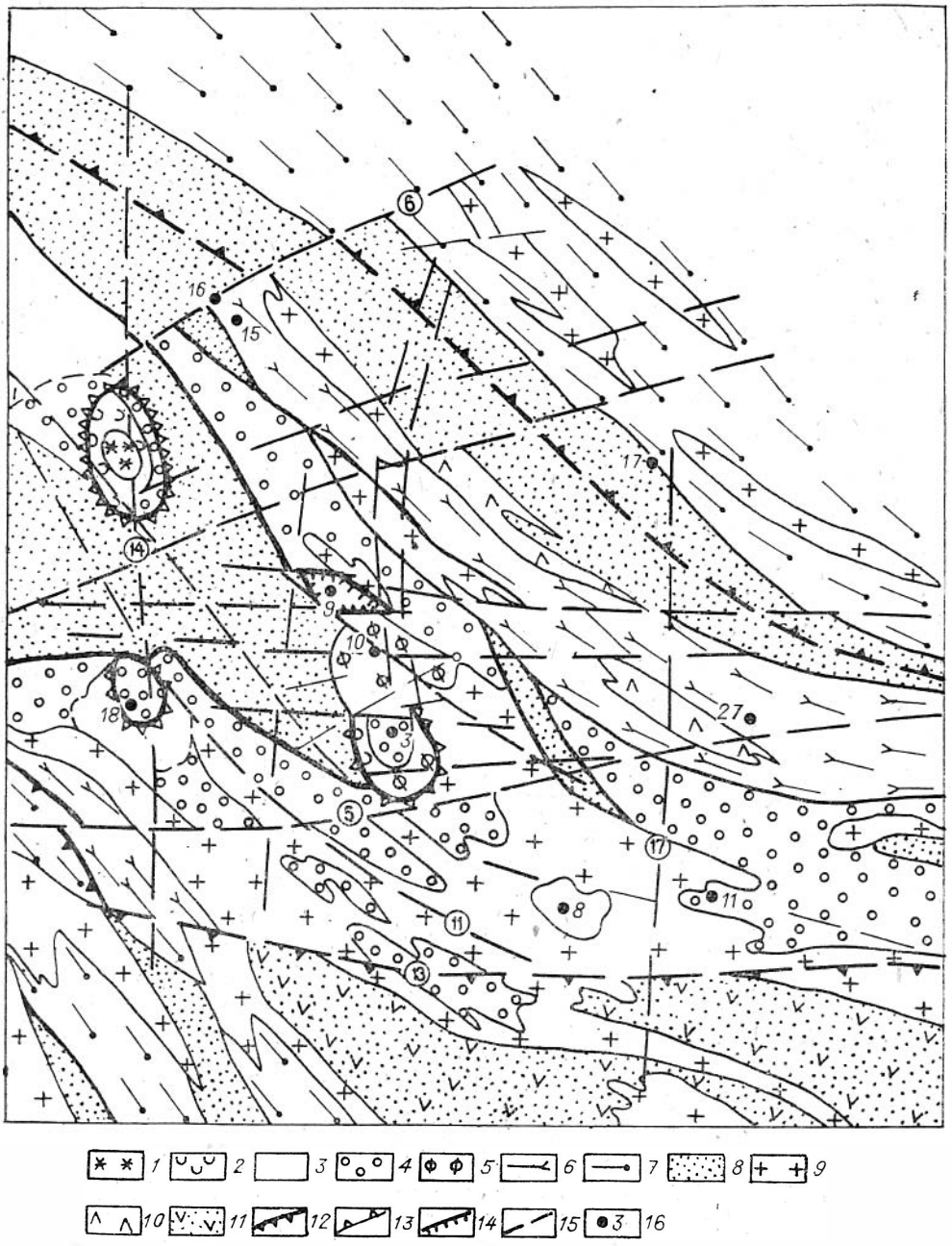


Рис. 19. Палеовулканическая схема среднеэйфельского и живетско-франского этапов развития Гусляковского рудного поля.

1—жерловая фация; *2*—*5* — группа фаций околожерловой зоны: игнимбритовая (*2*), пирокластическая (*3*) и лавовая (*4*, *5*) фации липаритового (*4*) и трахилипаритового (*5*) состава; *6*, *7* — группы фаций: промежуточной (*6*) и удаленной (*7*) зон; *8* — области накопления вулканомиктовых осадочных фаций, захоронающих палеовулканическую структуру; *9*, *10* — субвулканическая фация — образования дацит-липаритового (*9*) и андезит-базальтового (*10*) состава; *11* — образования доуспенского времени; *12* — границы Гусляковского стратовулкана; *13* — вулканокупола; *14* — вершинные депрессии; *15* — синвулканические разломы; *16* — месторождения и рудопроявления. Другие усл. обози. см. на рис. 5.

порфиритов неправильной, остроугольной и комбинированной формы. Размер визуально наблюдаемых обломков в среднем 10—25 см, реже — 30—70 см, размер обломков под микроскопом — 0,2—5 мм. Обломки порфиров имеют фельзитовую структуру и флюидальный, брекчиевидный облик, иногда с элементами перлитовой отдельности. Флюидальность обусловлена чередованием полос кварц-полевошпатового и существенно ка-

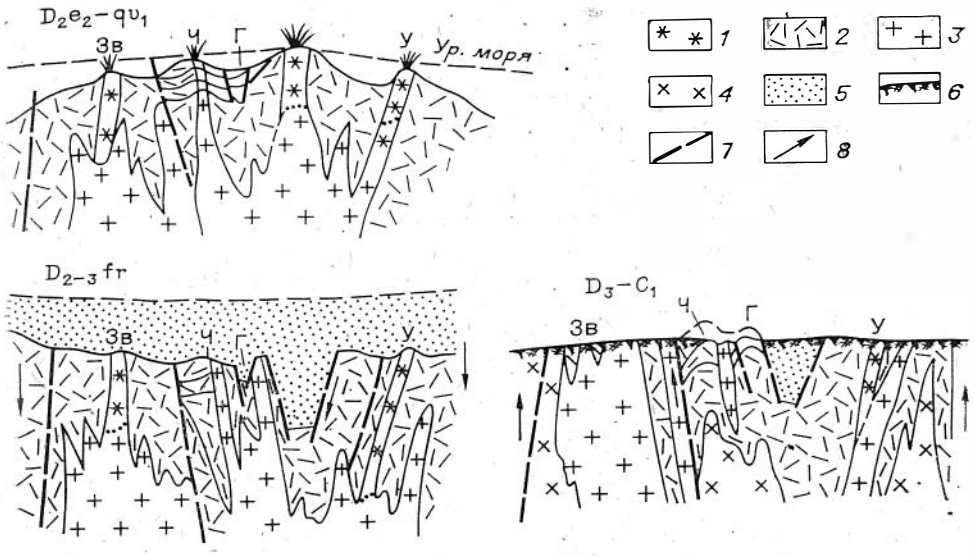


Рис. 20. Основные этапы формирования структуры Гусляковского рудного поля. *1* — породы жерловой фации; *2* — вулканогенные образования нижнеуспенского времени и породы фундамента; *3* — экструзии и субвулканы; *4* — гипабиссальные интрузии; *5* — осадочные отложения белоубинской и верхней подсвиты успенской свит; *6* — уровень эрозионного среза; *7* — тектонические нарушения; *8* — направления преимущественного движения блоков. Буквами обозначены участки: Зв — Звездный, Ч — Чекмарский, Г — Гусляковский, У — Углоушинский.

лиевого состава. Состав цементирующей массы также кварц-полевошпатовый, структура фельзитовая, флюидальная, с четкой перлитовой отдельностью. Флюидальность обусловлена наличием полос фельзитового и перлитового строения. На принадлежность описываемых пород к жерловой фации указывают оплавленные, припаянные границы обломков, а также импрегнация более мелких обломков в более крупные.

Чекмарская вулканокупольная постройка в результате последующих складчатых деформаций превращена в брахиантиклинальную складку, вмещающую одноименное месторождение. Она располагается в 1,5 км к юго-востоку от главного выводного канала Гусляковского стратовулкана, фиксируется поднятием палеорельефа за счет повышенной мощности вулканогенных образований нижней подсвиты успенской свиты (рис. 21) и представляет собою гетерогенный экструзивно-эксплозивный купол размером 0,7×1 км с характерным слоистым «луковичным» строением (рис. 22). Последнее обусловлено ритмичностью вулканических процессов, приведших к образованию купола, среди которых отчетливо выделяются три ритма.

Первый ритм связывается с формированием экструзии сфероидных кварцевых порфиров, второй — с излиянием лав кварцевых порфиров пятнисто-

Рис. 21. Схема палеорельефа успенского этапа в районе месторождения Чекмарь.

1 — терригенные образования белоубинской свиты; *2*, *3* — образования верхней подсвиты успенской свиты (*2* — осадочные, *3* — лавы андезит-базальтовых порфиритов); *4*—*7* — нижняя подсвита успенской свиты (*4* — пирокластические и эффузивные образования, *5* — туфогенно-осадочные, *6* — лавы кварцевых порфиров пятнистого и *7* — сфероидного строения); *8* — синвулканические разломы.

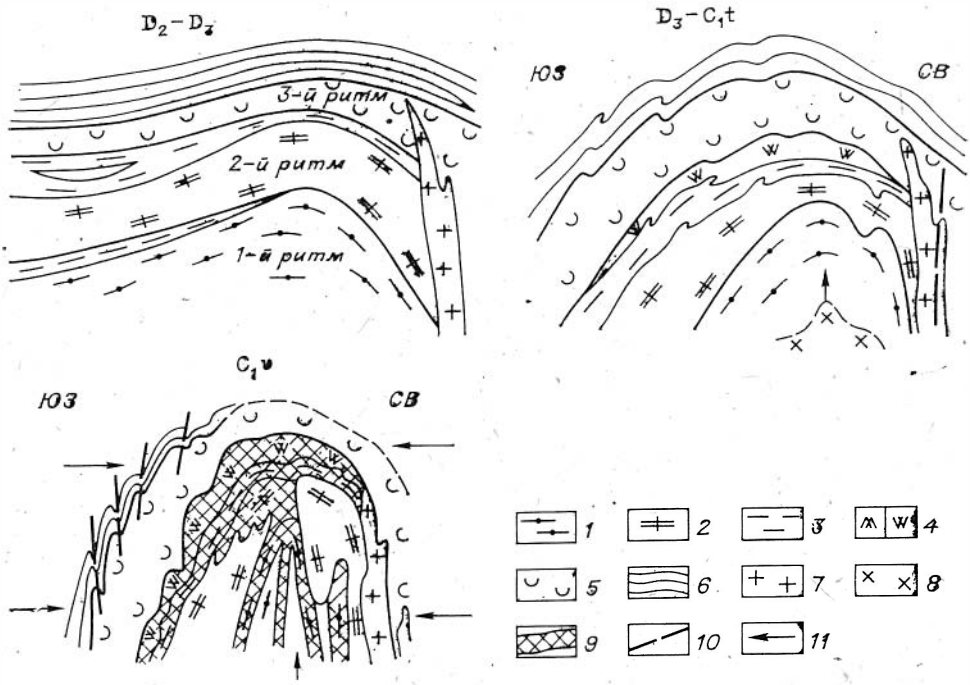


Рис. 22. Основные этапы формирования месторождения Чекмарь.

1—5 — успенская свита (*1*, *2* — кварцевые порфиры сфероидного (*1*) и пятнистого (*2*) строения, *3* — туфогенно-осадочные отклонения, *4* — кварциты вулканогенно-осадочного (силициты) (*а*) и гидротермально-метасоматического (*б*) генезиса, *5* — эффузивные и пирокластические образования кислого состава); *6* — терригенные отложения белоубинской свиты; *7* — субвулканические кварцевые альбитофиры среднедевонского возраста; *8* — гипабиссальные трахилипаритовые порфиры верхнедевонского — нижнекаменноугольного (?) возраста; *9* — рудные тела; *10* — разрывные нарушения, *11* — ориентировка сжимающих усилий.

го строения, образование которых сопровождалось эксплозивными выбросами с формированием разнообломочных туфов кварцевых порфиров. Т р е т и й ритм характеризуется преимущественно эксплозивной субаэральной деятельностью с накоплением относительно мощной (200—300 м) толщи игнимбритоподобных пород, крупнообломочных витрокластических туфов и излияниями лав альбитофоров и кварц-полевошпатовых порфиров фельзитового, флюидального и сфероидного строения. Перерыв между первым и вторым ритмами фиксируется отложением на их границе прерывистых маломощных (1—5 м) линз туфопесчаников и известняков.

Фаза ослабления вулканической активности в заключительные стадии второго ритма проявлена в образовании толщи туфогенно-осадочных пород мощностью от 20—30 до 60 м, к верхам которой приурочены прерывистые прослои криноидных известняков мощностью до 10 м. Магмовыводящий канал, располагавшийся в северо-восточной части купола, залечен телом субвулканических кварцевых альбитофиров.

Игнимбритоподобные породы на рудном поле откартированы на Чекмарском, Углоушинском и других участках. Их отличает наличие характерной брекчиевидной текстуры с линзовидно-обрывчатыми включениями вулканического стекла типа «фьямме» размером в среднем 1—3 см. Они состоят на 25—60% из фьяммевидных обрывков витрокластов серо-зеленого цвета, заключенных в светлом афанитовом цементе. Витрокласты представляют собою замещенные серицитом и хлоритом альбитофиры с реликтовой флюидальностью. Обломки погружены в цемент реликтовой пепловой структуры, сложенной мелкими обрывками перекристаллизованного стекла, замещенного серицит-кварцевым агрегатом. Аналогичные игнимбритоподобные породы описаны в пределах Алейского антиклинория [Авдонин и др., 1980] и на Урале [Грешнер, 1969].

На площади рудного поля установлены **пликативные структуры** различных порядков — от складок, соизмеримых с размерами рудного поля, до отдельных микроскладок с амплитудами в несколько миллиметров. Ниже охарактеризованы наиболее крупные из них. Более мелкие рудолокализующие структуры рассмотрены при описании отдельных месторождений.

Основной пликативной структурой 1-го порядка на рудном поле является Гусляковская синклиналь, сопоставимая по размерам с Черноубинской антиклиналью, ядро которой выполнено породами ильинской свиты, и Королевской синклиналью. Последние частично охватывают южную часть рассматриваемого рудного поля (см. рис. 17).

Ранние этапы формирования Гусляковской синклинали связываются с образованием кальдеры проседания Гусляковского стратовулкана, положившей начало возникновению Пахотинско-Гусляковской депрессии, к юго-восточному окончанию которой приурочено Гусляковское рудное поле. Ядро депрессии, как и ядро Гусляковской синклинали, выполнено отложениями белоубинской, а крылья — успенской свиты. Ядерная часть синклинали закартирована в северо-западной части поля и имеет форму сходящегося к юго-востоку под углами 35—40° клина, вершина которого расположена в южной части месторождения Чекмарь. Синклиналь состоит из двух ветвей — западной (основной) и восточной (осложняющей), разделенных Углоушинской антиклиналью 2-го порядка. Основная ветвь имеет субширотную 285° ориентировку, а восточная — северо-западную 330—340°. Размах крыльев синклинали достигает 5—7 км. Падение пород в ядерной части и на крыльях структуры крутое (до 75—90°), часто обратное за счет блоковой тектоники. Крылья синклинали осложнены складками более высоких порядков, к которым относятся Мало-Чекмарская, Большечекмарская, Шинковская и Углоушинская антиклинальные, а также Верх-Теснушинская и Звездно-Зеленковская синклинальные структуры 2-го порядка. Указанные структуры имеют линейную северо-западную ориентировку основных структурных элементов, соответствующую общему плану деформаций в регионе. В связи с отсутствием явных маркирующих горизонтов границы выделяемых структур не всегда устанавливаются четко. Ядерные части антиклиналей выполнены породами нижней, а синклиналей — верхней подсвиты успенской свиты. Все они прослеживаются на 5—15 км по простиранию и имеют размах крыльев от 0,5—1 до 3—4 км. Шинковская и Мало-Чекмарская антиклинали расположены в непосредственной близости (1 км) от ядерной части Гусляковской синклинали соответственно в ее юго-западном и северо-восточном крыльях. Все остальные структуры развиты в северо-восточном крыле Гусляковской синклинали на удалении 3—5 км от ее оси (см. рис. 17).

Характерные особенности взаимоотношений палеовулканической структуры Гусляковского рудного поля с наложенными складчатыми структурами заключаются в следующем: а) Гусляковская синклиналь приурочена к вершинной депрессии в купольной части стратовулкана, чем обусловлены максимальные мощности белоубинской свиты в этой части рудного поля; б) Мало-Чекмарская и Шинковская антиклинали локализованы в привершинной части стратовулкана, характеризующейся максимальной мощностью эффузивно-пирокластических образований и минимальной — вулканогенно-осадочных; в) Верх-Теснушинская синклиналь сформирована породами удаленной фации у подножия стратовулкана, о чем свидетельствует максимальная мощность здесь отложений верхней подсвиты успенской свиты; г) Звездно-Зеленковская синклиналь и Большечекмарская антиклиналь сформировались на склоне стратовулкана.

Дизъюнктивные структуры. Одной из примечательных особенностей Гусляковского рудного поля является приуроченность к участку сочленения трех региональных разломов: северо-западного Пахотинско-Тургусунского, субширотного Снегирихинско-Гусляковского и Риддер-Чекмарского, имеющего субмеридиональное направление (см. рис. 5, 19).

В целом для него характерно ступенчато-блоковое строение, причем юго-восточные блоки приподняты относительно северо-западных.

Сочетанием разноориентированных разломов обусловлено наличие на площади рудного поля сложного каркаса разновозрастных нарушений. Наиболее четко проявлены субширотные разломы, фиксируемые геологическими, геофизическими методами и обычно хорошо дешифрируемые на аэрофотоснимках. Разрывные нарушения северо-западной и субмеридиональной ориентировки геологическими методами фиксируются менее четко, но хорошо проявляются в магнитном и электрическом полях. Наиболее детально разрывные структуры рудного поля закартированы в районе Гусляковского и Чекмарского месторождений, где почти все вскрыты разведочными выработками.

Субширотные нарушения прослеживаются в виде серии субпараллельных разломов, расстояние между которыми колеблется от 200 до 1200 м, в среднем составляет около 800 м. Горными выработками вскрыты Северный, Южный, Промежуточный, Юго-Восточный, Чекмарский и Шинковский разломы (см. рис. 19). Северный разлом оконтуривает Гусляковское месторождение с севера. Он имеет сложное внутреннее строение и состоит из ряда сближенных зонок дробления общей мощностью от 1—2 до 5—10 м с падением ветвей как к югу (75—55°), так и к северу (80°). Наблюдаемые смещения по нему составляют первые десятки метров. Южный разлом ограничивает Гусляковский блок с юга, имеет крутое (85—90°) падение к югу и выражен серией сближенных зонок дробления, обычно в ассоциации с кварцевыми прожилками общей мощностью до 2—5 м. Амплитуда горизонтальных перемещений достигает 5—10 м, а вертикальных — первые десятки, до сотни, метров. Юго-Восточный разлом отчетливо дешифрируется в центральной части одноименного месторождения, прослежен разведочными выработками и проявляется в виде субвертикальной зоны дробления мощностью 3—7 м. Чекмарский разлом расчленяет структурные блоки Чекмарского и Юго-Восточного месторождений. Он состоит из трех ветвей — северной, центральной и южной — которые под острым углом соединяются в районе месторождения Чекмарь. Северная ветвь фиксируется в электрических полях, центральная и южная подсечены горными выработками и скважинами и выражены серией сближенных зонок дробления общей мощностью 2—5 м. Центральная ветвь представлена зоной брекчирования, окварцевания и альбитизации мощностью до 20 м. Падение сместителей этих нарушений обычно крутое вплоть до вертикального к северо-западу и юго-востоку. Амплитуда горизонтальных смещений увеличивается от южной к северной ветвям от 5—10 до 20—50 м. Вертикальные перемещения по южной и центральной ветвям имеют тот же порядок значений, а по северной ветви блок Юго-Восточного месторождения опущен относительно Чекмарского на 100—150 м. Шинковский разлом ограничивает с юга блок месторождения Чекмарь, отделяя его от блока рудопроявления Звездное. Он хорошо дешифрируется и вскрыт горными выработками, где фиксируется серией сближенных зонок дробления в породах успенской свиты на контакте ее с белоубинской. Общая мощность их достигает 80 м. Непосредственно на контакте свит закартирована тектоническая брекчия мощностью 35 м, которая состоит из обломков пород успенской и белоубинской свит и жильного кварца, сцементированных тонкоперетертым материалом с примесью углистого вещества. Падение разлома на юг-юго-запад под углами 75—85°. По характеру смещения это — взброс с резко поднятым южным блоком рудопроявления Звездное.

Разломы северо-западной ориентировки представлены на рудном поле серией дизъюнктивов, осложняющих основные складчатые структуры в продольном и кососекущем направлениях. К ним относятся Верх-Теснушинский, Теснушинский, Большечекмарский, Северо-Западный, Козловский и Козловский-1. К разломам данного направления обычно приурочены тела субвулканических порфиров, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов. Все нарушения хорошо фиксиру-

ются в магнитном поле и дешифрируются на аэрофотоснимках, а три последних подсечены выработками. Северо-Западный разлом прослежен выработками от Гусляковского до Юго-Восточного месторождений, а далее по геолого-геофизическим данным до рудопроявления Звездное. Он представлен зоной дробления мощностью до 5—15 м. Падение сместителя крутое — 75—90° с перемещением вдоль него около 3—7 м. Разломы Козловский и Козловский-1 представляют собою отстоящие друг от друга на 500—600 м и соединяющиеся в районе Углоушинского участка ветви единого Козловского разлома, который четко дешифрируется на высотных аэрофотоснимках (см. рис. 7). Обе ветви выражаются в широком развитии зон дробления, брекчирования и кварцевых жил мощностью до 15—30 м. К одной из оперяющих трещин в контакте успенской и белоубинской свит приурочено впервые на Рудном Алтае открытое и описанное (с участием А. И. Прокопенко) проявление родонита [Покровская и др., 1983]. Первая ветвь осложняет юго-восточное замыкание Гусляковской синклинали, разделяя ее на две ветви — западную и восточную.

Горизонтальные перемещения по разлому, судя по смещению контакта успенской и белоубинской свит, достигают 1—1,5 км; вертикальные перемещения оцениваются в первые сотни метров.

Разломы субмеридиональной ориентировки представлены серией дизъюнктивов, являющихся фрагментами Риддер-Чекмарского линеамента. К ним относятся Гусляковский-1, Гусляковский-2, Центральный и Звездный. Указанные нарушения хорошо дешифрируются, все они, кроме Центрального, отчетливо фиксируются в магнитном поле. Выработками подсечено только южное окончание Центрального разлома в районе месторождения Чекмарь, где он известен как Северо-Восточная зона дробления и состоит из трех, участками соединяющихся кулисообразных ветвей мощностью от 2—3 до 30—50м. Вмещающие породы в зоне разлома подвергнуты интенсивному рассланцеванию, милонитизации, катаклазу, нередко насыщены серией кварцевых жил. Амплитуда перемещения по нему не превышает первых десятков метров. Разлом Гусляковский-1 является наиболее протяженным, глубинным и, по всей видимости, имеет древний возраст, так как влияет на распределение габброидных интрузий и вулканических центров: на пересечении Гусляковского-1 разлома с ветвями Козловского расположены Углоушинский, Шинковский вулканические аппараты.

Помимо описанных крупных разрывных нарушений в горных выработках отмечается большое количество мелких разрывных структур с перемещениями по ним в пределах первых десятков сантиметров.

Таким образом, в формировании структуры рудного поля можно выделить четыре основных этапа:

1) проявление подводной вулканической деятельности в эйфель-живетское время в условиях неглубокого окраинного моря, сопровождавшееся накоплением мощной эффузивно-пирокластической толщи нижней подсвиты успенской свиты, и формирование Гусляковской палеовулканической структуры. В заключительную стадию этого периода сформированы многочисленные субвулканические тела липаритовых порфиров, прорывающих породы вулканической постройки и образовавшиеся к этому времени перекрывающие ее туфогенно-осадочные породы верхней подсвиты успенской свиты;

2) общее дифференцированное погружение района на фоне затухающей вулканической деятельности с образованием Пахотинско-Гусляковской депрессии в средне- и верхнедевонское время и формирование брахикупольных локальных складок;

3) дифференциация и усложнение геосинклинальных структур в процессе Чаткальской фазы тектогенеза в турнейское время [Нехорошев, 1966] и внедрения гипабиссальных интрузий кислого и основного состава;

4) оформление структуры Гусляковского рудного поля в орогенный и послеорогенный периоды.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Оруденение Гусляковского рудного поля по составу и геологическим условиям образования относится к колчеданно-полиметаллическим рудным формациям. На основании количественных соотношений ведущих металлов в рудах объекты рудного поля можно подразделить на три типа — собственно полиметаллический, переходный к колчеданно-полиметаллическому и медно-колчеданный (табл. 11).

Таблица 11

Соотношения основных металлов в рудах месторождений и рудопроявлений Гусляковского рудного поля

Месторождение, рудопроявление	Средние соотношения медь : свинец : цинк, отн. %	Тип оруденения по Д.И. Горжевскому и др. [1977]
Чекмарь	4 : 21 : 75	Собственно полиметаллический
Гусляковское	4 : 24 : 72	Тот же
Юго-Восточное	2 : 28 : 70	»
Большечекмарское	2 : 25 : 73	»
Верх-Теснушинское	4 : 10 : 80	»
Павловское	5 : 22 : 73	»
Солдатовское	2 : 16 : 82	»
Шинковское	5 : 15 : 80	»
Звездное-1	14 : 22 : 74	Переходный к колчеданно-полиметаллическому, медно-колчеданный
Звездное	52 : 8 : 40	

В соответствии с классификацией, разработанной Э. Г. Дистановым [1977], на исследуемой площади выделяются ранняя вулканогенная колчеданная формация, генетически связанная с процессами девонского вулканизма, и более поздняя плутоногенная гидротермально-метасоматическая колчеданно-полиметаллическая, парагенетически связанная с постскладчатыми малыми интрузиями. Минеральный состав руд главных месторождений Гусляковского рудного поля приведен в табл. 12.

В качестве самостоятельной выделена также золоторудная малосульфидная формация, проявленная в заключительные стадии образования плутоногенной формации.

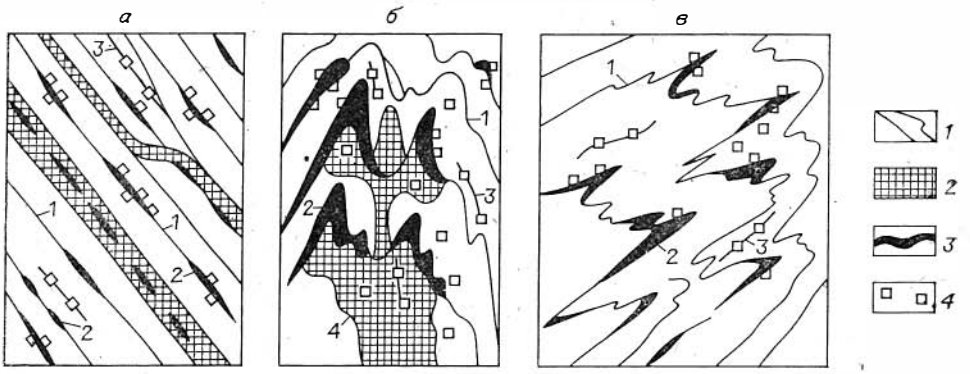


Рис. 23. Характер будинирования ранних колчеданных руд на крыльях (*а*) и в замках (*б*, *в*) микроскладок. Гусляковское месторождение.

1 — слоистость и совпадающее с ней рассланцевание вмещающих туфогенно-осадочных пород; *2* — будины пирита I; *3* — вкрапленность и прожилки пирита II; *4* — полиметаллическая минерализация.

Таблица 12

Минеральный состав Чекмарского, Юго-Восточного и Гусляковского месторождений

Минералы		Чекмарь			Гусляковское и Юго-Восточное		
		Главные	Второстепенные	Редкие и очень редкие	Главные	Второстепенные	Редкие и очень редкие
Гипогенные	Рудные	Сфалерит, пирит, галенит, халькопирит	Блеклая руда (теннантит), арсенопирит, гематит, магнетит	Пирротин, марказит, золото *, серебро *, электрум, аргентит *, германит (?), мельниковит	Сфалерит, галенит, пирит	Халькопирит, блеклая руда	Минералы серебра (штромейерит *, серебро самородное *, пирсеит *, аргентит *, электрум *) Прочие (борнит, халькозин, золото *, молибденит, буланжерит, марказит, магнетит, гематит)
	Нерудные	Кварц, серицит (фенгит)	Барит, кальцит, хлориты (клинохлор, прохлорит, корундофиллит)	Флюорит, альбит, актинолит, турмалин, сидерит, доломит, цельзиан, эпидот, рутил, родохрозит	Кварц, кальцит, барит	Серицит, альбит, доломит	Флюорит, хлорит
Гипергенные	Рудные	Халькозин, гидрогетит, гидрогематит, кирпичная медная руда, малахит, церуссит, смитсонит	Ковеллин, куприт, азурит, смитсонит, госларит, халькантит, мелантерит, гидроокислы марганца	Золото, серебро, медь самородная, аурихальцит, монгеймит, плюмбоярозит, биверит, хризоколла, лепидокрокит, розазит, вернадит, псиломелан	Халькозин, ковеллин	Малахит, азурит, смитсонит, плюмбоярозит, госларит	
	Нерудные	Каолинит, галлуазит	Гипс		Кварц, барит		Галлуазит, каолинит

* Встречены в виде единичных редких зерен.

Представлена она главным образом субформацией стратиформных гидротермально-осадочных залежей колчеданного состава, которые отмечаются практически на всех месторождениях и рудопроявлениях рудного поля в виде рассеянной вкрапленности и густовкрапленных, до сплошных, отложений сингенетичного пирита. На месторождении Чекмарь они ограниченно развиты и представлены серно-колчеданными рудами в силицитах (кремнисто-пиритовая ассоциация с гематитом) в виде прослоев мощностью 1—5 м, протяженностью 25—50 м среди туфогенно-осадочных пород, а также реликтов в гидротермально-метасоматических кварцитах, где они распознаются благодаря присутствию в их составе гематита. В пре-

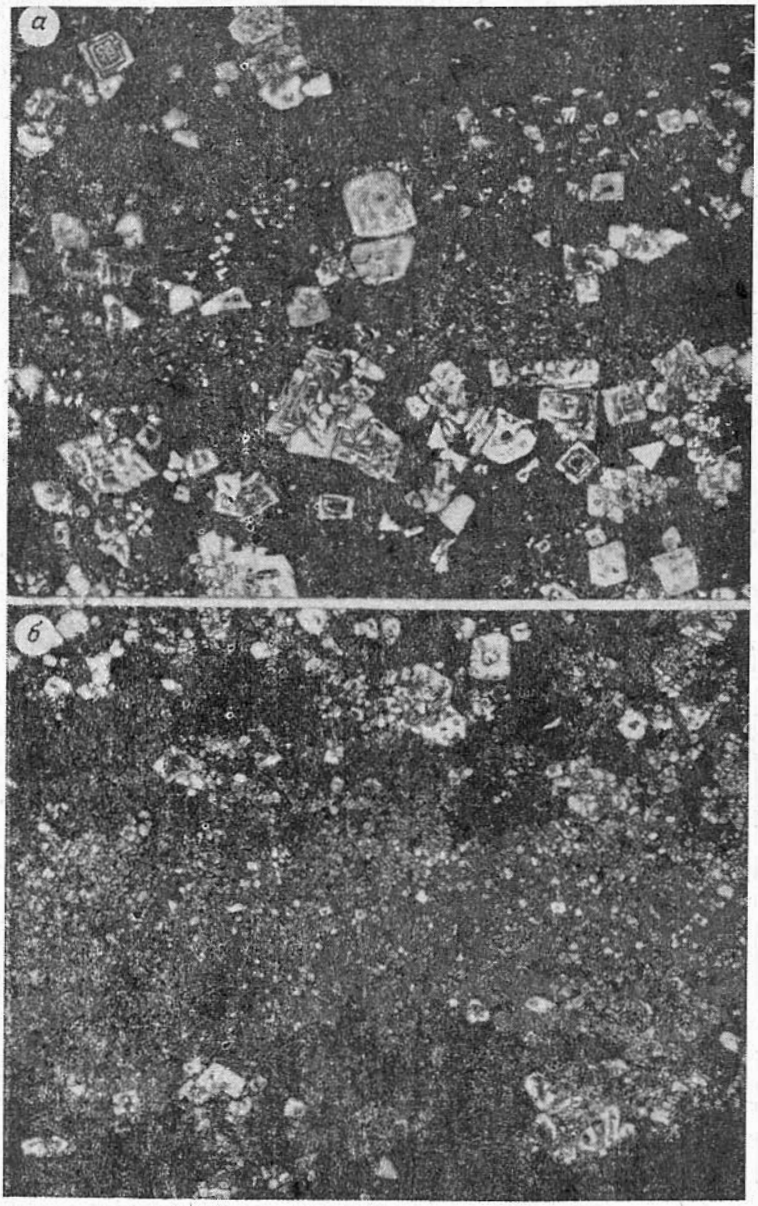


Рис. 24. Реликты пирита I в рудах месторождения Чекмарь.

а — реликтовая линзочка тонкодисперсного пирита I среди новообразованного кристаллически-зонального пирита II (скв. 650, гл. 550 м, ув. 60, протравлено); б — реликты пирита I (тонкая и мелкая вкрапленность) среди сфалерита (серое) и новообразованного пирита II (более крупные кристаллы), темное — кварц (скв. 486, гл. 551 м, ув. 80, протравлено).

Таблица 13

Содержания редких элементов в разновозрастных пиритах Гусляковского рудного поля

Генерация пирита	Отношение средних содержаний				Количество определений
	Cd/Zn·10²	Se/Te	Co/Ni	As/Sb	
Пирит I	3	2,2	1,9	26,3	6
Пирит II	0,35	8,1	5,8	81,1	12

делах Гусляковского месторождения сингенетичные пириты распространены в горизонтах туфогенно-осадочных пород мощностью 25—50 м, где их количество составляет в среднем 10—15% и достигает 40—60%. Стратиформные колчеданные залежи, как и вмещающие породы, метаморфизованы до фации зеленокаменных сланцев. Первично-слоистые текстуры преобразованы в сланцеватые, часто плойчатые агрегаты с элементами будинажа (рис. 23). Свидетельством раннего, сингенетичного с осадконакоплением, возраста описанных руд служит также наличие их рудокластов угловатой, слабо окатанной формы, довольно широко развитых в верхней части разреза успенской свиты.

Количество пирита в ранних колчеданных рудах достигает 60—80%. Сложены они пылевидной тонкодисперсной вкрапленностью пирита I с размерами зерен 0,001—0,03 мм, что соизмеримо с зернистостью вмещающих пород [Покровская, Лухтанова, 1976; Лухтанова, 1977]. Форма зерен кубическая, в виде тонкодисперсных сростков, реже пирит I образует глобули, овальные и концентрические формы, напоминающие псевдоморфозы по остаткам организмов. Травлением концентрированной азотной кислотой выявляется характерная внутренняя структура зерен пирита I, состоящая из темного ядра тонкодисперсного пирита и двух-трех зонок роста вокруг него квадратного сечения (рис. 24). В рассланцованных породах удлиненные зерна пирита I часто разбиты системой поперечных трещин. В массивных разностях серно-колчеданных руд на фоне тонкодисперсного пирита I обособляются его плотные почковидные образования радиально-лучистого, концентрически-зонального строения размером до 0,2—0,5 мм, в центре которых расположены кварцевые зерна.

Описанные формы пирита I сохраняются довольно редко. В процессе диагенеза, динамометаморфизма, а также наложения на ранние колчеданные залежи гидротермально-метасоматического полиметаллического оруденения второго этапа (это наложение отчетливо фиксируется как в горных выработках, так и при изучении шлифов) пирит I подвергается собирательной кристаллизации и перекристаллизации, сопровождаемой укрупнением зерен и образованием новых генераций пирита II. В центре их обычно содержится реликтовый тонкодисперсный пирит I, а остальная часть зерен приобретает кристаллически-зональное строение. Количество зон во вновь образовавшемся пирите II значительно больше, чем в пирите I. Его зер-

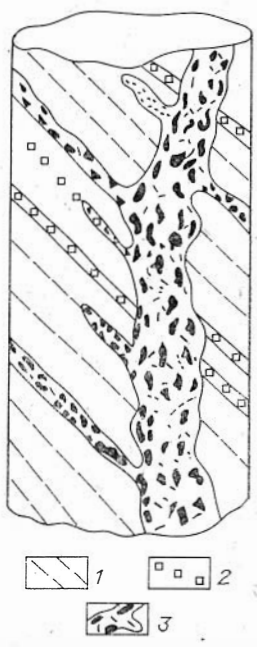


Рис. 25. Пересечение кварц-полиметаллическим прожилком гидротермально-метасоматического этапа ранних колчеданных руд (зарисовка керна скв. 650, гл. 295 м).

1 — полосчатость вмещающих пород; *2* — слои пирита I; *3* — кварц-полиметаллические прожилки.

на содержат множество включений нерудных и рудных минералов, за счет чего приобретают ситовидное строение, типичное для литокристаллов. Все разновидности пирита II в отличие от тонкодисперсного пирита I имеют более крупный размер зерен (0,05—0,4 мм), не несут заметных следов деформаций и различаются содержаниями редких элементов (табл. 13). Детальные взаимоотношения пирита I с кварц-полиметаллическим прожилком показаны на рис. 25.

ПЛУТОНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Продукты этой формации представлены гидротермально-метасоматическими рудами колчеданно-полиметаллического и барит-полиметаллического состава, слагающими подавляющую массу оруденения на всех месторождениях и рудопроявлениях.

Известные на рудном поле объекты, точки сульфидной минерализации и зоны гидротермально измененных пород, проявляющиеся в большинстве случаев в геофизических и геохимических аномалиях, объединяются в три основные рудоносные зоны — Звездно-Гусляковскую, Шинковскую и Верх-Теснушинскую.

Звездно-Гусляковская представляет собой юго-восточное окончание более протяженной Пахотинско-Гусляковской зоны. Длина Звездно-Гусляковской зоны по простиранию превышает 10 км при ширине 1—2,5 км. Она развита в центральной части рудного поля, где приурочена главным образом к ядру Мало-Чекмарской антиклинали и локализуется в зоне гидротермально измененных пород. В состав Звездно-Гусляковской рудоносной зоны входят Чекмарское, Гусляковское и Юго-Восточное месторождения, а также рудопроявления Звездное и Звездное-1. Все указанные месторождения расположены в привершинной части Гусляковского стратовулкана, приуроченной к области сочленения глубинных разломов северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений.

Шинковская рудоносная зона, в пределах которой пока известны только одноименное рудопроявление и ряд рудных точек в левобережье р. Убы, расположена в юго-западном крыле Гусляковской синклинали и представляет собой ответвление Звездно-Гусляковской полосы гидротермально измененных пород, соединяющихся в районе рудопроявления Звездное. По простиранию зона протягивается на 4—5 км, имея мощность от 10—15 до 500 м.

Верх-Теснушинская рудоносная зона расположена в северо-восточной части рудного поля и объединяет в себя Большечекмарское, Верх-Теснушинское, Павловское и Солдатовское рудопроявления, приуроченные к крыльям Верх-Теснушинской синклинали и ядерной части Большечекмарской антиклинали. Рудопроявления данной зоны также локализуются в участках гидротермально измененных пород, но меньших размеров по сравнению со Звездно-Гусляковской зоной серицит-кварцевых метасоматитов.

В палеоструктуре рудного поля объекты Верх-Теснушинской зоны располагаются в 2—4 км от центра Гусляковского стратовулкана в породах промежуточной и удаленной групп фаций.

Основные запасы колчеданно-полиметаллических руд Гусляковского рудного поля сосредоточены на месторождениях Чекмарь, Гусляковское и Юго-Восточное. Они расположены в центральной части рудного поля в северо-восточном крыле Гусляковской синклинали, в области ее юго-восточного замыкания. Указанные месторождения приурочены к отдельным тектоническим блокам, разграниченным поперечными разломами — Северным, Южным и Чекмарским (рис. 26). С северо-запада на восток происходит ступенчатое воздымание блоков, обусловливающее различия глубины эрозионного среза и вещественного состава руд: в Гусляковском и Юго-Восточном месторождениях в рудах содержится заметное количество барита и блеклых руд, которые практически отсутствуют на месторожде-

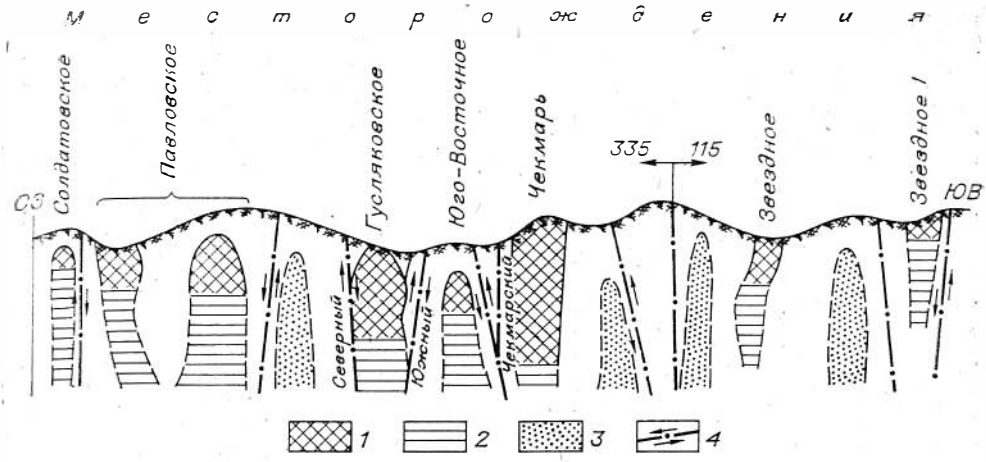


Рис. 26. Схема размещения оруденения в центральной части Гусляковского рудного поля (продольный разрез).

1—3 — рудные объекты (*1* — установленные, *2* — предполагаемые продолжения известных рудных залежей на глубину, *3* — прогнозируемые по геолого-геофизическим данным); *4* — основные поперечные разломы и направления движений по ним.

нии Чекмарь. Последнее частично денудировано, и в верхней его части широко развиты процессы гипергенного выщелачивания руд с образованием зоны окисления мощностью 50—130 м.

Месторождения локализуются в гидротермально измененных осадочно-вулканогенных породах нижней подсвиты успенской свиты, но на разном удалении от контакта с верхней подсвитой.

На рис. 27 видна резкая фациальная изменчивость пород нижней подсвиты как по вертикали, так и по латерали. В связи с этим параллелизуются ее разрезы лишь на Чекмарском и Юго-Восточном месторожде-

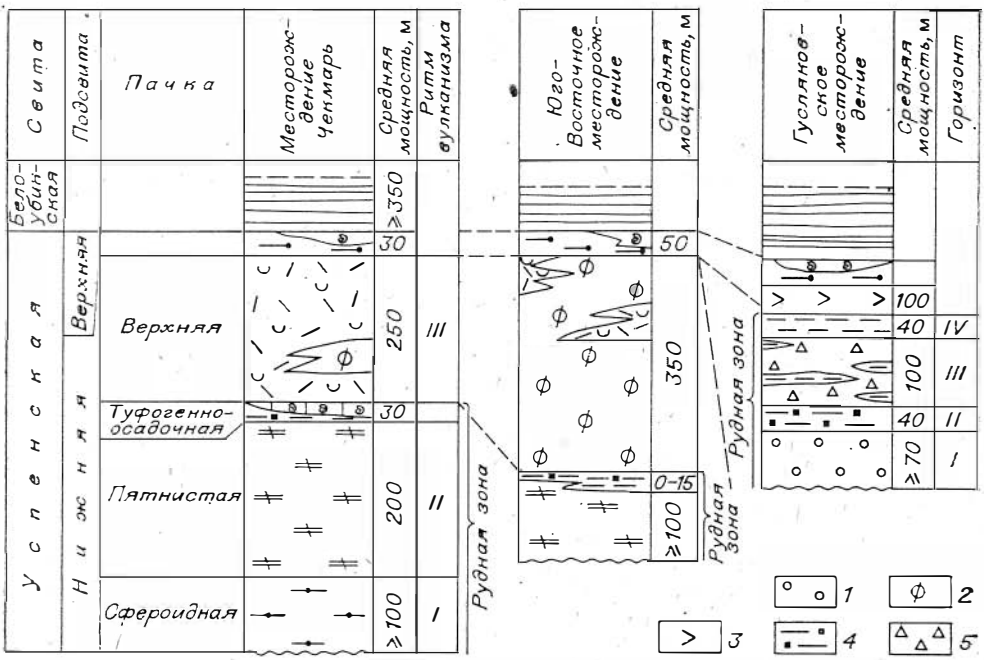


Рис. 27. Схема распределения фаций девонских отложений на Чекмарском, Юго-Восточном и Гусляковском месторождениях.

1, 2 — лавы кварц-полевошпатовых порфиров (*1*) и фельзит-порфиров (*2*); *3* — лавы андезит-базальтовых порфиритов; *4* — туфоалевролиты с повышенным количеством сингенетического пирита; *5* — лавы, лавобрекчии кварцевых порфиритов и витрокластические туфы кислого состава.

ниях. Разрез подсвиты на Гусляковском месторождении существенно отличается от вышеописанных, во-первых — отсутствием характерных литологических разновидностей пород кварцевых порфиров сфероидного и пятнистого облика, игнимбритоподобных пород и кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров, служащих основой для выделения пачек; во-вторых — соотношением туфогенно-осадочных и вулканогенных пород: на Чекмарском и Юго-Восточном месторождениях туфогенно-осадочные породы занимают соответственно 3 и 1% от общего объема нижней подсвиты, а на Гусляковском — 40% (см. табл. 9). Указанные различия объясняются приуроченностью месторождений к различным фациям и палеовулканическим структурам: Чекмарского — к вулканокуполу, а Гусляковского — к локальной тектонической депрессии, благоприятной для отложения туфогенно-осадочных пород. Позиция Юго-Восточного месторождения вследствие опущенности его блока и недостаточной изученности на глубину представляется не совсем ясной. Вероятнее всего, оно занимает промежуточное положение, хотя не исключается возможность его приуроченности к самостоятельному экструзивному куполу.

Несмотря на приуроченность месторождений к различным палеовулканическим сооружениям, оруденение контролируется складками антиклинального характера, являющимися структурами третьего порядка по отношению к Гусляковской синклинали.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧЕКМАРЬ

Породы нижней подсвиты успенской свиты на этом месторождении по литологическому составу подразделяются на четыре согласно залегающих пачки (снизу вверх): сфероидную, пятнистую, туфогенно-осадочную и верхнюю (рис. 28, 29). Рудовмещающими являются первые три пачки. **Сфероидная** пачка мощностью около 100 м сложена лавами и лавобрекчиями кварцевых порфиров перлитового, макро- и микро-сфероидного строения, в верхней части — редкими прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и линзами криноидных известняков. Характерные особенности пачки — широкое развитие порфиров сфероидного, микросфероидного и перлитового строения, относительно однородные грязно-зеленовато-серые оттенки и незначительное развитие пятнистых текстур — позволили выделить ее в качестве своеобразного маркирующего горизонта в нижних частях разреза подсвиты и способствовали расшифровке складчатой структуры месторождения.

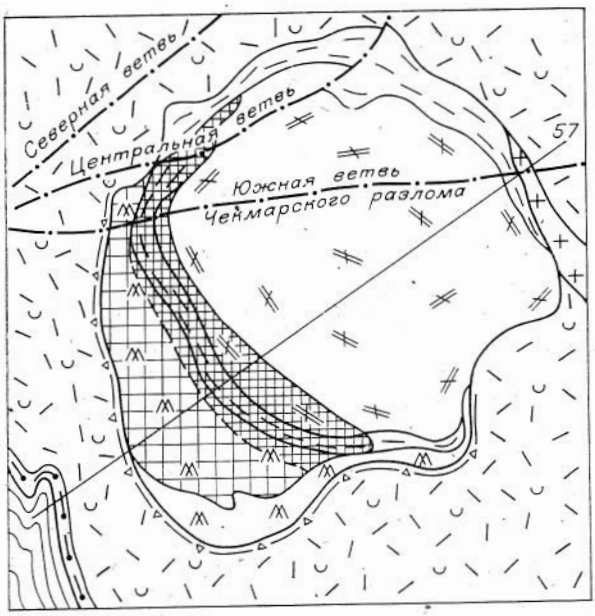


Рис. 28. Геологическая схема месторождения Чекмарь.
Усл. обозн. см. на рис. 29.

Пятнистая пачка имеет мощность около 200 м и сложена лавами и туфами кварцевых порфиров с прослоями туффитов. Для нее характерен пятнистый облик кварцевых порфиров и их туфов, возникший за счет неоднородного перераспределения агрегата серицита и хлорита в виде пя-

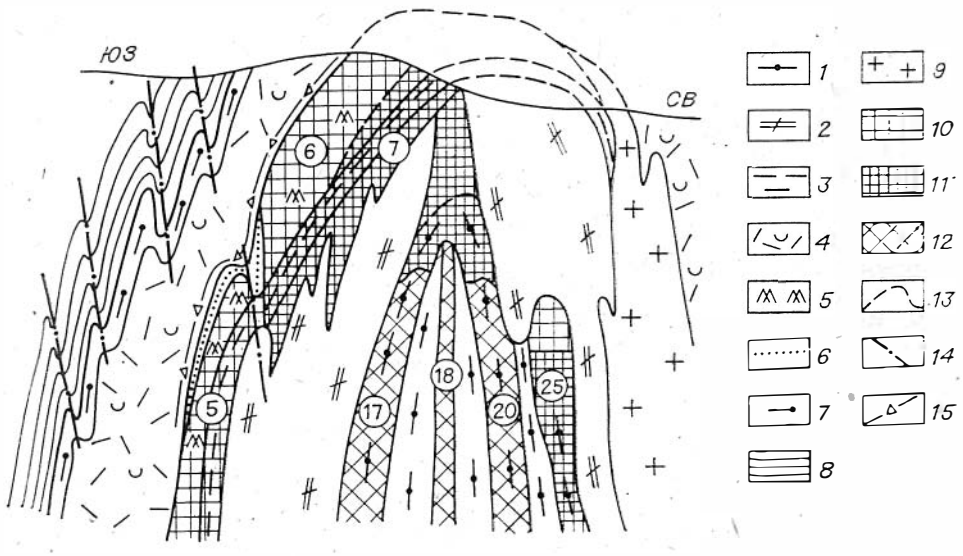


Рис. 29. Схематический геологический разрез месторождения Чекмарь.

1—7 — успенская свита (пачки: *1* — сфероидная, *2* — пятнистая, *3* — туфогенно-осадочная, *4* — верхняя), *5* — кварциты, *6* — криноидные известняки, *7* — верхняя подсвита: *8* — отложения белоубинской свиты; *9* — субвулканические кварцевые альбитофиры; *10—12* — рудные тела: свинцово-цинкового (*10*), медно-свинцово-цинкового (*11*) и медно-цинкового (*12*) состава; *13* — контуры реконструированных структур; *14* — разрывные нарушения; *15* — зоны дробления. Цифры в кружках — номера рудных тел.

тен неправильной, удлиненно-линзовидной или струйчатой формы размером от долей сантиметра до 2—5. **Туфогенно-осадочная** пачка мощностью около 30 м представлена незакономерно чередующимися прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых алевролитов (силицитов) и туффитов, которые перекрываются прерывистыми линзами известняков, содержащими остатки криноидей. **Верхняя** пачка, надрудная, имеет мощность около 250 м и сложена главным образом игнимбритоподобными породами, литовитрокластическими туфами кислого состава и флюидальными лавами кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров с небольшими по мощности прослоями туфогенно-осадочных пород.

На северо-восточном фланге месторождения закартировано тело субвулканических кварцевых альбитофиров мощностью 50—150 м (см. рис. 27), представляющее собою ответвление более мощной интрузии, протягивающейся до рудопроявления Звездное-1. Рудовмещающие породы месторождения подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям с образованием серицит-кварцевых пород и кварцитов. Наиболее интенсивным изменениям подвергнуты породы рудной зоны. Верхняя пачка и субвулканические кварцевые альбитофиры затронуты гидротермальным метаморфизмом лишь в локальных участках, непосредственно примыкающих к рудной зоне.

В строении метасоматитов проявлена следующая зональность. В ядерной части Чекмарской структуры распространены хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты, над ними располагается зона серицит-кварцевых и далее — существенно кварцитов. За пределами рудной зоны интенсивность гидротермального преобразования убывает с формированием кварц-серицитовых метасоматитов, связанных с предшествующими стадиями регионального и динамометаморфизма.

Для изучения оптических свойств хлоритов из различных горизонтов месторождения и в рудной зоне отобраны 24 пробы. Хлориты на месторождении Чекмарь представлены пеннином (Ng — 1,584, Np — 1,572), клинохлором (Ng — 1,568, Np — 1,564) и прохлоритом (Ng — 1,585). Причем для нижней части рудной зоны характерен малоглиноземистый пеннин, который в соответствии с общими тенденциями рудной и метасоматической зональностей последовательно сменяется вверх и к юго-западному

флангу более богатым глиноземом-клинохлором, а клинохлор — прохлоритом. Кварциты широко распространены в Юго-Западной рудоносной зоне, в верхней части туфогенно-осадочной пачки, а также в северо-восточной части месторождения, где приурочены к замковой части одноименной осложняющей антиклинали. Отметим, что на месторождении картируются два разновозрастных типа пород существенно кварцевого состава, различающихся условиями образования и размерами тел.

К первому типу относятся микрокварциты гидротермально-осадочного генезиса — силициты, которые представляют продукт гидротермально-осадочного этапа рудообразования, генетически связанного с процессами вулканизма. Среди них выделяются два подтипа: первый — плотные сливные голубовато-серые микрокварциты без пирита и гематита; второй — яшмовидные гематитизированные и пиритизированные микрокварциты от ярко-розового до сургучно-красного цвета. Силициты обоих типов слагают небольшие по мощности (1—5 м) прослои и будины среди туфогенно-осадочных пород; присутствуют в виде литокластов в вышележащих образованиях нижней подсвиты успенской свиты. Благодаря яркой окраске микрокварциты второго подтипа картируются в виде реликтов среди более поздних гидротермально-метасоматических кварцитов. Ко второму типу относятся собственно кварцевые метасоматиты — гидротермально-метасоматические образования, которые слагают на месторождении крупное тело кварцитов мощностью от 20—50 до 100—140 м, залегающее в верхней части туфогенно-осадочной пачки, а также тела кварцитов небольших размеров (от 20 до 40—60 м), выполняющие полости отслоения в замках локальных складок. В последнем случае они приурочены к контакту сфероидных и пятнистых кварцевых порфиров.

Кварциты сложены на 90—95% кварцем и характеризуются мозаичной гранобластовой структурной, массивной, однородной или микропятнистой текстурой. Изометричные зерна прозрачного кварца имеют полигональные очертания и плотно примыкают друг к другу. Размеры их составляют от 0,01 до 0,1 мм, редко до 0,2—0,5 мм, что отличает эти породы от силицитов, в которых размер кварцевых зерен составляет 0,001—0,01 мм. Тела кварцитов залегают субсогласно с вмещающими породами и участвуют вместе с ними в складкообразовательных процессах. Вследствие большей жесткости и хрупкости они при этом нередко будинированы с образованием в юго-западном крыле Чекмарской структуры отдельных крупных тел — отторженцев и блоков. Для них характерны резкие контакты с вмещающими породами, особенно верхние, а также наличие реликтов гематитизированных силицитов.

Температура образования кварцитов по данным гомогенизации газово-жидких включений составляет 120—280°С. Причем в главном теле кварцитов установлено высокое значение палеотемпературного градиента 140°С/100 м, что свидетельствует о формировании кварцитов в близповерхностных условиях.

Средние химические составы пород

Порода	Кол-во проб	SiO_2	Al_2O_3	TiO	Fe_2O_3	FeO
Алевролиты:						
углисто-глинистые, белоубинской свиты	2	63,20	19,00	0,67	1,39	2,51
верхней подсвиты успенской свиты	2	63,64	13,05	0,48	3,20	0,72
кремнистые силициты	5	86,19	5,81	0,16	0,70	0,94
Хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты	2	82,2	7,24	0,20	1,58	1,00
Гидротермально-метасоматические кварциты	2	96,31	0,91	0,04	0,92	0,50

Их образование и дробление происходило в дорудное время и связано, вероятно, с заключительными стадиями вулканической деятельности после внедрения субвулканических тел в среднедевонское время.

Как видно из табл. 14, образование кварцитов шло с выносом практически всех петрогенных элементов и привносом кремнезема на фоне резкого изменения соотношения калия к натрию в породах рудной зоны. На удалении от нее свыше 0,5—1 км значение этого отношения в эффузивных липаритовых порфирах составляет 1,5—2 при содержаниях натрия 1,5—3%. В непосредственно перекрывающих рудную зону игнимбритоподобных породах и витрокластических туфах оно равно 10 (среднее по 17 пробам при колебаниях содержаний калия от 2,68 до 7%, натрия — от 0,02 до 2,71%), а в рудной зоне, локализующейся в лавах сфероидных и пятнистых кварцевых порфиров, значение отношения калия к натрию составляет 31 (среднее по данным 27 проб, в которых средние содержания калия составляют 2,8% при колебаниях от 1,84 до 4,29, натрия — 0,09% при вариациях значений от 0,01 до 0,60).

По данным калий-аргоновых определений 12 проб серицитов, отобранных авторами из различных породных групп месторождения, их абсолютный возраст колеблется в пределах 220—295 млн. лет (табл. 15). Наиболее древние значения возраста получены для проб серицитов, отобранных непосредственно из рудной зоны,— 280—295 млн. лет, что соответствует карбону.

Приведенные данные абсолютного возраста следует считать ориентировочными, хотя они, по-видимому, отражают следующую относительную возрастную последовательность процессов околорудного гидротермального метасоматоза и региональной калишпатизации.

Рудовмещающей структурой Чекмарского месторождения является одноименная брахиформная антиклинальная складка, ядро которой сложено не выходящими на эрозионный срез породами сфероидной пачки. Форма структуры в плане эллипсоидальная, близкая к изометричной. Ее длинная ось ориентирована в северо-западном направлении и размер ее составляют 700 и 600—700 м. Она несколько увеличивается с глубиной за счет расхождения крыльев. Форма складки в вертикальном сечении куполовидная, с периклинальным замыканием пород в сводовой части и крутыми (65—80°) углами падения на крыльях (см. рис. 29).

Последние имеют асимметричное строение — развитые в юго-западном крыле и сводовой части кварциты и породы туфогенно-осадочной пачки отсутствуют в северо-восточном крыле, осложненном субвулканическими кварцевыми альбитофирами. Шарнир складки наиболее приподнят в центральной части участка; к северо-западу и юго-востоку он погружается под углами 60—80° (рис. 30). Крылья Чекмарской брахиантиклинали осложнены складками более высоких порядков. Так, в северо-восточном крыле Чекмарской брахиантиклинали откартирована северо-восточная антиклиналь — структура 4-го порядка по отношению к Гус-

Таблица 14

месторождения Чекмарь (вес.%)

CaO	MgO	MnO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	П.п.п.	H_2O	Сумма
0,22	2,06	0,14	0,09	4,25	0,17	5,29	0,26	99,45
2,78	4,39	0,34	0,36	2,82	0,73	5,09	0,16	99,43
0,57	0,93	0,05	0,03	1,83	0,55	1,39	0,05	99,20
0,50	1,24	0,04	0,03	2,70	0,04	1,70	0,07	99,33
0,14	0,10	0,01	0,01	0,18	0,10	0,40	0,05	99,70

Таблица 15

Результаты определения абсолютного возраста гидротермально измененных пород месторождения Чекмарь

Порода, ее местоположение	Кол-во проб	Возраст (по серициту), млн. лет			Период по шкале 1965 г.
		от	до	средний	
Туффиты и лавы кислого состава непосредственно в рудной зоне	4	280	295	289	Карбон
Туффиты и вулканиты успенской свиты на удалении 50 м от рудной зоны	2	220	251	235	Пермь
Субвулканические кварцевые альбитофиры за пределами рудной зоны (0,1—1 км и более)	6	266	278	273	»

Примечание. Шкала утверждена XII сессией Всесоюзной Комиссии по определению абсолютного возраста. Анализы выполнены в лаборатории ПГО «Восказгеология» в 1981 г.

ляковской синклинали. В плане и разрезе это симметричная складка с крутым падением крыльев (80—85°) и острым килевидным замком, с соотношением ширины к длине 1 : 4. Генеральное простирание ее оси северо-западное 330/335°. Шарнир антиклинали круто (85—90°) погружается на северо-запад и несколько положе (70—85°) — на юго-восток. В ядре складки залегают породы сфероидной пачки с кварцитами в замковой части, на крыльях — отложения пятнистой пачки.

Юго-западное крыло Чекмарской брахиантиклинали осложнено серией более мелких антиклинальных складок 5-го порядка, расположенных кулисообразно по отношению друг к другу. Ядерные части этих антиклиналей сложены кварцитами. Размах ядер — от 40—80 до 100—150 м. В данном случае тела кварцитов ведут себя как жесткие блоки — диапиры, облекающиеся более пластичными породами туфогенно-осадочной и верхней пачек. При этом происходит перераспределение мощностей как самих кварцитов (нередко с резким уменьшением и даже разрывом сплошности), так и пород туфогенно-осадочной пачки. Для последних в таких участках характерно будинирование кремнистых алевролитов, слагающих прослои среди более пластичных пород, нередко будинированию подвергнуты и сами кварциты. На флангах месторождения отмечаются пологие и плавные осложняющие складки.

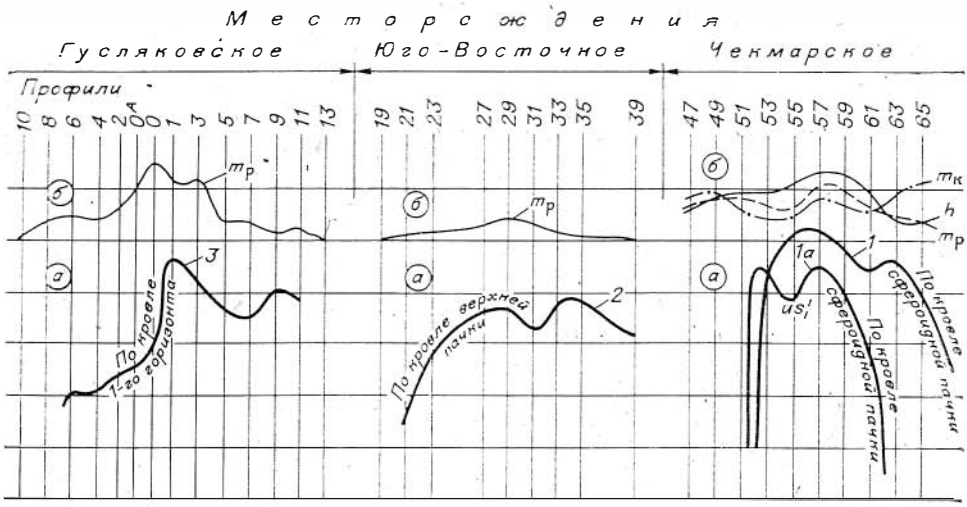


Рис. 30. Продольные структурные разрезы месторождений (*а*) и графики изменения мощности рудных тел ($m_р$) и кварцитов ($m_к$) в продольной плоскости (*б*).

h — расстояния от условной базовой плоскости до границы рудной зоны месторождения Чекмарь в плане. *1—3* — шарниры: ядерной части Чекмарской брахиантиклинали (*1*), Северо-Восточной антиклинали (*1а*) и антиклиналей Юго-Восточного (*2*) и Гусляковского (*3*) месторождений.

Рудная зона месторождения Чекмарь приурочена к внутренней части одноименной брахиантиклинали, ограниченной контактом туфогенно-осадочной и верхней эффузивно-пирокластической пачек. Размерами структуры определяются протяженность рудной зоны по простиранию и ее мощность. Оруденение в пределах структуры развито асимметрично, преобладает в его юго-западной и центральной частях и практически отсутствует в северо-восточном крыле, осложненном субвулканическими кварцевыми альбитофирами.

Рудные тела представляют собою зоны прожилковой, прожилково-вкрапленной минерализации штокверкового типа, повсеместно ассоциирующие с метасоматическими прожилками кварца серого цвета. Последние имеют мощность от первых сантиметров до 1—1,5 м. Они фиксируют участки повышенной проницаемости полости отслоения, зоны дробления, трещиноватости и рассланцевания во вмещающих породах и накладываются на все их литологические разновидности, часто непрерывно прослеживаясь из пород одной пачки в другую.

Зоны окварцевания обусловливают морфологию и мощность рудных залежей, а со степенью насыщенности прожилками коррелируются содержания в них металлов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

На месторождении Чекмарь выделяется семь основных рудных тел и около 40 второстепенных, которые группируются в виде двух рудоносных зон: Юго-Западной (основные тела 5, 6, 7) и Центральной (основные тела 17, 18, 20, 25), приуроченных к соответствующим частям структуры (рис. 24). Рудные тела 6, 7 обычно объединяются под названием Главной рудной залежи, имеющей чечевицеобразную, каплевидную форму. Форма других рудных тел жилообразная (47%) ($l_1/l_2 < 0{,}5$; $l_1/m_{ср} > 2$) и линзовидная ($l_1/l_2 > 0{,}5$; $l_1/m_{ср} > 2$), где l_1 — длина по простиранию, l_2 — длина по склонению, $m_{ср}$ — средняя мощность рудного тела.

Приуроченность Юго-Западной рудоносной зоны к одноименному крылу антиклинальной структуры месторождения, осложненному складками более высокого порядка и флексурообразными подворотами, обусловлена контрастными различиями физико-механических свойств слагающих рудоносную зону пород, развитием зон дробления, повышенной трещиноватости и полостей отслоения. Литолого-стратиграфические факторы рудолокализации играют здесь подчиненную роль. Для рассматриваемой зоны характерен в основном кварцевый, серицит-кварцевый состав метасоматитов с явным преобладанием свинцово-цинковых руд на юго-западном и полиметаллических — на северо-восточном ее флангах.

Центральная рудоносная зона приурочена к ядерной части брахиантиклинали, сложенной главным образом сфероидными и пятнистыми кварцевыми порфирами. Первые характеризуются частой сменой в разрезе микро-, макросфероидных и перлитовых разновидностей кварцевых порфиров с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и известняков. Этим объясняется резкое уменьшение мощности рудных тел при переходе их из сложно дифференцированной сфероидной пачки, содержащей около 90% запасов Центральной рудоносной зоны, в менее благоприятную для рудоотложения, менее дифференцированную пятнистую пачку. Границы пачек контролируют положение рудных тел 17 и 20, соединяющихся между собой в апикальной части ядра структуры. В замках ядерной части брахиантиклинали и осложняющей ее Северо-Восточной антиклинали главную роль в рудолокализации сыграли полости отслоения, выполненные кварцитами. Состав метасоматитов в пределах зоны хлорит-серицит-кварцевый с различными количественными соотношениями в них вторичных минералов. Состав руд — полиметаллический, медно-цинковый и медный с преобладанием первых на флангах зоны и с примерно равным

количеством или с преобладанием медно-цинковых и медных руд в центральной части и на ее глубоких горизонтах.

По данным минералогических исследований (см. табл. 12), образования плутогенной формации на Чемарском месторождении формировались в две стадии: м е д н о - ц и н к о в у ю (р а н н ю ю) с отложением минералов в последовательности кварц-2, альбит — пирит-2, халькопирит — сфалерит-1 — коррундофиллит, прохлорит и с образованием ведущей минеральной ассоциации хлорит-халькопирит-пирит-сфалеритового состава; с в и н ц о в о-ц и н к о в у ю с порядком отложения минералов кварц-3, пирит-3 — сфалерит-2 — галенит — фенгит и с образованием ведущей минеральной ассоциации галенит-пирит-сфалеритового состава. С каждой стадией связано формирование соответствующего типа оруденения, а при их наложении образуются полиметаллические руды с ведущей минеральной ассоциацией галенит-халькопирит-сфалерит-пиритового состава. Количественные соотношения медно-цинковых, свинцово-цинковых и полиметаллических типов руд составляют соответственно 10, 45 и 45%. Наиболее распространены на месторождении вкрапленно-прожилковые руды.

Как уже отмечалось, ведущими факторами локализации руд являются структурные и литологические особенности Чекмарской брахиантиклинали, причем главная рудная залежь (рудные тела 6, 7) размещается в ее сводовой части, рудное тело 5 — в юго-западном крыле, на контакте туфогенно-осадочной и верхней пачки, рудные тела 17, 18, 20 — в ядерной части, а рудное тело 25 — в осложняющей Северо-Восточной антиклинали (см. рис. 29).

Структурные факторы рудолокализации проявляются как в общей приуроченности оруденения к брахиантиклинальной складке, так и в контроле отдельных тел или наиболее мощных их частей участками повышенной проницаемости: зонами сетчатой трещиноватости, дробления, рассланцевания и полостями отслоения. Литологический контроль выражается в приуроченности наиболее интенсивного оруденения к сложно дифференцированному, разнородному по физико-механическим свойствам разрезу пород.

Для количественной оценки указанных факторов проведен анализ влияния трещинной тектоники и физико-механических свойств вмещающих пород на интенсивность оруденения.

АНАЛИЗ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ

Многими исследователями развивается представление о том, что трещиноватость горных пород представляет собою особого рода «память» о тех физико-механических деформациях, которым они подвергались в течение длительной истории своего развития [Пэк, 1939; Кушнарев, 1977; Николаев, 1977; Невский, 1979]. Исходный для анализа материал получен в процессе детального геологического картирования обнажений и горных выработок месторождения Чекмарь, сопровождавшегося массовыми замерами трещиноватости пород и руд, свыше 60 точек наблюдений по 150—120 замерам в каждой, которые осуществлялись в соответствии с методикой, рекомендованной в работах И. П. Кушнарева [1977], П. Н. Николаева [1977] и В. А. Невского [1979]. Все замеры выполнялись с учетом характера жильного выполнения, их взаимопересечений и других особенностей. Обработка замеров производилась путем отстройки круговых диаграмм с помощью стереографической сетки В. Вульфа и палетки А. В. Пронина.

В процессе изучения трещиноватости установлено, что подавляющая часть рудных прожилков на месторождении Чекмарь заполняет трещины отрыва и значительно меньшая — трещины сколового характера. Их соотношение на юго-западном фланге составляет примерно 10 : 1, в центре структуры в среднем 5 : 1, уменьшаясь в отдельных участках до 2 : 1.

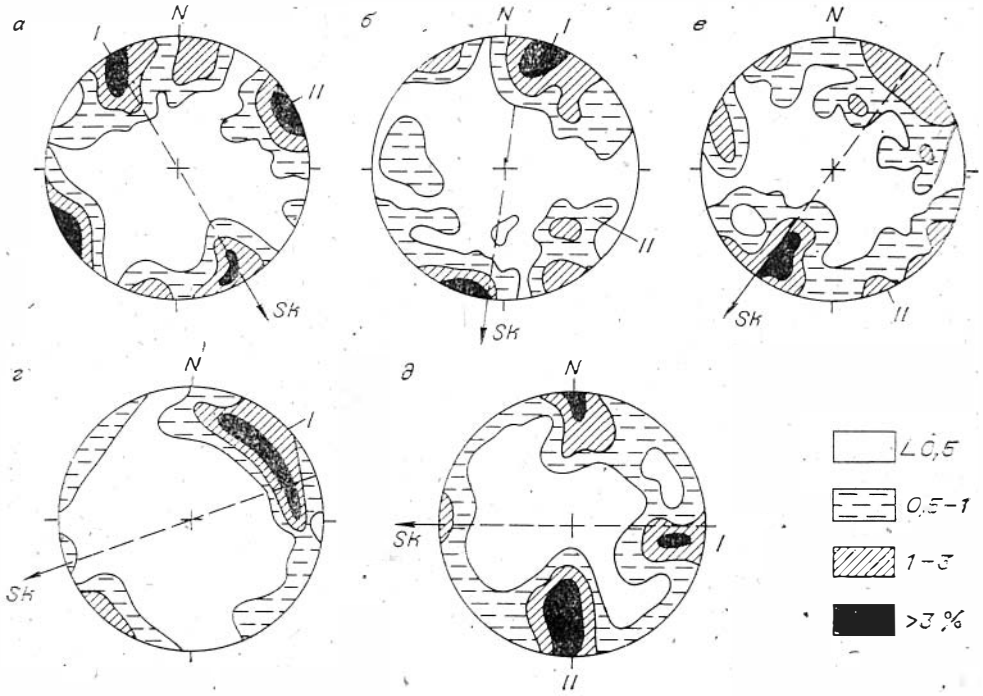


Рис. 31. Диаграммы ориентировки рудных прожилков в различных породах месторождения Чекмарь.

а — туфоалевролиты; *б*, *в*, *д* — кварциты; *г* — туфы кварцевых порфиров; *Sk* — ориентировка верхнего контакта кварцитов; привязка точек наблюдения на рис. 41.

В пределах штокверка ориентировка рудных прожилков выражается в виде диаграммы кругового типа. Падение рудных прожилков в основном крутое (65—90°), преобладающие направления падения — юго-западное и северо-восточное (рис. 31).

В процессе статистической обработки выявлены две основные системы ориентировки рудных трещин (максимумы I и II на рис. 31), в распределении которых установлено следующее: указанные системы трещин ориентированы субперпендикулярно по отношению друг к другу; первая система прожилков ориентирована субпараллельно верхнему контакту кварцитов (последний фиксирует собой границу рудной зоны в юго-западной части месторождения), вторая — субперпендикулярна ему. Подобное относительное положение указанные системы трещин сохраняют и при изменении ориентировки контакта. Это особенно отчетливо фиксируется на фланге месторождения, где происходит подворот рудолокализующих структур в плане. Последовательное сравнение диаграмм рис. 33 показывает, что при дугообразном изменении простирания контакта на 125° примерно на такой же угол изменяется и ориентировка полюсов I и II. Наличие двух систем сопряженных рудных прожилков подтверждается непосредственными наблюдениями в горных выработках (рис. 32). В количественном отношении на флангах структуры месторождения резко (10 : 1) преобладают прожилки первой концентрической системы, в центре структуры их соотношение колеблется от 2 : 1 до 1 : 1, что свидетельствует о возрастании роли радиальной поперечной системы трещин от фланга к центру.

Помимо изучения минерализованных трещин проведены исследования закономерностей ориентировки таких структурно-тектонических элементов, как слоистость пород, рассланцевание, кварцевые жилы, зеркала и борозды скольжения, а также крупных трещин мощностью свыше 2—3 м.

На диаграммах четко проявлен поясной характер с преобладающим крутым падением структурных элементов. Углы падения слоистости

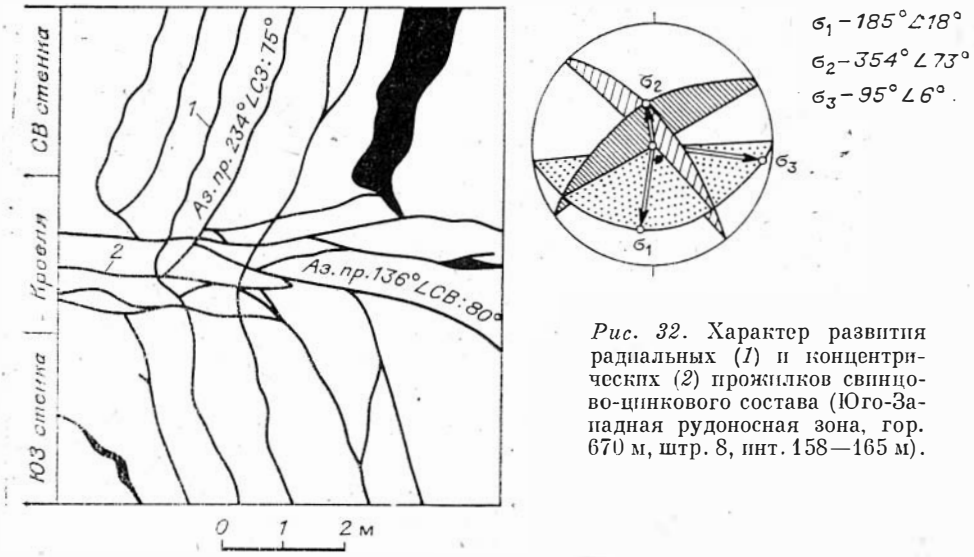


Рис. 32. Характер развития радиальных (*1*) и концентрических (*2*) прожилков свинцово-цинкового состава (Юго-Западная рудоносная зона, гор. 670 м, штр. 8, инт. 158—165 м).

(рис. 33) колеблются от 58 до 90°. Среди них в количественном отношении преобладают элементы, лежащие в плоскости простирания продольных региональных структур. Они образуют единую систему с двумя полюсами: аз. падения 228° угол 81°; аз. падения 50° угол 82°. При сравнении круговых диаграмм ориентировки слоистости и рассланцевания обращает на себя внимание совпадение не только рисунка диаграмм, но и количества полюсов и близкие значения их параметров. Поясной рисунок диаграммы слоистости месторождения Чекмарь, свидетельствующий о круговой ориентировке элементов первичного напластования пород, отражает кольцевое строение в плане структуры месторождения. Для диаграммы ориентировки минерализованных трещин характерен больший по сравнению с двумя вышеуказанными разброс значений углов падения — от 28 до 90°. По существу, здесь выделяется один полюс, параметры которого практически совпадают с направлениями слоистости и рассланцевания. Близкие значения параметров имеет также полюс ориентировки зеркал скольжения, свидетельствующих о субгоризонтальном характере движений.

Несколько иной тип рисунка характерен для диаграмм ориентировки крупных тектонических трещин и кварцевых жил, имеющих явно пострудный возраст. На них, помимо трещин, совпадающих с ориентировкой слоистости и рассланцевания, выделяется система элементов с пологими углами падения, отсутствующая на предыдущих диаграммах, что свидетельствует об изменении ориентировки поля тектонических напряжений к моменту их образования.

Наличие двух сопряженных систем рудных прожилков (концентрической и радиальной), зависимость их ориентировки от направления контакта кварцитов свидетельствуют об активном влиянии структуры на процессы рудообразования, в чем проявляется один из основных структурно-тектонических факторов локализации оруденения на месторождении.

Для диаграмм ориентировки основных структурно-тектонических элементов Гусляковского месторождения, в отличие от диаграмм месторождения Чекмарь, характерно наличие одного-двух пространственно обособленных плотных максимумов с малым веером разброса трещин. Практически все полюса лежат в плоскости простирания региональных структур (см. рис. 33).

Различия диаграмм ориентировки структурно-тектонических элементов на месторождениях Чекмарь и Гусляковское подтверждают данные о приуроченности этих месторождений к структурам различного типа: брахиформной складке в первом случае и изоклинальной — во втором.

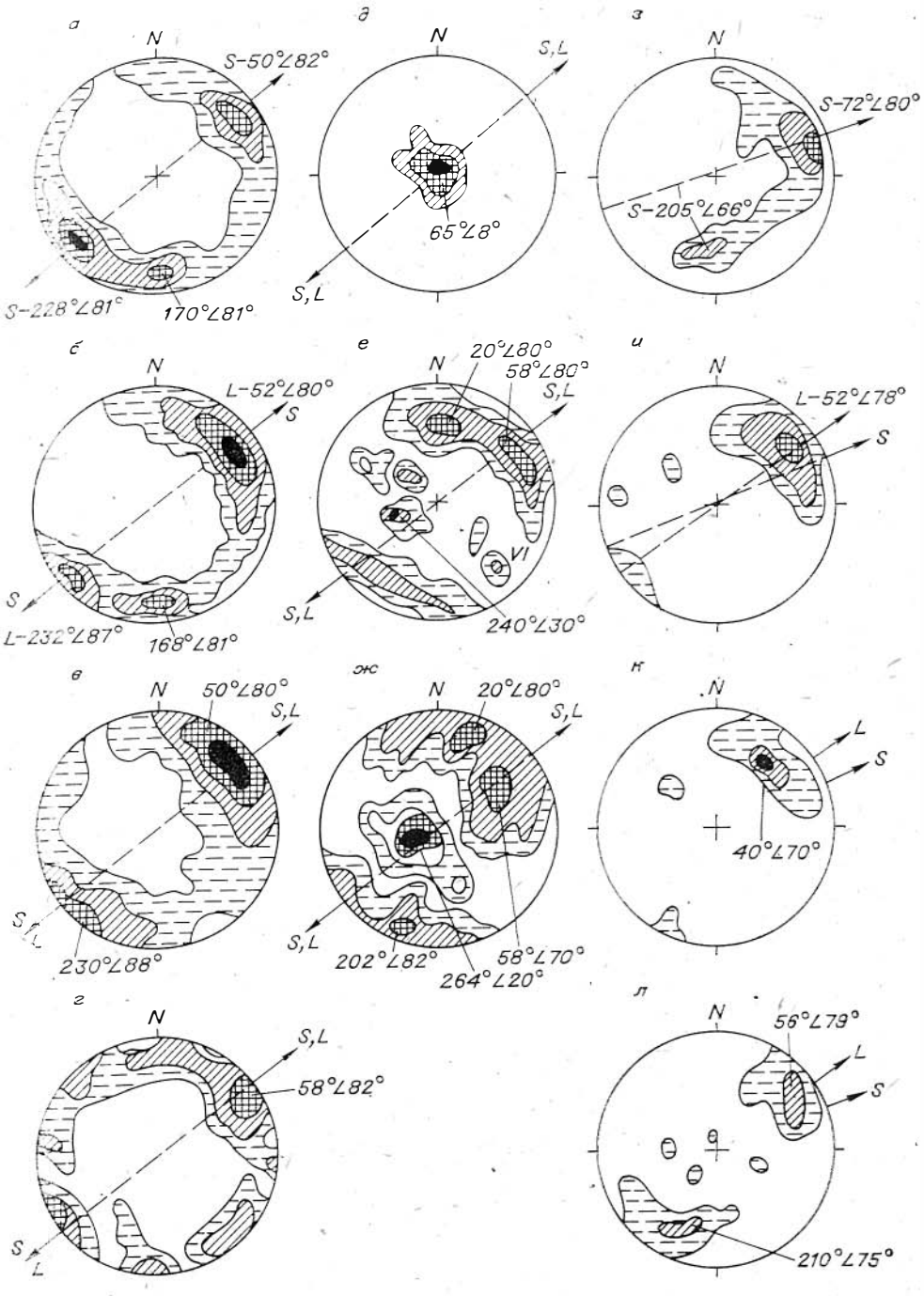


Рис. 33. Диаграммы ориентировки основных структурно-тектонических элементов на Чекмарском и Гусляковском месторождениях.

Месторождение Чекмарь: *а* — слоистость (S), количество замеров (n) = 391; *б* — рассланцевание (L), n = 686; *в* — минерализованные трещины, n = 591; *г* — зеркала скольжения, n = 183; *д* — борозды скольжения, n = 170; *е* — крупные тектонические трещины, n = 284; *ж* — кварцевые жилы, n = 408. Месторождение Гусляковское: *з* — слоистость, n = 242; *и* — сланцеватость, n = 249; *к* — минерализованные трещины, n = 106; *л* — крупные тектонические трещины, n = 200. Градации плотности изолиний см. на рис. 31.

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ РУД

С точки зрения влияния физико-механических свойств пород на образование трещин, а следовательно, и условия локализации руд в пределах месторождения Чекмарь обращают на себя внимание следующие факты.

В процессе исследования закономерностей распределения оруденения в зависимости от типа вмещающих пород в 30 км керна скважин установлено, что в кварцитах и породах туфогенно-осадочной пачки сосредоточено около 60—65% запасов руды, в породах вулканогенной — около 30%, а в пятнистых кварцевых порфирах и их туфах, несмотря на значительный объем, занимаемый в разрезе месторождения, не более 5—10% (рис. 34).

Расчеты степени раскрытия трещин, отношение суммарной мощности рудных прожилков к количеству их на 1 м, выполненные в пределах контуров оруденения применительно к жилам выполнения, показывают, что ее значения колеблются от 0,3 до 2,0 в различных литологических разностях пород. Максимальные значения этой величины в кварцитах (1,5—2,0), в липаритовых кварцевых порфирах микро-, макросферолдного и пятнистого облика составляют 0,8—1,0, в туфогенно-осадочных породах она минимальна (0,3—0,4). Количество рудных прожилков на 1 пог. м в указанных литологических разновидностях пород в пределах рудных тел составляет в среднем 12—16 в кварцитах, 8—10 в туфогенно-осадочных породах и 4—8 в липаритовых кварцевых порфирах и их туфах. Указанные разновидности отличаются и величиной отношения суммарной мощности рудных прожилков в пределах рудного тела к общей мощности исследуемого рудного тела, характеризующего степень раскрытия структуры в период рудообразования [Фролов, 1978]. В зонах окварцевания последние достигают 25—30%, в туфогенно-осадочных породах — 10% и в пятнистых кварцевых порфирах — 10—15%. По данным А. А. Фролова [1978], уменьшение величины данного отношения до 30% и ниже свидетельствует о переходе штокверка в зону прожилков. То есть кварциты по своим физико-механическим свойствам по сравнению с другими породами

Рис. 34. Характер распределения запасов меди, свинца, цинка по типам вмещающих пород месторождения Чекмарь (в усл. ед.).

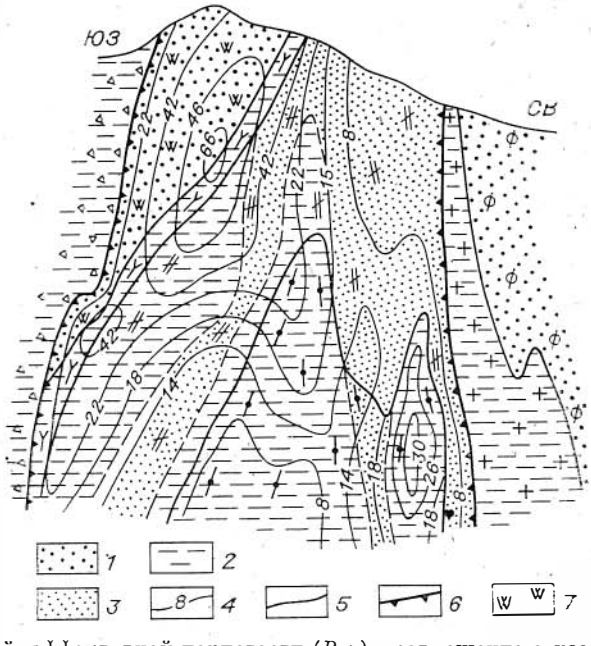


Рис. 35. Распределение значений эффективной пористости ($P_{эф}$), совмещение с изолиниями плотности оруденения (месторождение Чекмарь, разрез по профилю 59).

1—3 — значения $P_{эф}$ (%): *1* — менее 1, *2*—1,0—1,45, *3*— более 1,45; *4* — изолинии плотностей оруденения (отражают долю руд в данной точке от их общего объема); *5, 6* — границы: *5* —литологических пачек, *6* — рудной зоны; *7* — кварциты. Другие усл. обозн. см. на рис. 22.

Таблица 16

Характеристика физико-механических свойств пород Чекмарского и Гусляковского месторождений

Литологическая разновидность породы	Объем, занимаемый в структуре месторождения, %	Средние значения показателей физико-механических свойств					Число проб, участвовавших в выводе среднего	Краткая характеристика пород по физико-механическим свойствам
		Динамический модуль упругости	коэффициент хрупкопластичности $K = \frac{\sigma_{ж}}{\sigma_{р}}$	коэффициент Пуассона	коэффициент анизотропии	коэффициент крепости по Протодьяконову		
Месторождение Чекмарь								
Лавы и лавобрекчии сфероидных кварцевых порфиров	7	7,10	7,49	0,11	1,8	7,23	27	Слабопластичные
Лавы и туфы пятнистых кварцевых порфиров	35	7,08	7,69	0,14	1,8	7,93	130	»
Породы туфогенно-осадочной пачки	3	8,50	6,62	0,15	1,5	6,64	13	Пластичные
Кварциты	10	7,14	15,3	0,12	1,4	6,4	31	Непластичные (хрупкие)
Породы верхней пачки:								
лавы кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров	10	7,45	14	0,22	1,8	8,4	22	Хрупкие
игнимбритоподобные витрокластические туфы кислого состава	20	7,76	5,84	0,22	1,7	10,2	8	Пластичные
Субвулканические кварцевые альбитофиры	15	7,43	7,37	0,21	1,7	11,4	10	Слабопластичные
Сумма . . .	100	—	—	—	—	—	210	
Гусляковское месторождение								
Лавы кварц-полевошпатовых порфиров	6	6,53	7,4	0,11	—	8,3	26	»
Туфогенно-осадочные породы	40	8,27	5,8	0,20	—	7,5	23	Пластичные
Микрокварциты	4	7,24	11,9	0,12	—	8,6	20	Хрупкие
Витрокластические туфы кислого состава	40	7,06	5,6	0,18	—	4,5	57	Пластичные
Лавы андезито-базальтовых порфиров	10	6,64	5,8	0,10	—	5,9	7	»
Сумма . . .	100	—	—	—	—	—	133	

более благоприятны для формирования штокверковой системы трещин. Этим обусловлена одна из особенностей проявления структурной зональности на месторождении, которая выражается в преимущественном развитии на верхних горизонтах, сложенных кварцитами, рудного штокверка, последовательно сменяющегося на глубину вначале штокверко-прожилковыми, а затем прожилковыми рудами. Аналогичная вертикальная структурная зональность отмечена на Риддер-Сокольном [Щерба, 1957; Попов, 1968; и др.] и других месторождениях [Фролов, 1978].

На рис. 35 видно, что эффективная пористость в кварцитах минимальна на месторождении, в то время как плотность оруденения в них максимальна. Это свидетельствует о том, что эффективная пористость, обычно используемая как один из основных показателей физико-механических свойств, в данном случае не оказывает заметного влияния на распределение оруденения. Наиболее контрастно (в 2—2,6 раза) кварциты отличаются от других пород месторождения по значениям коэффициента хрупко-

пластичности, представляющего собой отношение $K = \sigma_ж/\sigma_р$, где $\sigma_ж$, $\sigma_р$ — соответственно пределы прочности пород при одноосном сжатии и растяжении (табл. 16).

Все сказанное свидетельствует о том, что наибольшее влияние на процессы рудолокализации в пределах месторождения Чекмарь оказывали прочностные свойства пород, и главным образом их сопротивляемость сжатию и растяжению, наиболее широко проявленным на месторождении процессам тектонических деформаций.

Таким образом, наиболее благоприятны для рудолокализации на месторождении участки с сочетанием литолого-стратиграфических и структурно-тектонических тесно взаимосвязанных факторов. Однако определяющими из них являются структурно-тектонические, формирующие зоны повышения проницаемости. В то же время степень влияния структурно-тектонических факторов, масштабы их проявления во многом определяются литологическим составом, а соответственно и физико-механическими свойствами толщ, подвергнутых воздействию пликативных и дизъюнктивных тектонических напряжений.

Вышесказанное иллюстрируется графиком (см. рис. 30), на котором видна четкая приуроченность максимальных значений мощности оруденения ($m_р$) Юго-Западной рудоносной зоны к наиболее высоким (приподнятым) частям осей складок в продольном разрезе и максимальному изгибу маркирующего контакта пачек в плане в районе профиля [57].

Сокращения мощности рудных тел на юго-восточном фланге при значительных мощностях микрокварцитов объясняются их слабым дроблением в области периклинального замыкания сводовой части брахиантиклинали, имеющей здесь пологие углы падения крыльев.

Отсутствие оруденения в разрезе верхней пачки, нижний контакт которой является на участке своего рода маркирующим горизонтом, объясняется проявлением в породах этой пачки деформации пластического, а не трещинного характера, как это имеет место в породах других пачек. В приконтактовой полосе кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров, перекрывающих тело кварцитов, развивается сеть трещин, выполненных рудными кварц-сульфидными прожилками, постепенно затухающими с удалением от контакта.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР

Как уже указывалось, почти округлая форма в плане Чекмарского вулканокупола выглядит экзотично на фоне вытянутых структур Северо-Восточной зоны смятия. Структура подобного типа в Белоубинском синклинории, где ведущее значение в локализации руд придавалось палеовулканическим депрессиям [Золотарев, Яковлев, 1977], закартирована впервые. В связи с тем, что ее внутренним строением контролируются размеры, количество рудных тел и их положение в пространстве, проведены более детальные структурные исследования.

История формирования месторождения отчетливо подразделяется на три основных этапа: дорудный, рудный и пострудный, характеризующиеся различным планом тектонических деформаций, для исследования которых определялись компоненты тензора главных деформаций по будинажу, тектонофизический и петрофизический анализы.

Дорудный этап формирования Чекмарской брахикупольной структуры отчетливо подразделяется на два подэтапа — ранний, связанный с формированием вулканокупольной постройки, и более поздний, предрудный, в процессе которого происходило усложнение первичного вулканокупола.

Изучение геодинамических условий формирования структуры месторождения во второй подэтап дорудного этапа проводилось с привлечением методики определения компонент тензора главных деформаций по буди-

нажу, разработанной В. С. Милеевым [1976]. Участки развития будин кремнистых алевролитов силицитов среди песчаников, глинистых алевролитов и туффитов туфогенно-осадочной пачки закартированы в выработках, но наиболее четко будинирование проявлено в штреке 6 второго штольневого горизонта.

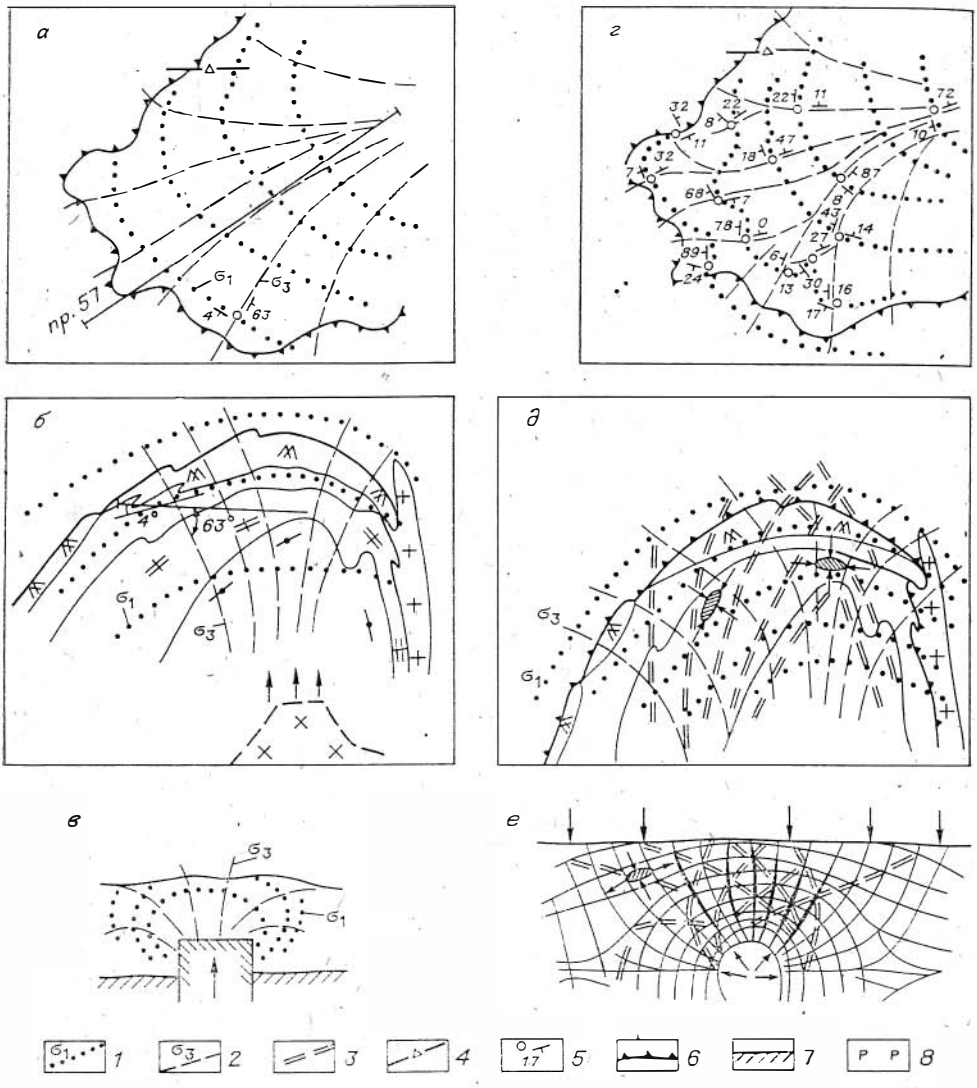
Участок будинирования представляет собою интенсивно перемятый серицитизированный, хлоритизированный туфогенно-осадочный базис с примесью углистого вещества, в котором заключены угловатые, недооформленной, линзовидной, реже оскольчатой и прямоугольной формы будины кремнистых алевролитов. В соответствии с данными табл. 16 будины относятся по своим физико-механическим свойствам к непластичным хрупким, а вмещающий их базис — к пластичным образованиям. Характерно не только облекание их субстратом обломков, но и вдавливание его в неровности, трещины в будинах. В участках с повышенными содержаниями в субстрате известковистого вещества происходит перекристаллизация последнего в тонкие (доли мм, до 1—2 см) многочисленные карбонатные прожилки, облекающие будины. Максимальное количество прожилков отмечается в непосредственном контакте субстрата с будиной или в промежутке между будинами. Дорудный возраст будин определяется однозначно по наложению как на них, так и на базис кварц-сульфидных прожилков гидротермально-метасоматического этапа.

В. С. Милеевым установлена двухэтапная схема развития будинажа в складках продольного расплющивания, которая базируется на принципе тектонической переориентировки линейности по растяжению. В данном случае слабо выраженная линзовидная форма будин (из 10 будин, обычно одна-две обладают хорошо выраженной линзовидной формой), различная ориентировка их длинных осей по отношению к общему простиранию пород туфогенно-осадочной пачки свидетельствуют о том, что рассматриваемый участок будинирования прошел в своем развитии в основном первый этап. На этом этапе, согласно В. С. Милееву, в условиях нормального к слою сжатия происходит разделение более жесткого вязкого пласта на параллелепипедальные будины с межбудинными промежутками (P). При этом вдоль оси σ_1 ориентируются средние оси будин (B), с σ_2 совпадают длинные оси (A), а в направлении σ_3 располагаются короткие оси (C). Ориентировка осей главных нормальных напряжений в предрудный этап, определенная как среднее по элементам залегания 31 будины, составляет: σ_1 — 214°∠4°, σ_2 — 322°∠66°, σ_3 — 124°∠63°. Их анализ свидетельствует о проявлении в предрудный этап крутоориентированного сжатия (63°) при субгоризонтальном направлении растяжения (рис. 36).

Данные замеров параметров осей будин и межбудинных промежутков использованы для расчета компонент удлинения тензора главных деформаций [Милеев, 1976]. В данном случае будинаж развивается при растяжении вдоль шарниров формирования складок, причем ось максимальных напряжений σ_1 совпадает с простиранием пород. В данном случае σ_1 имеет азимут простирания 124° с падением к востоку под углом 60°.

Расчет компонент тензора главных деформаций производился по формулам $\varepsilon_1 = \frac{\Sigma P_2}{\Sigma B}$ и $\varepsilon_2 = \frac{\Sigma P_1}{\Sigma A}$, где A — длинные, B — средние оси, P_1 и P_2 — расстояния между будинами соответственно перпендикулярно и параллельно шарниру складки. В результате $\varepsilon_1 = +220\%$; $\varepsilon_2 = -30\%$; $\varepsilon_3 = \frac{1}{(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_2)} - 1 = 82\%$.

В качестве «тензодатчика» использованы также кварцевые сферолиты, широко развитые в рудной зоне в сферолитовых кварцевых порфирах, а за ее пределами — в верхней пачке в кварц-полевошпатовых фельзит-порфирах сфероидного строения. С этой целью проведены измерения длин осей 30 кварцевых сфероидов в каждой из разновидностей пород. Учитывая, что компоненты удлинения тензора деформации однозначно взаимо-



увязаны, недостающие компоненты удлинения тензора деформаций находились по номограмме, описывающей прогрессирующее трехмерное деформирование, приведенной в работе Е. И. Паталахи [1968]. Расчеты компонент удлинения тензора деформаций проведены по формулам, предложенным в указанной работе: $Q = \frac{1}{b-c}$; $\varepsilon_a = Q - 1$; $\varepsilon_b = b - 1$; $\varepsilon_c = c - 1$; $a > b > c$. Полученные значения составляют (%): $\varepsilon_a = 150$, $\varepsilon_b = -20$, $\varepsilon_c = -60$.

Сопоставление относительных удлинений будин в туфогенно-осадочной пачке с удлинением кварцевых сфероидов в ядре брахискладки и в области ее периклинального замыкания свидетельствует о постепенном снижении интенсивности тектонических деформаций от первого к последнему из рассматриваемых случаев (рис. 37).

Тектонофизический анализ полей напряжения проводился по методике Гзовского [1975] по сопряженным трещинам с различным по времени образования и составу материалом выполнения (рудными прожилками медно-колчеданного, свинцово-цинкового, медно-свинцово-цинкового состава, пострудными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками), зеркалам скольжения и трещинам выполнения. Замеры сопряженных жил, прожилков и других тектонических элементов проводились в процессе детального геологического картирования горных выработок на двух

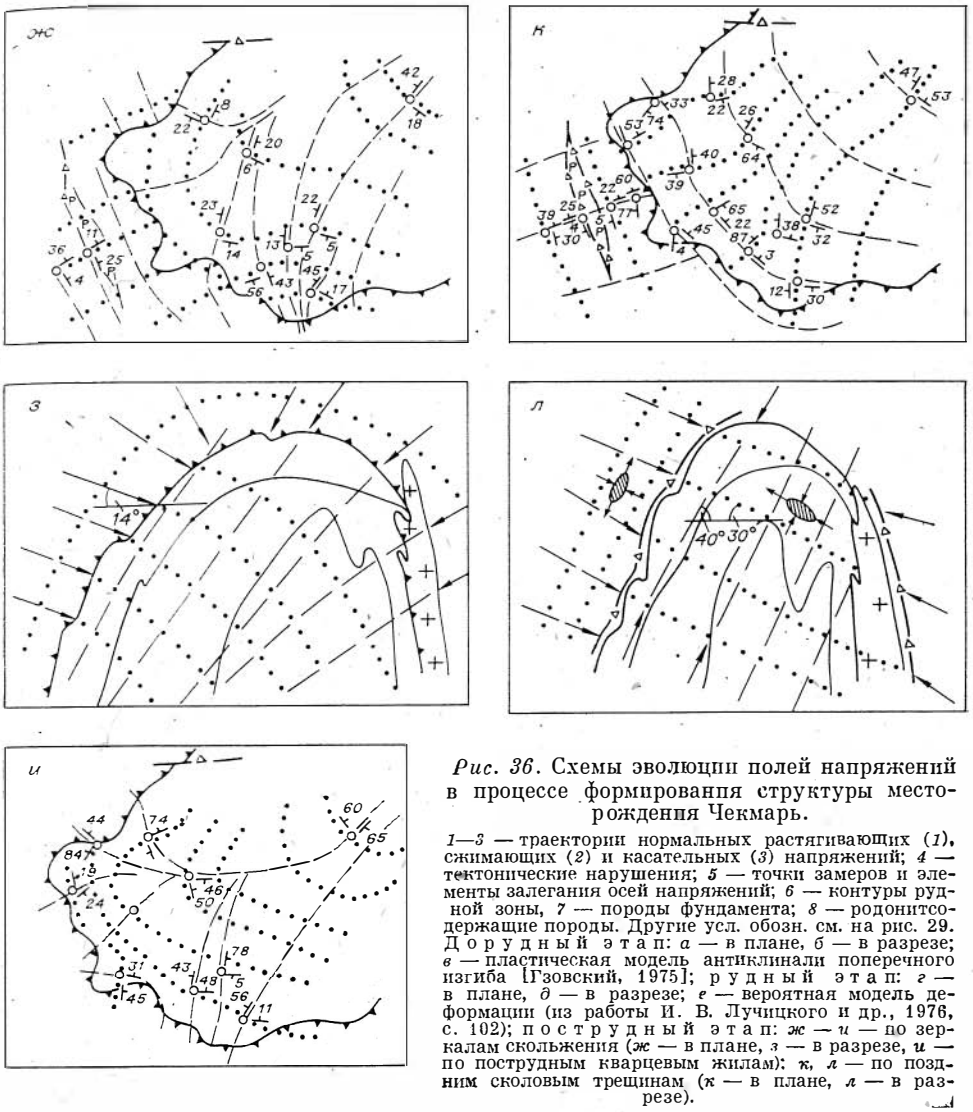


Рис. 36. Схемы эволюции полей напряжений в процессе формирования структуры месторождения Чекмарь.

1—3 — траектории нормальных растягивающих (*1*), сжимающих (*2*) и касательных (*3*) напряжений; *4* — тектонические нарушения; *5* — точки замеров и элементы залегания осей напряжений; *6* — контуры рудной зоны, *7* — породы фундамента; *8* — родонитсодержащие породы. Другие усл. обозн. см. на рис. 29. Дорудный этап: *а* — в плане, *б* — в разрезе; *в* — пластическая модель антиклинали поперечного изгиба [Гзовский, 1975]; рудный этап: *г* — в плане, *д* — в разрезе; *е* — вероятная модель деформации (из работы И. В. Лучицкого и др., 1976, с. 102); пострудный этап: *ж* — *и* — по зеркалам скольжения (*ж* — в плане, *з* — в разрезе, *и* — по пострудным кварцевым жилам); *к*, *л* — по поздним сколовым трещинам (*к* — в плане, *л* — в разрезе).

горизонтах месторождения и сопровождались массовыми замерами трещиноватости пород и руд. В результате на горизонте штольни 2 (горизонт 670 м) получено 18 относительно равномерно распределенных по площади точек, в которых одновременно удалось замерить элементы сопряженных разновозрастных трещин и малых структурных форм, а именно рудных прожилков различного состава и пострудных образований — зеркал скольжения (к пострудным отнесены по наличию на их плоскостях притертого рудного материала); жил молочно-белого кварца с переотложенными рудными минералами; наиболее поздних трещин без выполнения сколового характера (рис. 36, *г*—*е*). Сопряженный характер рудных прожилков и кварцевых жил (т. е. трещин выполнения) однозначно определялся по их взаимным переходам и идентичности состава выполнения. Сопряженность зеркал скольжения устанавливалась по разнонаправленности признаков смещения по их плоскостям (ориентировка борозд скольжения), идентичности состава притертого материала и формы плоскостей скольжения. Установление сопряженности систем наиболее поздних сколовых трещин производилось с помощью методики П. Н. Николаева [1977], в основу которой положен анализ направлений преимущественного разброса систем сколовых трещин.

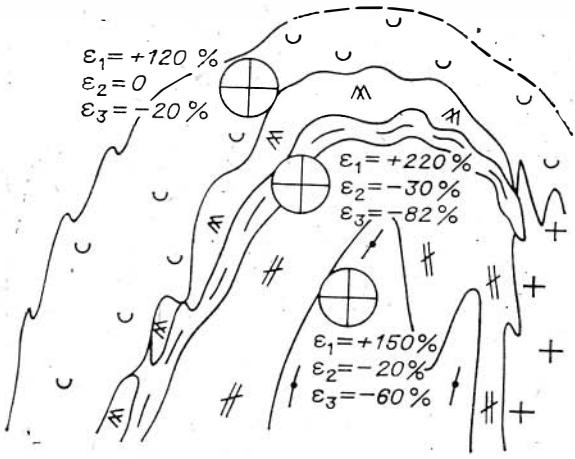


Рис. 37. Схема пространственной изменчивости степени деформированности пород в разрезе месторождения Чекмарь.
Усл. обозн. см. на рис. 29.

В результате составлены схемы полей напряжений для различных периодов формирования месторождения Чекмарь, анализ которых позволяет наметить их эволюцию (см. рис. 36; табл. 17):

— дорудный и рудный этапы характеризуются радиально-концентрическим распределением тектонических напряжений, при котором растягивающие усилия ориентированы (в пределах исследуемого горизонта) близгоризонтально, а сжимающие в центре структуры имеют крутое, на флангах — пологое падение;

— в первые два подэтапа пострудного этапа намечается постепенная смена плана поля напряжений, приведшая в конечном итоге к моменту формирования сколовых трещин к изменению знака поля напряжений на противоположный и исчезновению радиально-концентрической ориентировки сжимающих и растягивающих усилий.

Ориентировка осей нормальных тектонических напряжений, определенная по сопряженным рудным прожилкам медно-цинковой и свинцово-цинковой стадий минералообразования, практически совпадает. Это указывает на то, что формирование разновременных стадий гидротермально-метасоматического этапа происходило в условиях единого плана тектонических напряжений.

Формирование осложняющих северо-западное крыло складок высокого порядка (рис. 38) происходило в локальном поле с продольным субгоризонтальным сжатием (углы наклона $\sigma_3 = 0—12°$) и субвертикальным растяжением ($\sigma_1 = 78—89°$) на фоне формирования общей структуры месторождения в условиях поперечного субгоризонтального сжатия и продольного растяжения.

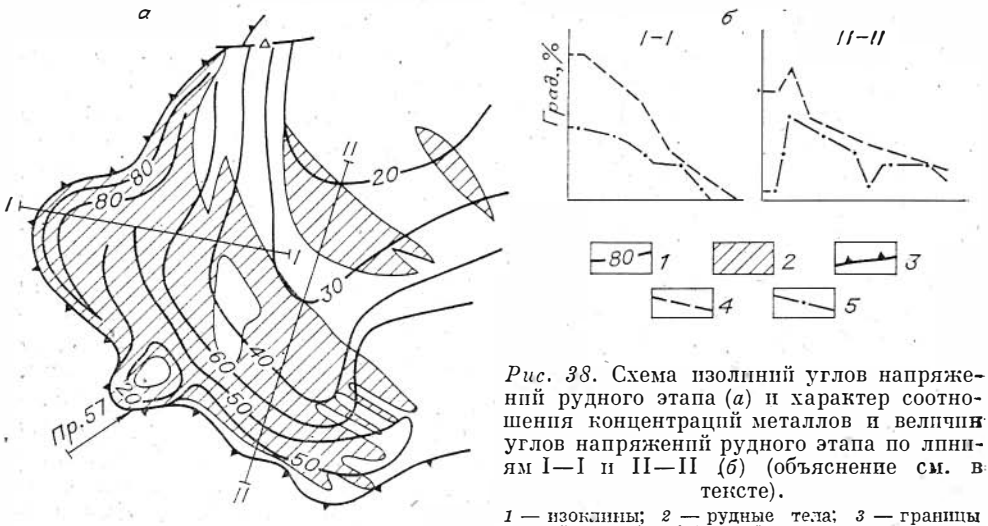


Рис. 38. Схема изолиний углов напряжений рудного этапа (*а*) и характер соотношения концентраций металлов и величин углов напряжений рудного этапа по линиям I—I и II—II (*б*) (объяснение см. в тексте).

1 — изоклины; *2* — рудные тела; *3* — границы рудной зоны; 4,5—графики изменений концентраций суммы металлов (в усл. ед.) (4) и углов напряжений (5).

Таблица 17

Эволюция полей напряжений в процессе формирования структуры месторождения Чекмарь

Этап развития структуры	Углы наклона осей нормальных напряжений, град		Характеристика поля напряжений
	σ_1 (растяжение) от—до (среднее)	σ_3 (сжатие) от—до (среднее)	
Дорудный	4	63	Крутоориентированное поперечное сжатие при субгоризонтальном продольном растяжении
Рудный	7—30 (22)	На фланге 0—43 (21) В центре 67—72 (70)	Радиально-концентрическое распределение тектонических напряжений с поперечными субгоризонтальными на флангах и крутоорпентированными в центре сжимающими и продольными пологими растягивающими усилиями
Пострудный:			
1-й подэтап (по зеркалам скольжения)	В структуре 5—56 (20) За пределами структуры 11—36 (17)	На фланге — 24 В центре — 42 4—25 (11)	Постепенная смена знака поля напряжений в пределах Чекмарской структуры на противоположный по отношению к существованию в период рудоотложения с исчезновением радиально-концентрической ориентировки сжимающих и растягивающих усилий
2-й подэтап (по пострудным жилам)	11—84 (55)	5—65 (40)	Противоположная по знаку ориентировки тектонических напряжений в структуре и за ее пределами
3-й подэтап (по пострудным кварцевым трещинам)	В структуре 4—87 (41) За пределами структуры 4—77 (53)	1—64 (32) 22—60 (36)	

Многочисленные полевые [Уиссер, 1964] и экспериментальные [Гзовский, 1975; Лучицкий, Бондаренко, 1973, 1976; Эволюция..., 1976] исследования свидетельствуют о сопряженном образовании радиальной и концентрической систем трещин в процессе формирования купольных структур. В данном случае мы имеем прямое доказательство того, что на месторождении Чекмарь процессы рудообразования протекали в пределах уже относительно сформированной брахиантиклинальной структуры в поле напряжений с субгоризонтальными продольными растягивающими и крутоориентированными в центре, постепенно выполаживающимися к флангу, и поперечными сжимающими усилиями. Это поле усложнялось на юго-западном фланге локальными полями, для которых характерны продольное субгоризонтальное сжатие и субвертикальное растяжение, приводящие к образованию складок высокого порядка.

Для оценки типа деформаций в разные этапы развития структуры месторождения для горизонта +670 м отстроены схемы изолиний углов напряжений. Последние представляют собой острые углы между сопряженными нарушениями, в которых лежат оси σ_3 [Методические рекомендации..., 1978]. На рис. 38, 39 изображены такие схемы, отстроенные для рудного этапа и второго кварцево-жильного подэтапа пострудного этапа.

В зависимости от величины углов напряжения (γ) на схеме для рудного этапа выделяется три зоны: минимального ($\gamma > 30°$), преимущественного ($30° > \gamma > 20°$) и всестороннего ($\gamma < 20°$) сжатия.

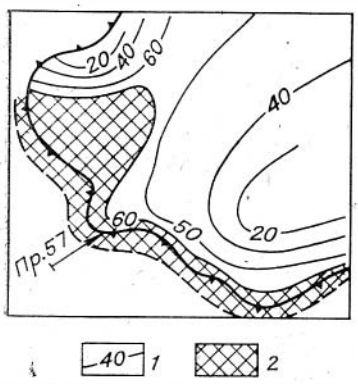


Рис. 39. Схема изолиний углов напряжений кварцевожильного подэтапа пострудного этапа.

1 — изоклины; *2* — участки максимальных концентраций кварцевых жил.

Зона минимального сжатия или максимального растяжения развита в юго-западной части структуры месторождения, где ограничена внешним контактом рудоносной зоны, а на северо-востоке—изоклиной 30°. Эта зона наиболее благоприятна для рудоотложения — приуроченность к ней максимальных мощностей рудных тел видна на рис 37 (*а*); рис. 37 (*б*) отражает прямую зависимость между концентрацией оруденения и величинами углов напряжений. Зона преимущественного сжатия менее благоприятна для рудоотложения и развита в основном в центральной части структуры месторождения. Зона всестороннего сжатия наименее благоприятна для рудоотложения, приурочена к осложняющим структуру месторождения складкам высокого порядка, формировавшимся в обстановке всестороннего максимального сжатия, чем подтверждается ранее сделанный вывод, полученный на основе анализа схемы тектонических полей напряжения, и объясняется «структурный парадокс» — отсутствие или незначительное количество оруденения в участках развития таких складок на месторождении.

Установлена также прямая зависимость между величинами углов напряжений, отстроенных для 2-го подэтапа пострудного этапа, и количеством кварцевых жил, максимальное число которых сосредоточено в зоне, ограниченной с юго-запада контактом кварцитов, а с северо-востока — изоклиной 60° (см. рис. 39).

Изоклины углов напряжений для рудного этапа в целом повторяют в плане конфигурацию контакта рудной зоны месторождения и ориентировку концентрической системы трещин, выполненных рудными прожилками.

Структурно-петрофизические исследования основаны на методике ультразвукового структурного анализа анизотропии упругих свойств горных пород и руд [Старостин, 1979]. С этой целью использовалась ультразвуковая установка Р-5—5 с теодолитной приставкой. В ориентированных пластинках, вырезанных из образцов горных пород и руд, отобранных в подземных выработках на горизонте +800 м по сетке 15×15 м, определены скорости продольных ультразвуковых волн (V_p). На основании петрофизических диаграмм абсолютных значений скоростей ультразвуковых волн [Старостин и др., 1982] отстраивались диаграммы коэффициентов анизотропии.

Породы и руды месторождения Чекмарь имеют близкие значения коэффициентов анизотропии, которые составляют для безрудных и рудных микрокварцитов 1,05—1,09; для подстилающих их пятнистых липаритовых порфиров — 1,05—1,12; для сплошных руд — 1,07—1,10; для перекрывающих рудоносный горизонт витрокластических туфов — 1,08—1,15 км/с. Скорости ультразвуковых волн при этом различаются на 0,4—0,9 км/с при ошибке измерения 0,05 км/с. На петрофизических диаграммах, составленных для горизонта +800 м, выявлены пояса повышенных значений, максимумы и минимумы коэффициентов анизотропии. Пространственный анализ петрофизических диаграмм подтверждает геологическое строение юго-западного сектора структуры. Повышенные значения данных величин группируются в виде поясов на диаграммах кварцитов, туффитов и сплошных пирит-сфалеритовых руд и ориентированы вдоль полукольца структуры (σ_1), в то время как минимумы — перпендикулярны залеганию пород (σ_3). Центральная часть месторождения характеризуется

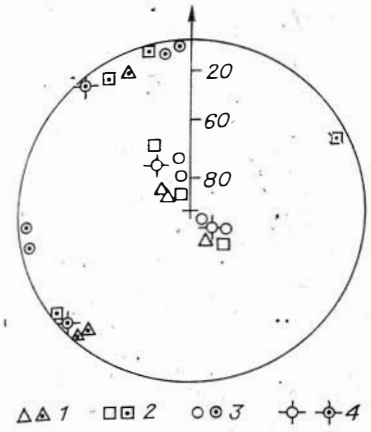


Рис. 40. Ориентировка сжимающих и растягивающих (знаки с точкой) осей напряжений сопряженных трещин и рудных жил различного состава.

1 — медно-колчеданных; *2* — свинцово-цинковых; *3* — безрудных кварцевых; *4* — трещин без заполнения и разломов.

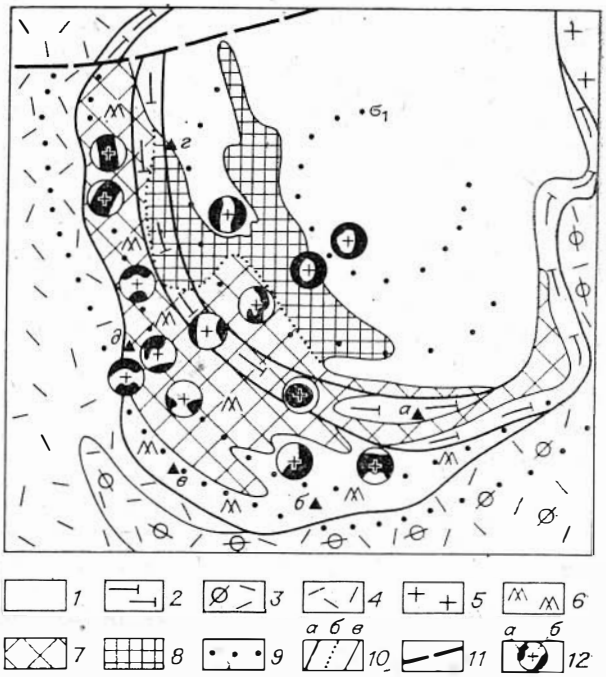


Рис. 41. Структурно-петрофизическая схема горизонта 800 м месторождения Чекмарь.

1 — липаритовые порфиры и их витрокластические туфы; *2* — туфоалевролиты; *3* — лавы кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров; *4* — литокристаллокластические туфы; *5* — субвулканические кварцевые альбит-порфиры; *6* — гидротермальные кварциты; *7*, *8* — рудные тела существенно свинцово-цинкового (*7*) и медно-свинцово-цинкового (*8*) состава; *9* — оси нормальных растягивающих усилий; *10* — границы (*а* — литологических пачек, *б* — фациальные, *в* — прочие); *11* — тектонические нарушения; *12* — структурно-петрофизические диаграммы с максимумами (*а*) и минимумами (*б*) значений коэффициента анизотропии упругих свойств пород и руд; *а* — *д* — точки массовых замеров ориентировки рудных трещин.

круговыми диаграммами с минимумами, расположенными в центре, и максимумами — в краевых частях (рис. 40, 41).

Сопоставление результатов структурно-петрофизического и тектонофизического анализов показывает, что пояса повышенных значений и максимумы коэффициентов анизотропии совпадают с направлениями растягивающих (δ_1), а минимумы — сжимающих (δ_3) усилий. Полученные данные свидетельствуют о том, что процесс рудообразования протекал в поле напряжений с горизонтальными растягивающими и близвертикальными сжимающими усилиями в вулканокупольной структуре месторождения. Геодинамические условия определили морфологию рудных тел и особенности проявления зональности месторождения.

Изменение ориентировки главных тектонических напряжений позволяет наметить схему динамики формирования рудовмещающих структур путем подбора аналогичных экспериментальных моделей. Для сравнения использовались схемы, полученные на оптических моделях сотрудниками Лаборатории экспериментальной тектоники ИГиГ СО АН СССР [Лучицкий, Бондаренко, 1973, 1976], а также другими исследователями [Гзовский, 1975].

Как видно из рис. 36 (*а*—*в*), распределение полей напряжений в Чекмарской структуре в предрудный этап совпадает с распределением напряжений в антиклинальной складке поперечного изгиба под воздействием вертикально направленных сил. Близкий характер имеют схемы распределения напряжений в Чекмарской структуре в рудный этап (см. рис. 36, *г*—*е*).

Это позволяет объяснить модель формирования рудовмещающей структуры механизмом образования антиклинальных складок поперечного

изгиба под воздействием субвертикально ориентированного штампа [Лучицкий, Бондаренко, 1976].

В пострудный этап происходило дальнейшее усложнение структуры на фоне меняющегося плана тектонических деформаций: вначале продольного (подэтап образования зеркал скольжения), а затем поперечного (подэтап формирования поздних сколовых трещин) сжатия, ориентированного в обоих случаях под пологими углами. Примечательно, что тектонические напряжения внутри структуры и за ее пределами, как это оказалось, можно установить для 1-го и 3-го подэтапов пострудного этапа, имеют противоположный знак. Не исключена вероятность существования разнохарактерного поля тектонических напряжений за пределами и внутри Чекмарской структуры и в предыдущие этапы, что позволяет рассматривать ее как самостоятельную тектоническую единицу (блок) с присущим ей полем тектонических напряжений, по границам которой (Кварцитовая и Северо-Восточная зоны дробления) происходили повороты, перемещения и подвижки в пространстве.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Наиболее детально температурные условия образования руд исследованы с использованием метода гомогенизации индивидуальных газово-жидких включений [Ермаков, 1950; Долгов, 1981] на примере Главной рудной залежи и рудных тел 5, 6, 7, 20 месторождения Чекмарь. Температуры гомогенизации включений определены А. И. Прокопенко совместно с Н. А. Гибшер в лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР.

Методика отбора образцов для исследований определялась с учетом особенностей геологического строения месторождения и основных задач, решение которых предусматривалось в процессе их выполнения.

Одна из задач заключалась в определении температур формирования разновозрастных минеральных ассоциаций, выявленных на месторождении Чекмарь — рудовмещающих дорудных кварцитов Юго-Западной рудоносной зоны, слагающих крупное тело спорного генезиса; кварц-сульфидных рудных прожилков, с которыми ассоциирует оруденение как медно-цинковой, так и свинцово-цинковой стадий: пострудных кварцевых и кальцит-кварцевых жил и прожилков, являющихся самыми молодыми образованиями на месторождении. В качестве минералов-носителей газово-жидких включений использованы кварц, сфалерит, кальцит и флюорит.

Другая задача состояла в выявлении геотермического градиента (либо установлении его отсутствия) в рудных телах, разведанных в общей сложности до глубины 1,2 км от поверхности.

Отбор образцов проведен по двум основным рудным телам месторождения: 5 — свинцово-цинковые и 20 — медно-цинковые и полиметаллические руды с интервалом отбора по вертикали 50—100 м. Тело кварцитов опробовалось через 50—100 м по вертикали и 5—50 м вкрест мощности в пределах Главной рудной залежи и рудного тела 5.

Естественно, что газово-жидкие включения, пригодные для исследований, встречены не во всех отобранных образцах. Этим объясняется разряжение результатов опробования до 150 м по рудному телу 5 и до 200 м — по рудному телу 20 (см. рис. 44), а также небольшое число определений в кварцитах, где газово-жидкие включения необходимых размеров обнаружены в трех образцах из десяти.

Основные газово-жидкие включения, пригодные для термометрических исследований, заключены в кварце разновозрастных минеральных ассоциаций, характеристика которых приведена ниже.

Первой разновидностью (кварц *А*) сложено охарактеризованное выше тело кварцитов, которое наряду с другими породами туфогенно-осадочной пачки является вмещающим для кварц-сульфидных прожилков и метасо-

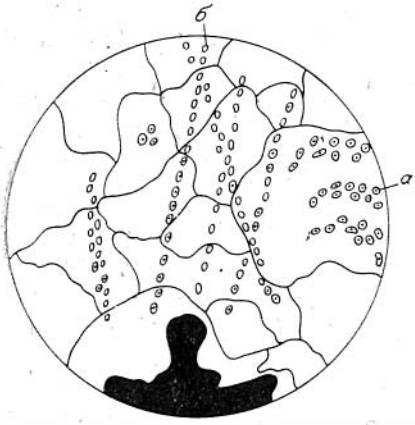


Рис. 42. Расположение первичных (*а*) и вторичных (*б*) газово-жидких включений в зернах кварца из кварц-сульфидных прожилков. Темное — галенит-сфалеритовый сросток (рисунок со шлифа, скв. 494, гл. 360 м, ув. × 500).

Рис. 43. Газово-жидкие включения в зернах кварцитов (рисунок со шлифа скв. 494, гл. 360 м, ув. 1875).

а — первичные, *б* — газово-жидкие, возникшие в процессе деятельности межзерновых растворов на контактах кварцевых зерен. Штриховой линией оконтурены участки перекристаллизованного кварца.

матической вкрапленности рудных минералов Главной рудной залежи и рудного тела 5.

Вторая разновидность (кварц *В*) является основной частью кварц-сульфидных прожилков, образовавшихся в процессе гидротермально-метасоматической деятельности рудного этапа.

Третьей разновидностью (кварц *С*) сложены широко развитые на месторождении пострудные молочно-белые кварцевые и кварц-карбонатные прожилки, в которых наблюдаются переотложенные кристаллы сульфидов.

Четвертая разновидность (кварц *Д*) представлена вкрапленниками кварца в кварцевых порфирах, также широко развитых на месторождении.

Попутно отметим, что первые три разновидности кварца отличаются декрептофонической активностью. Последняя определялась в лаборатории ПГО «Восказгеология» путем измерения количества взрывных импульсов при нагревании 2-граммовых навесок с размером зерен 0,3—0,7 мм до 600°С со скоростью 20° в минуту. Интенсивность терморастрескивания кварца *А* минимальна и составляет 1—3, кварца *В* — 7—10, а кварца *С* — 40—60 взрывных импульсов. Максимальная интенсивность декрепитации зафиксирована в интервале температур 300—400°С.

Кварциты Главной рудной залежи сложены мелкими (до 100 мк) зернами кварца и пластиночками слюд (1—5 мк). Сульфидное оруденение в них рассеяно в виде мельчайшей вкрапленности и кварц-сульфидных прожилков. В зернах кварца *А* законсервировано две генерации включений. К первой генерации отнесены включения размером 3—10 мк. Они, как правило, приурочены к основному полю кварцевых зерен. Количество включений в одном зерне кварца невелико, обычно 1—2, реже 5—10 (рис. 42). Форма вакуолей — округлая и прямоугольная, заполнены газом и водно-солевым раствором. Соотношение фаз для образцов, взятых с одного горизонта, постоянное. Включения первой генерации не приурочены к плоскостям залеченных трещин. По ряду вышеперечисленных особенностей их можно отнести к первичным. При анализе температур гомогенизации включений первой генерации отмечается резкое понижение температуры к поверхности по мощности тела кварцитов. На горизонте +600 м максимальные температуры определены в 280°С (табл. 18), а через 70 м вверх по вертикали, на горизонте +670 м, температур выше 180°С не зафиксировано. Небольшое число определений температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце первой разновидности позволяет сделать лишь предварительные

Таблица 18

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минеральных ассоциациях месторождения Чекмарь

№ п/п	Место отбора образца	Горизонт, м	Исследуемый минерал	Температура гомогенизации, °С		Кол-во определений
				минимальная	максимальная	
	Тело кварцитов, вмещающее Главную рудную залежь и рудное тело 5					
1	49л — 73,5 м (верхний контакт тела кварцитов)	+670	Кварц *А*	120	180	20
2	49л — 68 м (верхний контакт тела кварцитов)	+670	Кварц *А*	120	180	25
3	С494—360 м (нижний контакт тела кварцитов)	+600	»	250	280	23
			Среднее . . .	160	210	
	Рудное тело 20 — полиметаллические и медно-цинковые руды (медно-цинковая стадия)					
4	С616—230 м	+725	Кварц *В*	150	260	34
5	С548—360 м	+600	»	170	270	15
6	С497—560 м	+375	»	200	310	108
7	С686—588 м	+325	»	170	350	97
8	С569—770 м	+200	Кварц *В*	220	340	18
			Сфалерит	300	340	6
9	С592—935 м	+50	Кварц *В*	120	380	179
			Среднее . . .	190	321	
	Рудное тело 5 — барит-флюорит-свинцово-цинковые руды (свинцово-цинковая стадия)					
10	49л — 73,5 м	+670	Кварц *В*	120	230	56
11	49л — 68 м	+670	»	120	230	105
12	49л — 60 м	+670	»	150	200	35
13	С494—420 м	+590	»	200	260	12
14	С527—580 м	+425	»	200	260	9
15	С644—970 м	+300	»	250	320	22
16	С695—1011 м	+200	»	140	360	9
17	С684—1172 м	+60	Кварц *Д*	180	340	185
	Пострудные (барит-флюорит-кальцит-кварцевые) прожилки					
18	С701—163 м	+715	Кварц *С*	120	220	26
19	Ш8—15 м	+670	»	200	220	50
20	С695—203 м	+730	»	170	200	50
21	С695—266 м	+670	»	120	170	16
			Кальцит	180	200	13
22	С695—265 м	+670	Кварц *С*	140	170	18
			Кальцит	150	200	22
23	49л — 23 м	+670	Кальцит	180	200	10
			Среднее . . .	160	200	

выводы. Сам по себе факт нахождения в кварцитах первичных газово-жидких включений, которые гомогенизируются в области температур 120—280°С, свидетельствует в пользу возникновения этих образований из гидротермальных растворов. Высокий температурный градиент (140°С/ /200 м), по-видимому, свидетельствует о близповерхностных условиях минералообразования [Росс, 1974; Holland, 1980].

Вторая генерация газово-жидких включений в кварцитах отличается от предыдущей в первую очередь своими размерами и местоположением. Размеры этих включений не превышают 1—3 мк, встречаются, как правило, в виде многочисленных групп и тяготеют в большинстве случаев к межзерновому пространству, как это показано на рис. 43. Кварц в местах присутствия газово-жидких включений второй генерации перекристалли-

зован, на что указывает различное кристаллооптическое поведение этих участков кварца и кварца основного базиса, наблюдаемое при параллельных и скрещенных николях. Процессам перекристаллизации межзерновых границ в кварците подвергнуто от 10 до 30%. В целом масштаб проработки межзернового пространства в них увеличивается к поверхности. К участкам перекристаллизованного кварца тяготеет и сульфидная вкрапленность (сфалерит, галенит, в меньшей мере пирит). При этом размер зерен перекристаллизованных сульфидных минералов увеличивается.

Включения минералообразующих сред в кварц-сульфидных прожилках изучались в рудных телах 5 и 20, формирование которых происходило соответственно в свинцово-цинковую и медно-цинковую стадии гидротермально-метасоматического этапа рудообразования.

Газово-жидкие включения из кварца второй разновидности в рудном теле 5 по своей морфологии и размещению в зернах можно разделить на первичные и вторичные. К первым отнесены включения относительно крупные (5—20 мк), не приуроченные к плоскостям залеченных трещин, в отдельных зернах кварца включения трассируют собой зоны их роста (см. рис. 42). Температурный диапазон гомогенизации этих включений составляет 120—230°С (см. табл. 18). Вторичные включения приурочены к плоскостям залеченных трещин, рассекающих кварцевые зерна. Размер вторичных включений не превышает 5 мк, форма их чаще неправильная. Они обладают всеми признаками вторичных образований [Леммлейн, 1973]. Температуры гомогенизации, замеренные в отдельных вторичных включениях, не превышают 140°С.

В рудном теле 5 газово-жидкие включения изучались помимо кварца *В* и во вкрапленниках этого минерала из кварцевых альбитофиров (кварц *Д*), вмещающих сульфидное оруденение. На магматическую природу фенокристаллов кварца указывает наличие в них первичных расплавных включений. Газово-жидкие включения во вкрапленниках являются вторичными образованиями и приурочены к плоскостям залеченных трещин, но по своим термометрическим характеристикам и агрегатному состоянию ничем не отличаются от первичных газово-жидких включений из кварц-сульфидных прожилков.

Температурный диапазон сульфидного минералообразования рудного тела 5 составляет 140—360°С. С глубиной намечается отчетливая тенденция к увеличению температуры минералообразования (рис. 44, табл. 18). Средний температурный градиент во время рудоотложения достигал 15°С/100м.

Исследованиями газово-жидких включений в кварц-сульфидных прожилках рудного тела 20 установлено, что первичные включения в кварце и сфалерите гомогенизируются в интервале температур 120—380°С. С глубиной в рудном теле 20 также намечается повышение максимальных температур гомогенизации. Вычисленный температурный градиент этого рудного тела составляет 22°С/100 м.

Зерна кварца в кварц-сульфидных прожилках, отобранных в рудном теле 20 с горизонтов +50, +300 и +325 м (см. 7, 9, 17 в табл. 18), деформированы, пластично изогнуты (рис. 45).

Пострудная минерализация на месторождении представлена кварцевыми, карбонатными, флюоритовыми, баритовыми прожилками, которые рассекают все ранее сформированные минеральные ассоциации. Температура формирования пострудных образований не превышает 220°С.

Сопоставимые значения температур образования руд месторождения Чекмарь получены также А. П. Трофимовым [1982] по пирит-халькопиритовому геотермометру.

Химические анализы жидкой фазы газово-жидких включений в кварце из свинцово-цинковых руд свидетельствуют об их слабощелочном, близком к нейтральному (сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатном) составе.

На основе имеющихся данных динамика температурных условий образования месторождения Чекмарь представляется в следующем виде. Д о р у д н ы й этап — формирование предрудных метасоматитов су-

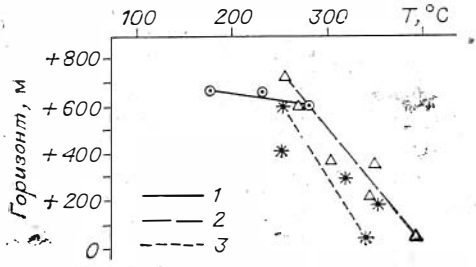


Рис. 44. Температурные градиенты месторождения Чекмарь.

1 — кварциты Главной рудной залежи; *2*, *3* — кварц-сульфидные прожилки рудного тела 20 (*2*) и 5 (*3*).

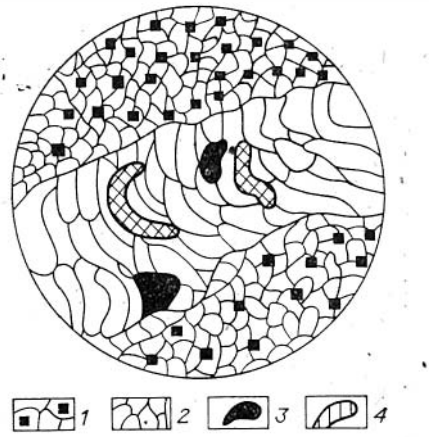


Рис. 45. Схема микродеформации рудного кварца.

1 — мелкокристаллический кварцевый агрегат с вкрапленностью пирита; *2* — деформированные зерна кварца, выполняющие центральные части кварц-сульфидных прожилков; *3* — сфалерит; *4* — хлорит (рисунок со шлифа, скв. 686—588 м, ув. 500×).

щественно кварцевого состава в диапазоне температур 120—280°С (средняя 185°С). Р у д н ы й этап — сульфидное рудоотложение: медно-цинковой стадии в ассоциации с хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами при температурах 120—380°С (средняя 255°С); свинцово-цинковой стадии в совокупности с серицит-кварцевыми, существенно кварцевыми метасоматитами в интервале температур 120—360°С (средняя 220°С). И п о с т р у д н о е жильное минералообразование в диапазоне температур 120—220°С (средняя 180°С). Характерно повышение температуры ко времени рудоотложения с последующим постепенным ее снижением от ранних стадий минералообразования к поздним.

Наличие вертикального температурного градиента свидетельствует о формировании рудных тел восходящими гидротермальными растворами с постепенным (15—22°С/100 м) их охлаждением при движении. Совпадение ориентировки вектора температурного градиента с направлением падения рудных тел указывает на отсутствие существенных искажений в первичном залегании последних, т. е. процесс рудоотложения происходил в уже относительно сформированной структуре месторождения.

Различие температур образования медно-цинковых руд, локализованных в центральной, и продуктов свинцово-цинковой стадии, приуроченных к юго-западной части структуры месторождения, позволяет говорить о существовании, помимо вертикального, и горизонтального температурного градиента, величина которого составляет в среднем 6°С/100 м.

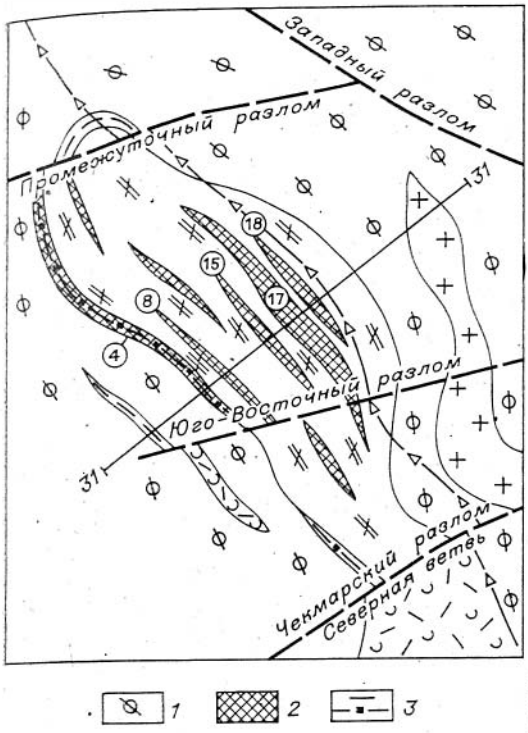
Тело кварцитов, вмещающее Главную рудную залежь, сформировано также гидротермальными растворами в диапазоне температур 120—280°С на близповерхностном уровне, о чем свидетельствует аномально высокое значение температурного градиента (140°С/100 м).

Величины средних палеотемпературных градиентов рудных тел месторождения Чекмарь (15—22°С/100 м) сопоставимы со значениями этих параметров, вычисленными для Тишинского (10°С/100 м) и Корбалихинского (27°С/100 м) колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая [Гибшер, 1978а, б].

Изложенные выше данные свидетельствуют о близповерхностных условиях формирования рудных тел месторождения Чекмарь (не более 1—2 км).

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

На Юго-Восточном месторождении нижняя подсвита успенской свиты фактически представлена двумя пачками — пятнистой и верхней. Сфероидные кварцевые порфириты здесь не вскрыты, а туфогенно-осадоч-



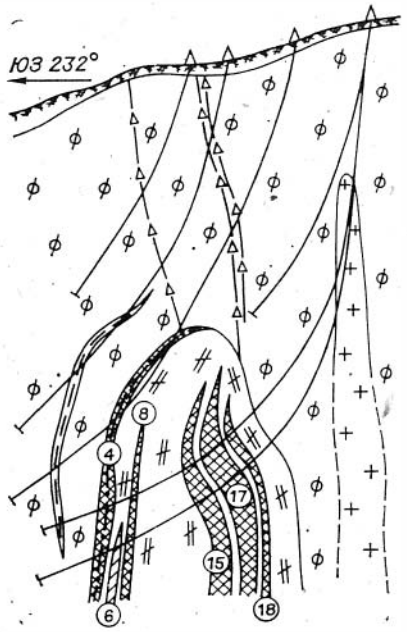


Рис. 47. Схематический геологический разрез по профилю Юго-Восточного месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 46. Цифры в кружках — номера рудных тел.

Рис. 46. Схематический геологический план горизонта 400 м Юго-Восточного месторождения.

1 — кварц-полевошпатовые фельзит-порфиры; *2* — рудные тела; *3* — туфогенно-осадочные отложения с сингенетичным пиритом. Другие усл. обозн. см. на рис. 22.

ной пачке соответствует маломощный (1—15 м) прерывистый горизонт туфоалевролитов и кремнистых алевролитов. Оруденение локализуется в лавах пятнистых кварцевых порфиров и в туфоалевролитах, а верхняя пачка, как и на месторождении Чекмарь, не содержит оруденения.

На данном месторождении, расположенном в пределах опущенного блока, изучена лишь верхняя часть антиклинальной структуры, лежащей на непосредственном продолжении осложняющей Чекмарскую брахиантиклиналь Северо-Восточной складки. При этом отмечается общее погружение шарнира структуры от месторождения Чекмарь к Юго-Восточному. В пределах последнего шарнир полого воздымается (с небольшим погружением в профиле 31) и затем круто (40—60°) погружается к северо-западу (рис. 46). В отличие от Северо-Восточной антиклинали замковая часть структуры более пологая, но крылья также характеризуются крутым падением (75—85°). Ядро складки сложено породами пятнистой, а крылья — верхней пачек. Последняя представлена здесь главным образом лавами кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров. Ось структуры имеет генеральное северо-западное простирание с небольшими отклонениями. Размеры ее составляют в среднем 100—150 × 450—500 м. Параметры рудной зоны также, как и на месторождении Чекмарь, определяются размерами рудовмещающей антиклинальной структуры и составляют 100—150 × 450—500 м. В пределах рудной зоны выявлено 11 рудных тел, наиболее крупное из которых рудное тело 17, приуроченное к северо-восточному крылу структуры (см. рис. 46, 47). По условиям локализации и структурно-текстурным особенностям руды Юго-Восточного месторождения аналогичны оруденению Центральной рудоносной зоны месторождения Чекмарь, но отличаются от последних наличием барита, чем обнаруживают сходство с рудами Гусляковского месторождения (см. табл. 12).

ГУСЛЯКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Разрез нижней подсвиты успенской свиты здесь подразделяется на четыре горизонта. Нижняя часть подсвиты представлена лавами кварц-полевошпатовых (преимущественно калишпатовых) порфиров, слагающих 1-й горизонт мощностью 50—70 м. 2-й горизонт сложен преимущественно кремнистыми алевролитами, туфогенными алевролитами и песчаниками с линзами витрокластических туфов кислого состава. Мощность 2-го горизонта в среднем составляет 25—50 м и варьирует от 5 до 90 м. Его характерная особенность — повышенное количество тонкозернистого сингенетического пирита в виде тонких слойков, полосок и будинированных линзочек. 3-й горизонт мощностью 30—40 м сложен в юго-западной части витрокластическими туфами кислого состава, фациально сменяющимися к северо-востоку лавобрекчиями и лавами кварцевых порфиров. Среди них отмечаются прослои и линзы туфогенно-осадочных пород. Верхи стратиграфического разреза нижней подсвиты успенской свиты на месторождении представлены туфоалевролитами, кремнистыми и известковистыми алевролитами, слагающими 4-й горизонт мощностью 20—40 м, развитый на юго-западном фланге месторождения (рис. 48).

Рудовмещающими являются породы всех четырех горизонтов. Однако следует отметить четкую избирательную концентрацию полиметаллического оруденения в туфоалевролитах 2-го горизонта, содержащих повышенное количество сингенетического пирита.

Главная рудолокализующая структура Гусляковского месторождения — одноименная антиклиналь, представляющая собой прямую симметричную складку острой килевидной формы с крутым падением крыльев. В плане она имеет линейную форму с северо-западным простиранием оси 315—325°; субмеридиональный подворот последней происходит между Гусляковским и Юго-Восточным участками. Шарнир складки максимально приподнят в профилях 1—3 (см. рис. 30) и относительно полого погружается к юго-востоку и более круто — к северо-западу. Размах крыльев складки 250—350 м. Ядро ее выполнено породами 1-го горизонта, представленного лавами кварц-полевошпатовых порфиров, крылья — отложениями трех других горизонтов. Характерно облекание ядра складки горизонтом обогащенных сингенетичным пиритом туфоалевролитов, соединяющихся в ее замковой части, к которым приурочено наиболее интенсивное оруденение (рис. 49). На юго-западном фланге месторождения в области контакта успенской и белоубинской свит выделяется Юго-западная складка с размахом крыльев около 200 м, которая по морфоструктурным параметрам аналогична Гусляковской (см. рис. 49). Ядро ее также выполнено кварц-полевошпатовыми порфирами, но юго-западное крыло сложено отложениями верхней подсвиты, представленными здесь преимущественно лавами андезито-базальтовых порфиритов. Отсутствие в юго-западном крыле этой складки оруденения объясняется тем, что оно расположено за пределами

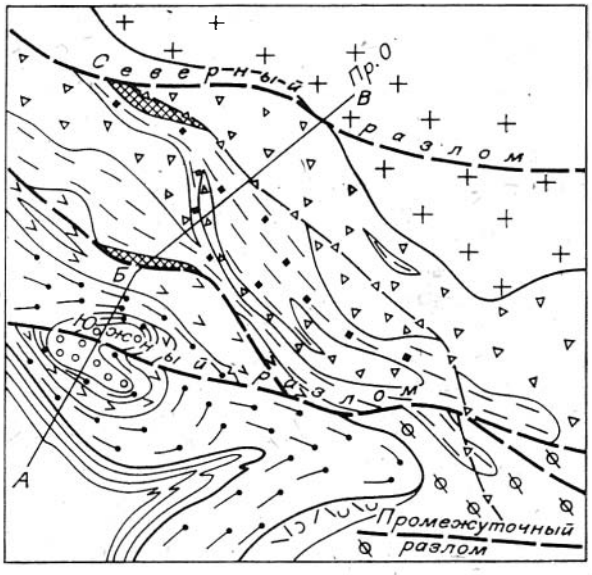


Рис. 48. Геологическая схема Гусляковского месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 27.

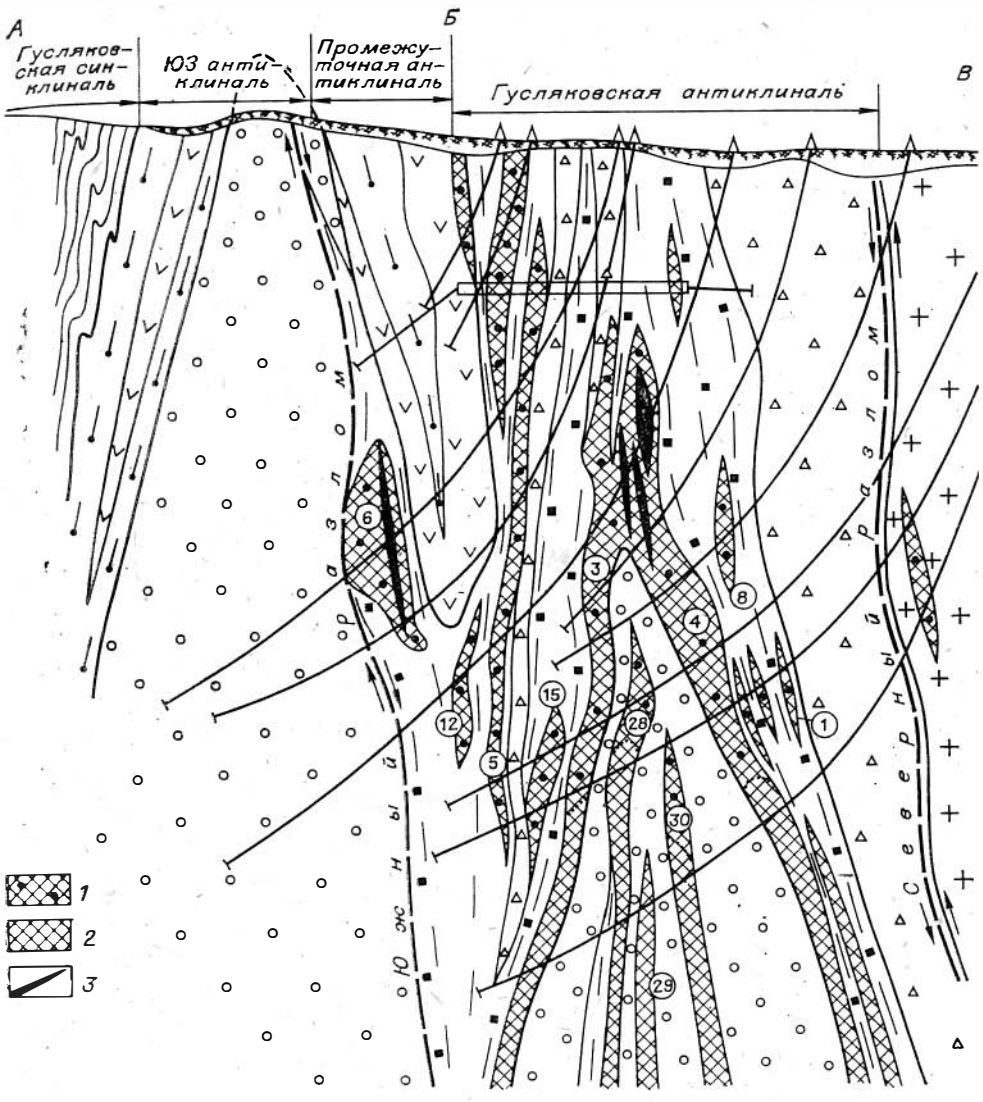


Рис. 49. Геологическая схема Гусляковского месторождения по линии А-Б-В.
1—3 — тип руд: *1* — барит-полиметаллические, *2* — полиметаллические, *3* — сплошные. Арабские цифры — рудные тела. Другие усл. обозн. см. на рис. 27.

ограниченной Южным и Северным разломами Гусляковской вулкано-тектонической депрессии, с которой связано формирование пиритоносных туфогенно-осадочных пород. Ядро разделяющей их Промежуточной синклинали сложено породами верхней подсвиты успенской свиты, а крылья — благоприятными для рудолокализации образованиями нижней подсвиты успенской свиты.

Морфологический анализ складчатости свидетельствует о ее изоклинальном характере, типичном для участков приразломной складчатости, чем обусловлено клиновидно-блоковое строение Гусляковского месторождения (см. рис. 48).

В пределах рудной зоны Гусляковского месторождения установлено 24 рудных тела, в пространственном размещении которых устанавливаются следующие закономерности: рудные тела 1, 2, 3, 8 приурочены к северо-восточному, а рудные тела 4, 5, 12, 15 — к юго-западному крыльям Гусляковской антиклинали. Рудные тела 6, 7 локализованы в северо-восточном крыле Юго-Западной антиклинали. Характерно постепенное сближение ряда основных рудных тел (3, 4), локализованных в различных

крыльях структуры снизу вверх до полного их слияния в ее апикальной части. К последней также приурочены наиболее мощные сплошные руды, что обусловлено избирательной концентрацией полиметаллов в алевролитах с сингенетичным пиритом, облекающих ядро складки и сходящихся в ее апикальной части с увеличением мощности.

Таким образом, в качестве одного из ведущих литологических факторов контроля оруденения на Гусляковском месторождении выделяются туфогенно-осадочные образования, насыщенные сингенетичным пиритом, служившие своеобразным геохимическим барьером, обусловившим избирательную концентрацию в них богатой барит-полиметаллической минерализации.

По составу руды месторождения подразделяются на три основных минералогических типа: свинцово-цинковые, колчеданно-полиметаллические и колчеданно-медно-цинковые, с различным количеством барита в них.

Состав руд обусловлен переменными соотношениями галенита, пирита, сфалерита, барита и халькопирита.

Преобладает первый тип, составляющий около 70% от общего объема. Барит-свинцово-цинковые руды слагают, как правило, верхние и средние части рудных тел, сменяясь на глубину свинцово-цинковыми и существенно цинковыми рудами. На более значительных глубинах отмечаются линзы серно-колчеданных и колчеданно-медно-цинковых руд. Существенно цинковые руды формируют ядерные части многих рудных тел и окружены свинцово-цинковыми. Текстуры вкрапленно-прожилковых руд — прожилковые, линзовидные, полосчато-вкрапленные, гнездово-прожилковые, сплошных — массивные, пятнистые, реже порфировидные, полосчатые, плойчатые.

Наиболее распространенными структурами руд являются гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфно-зернистая, субграфическая, петельчатая, интерстициальная, порфировидная, пойкилитовая. Характерны также структуры замещения — коррозионная, в меньшей степени структуры пересечения и краевых каемок. Для агрегатов пирита типичны структуры кристаллизации коллоидов — радиально-лучистая, дисперсная колломорфно-зональная.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГУСЛЯКОВСКО-ЧЕКМАРСКОГО ТИПА

Рассматриваемые месторождения локализованы в осадочно-вулканогенных образованиях успенской свиты, главным образом в породах ее нижней подсвиты, прорванных субвулканическими телами липаритовых порфиров и андезито-базальтовых порфиритов, а также гипабиссальными интрузиями трахилипаритовых порфиров и габбро-диабазов. В пределах рудного поля пространственно совмещаются три рудные формации: ранняя вулканогенная (D_2l_2) сингенетичных пирититов; более поздняя ($D_3 — C_1$) плутоногенная, сложенная гидротермально-метасоматическими рудами колчеданно-полиметаллического состава.

В связи с неоднородным распределением сингенетичных пирититов на Гусляковском рудном поле формировалось оруденение двух типов — Чекмарского и Гусляковского. Первый тип характеризуется незначительным (2—2,5%) содержанием раннего пирита I в рудовмещающей толще, который не оказал существенного влияния на динамику последующего гидротермально-метасоматического рудообразования. Формирование руд происходило в основном путем непосредственного гидротермально-метасоматического и жильного отложения рудных минеральных ассоциаций из металлоносных растворов. При этом формировались мощные рудные залежи с низкими концентрациями в них металлов.

Второму типу присущи относительно высокие (8)% содержания в рудовмещающих породах пирита I, этим обусловившие протекание здесь

процессов рудоотложения с заимствованием серы и железа из пирита I, игравшего роль своеобразного геохимического барьера на пути движения продуктивных гидротермальных растворов. Объектам этого типа присущи высокие концентрации полиметаллов, часто до богатых сплошных колчеданно-полиметаллических руд в форме компактных рудных залежей, имеющих намного меньшие по сравнению с первым типом размеры.

Для рассматриваемых месторождений характерно сочетание палеовулканических и унаследованных пликативных и дизъюнктивных структур, которые обусловили: а) особенности пространственного положения, внутреннее строение и условия формирования как рудного поля в целом, так и рудовмещающих структур отдельных месторождений; б) четкие пространственные корреляции руд с кислыми вулканогенными образованиями; в) пространственную сближенность продуктов разновозрастных рудных формаций. Основную роль в пространственном размещении оруденения играет структурный контроль, который проявляется как для месторождений в целом в их приуроченности к складчатым структурам антиклинального характера, так и для отдельных рудных тел, возникающих в участках сочетания благоприятных структурно-тектонических (зоны рассланцевания, дробления, повышенной трещиноватости и проницаемости) и литолого-стратиграфических (дифференцированный разрез, наличие сингенетичного пирита) факторов рудолокализации.

Слабый метаморфизм руд плутоногенной формации, вертикальная направленность вещественной и температурной зональности свидетельствуют об отсутствии или несущественном искажении первичного залегания рудных тел плутоногенной и золоторудной формации, процесс образования которых происходил после формирования рудовмещающих складчатых структур.

Данные о температурах образования стратиформных пирититов вулканогенной формации Гусляковского рудного поля отсутствуют, но аналогичные по условиям образования руды Стрежанского месторождения формировались по данным гомогенизации газово-жидких включений при температурах 50—95° [Округин, 1973].

Образование руд плутоногенной формации, по данным гомогенизации газово-жидких включений и по пирит-халькопиритовому геотермометру, происходило в диапазоне температур 120—380°С в близповерхностных условиях [Гибшер, Прокопенко, 1983].

Образование продуктов вулканогенной формации пирититов, силицитов и кремнисто-гематитовых образований генетически связывается с процессами среднедевонской вулканической деятельности.

Факты прямой генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения рассматриваемой модели с какими-либо магматическими образованиями отсутствуют. В данном случае можно говорить лишь о связи парагенетической, которая устанавливается по ряду признаков. Так, изучение геодинамических условий формирования месторождения Чекмарь свидетельствует о том, что формирование его структуры происходило в результате усложнения первичной вулканокупольной постройки под воздействием близвертикально ориентированного штампа. Роль последнего могла выполнять не выходящая на поверхность гипабиссальная интрузия трахилипаритовых порфиров. Подтверждением этому служит развитие интенсивного калиевого метасоматоза в рудной зоне месторождения, а также близкие значения абсолютного возраста трахилипаритовых порфиров (301 млн. лет) и гидротермалитов (290—295 млн. лет). Близкие значения абсолютного возраста (294 млн. лет) для пород формации кварц-серицитовых метасоматитов получены калий-аргоновым методом по серицитам на Ново-Березовском и Греховском месторождениях [Овчинников, Вороновский, 1973]. На этом основании можно предположить существование парагенетической связи гидротермально-метасоматического оруденения Гусляковского рудного поля с интрузиями и малыми телами трахилипаритовых порфиров верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста.

По-видимому, вулканизм, гипабиссальные интрузии трахилипаритовых порфиров и металлоносные флюиды — производные единого глубинного нижнекорового или верхнемантийного магматического очага, приуроченного к зоне сопряжения долгоживущих глубинных разломов: Пахотинско-Тургусунского, Снегирихинско-Гусляковского и Риддер-Чекмарского.

Глава 4

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА БЕРЕЗОВСКО-БЕЛОУСОВСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Березовско-Белоусовское рудное поле расположено в северо-восточной «филлитовой» полосе Иртышской зоны смятия. Это один из старейших районов развития горно-добывающей промышленности на Алтае: Березовскому руднику исполнилось 250 лет, Белоусовское месторождение эксплуатируется с 1797 г. Понятие «Березовско-Белоусовское рудное поле» введено в геологическую литературу П. Ф. Иванкиным. В настоящее время на рудном поле известны месторождения — Белоусовское, Березовское, Ново-Березовское, Иртышское, Красноярское, Прогнозное — и около 15 рудопроявлений (рис. 50).

В плане рудное поле представляет собой узкий тектонический блок, ограниченный Северо-Западным краевым и Гаранинским разломами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

Представления о литологическом составе и возрастной последовательности толщ, слагающих рудное поле, развивались в соответствии с концепцией формационной самостоятельности Иртышской зоны смятия [Хорева, 1963]. При этом подчеркивалось фациальное своеобразие вулканогенно-осадочных пород верхне- и среднедевонского возраста, их переходный характер между вулканогенными образованиями Рудного Алтая и терригенными формациями Осевой подзоны Иртышской структурно-формационной зоны [Воробьев, Стучевский, 1974]. Согласно принятой схеме стратиграфии Прииртышско-Курчумского района [Геологическая

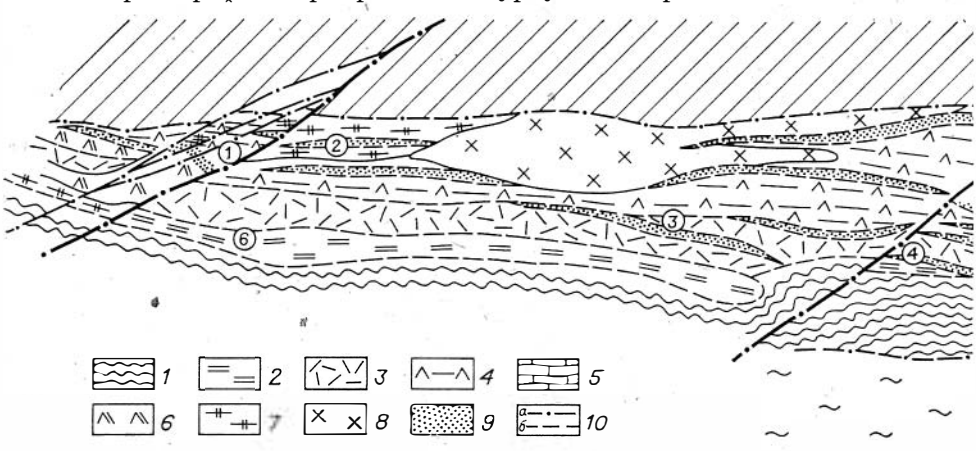


Рис. 50. Литолого-структурная схема Березовско-Белоусовского рудного поля. Составлена по данным ПГО «Восказгеология» и Иртышского полиметаллического комбината.

1 — хлорит-карбонат-кварцевые, кварц-хлорит-карбонатные сланцы; *2*— углистые (графитизированные) сланцы; *3* — туфы, туфопесчаники, липаритовые порфиры; *4* — андезитовые порфириты и их

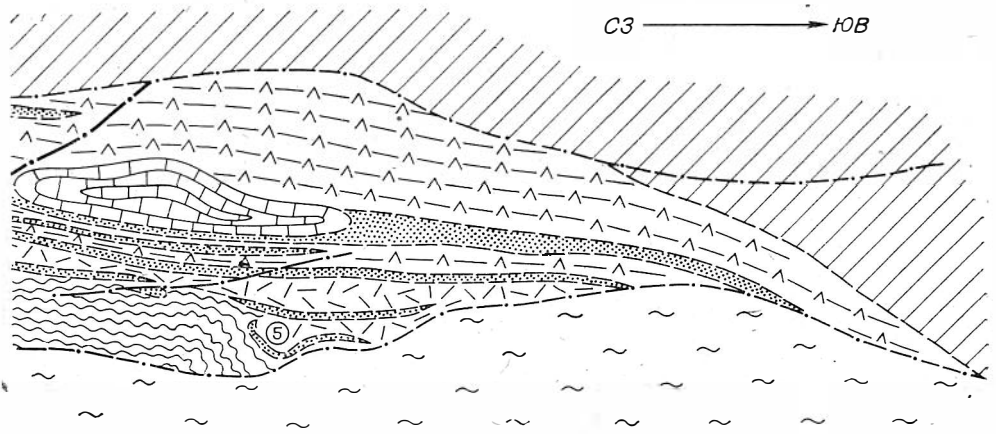
карта..., 1979], в основании разреза рудного поля залегают метаморфизованные образования орловской свиты. В составе свиты выделены две подсвиты: нижняя, сложенная кварц-карбонат-хлоритовыми, кварц-биотит-хлоритовыми, эпидот-карбонат-амфибол-хлорит-кварцевыми сланцами по известковистым песчаникам и алевропелитам; верхняя, представленная хлорит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми, хлорит-карбонат-кварцевыми сланцами по глинистым, известково-глинистым алевролитам, содержащим прослои полимиктовых песчаников и линзы мраморизованных известняков. Образования орловской свиты протягиваются узкой полосой вдоль юго-западной границы рудного поля [см. рис. 50]. Возраст свиты определен как эйфельский. По данным Ю. Ю. Воробьева и Н. И. Стучевского [1974], слюдисто-карбонатные сланцы относятся к Осевой подзоне Иртышской формационной зоны.

Образования орловской свиты через постепенные переходы сменяются графитизированными слюдисто-кварцевыми, реже — карбонат-слюдисто-кварцевыми сланцами по углистым, углисто-глинистым, известковистым, глинисто-кремнистым алевролитам. Среди алевролитов распространены линзы известняков. Толща графитизированных пород — шипулинская свита — имеет эйфель-живетский возраст, установленный по палинологическим данным.

На сланцах шипулинской свиты согласно залегают эффузивные породы липаритового состава, чередующиеся с телами экструзивных порфиров и вулканомиктовых пород — туфопесчаников и туфогенных алевролитов. Перечисленные породы выделены в иртышскую свиту, возраст которой по палинологическим данным определен как живет-франский. Образования, относимые к иртышской свите, слагают центральную часть рудного поля.

Далее, на северо-восток вулканиты иртышской свиты сменяются мощной толщей вулканогенных образований пихтовской свиты среднего и основного состава, среди которых часты прослои туфопесчаников, линзы известняков и прослои алевролитов. Разрез пихтовской свиты датируется фаменским возрастом.

Закономерное омоложение разреза рудного поля в направлении с юго-запада на северо-восток нарушено в районе Белоусовского месторождения. Здесь непосредственно на образованиях иртышской и шипулинской свит залегают карбонат-кварц-серицит-хлоритовые сланцы Белоусовской свиты. Верхнедевонский возраст последней установлен на основании ее положения в Белоусовской структуре и палинологических определений [Воробьев, Стучевский, 1974; Геологическая карта..., 1979].



туфы; *5* — известковистые терригенные породы, известняки; *6* — диориты, диоритовые порфириты; *7* — липаритовые порфиры (экструзии); *8* — гранодиориты; *9* — гидротермально-осадочные пирионосные породы; *10* — дизъюнктивные нарушения (*а* — крупные, *б* — мелкие). Цифры в кружках — месторождения и рудопроявления (1 — Ново-Березовское, 2 — Красноярское, 3 — Иртышское, 4 — Белоусовское, 5 — Прогнозное, 6 — Березовское).

Наиболее молодыми палеозойскими образованиями сложена Зудиловская мульда, расположенная северо-восточнее Белоусовского месторождения. Здесь на вулканогенной толще пихтовской свиты с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают известняки и известковистые терригенные породы, относимые к бухтарминской свите верхнетурнейского возраста.

МАГМАТИЗМ

Интрузивный магматизм на площади рудного поля представлен производными нескольких разновозрастных комплексов. Самыми древними интрузивными образованиями являются субвулканические интрузии верхне- и среднедевонского возраста, соответственно синхронные вулканогенным образованиям пихтовской и иртышской свит. Верхнепалеозойский (змеиногорский) комплекс представлен крупным массивом гранодиоритов, расположенным вблизи Иртышского месторождения. Ранее к змеиногорскому комплексу относился Ново-Березовский массив [Кузебный и др., 1975]. В более поздних работах мелко- и микрозернистые диоритовые породы Ново-Березовского массива рассматриваются как субвулканические образования верхнедевонского возраста [Козлов, Иванов, 1978; Иванов, 1984]. Рудноалтайский комплекс малых интрузий образует многочисленные рои даек, локализующиеся в тесной пространственной ассоциации с рудными телами и залежами. Среди дайковых пород комплекса — кварцевые, альбит-олигоклазовые роговообманковые порфириты, кварцевые альбитофиры и фельзит-порфиры [Кузебный, 1975].

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ

Простирание основных структурных элементов рудного поля, совпадающее с ориентировкой Иртышской зоны смятия, составляет 305—310°. Тектонический план рудного поля представляет собой совокупность плоских линзовидных и клиновидных блоков менее метаморфизованных пород, согласно облекаемых сложной системой зон повышенного рассланцевания, срывов и разломов [Иванкин и др., 1961]. В строении Березовско-Белоусовского рудного поля участвуют два фациально-тектонических блока — Березовско-Иртышский и Писаревско-Белоусовский, имеющие складчатую внутреннюю структуру [Кузебный, Ермолов, 1975].

Структурный фактор является основным в локализации оруденения, приуроченного к зонам рассланцевания, облекающим блоки слабо измененных пород [Иванкин и др., 1961; Воробьев, Стучевский, 1974]. Ю. Ю. Воробьевым [1963] выделены «рудные линии», соответствующие системам тектонических зон северо-западного простирания: Главной, Березовской и Красноярско-Планидовской. Дизъюнктивы субширотного и субмеридионального простирания понимались как элементы, усложняющие структуру рудного поля, проявленные в погружении шарниров складок в продольном направлении, деталях морфологии интрузий и склонении пучков даек [Воробьев, Стучевский, 1974]. Жесткий структурный контроль оруденения, по мнению упомянутых исследователей, определил прямую зависимость склонения рудных тел от направления линейно-тектонической ориентировки вмещающих сланцев. Отмечалось, что стратиграфический контроль, характерный для месторождений Рудного Алтая, заключающийся в приуроченности полиметаллических месторождений к вулканогенно-осадочному разрезу среднего девона, для объектов Березовско-Белоусовского рудного поля не выдерживается, поскольку месторождения и отдельные залежи располагаются как в среднедевонских, так и в верхнедевонских вулканогенно-осадочных образованиях [Воробьев, Стучевский, 1974].

Еще на ранних этапах изучения Березовско-Белоусовского рудного поля Ф. И. Вольфсоном [1946], Т. Н. Шадлун [1950], Б. И. Вейц [1951, 1952] и другими был поднят вопрос о глубоком метаморфизме руд, сопоставимом с метаморфизмом вмещающих тектоносланцев. Особую остроту вопрос о метаморфизме руд приобрел после появления известных работ Б. С. Левоника [1950], Л. Н. Бельковой, В. И. Огнева, А. И. Семенова [1954] и развернувшейся затем дискуссии [Каюпов, 1956; Иванкин, 1954; и др.]. Н. Е. Галдиным [1957] на примере Белоусовского месторождения показана несопоставимость степени метаморфизма руд и вмещающих пород. В работах П. Ф. Иванкина и др. [1961] полиметаллическое оруденение Березовско-Белоусовского поля рассматривалось как гидротермально-метасоматическое постскладчатое. В последние годы для объяснения закономерностей размещения месторождений и условий локализации рудных тел вновь привлекается гипотеза доскладчатого гидротермально-осадочного рудообразования [Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1978; Палеовулканологический анализ..., 1984].

Для объяснения фактов, не согласующихся с такой точкой зрения на первичную гидротермально-осадочную природу полиметаллических залежей, широко привлекаются явления «регенерации» первичных конседиментационных руд [Демин, Сергеева, 1982; Яковлев и др., 1984].

А. Н. Кеном [1977] развивается идея о моногенном доскладчатом ювенильно-вадозном генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений и их локализации на крыльях антиклинориев вдоль подобной паутине симметричной концентрически-радиальной системы разломов.

Дискуссионность генетических концепций в известной мере обусловлена слабой геологической изученностью района. Так, до сих пор, по существу, не выяснены границы рудного поля на северо-западе и юго-востоке и принято несколько стратиграфических схем расчленения рудовмещающего разреза.

В последние годы в результате детального подземного картирования Березовско-Белоусовского рудного поля сложилась концепция о его чешуйчато-блоковом строении, обусловившим тектоническое перемешивание (меланж) слагающих его терригенных вулканомиктовых и вулканогенных пород [Козлов и др., 1980, 1982]. Согласно этой концепции, структура рудного поля сформировалась в результате надвигового (покровного) перемещения среднепалеозойских образований Рудного Алтая в сторону Калбы. Вовлеченные в зону смятия породы, обладавшие различной пластичностью, образуют сложную систему жестких глыб и облекающих их тектоносланцев. При этом участвующие в составе последних высокопластичные пиритоносные кремнисто-пелитовые осадки, инъецируемые в более хрупкие породы, имели большое значение в локализации гидротермально-метасоматического оруденения.

Проведенные нами исследования подтверждают представления о том, что на месторождениях Березовско-Белоусовского рудного поля пространственно совмещаются по крайней мере две рудные формации — среднедевонская, возможно вулканогенная, гидротермально-осадочная и позднепалеозойская, плутоногенная, гидротермально-метасоматическая.

Образования гидротермально-осадочной формации Березовско-Белоусовского поля достаточно подробно описаны М. С. Козловым [1980], поэтому здесь мы остановимся на детальной характеристике частных разрезов в контурах изученных месторождений (рис. 51).

Ассоциация гидротермально-осадочных пород Ново-Березовского месторождения представлена трехкомпонентными пирит-«серицит»-кварцевыми или пирит-кварц-серицитовыми сланцевидными породами, в которых наблюдаются редкие маломощные разлинзованные прослои алевропелитов и будинированные пласты мономинеральных пиритовых руд (пирититы). Тело, сложенное гидротермально-осадочными породами, занимает цен-

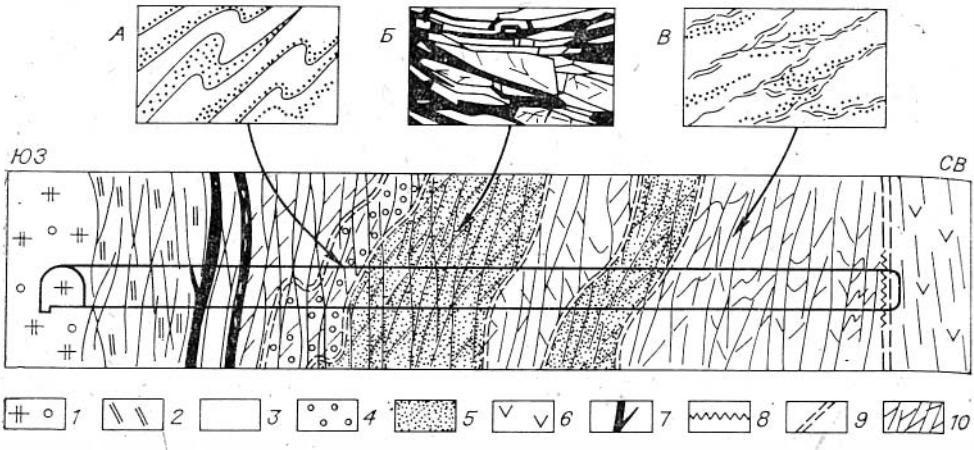


Рис. 51. Разрез гидротермально-осадочной ассоциации Ново-Березовского месторождения (IV горизонт горных работ).

1 — липарито-дацитовые порфиры (дайка); *2* — алевролиты; *3* — пирит-«серицит»-кварцевые сланцы; *4* — пиритсодержащие микрокварциты; *5* — пириты; *6* — андезиты; *7* — рудные жилы 2-го этапа; *8* — кварцевые жилы; *9* — тектонические контакты; *10* — рассланцевание. *А* — реликты послойного распределения пирита в микрокварците; *Б* — внутреннее строение пиритов (белое — пирит, черное — нерудные минералы); *В* — микробудинаж — структура пирит-«серицит»-кварцевых сланцев (белое — кварц, крап — пирит, штриховка —«серицит»).

тральную часть месторождения и имеет в плане форму деформированной линзы. Контакты гидротермально-осадочной толщи с другими литологическими комплексами — тектонические.

Описываемая породная ассоциация представлена сланцами пирит-«серицит»-кварцевого состава, рассеченными системой разнонаправленных кливажных трещин, с характерной для них структурой микробудинажа. Последняя обусловлена облеканием линзовидных и овоидных кварцевых агрегатов струйчатыми агрегатами слюдистого минерала (см. рис. 51). Оптические свойства последнего близки к серициту, но по данным химических анализов монофракций и рентгеноструктурных исследований минерал представляет собой микросростки серицита, каолина и магнезиального хлорита.

Менее распространены существенно кварцевые разновидности. При лепидогранобластовой структуре и сланцевато-полосчатой текстуре в кварцевых разновидностях гидротермально-осадочной ассоциации часто обнаруживаются реликты послойного распределения пирита. Пирит, как и в предыдущем случае, представлен тонкими линзочками и гнездовидными агрегатами, сложенными мелкими зернами кубической формы (см. рис. 51).

Пириты залегают в толще кварцево-слюдистых пород в виде разноразмерных кулисорасположенных и вытянутых в цепочку будин. Последние имеют внешне монолитное сложение, однако при ударе крупные штуфы пирититовых руд распадаются на множество линзо- и чешуеподобных обломков, поверхности которых образованы зеркалами скольжения. Характерная особенность пирититов заключается в ориентированном, планпараллельном расположении микроагрегатов неправильной пластинчатой и призматической формы (см. рис. 51).

Крайне редко в пирититах удается наблюдать следы первичных слоистых текстур, выраженных в чередовании мономинеральных пиритовых агрегатов и слоев, сложенных кварцем и серицитоподобным слюдистым минералом. В единичной пробе, взятой из будины пирититов, в палинологической лаборатории Алтайского отдела ИГН АН КазССР Т. С. Гришиной установлен растительный детрит.

Изредка в разрезе гидротермально-осадочной толщи встречаются алевролиты в виде разлинзованных слоев мощностью до первых десятков сантиметров. Под микроскопом в мелкочешуйчатом агрегате серицита

и бесцветного хлорита наблюдаются редкие реликты алевролитовой структуры.

В разрезе гидротермально-осадочной ассоциации Белоусовского месторождения с пирит-«серицит»-кварцевыми породами ассоциируют кремнисто-хлоритовые сланцы, известковистые, углисто-глинистые алевропелиты и пирит-баритовые образования. Гидротермально-осадочная ассоциация образует тела сложной конфигурации, облекающие глыбы слоистых пород и образующие в последних тектонические инъекции (см. рис. 16). В кварц-серицитовых и серицит-кварцевых породах наблюдаются хорошей сохранности реликты первичных (слоистых) текстур. Для гидротермально-осадочной формации Белоусовского месторождения характерны более пестрый состав ассоциации, отсутствие (либо малое количество и малые размеры) тел пирититов и наличие пирит-баритового парагенезиса.

Полиминеральные ассоциации гидротермально-метасоматического рудного парагенезиса резко отличаются от мономинеральных (пирититы) или биминеральных (пирит + барит) рудных парагенезисов и гидротермально-осадочной формации. Основные рудные минералы плутоногенной формации, кроме сульфидов железа,— сфалерит, халькопирит и галенит при подчиненном количестве и локальном распространении блеклых руд и минералов благородных металлов.

Наиболее распространенными ассоциациями гидротермально-метасоматического происхождения являются колчеданно-медно-цинковая и колчеданно-полиметаллическая. Локальное распространение имеют пирротин-медно-цинковая (Ново-Березовское месторождение), барит-полиметаллическая (Белоусовское месторождение) и магнетит-полиметаллическая (Красноярское месторождение) ассоциации.

Кроме минерального состава образования плутоногенной формации отличаются от гидротермально-осадочных руд формой рудных тел, структурно-текстурными особенностями, степенью проявления динамометаморфизма в рудах, соотношениями с рудовмещающими породами, дайковыми телами, элементами дизъюнктивной тектоники, а также пространственными закономерностями распределения рудных компонентов.

МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В отличие от рудных тел гидротермально-осадочной формации, представляющих собою интенсивно деформированные пластовые образования, рудные тела гидротермально-метасоматической формации образуют различной конфигурации рудные жилы. Для месторождений рудного поля характернейшей чертой является локализация сульфидов цветных металлов в плоскопараллельных линзовидных, четковидных, ветвящихся и лентовидных жилах с резкими границами. Морфологические различия рудных тел гидротермально-метасоматической и гидротермально-осадочной формаций особенно наглядны на примере Ново-Березовского месторождения (рис. 52, 53).

В рудах гидротермально-осадочной формации наблюдаются два генетических типа структур: менее явный реликтовый седиментогенный и повсеместно проявленный метаморфогенный. Первый редко наблюдается визуально: явные реликты слоистого распределения рудного вещества представляют скорее исключение, чем правило. Второй тип структур проявляется в виде таких структурных элементов, как будинаж и рассланцевание. Последние настолько явны в рудах гидротермально-осадочного генезиса, что деформационная динамометаморфогенная природа этих элементов не нуждается в дополнительных доказательствах.

Для гидротермально-метасоматических руд типичны прожилковые, прожилково-вкрапленные, густовкрапленные, массивные однородные и полосчатые текстуры, мелко-, средне-, крупно- и неравномернозернистые структуры. Полосчатые текстуры гидротермально-метасоматических руд часто описываются как реликтовые слоистые.

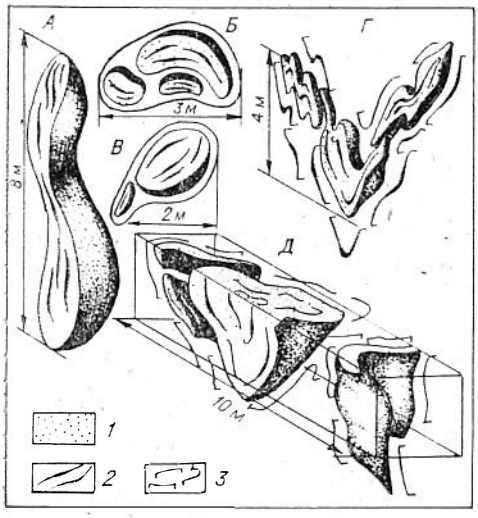


Рис. 52. Морфология рудных тел Ново-Березовского месторождения. Формы тел пирититов (первый этап оруденения).

А — элементарная будина линзовидной формы (блок 406, горизонт IV); *Б*, *В* — сложные будины: *Б* — линзовидной, *В* — округлой формы (квершлаги 606 и 614, горизонт IV); *Г*, *Д* — складчатые формы, образуемые телами пирититов вблизи поперечных сбросо-сдвигов (*Г* — квершлаг 304, горизонт III, *Д* — зарисовка-реконструкция по слоевому квершлагу блока 414, горизонт IV). *1* — пириты, *2*, *3* — рассланцевание.

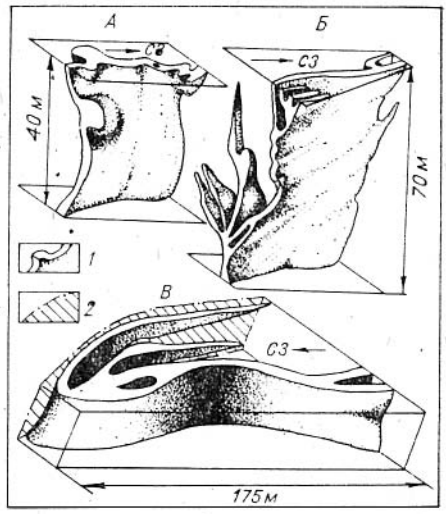


Рис. 53. Морфология рудных тел Ново-Березовского месторождения. Жильные тела сульфидных медно-цинковых руд (второй этап оруденения).

А — простая жила с фестончатыми усложнениями формы (блок 316, горизонт III); *Б* — ветвящиеся формы жильного тела (блоки 216—218, горизонт II;) *В* — характер выклинивания жильного тела, экранируемого поперечным сбросо-сдвигом (по плоскости сбросо-сдвига развиваются две протяженные апофизы под острым углом к основной жиле, горизонт VI). *1* — рудные тела; *2* — плоскость поперечного сбросо-сдвига.

Следует подчеркнуть, что генезис полосчатых текстур руд разнообразен, различаются полосчатость, обусловленная стадийным отложением рудных компонентов, различные типы унаследованных и деформационных текстур.

Отличительной чертой рудных тел гидротермально-осадочной формации является их строгая литологическая приуроченность. Так, тела пирититов Ново-Березовского месторождения не встречены ни в каких других породах, кроме толщи кварцево-слюдистых сланцев. Жильные тела руд гидротермально-метасоматического генезиса локализуются среди пород различного литологического состава, приспосабливаясь к структурному каркасу месторождения. Установлено смещение поперечными к общему плану структуры месторождения разломами руд гидротермально-осадочной формации. Те же разломы определяют выклинки гидротермально-метасоматических рудных тел. Дайковые тела, принадлежащие различным интрузивным комплексам, рассекаются рудами гидротермально-метасоматической формации. Ксенолиты даек в рудах Белоусовского месторождения описаны А. А. Гармашом и другими исследователями [1970]. Н. Б. Ивановым [1984] отмечен случай пересечения дайкой микродиабаза крупного тела пирититов и рассечения этой же дайки жилами колчеданных медно-цинковых руд на Ново-Березовском месторождении. Отдельные тела и группы тел пиритового, пирит-баритового состава, принадлежащие к гидротермально-осадочной формации, довольно выдержаны по своему химическому составу. Тренд-анализ распределения Cu, Pb, Zn в пирититах Ново-Березовского месторождения не обнаруживает проявления каких-либо определенных тенденций в изменениях содержаний этих элементов. В то же время рудные тела гидротермально-метасоматической формации обнаруживают тенденции к закономерному изменению минерального и химического состава, что рассматривается более детально в последующих разделах.

Таким образом, для месторождений Иртышской зоны смятия характерно пространственное совмещение продуктов двух рудных формаций, образование которых разделено «безрудным» промежутком геологического развития района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОВО-БЕРЕЗОВСКОГО, КРАСНОЯРСКОГО И БЕЛОУСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выбор указанных объектов для детальной характеристики рудообразующих систем Иртышской зоны смятия обусловлен наличием в них всех парагенетических ассоциаций гидротермально-метасоматической (плутоногенной) формации, включая наиболее редкую — магнетит-полиметаллическую (Красноярское месторождение).

НОВО-БЕРЕЗОВСКО-КРАСНОЯРСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Расположенные на северо-западном фланге Березовско-Белоусовского рудного поля Ново-Березовское и Красноярское месторождения приурочены к структурному «узлу», образуемому пересечением тектонических зон северо-западного простирания крупным сбросо-сдвигом широтного направления — Главным Ново-Березовским разломом. Оперяющие Главный Ново-Березовский разлом трещины в сочетании с фрагментами зон северо-западного простирания формируют каркасно-блоковую структуру обоих месторождений (рис. 54). Главный Ново-Березовский разлом и связанные с ним системы дизъюнктивов более высокого порядка представляют собой узкие тектонические зоны, выполненные рассланцованными и милонитизированными породами или милонитами.

Ново-Березовское месторождение расположено у северо-восточного контакта одноименного массива диоритов (см. рис. 54). Непосредственно в контакте массива узкой полосой протягивается пачка рассланцованных алевролитов, среди которых выделяются глинистые, кремнистые и слабо известковистые разновидности. В пробах из алевролитов палинологом Алтайского отдела ИГН АН КазССР Т. С. Гришиной определен эйфельский комплекс растительных микрофоссилий. Далее на северо-восток залегает тело кварцево-слюдистых пиритсодержащих пород, подробно описанных в разделе, посвященном гидротермальной формации. Разрез месторождения завершают интенсивно хлоритизированные и рассланцованные андезитовые порфириты с линзами и редкими прослоями туфов среднего и смешанного состава, туфопесчаников и туфогенных алевролитов. В пробах из туфопесчаников описываемой толщи Т. С. Гришиной определены спорово-пыльцевые комплексы верхнефаменского возраста. В палинологическом заключении особо подчеркнуто наличие видов, характерных для пихтовой свиты (D_3fm_2). Толща андезитовых порфиритов и туфогенных пород прорвана мощными протяженными телами полевошпат-кварцевых экструзивных порфиров.

Магматические породы представлены двумя комплексами. Ново-Березовский массив и сопутствующие ему дайки-сателлиты, а также экструзивные тела порфиров объединены в верхнедевонский комплекс диоритов и порфиров. Многочисленные тела микродиабазов, диабазовых порфиритов, пироксеновых габбропорфиритов и редко встречаемых конгодиабазов объединены в нижнекаменноугольный (?) габброидный комплекс [Козлов, Иванов, 1978; Иванов, 1984]. Возраст комплекса определен условно, не исключена принадлежность дайковых тел этой группы к более молодому рудноалтайскому комплексу малых интрузий.

Структура месторождения представляет собой тектоническую моноклиналь с крутым (до вертикального) падением на юго-запад и северо-западным простиранием, деформированную поперечными сбросо-сдвигами близширотного простирания.

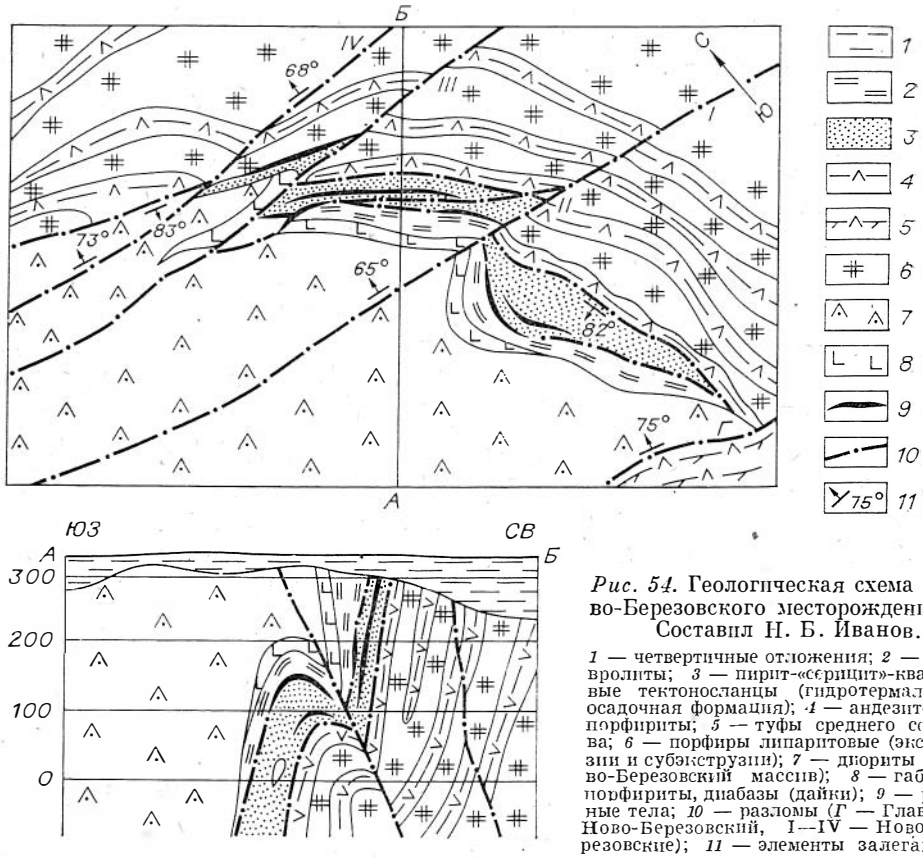


Рис. 54. Геологическая схема Ново-Березовского месторождения. Составил Н. Б. Иванов.

1 — четвертичные отложения; *2* — алевролиты; *3* — пирит-«серицит»-кварцевые тектоносланцы (гидротермально-осадочная формация); *4* — андезитовые порфириты; *5* — туфы среднего состава; *6* — порфиры липаритовые (экструзии и субэкструзии); *7* — диориты (Ново-Березовский массив); *8* — габбро-порфириты, диабазы (дайки); *9* — рудные тела; *10* — разломы (*Г* — Главный Ново-Березовский, I—IV — Ново-Березовские); *11* — элементы залегания.

Закономерности пространственного размещения жильных рудных тел целиком подчинены структурному каркасу месторождения. Жильные тела приурочены к тектоническим зонам северо-западного простирания. Разломы широтного направления играют двойную роль. Во-первых, участки пересечения их с зонами северо-западного простирания определяют направления склонения и выклинку отдельных жильных тел. Во-вторых, безусловна их рудоподводящая роль. Вблизи широтных разломов часто наблюдаются отходящие от основных жил тонкие протяженные апофизы, приуроченные к плоскости разлома. Такие апофизы часто служат «проводниками» между разобщенными рудными телами.

Кроме того, на VI и V горизонтах Ново-Березовского месторождения в шовных зонах разломов широтного простирания встречены милонитоподобные образования черного цвета. «Черные милониты» содержат 13—16% цинка и 1,5—0,5% меди. Минералогическими исследованиями установлено, что содержащееся в них рудное вещество представлено микрокристаллическим сфалеритом и тончайшими прожилковидными агрегатами сфалерита и халькопирита, равномерно пропитывающими глинистое вещество милонитов.

Для гидротермально-метасоматических рудных тел Ново-Березовского месторождения характерен медно-цинковый состав при локальном распространении и малом количестве сульфидов свинца. Характерно также широкое развитие пирротин-содержащих руд.

Красноярское месторождение расположено примерно в 3 км восточнее Ново-Березовского. Рудные зоны Красноярского месторождения — плоскопараллельные крутопадающие тела кварцево-слюдистых тектоносланцев северо-западного простирания, локализованные среди рассланцованных экструзивов полевошпат-кварцевых порфиров верхнедевонского комплекса. Главный Ново-Березовский разлом широтного простирания делит

месторождение на две части: юго-восточную и северо-западную. В северо-западной рудной зоне локализовано одно рудное тело, юго-восточная зона содержит несколько параллельных и кулисообразно расположенных рудных тел. Единичной скважиной в юго-восточной зоне вскрыты мономинеральные пириты. На Красноярском месторождении отмечен уникальный для месторождения подобного профиля сульфидно-магнетитовый рудный парагенезис. Глубина залегания магнетитсодержащих полиметаллических руд исключает гипергенное образование магнетита. Предположительно, его образование связано с переработкой поздними гидротермами тел пиритов либо, по аналогии с Ново-Березовским месторождением,— с термальным воздействием дайковых тел на пириты [Иванов, 1984].

В целом в рудах Красноярского месторождения гораздо больше свинца, чем в рудах Ново-Березовского. Сходство геолого-структурной позиции состава руд, приуроченность к единому узлу, наличие мономинеральных пиритов — все это позволяет рассматривать оба месторождения в составе единой рудогенерирующей системы, структура которой определена комбинацией широтных трещинных систем и проницаемых зон северо-западного простирания. Для обоих месторождений можно выделить две области фиксации рудного вещества: связанную с непосредственным замещением пиритов в проницаемых зонах и в тектонических трещинах на удалении от замещаемых пиритов. Последняя явно выражена на Ново-Березовском месторождении в образовании жильных тел пирротин-медно-цинковых руд.

Белоусовское месторождение расположено на крайнем юго-восточном фланге рудного поля. По данным дешифрирования космических снимков, месторождение приурочено к изолированному блоку, ограниченному с северо-запада субширотным линеаментом, совпадающим с выделяемой на геологических картах Потаповской зоной.

Расположенное вблизи границы северо-восточной «филлитовой» зоны и «центральной кристаллической» полосы Иртышской зоны смятия Белоусовское месторождение приурочено к антиклиналеподобной структуре, вытянутой в северо-западном направлении (рис. 55). «Свод» структуры сложен зелеными хлорит-карбонатными сланцами, а «ядро» — в различной степени динамометаморфизованными существенно терригенными образованиями, представленными псаммитами и алевритами, при подчиненной роли магматических пород.

Структура месторождения понималась как запрокинутая на юго-запад антиклиналь с сорванным северо-восточным крылом [Дробышевский, 1974], «запрокинутая вихревая синклиналь» [Кен, 1977] и «преобразованная вулканно-тектоническая депрессия» [Лычаков, 1980]. Во всех генетических концепциях неизменным оставалось лишь одно: антиклиналеподобное строение Белоусовской структуры. В этой связи уместно привести замечание В. П. Нехорошева, считавшего, что Белоусовская структура не является антиклинальной в точном смысле этого слова, а представляет собой антиклиналеподобную структуру «...с плоскостями срывов, выполненными рудой» [Нехорошев, 1966, с. 230].

Внимание исследователей привлекала также своеобразная морфология рудных тел, наиболее крупные из которых — залежи 1, 2, 5,— образуют в продольном сечении правильные ленты, имеющие форму опрокинутого коромысла (рис. 56), которые не имеют аналогов ни на одном из месторождений.

Дополнительные данные о геологическом строении месторождения получены в результате детального картирования горизонтов горных выработок, проведенного в конце 70-х годов ПГО «Востказгеология» под руководством М. С. Козлова. Одним из важных элементов этих исследований явилось установление глыбово-меланжевого и чешуйчато-блокового строения Белоусовской структуры. Межблоковое пространство выполнено более пластичными породами, представленными сланцами, образовавшимися по осадочным породам. Установлен более древний возраст сланцев

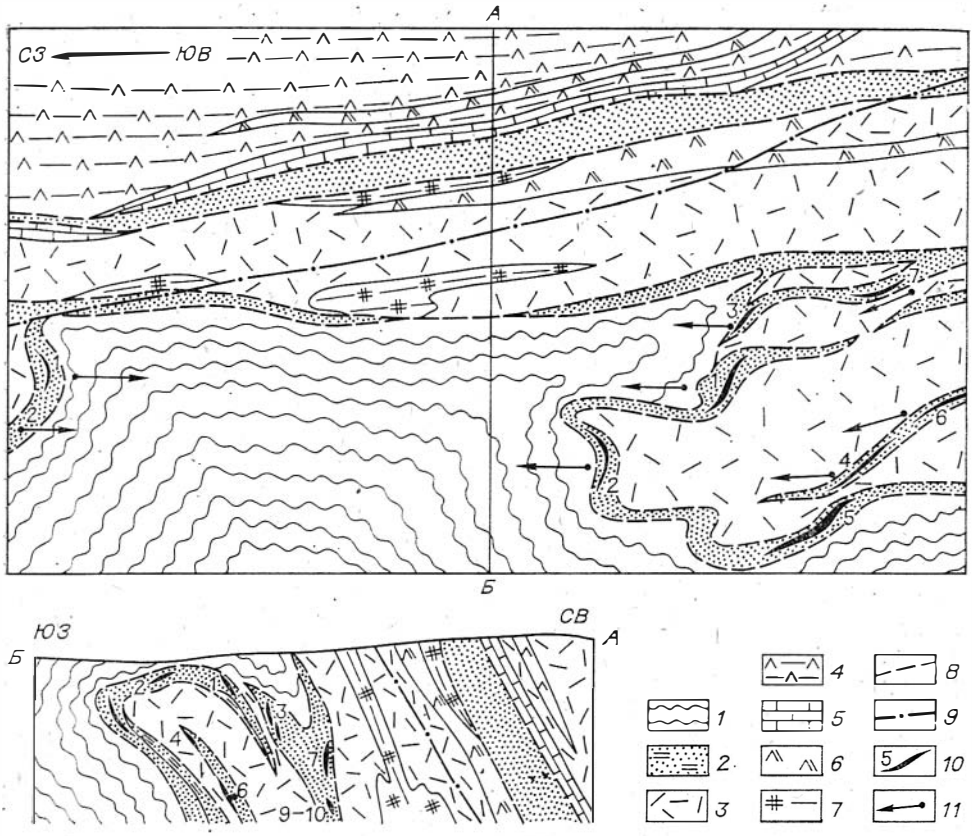


Рис. 55. Геологическая схема Белоусовского месторождения. Составлена по данным ПГО «Востказгеология» и Иртышского полиметаллического комбината.

1 — хлорит-карбонат-кварцевые сланцы; *2, 3* — гидротермально-осадочная ассоциация (*2* — кварцево-слюдистые пиритсодержащие сланцы, *3* — углистые алевропелиты); *4* — туфогенно-осадочная толща; *5* — известняки; *6* — диоритовые порфириты, микродиориты (дайки); *7* — липаритовые порфиры (экструзии и субэкструзии); *8, 9* — тектонические зоны; *10* — рудные залежи и их номера; *11* — направление склонения рудных залежей.

белоусовской свиты относительно образований «ядерной» части месторождения, что исключает антиклинальную природу Белоусовской структуры. В составе гидротермально-осадочной формации выделено два рудных парагенезиса: пиритовый и пирит-баритовый. Намечена двуэтапность рудообразующего процесса, аналогичная этапности образования Ново-Березовского месторождения [Козлов и др., 1982].

Изложенная выше геологическая модель Белоусовского месторождения позволила по-новому осмыслить объемное строение рудных залежей, наметить схему морфологической зональности и выделить четыре основных морфологических типа рудных тел (см. рис. 56).

Первый морфологический тип представлен наиболее мощными и богатыми залежами 1, 2, 5, которые приурочены к «купольной» части Белоусовской структуры и локализуются среди тектоносланцев кварцево-слюдистого и углисто-алевропелитового состава, инъецированных в контакт между зелеными сланцами и блоками терригенных и вулканомиктовых пород. Залежи представляют собой компактные лентовидные тела, имеющие, как уже упоминалось, симметричную форму опрокинутого коромысла. Мелкие апофизы и сопутствующие рудные линзы имеют резко подчиненное значение.

Второй морфологический тип (залежи 4 и 6) приурочен к пластинчатому телу тектоносланцев, аналогичному по составу вышеописанному, инъецирующему «ядерную» часть структуры. Как и в первом типе, здесь выделяется главное рудное тело асимметричной серповидной формы, однако размеры апофиз сопоставимы с размерами основного рудного тела.

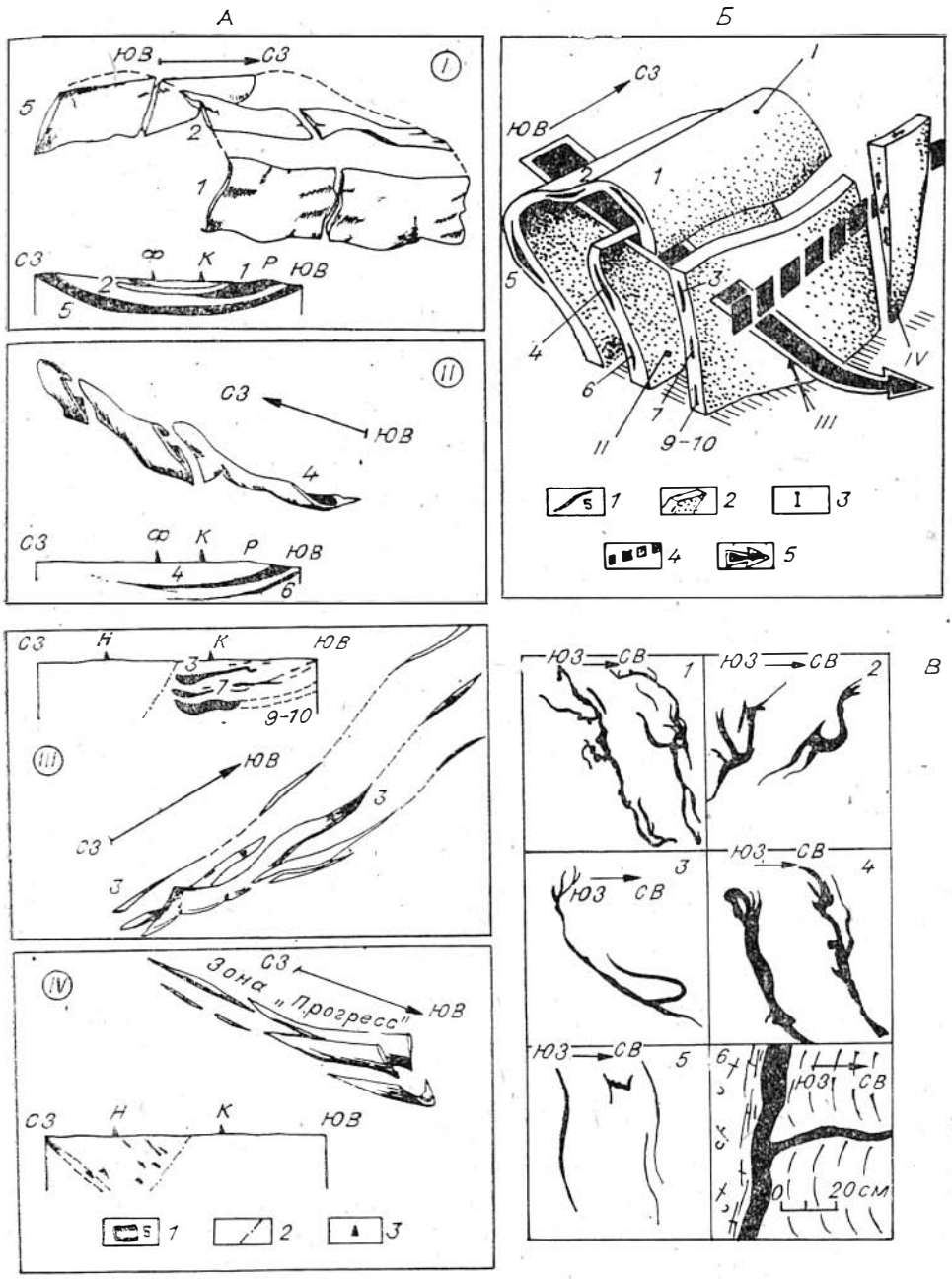


Рис. 56. Белоусовское месторождение. Морфологические типы рудных залежей Белоусовского месторождения.

А — I — первый морфологический тип: вверху — блок-диаграмма, внизу — продольная вертикальная проекция; II — второй морфологический тип: вверху — блок-диаграмма, внизу — продольная вертикальная проекция; III — третий морфологический тип: внизу — блок-диаграмма, участок залежи 3, вверху — продольная вертикальная проекция; IV — четвертый морфологический тип: блок-диаграмма и продольная вертикальная проекция рудных тел зоны «Прогресс». *1* — рудные тела; *2* — разлом; *3* — шахты (Ф — Фланговая, К — Капитальная, Н — Новая, Р — сопка Рудничная). *Б* — распределение рудных объектов, принадлежащих к различным морфологическим типам в структуре месторождения: *1* — рудные залежи; *2* — контуры рудовмещающей структуры; *3* — морфологические типы; *4* — разлом; *5* — генеральное направление смены морфологических типов («вектор морфологической зональности»). *В* — *1—5* — поперечные сечения залежей по данным горных работ (*1* — залежь 1 (варианты); *2* — залежь 2 (варианты); *3* — залежь 4; *4* — залежь 5 (варианты); *5* — залежь 3 (варианты); *6* — апофиза, отходящая от жилы полиметаллических руд, рассекает под прямым углом расслаивание в серицито-кварцевых сланцах (зона «Прогресс»).

Третий морфологический тип (залежи 3, 7, 9, 10) приурочен к северо-восточному крылу структуры. Состав вмещающих тектоносланцев и их взаимоотношения с вмещающими породами аналогичны. Рудные залежи представлены системой мелких кулисообразно расположенных линзовидных тел и жил, имеющих форму коротких лент, часто с переменным падением и полого склоняющихся к северо-западу. С северо-запада рудная залежь экранируется кососекущей зоной интенсивного рассланцевания, имеющей субширотное простирание.

Четвертый морфологический тип развит северо-западнее вышеупомянутой зоны рассланцевания (см. рис. 56). Оруденение принималось за продолжение залежей — по аналогии с первым морфологическим типом. В настоящее время рудные тела четвертого морфологического типа вскрыты и изучены в горных выработках, поэтому самостоятельность оруденения зоны «Прогресс» сомнения не вызывает. Для него характерно проявление массы сближенных линзовидных, четковидных жил и «рудных дисков» [Формы..., 1977] разного размера, крайне не выдержанных по падению, простиранию и склонению.

При резкой разнице в формах все рудные объекты Белоусовского месторождения обладают двумя общими чертами. Во-первых, вне зависимости от размеров они выполнены сплошными или густовкрапленными сульфидными массами, имеющими резкие границы с вмещающими породами. Зоны рассеянного вкрапленного оруденения для месторождения не типичны. Во-вторых, для рудных тел отмечается «механическое» взаимодействие с вмещающими породами, насыщенность деформированными ксенолитами вмещающих пород, что придает иногда рудным телам вид брекчий, в которых цементом служит рудное вещество. Отмечаются также случаи инъецирования, протыкания под прямым углом кливажа во вмещающих оруденение серицито-кварцевых сланцах апофизой, отходящей от жильного тела полиметаллических руд.

В объеме месторождения наблюдается сквозная пространственная изменчивость морфологии рудных тел, показанная на рис. 56 в виде вектора, направленного в сторону уменьшения сплошности оруденения и усложнения форм. Общая ориентировка вектора — с запад-юго-запада на север-северо-восток.

Глава 5

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ ЗОН СМЯТИЯ

Одна из особенностей формирования колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайских зон смятия заключается в их полигенности и полихронности. В отличие от представлений, развиваемых сторонниками вулканогенной гипотезы происхождения рассматриваемых месторождений [Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1978; Палеовулканологический анализ..., 1984; и др.], под «полигенностью и полихронностью» авторами понимается прежде всего пространственное совмещение разновозрастных рудных формаций — вулканогенной колчеданной и плутоногенной колчеданно-полиметаллической. Рассмотрим влияние продуктов первого, гидротермально-осадочного, этапа на рудную зональность и динамику последующего рудоотложения на примере колчеданно-полиметаллических месторождений Гусляковского и Березовско-Белоусовского рудных полей.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ ГУСЛЯКОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

ЗНАЧЕНИЕ РАННИХ ПИРИТИТОВ В ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАЗМЕЩЕНИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ СТОЛБОВ

Отмечая факты пространственного совмещения разноэтапных продуктов минерализации, исследователи Гусляковского рудного поля [Еремин и др., 1975; Покровская, Лухтанова, 1976; Лухтанова, 1977] в какой-то мере затрагивали и вопрос о влиянии ранних колчеданных залежей на процессы более поздних этапов рудообразования, высказывая по этому поводу различные точки зрения. В частности, Н. И. Еремин, В. Г. Золотарев и М. Г. Сорокинский, исследуя минералого-геохимическую зональность, рассматривают раннюю серно-колчеданную минерализацию Гусляковского месторождения в качестве основного источника серы для образования сульфидов полиметаллов второго этапа. Это предположение не разделяется М. Г. Лухтановой [1977], пришедшей к выводу о незначительном заимствовании серы и железа раннего пирита I гидротермальными растворами второго этапа.

И. В. Покровской при изучении минералогии месторождения Чекмарь установлены существенные масштабы перекристаллизации пирита I в процессе его диагенеза, динамо- и гидротермального метаморфизма.

С целью количественной оценки изучения характера распределения пирита I в породах рудного поля рассчитаны балансы привноса и переотложения разновозрастных пиритных концентраций в рудовмещающих разрезах Чекмарского и Гусляковского месторождений, а также исследованы особенности пространственных соотношений пиритных рудных столбов и максимумов линейных запасов меди, свинца, цинка.

Распределение пирита I как в вертикальном направлении, так и по латерали на площади Гусляковского рудного поля неравномерно. Максимальные концентрации пирита I в разрезе приурочены к туфогенно-осадочным отложениям, заключенным между вулканогенными породами, практически не содержащими пирита I. В связи с этим по относительному преобладанию пиритоносных туфогенных и вулканогенных образований рудовмещающие толщи разделяются на два типа.

Первый тип (чекмарский) характеризуется приблизительно десятикратным преобладанием вулканогенных пород над туфогенно-осадочными. К этому типу относятся Чекмарское, Юго-Восточное месторождения, рудопроявление Шинковское и др. Их формирование происходило в повышенных участках палеорельефа, обусловленных развитием положительных вулкано-купольных структур.

В рудовмещающем разрезе объектов **второго** типа (гусляковского) содержится примерно равное количество туфогенно-осадочных и вулканогенных пород. Примером является Гусляковское месторождение, накопление пород в пределах которого происходило в локальной палеовулканической депрессии, сложенной на 45% туфоалевролитами и туфопесчаниками с аномальным количеством сульфидов железа (10—15%) по сравнению с аналогичными по составу участками рудного поля, в которых фоновые содержания пирита I не превышают 0,5—5%.

Травлением почти во всех шлифах, отобранных из руд 2-го этапа, устанавливаются реликты зерен раннего пирита I, которые корродируются зернами сфалерита и халькопирита, замещая по периферии и трещинкам дробления пирит I. Совместное отложение пирита II, сульфидов меди, свинца и железистых хлоритов (клинохлора и прохлорита) может происходить как путем непосредственного отложения из гидротермальных растворов, так и с участием заимствованного из пирита I (рис. 57).

Как будет показано ниже, первый вариант реализуется преимущественно на объектах чекмарского, а второй — гусляковского типа.

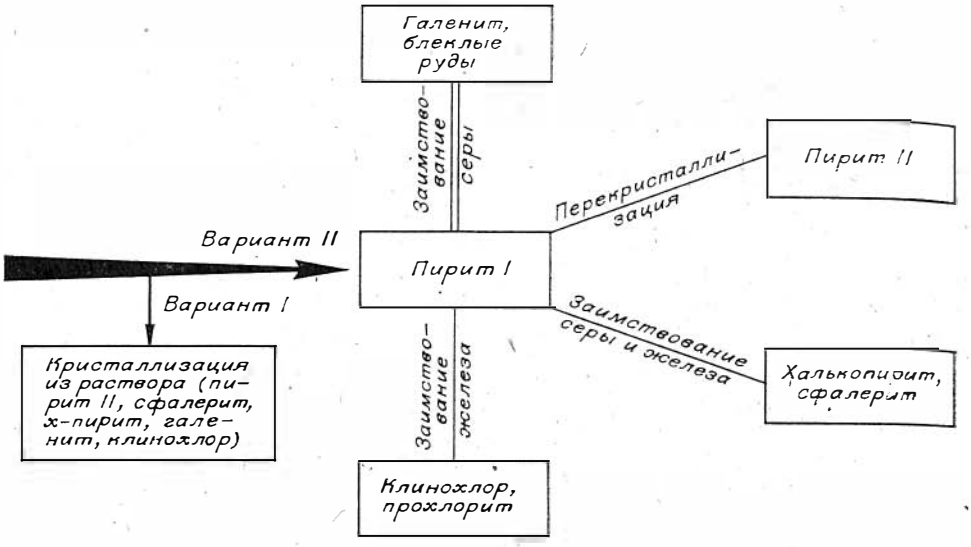


Рис. 57. Схема перекристаллизации пирита I и гидротермального перераспределения железа и серы в минеральных ассоциациях второго этапа.

Для количественной оценки влияния на процессы 2-го этапа неоднородностей распределения пирита I на Чекмарском и Гусляковском месторождениях проведены расчеты: средних суммарных содержаний пирита I + II по различным литологическим разновидностям и в целом по месторождениям, масштабов привноса пирита II в процессе гидротермально-метасоматической деятельности второго этапа, содержаний пирита I и масштабов его перекристаллизации, выполнена объемно-статистическая обработка распределения серы пиритной в поперечных разрезах и основных рудных телах Гусляковского и Чекмарского месторождений. Вычисление суммарного содержания пирита I + II производилось по содержаниям серы пиритной, полученной по данным химических анализов групповых проб. Содержание пирита I + II в туфогенно-осадочных породах обоих исследуемых месторождений составляет 6—8%, в то время как в вулканогенных образованиях не превышает 1—2%, достигая на нижних горизонтах Чекмарского месторождения 5%. На рис. 58 видна прямая корреляционная зависимость между содержаниями пирита и суммой меди, свинца, цинка, свидетельствующая об избирательной кристаллизации сульфидов полиметаллов в участках с повышенными содержаниями пирита. Это подтверждается данными о повышенной железистости сфалеритов Гусляковского месторождения в контуре сплошных руд по сравнению с вкрапленными, хотя температурные условия их образования существенно не отличаются [Еремин и др., 1975].

Примерная оценка масштабов привноса гидротермально-метасоматического пирита может быть приведена исходя из допущения, что весь пирит, содержащийся в кварцитах, представляет собой конечный продукт серицит-кварцевого метасоматоза. Правомерность такого допущения подтверждается, с одной стороны, минералогическими исследованиями, указывающими на отсутствие в кварцитах пирита I. С другой стороны, значения содержаний пирита в кварцитах, рассчитанные по содержаниям серы пиритной в групповых пробах, являются наименьшими по сравнению с другими рудовмещающими породами месторождения, что может служить косвенным доказательством отсутствия в них телескопирования разновозрастных пиритов.

Масштабы привноса пирита II исходя из его содержаний в гидротермальных кварцитах в верхних частях месторождения Чекмарь составляют 2,0, в центральной — около 3, в нижней — 5, а в среднем — 3,5%. На Гусляковском месторождении содержания привнесенного пирита II

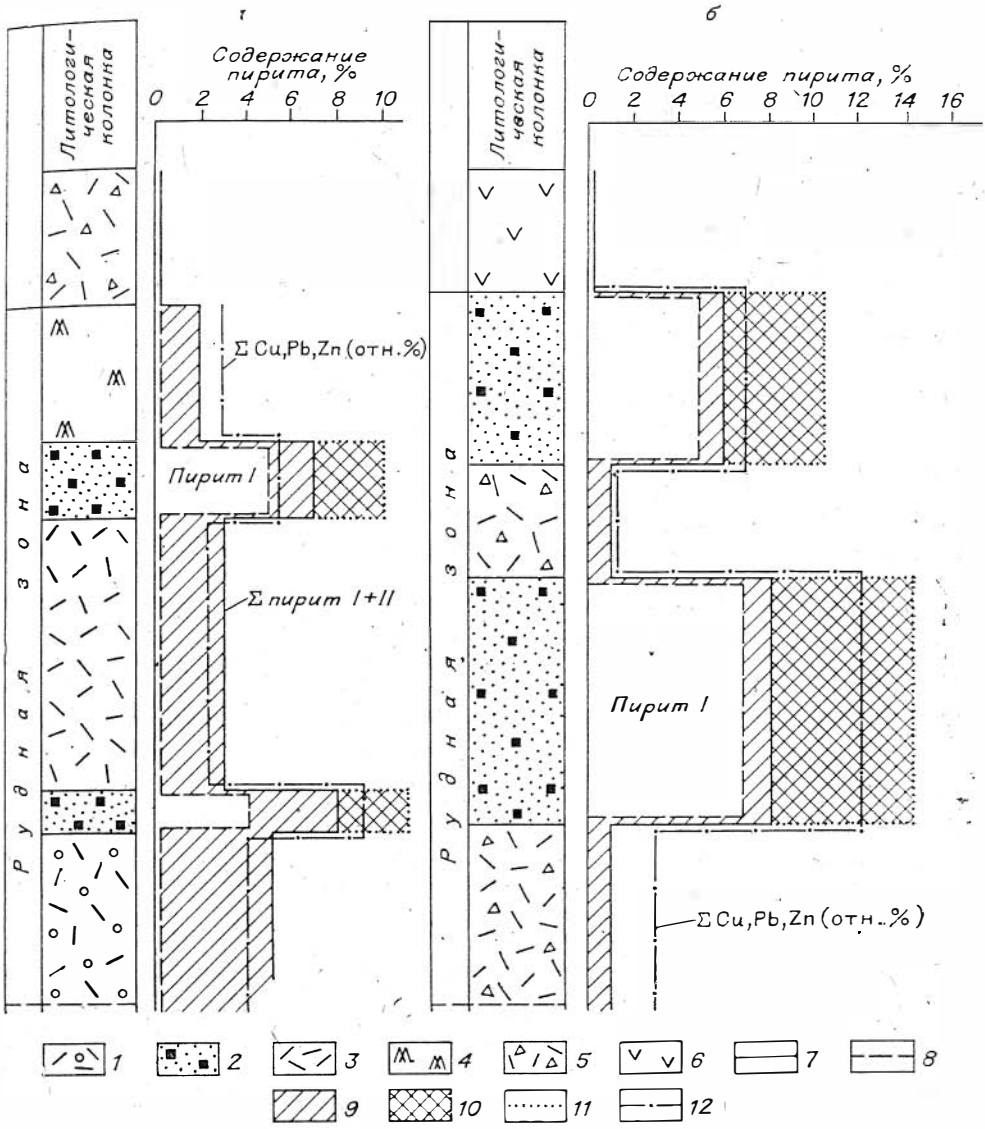


Рис. 58. Графики распределения содержаний различных типов пиритов на Чекмарском (*а*) и Гусляковском (*б*) месторождениях.

1—6 — породы успенской свиты: *1* — кварцевые порфиры микро- и макросферолидного строения, *2* — туфогенно-осадочные породы с ранним пиритом, *3* — лавы и туфы пятнистых кварцевых порфиров, *4* — гидротермально-метасоматические кварциты, *5* — литовитрокластические туфы кислого состава с линзами лав кварц-полевошпатовых порфиров, *6* — андезито-базальтовые порфириты; *7* — суммарное содержание пирита I + II; *8* — содержание пирита I; *9* — привнесенный пирит II; *10* — перекристаллизованный пирит I; *11* — расчетное содержание пирита I до проявления процессов второго этапа; *12* — суммарное содержание меди, свинца и цинка (усл. ед.).

приблизительно составляют 1% (см. рис. 58). Тем самым подтверждается предположение о том, что рудообразующие растворы 2-го этапа как на Гусляковском, так и на Чекмарском месторождениях по своему составу малосернисты и маложелезисты.

Содержания пирита I определялись как разница между содержаниями общего (суммарного) пирита I + II и содержаниями пирита II. Его количество колеблется в туфогенно-осадочных породах от 4—5% на Чекмарском месторождении до 5—7% на Гусляковском, составляя в среднем на общую массу рудовмещающего разреза соответственно 1,5 и 4% (табл. 19).

Масштабы перекристаллизации пирита I определялись путем количественных подсчетов в шлифах степени корродированности его зерен минералами второго этапа: пиритом II, халькопиритом, сфалеритом, га-

Таблица 19

Балансы распределения концентраций разновозрастных пиритов на месторождениях Чекмарь и Гусляковское

Расчетные параметры	Содержание пирита (в контурах рудных зон), %		Методика расчета средних содержаний пирита
	Чекмарь	Гусляковское	
Суммарное содержание пирита I + II	5,0	5,0	Исходя из содержаний серы пиритной по данным хим. анализа групповых проб
Привнос пирита II во 2-й этап рудообразования	от 2,0 до 5,0 среднее 3,5	1,0	Исходя из содержаний серы пиритной по данным хим. анализа групповых проб в кварцитах — конечных продуктах гидротермального метасоматоза
Содержание пирита I после проявления 2-го этапа рудообразования	1,5	4,0	Разница между суммарным содержанием пирита I + II и содержанием привнесенного пирита II
Перекристаллизация пирита I	0,5—1,0 (50—60 отн.% пирита I)	3,5—4,0 (100 отн. % пирита I)	Визуально в шлифах путем определения площади перекристаллизации зерен пирита I
Содержание пирита I до проявления 2-го этапа рудообразования	2,0—2,5	7,5—8,0	Сумма оставшегося перекристаллизованного пирита I

ленитом. Корродированность зерен пирита I на месторождении Чекмарь колеблется в пределах 50—60 отн. % (по отношению к общему количеству пирита I). Значительное (до 5—25%) количество пирита I в межрудных интервалах Гусляковского месторождения и редкие его реликты внутри рудных тел могут служить доказательством практически полной перекристаллизации здесь пирита I в процессе второго этапа рудообразования.

На основании масштабов перекристаллизации пирита I рассчитаны предполагаемые его первоначальные содержания в туфогенно-осадочных породах, существовавшие до проявления рудообразующих процессов 2-го этапа. На обоих месторождениях они находятся на уровне 10—15%, что хорошо согласуется со значениями содержаний пирита I в межрудных интервалах туфогенно-осадочных пород. Полученные в результате описанных выше расчетов значения концентраций разновозрастных пиритов для отдельных литологических разновидностей, отображенные на рис. 58, послужили основой для составления балансов распределения их усредненных значений в целом для Гусляковского и Чекмарского месторождений (см. табл. 19). Усредненные концентрации пирита рассчитывались для определенных литологических разновидностей пород.

Данные табл. 19 могут быть в какой-то степени искажены в результате избирательной приуроченности новообразований пирита II к обогащенным пиритом I участкам, в связи с чем ее следует рассматривать как принципиальную схему баланса распределения концентраций разновозрастных пиритов на исследуемых месторождениях.

По данным минералогических исследований, отложение основной массы пирита II на обоих месторождениях происходило в начальные стадии 2-го этапа рудообразования. Поэтому на условия отложения полиметаллических руд указанного этапа могли оказывать влияние неоднородности распределения не только пирита I, но и суммарных содержаний пирита I + II.

В относительном расположении пиритных рудных столбов месторождения Чекмарь, центров тяжести линейных запасов меди, свинца, цинка и осей максимальных значений отношения цинк/свинец выявляются

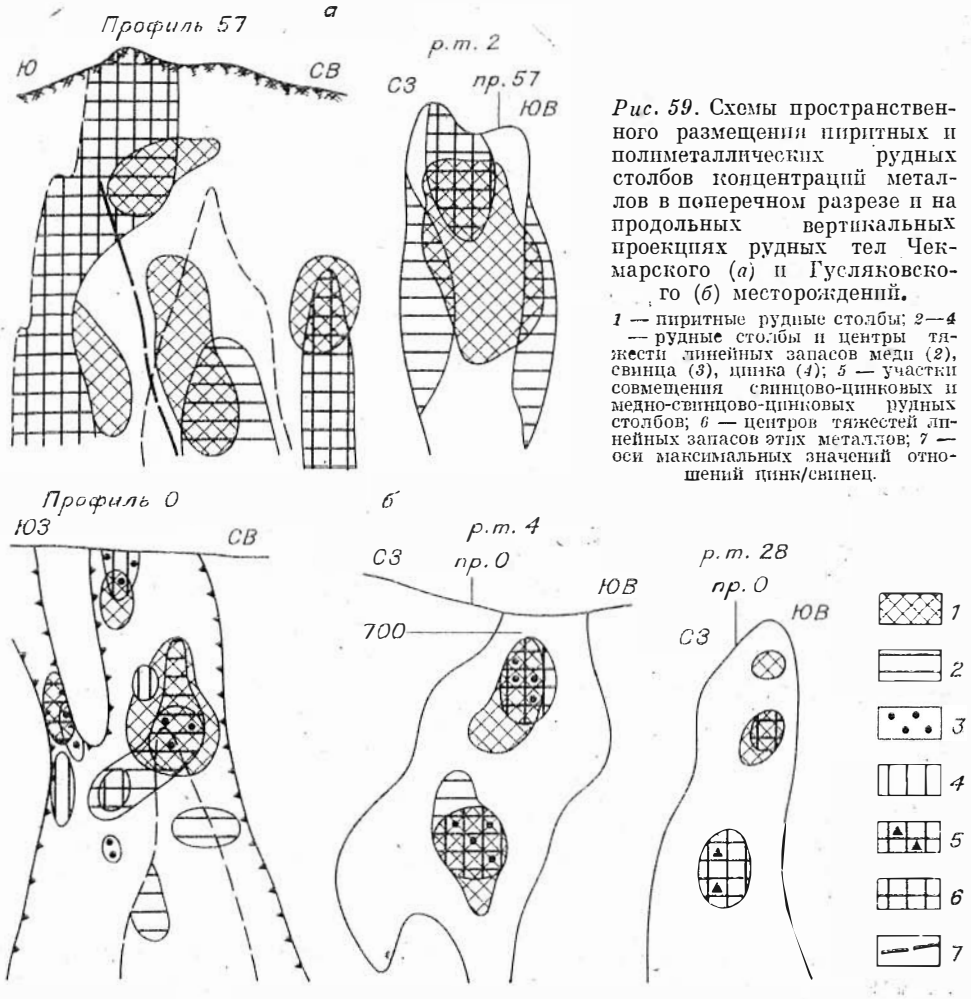


Рис. 59. Схемы пространственного размещения пиритных и полиметаллических рудных столбов концентраций металлов в поперечном разрезе и на продольных вертикальных проекциях рудных тел Чекмарского (*а*) и Гусляковского (*б*) месторождений.

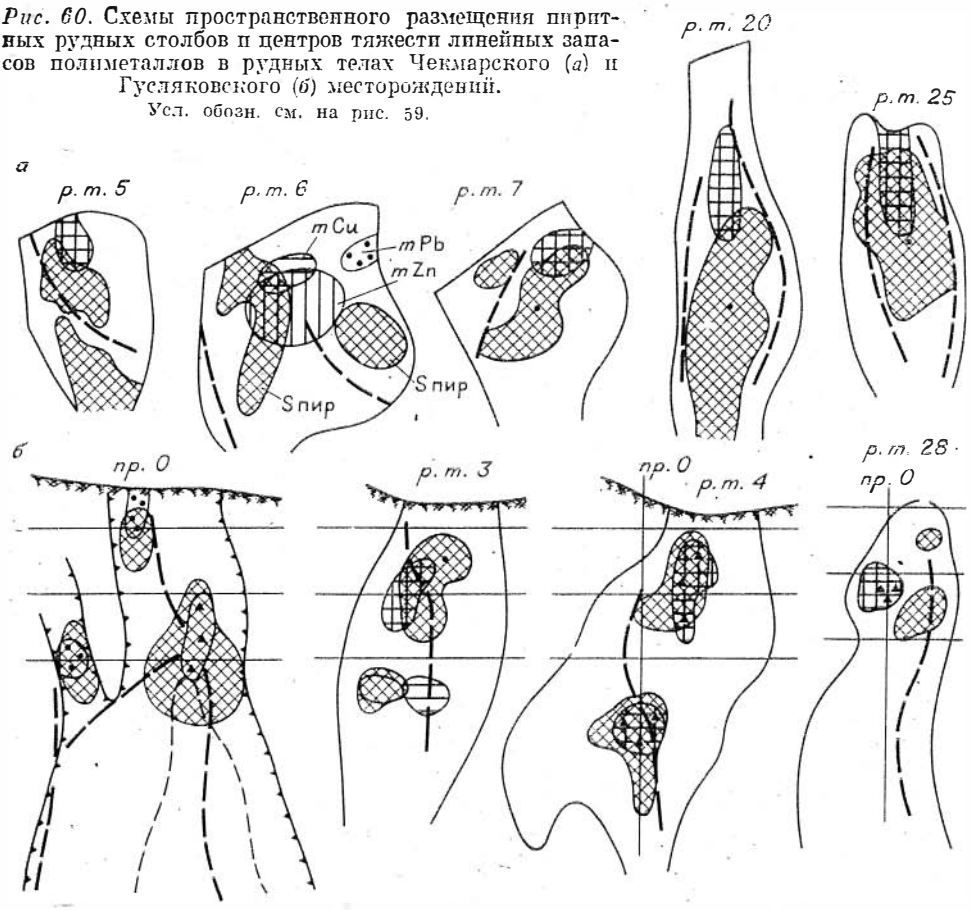
1 — пиритные рудные столбы; *2—4* — рудные столбы и центры тяжести линейных запасов меди (*2*), свинца (*3*), цинка (*4*); *5* — участки совмещения свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых рудных столбов; *6* — центров тяжестей линейных запасов этих металлов; *7* — оси максимальных значений отношений цинк/свинец.

две основные тенденции (рис. 59, 60). Одна из них: центры тяжести линейных запасов свинца и цинка располагаются над пиритными рудными столбами. Максимумы запасов меди наряду со свинцом и цинком оконтуривают сверху пиритные «ядра», а также тяготеют к их верхним флангам. Вторая тенденция заключается в перекристаллизации пирита вблизи рудопроводящих зон, причем пиритные рудные столбы занимают как секущее, так и продольное положение относительно рудопроводящих каналов. На разрезах и продольных проекциях рудных тел 3, 4 Гусляковского месторождения обнаруживается четкая приуроченность разнометалльных рудных столбов к зонам скопления пирита (см. рис. 59, 60). Исключение составляют рудные тела 28—30, локализованные в кварц-полевошпатовых порфирах. Последние, как и рудовмещающие кварцевые порфиры месторождения Чекмарь, почти не содержат сингенетичного пирита, который существенно не влияет на рудообразующие процессы 2-го этапа.

Таким образом, для Чекмарского месторождения установлена пространственная разобщенность полиметаллических и слабо выраженных новообразованных пиритных рудных столбов, а для Гусляковского — четкая пространственная сопряженность продуктов гидротермально-метасоматической минерализации с областями распространения ранних пирититов. Аналогичные закономерности установлены А. С. Лапуховым [1975] в пространственной приуроченности барит-полиметаллических рудных столбов к пиритным «ядрам» в пределах колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа.

Рис. 60. Схемы пространственного размещения пиритных рудных столбов и центров тяжести линейных запасов полиметаллов в рудных телах Чекмарского (*а*) и Гусляковского (*б*) месторождений.

Усл. обозн. см. на рис. 59.



Размещение центров тяжести линейных запасов свинца, цинка над пиритными рудными столбами на объектах чекмарского типа может служить в качестве своеобразного «геологического уровня», свидетельствующего о преимущественно восходящей миграции продуктивных гидротермальных растворов и отсутствии существенных искажений залегания гидротермально-метасоматических залежей в послерудный период.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГУСЛЯКОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В пределах Гусляковского рудного поля проявляется зональность нескольких порядков: **первого** (региональная) — характеризуется сменой в северо-восточном направлении колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая железорудными месторождениями Горного Алтая [Нехорошев, 1966], в переходной части между которыми расположена описываемая площадь; **второго** (зональность района или рудного поля) — выражается в последовательной смене в пределах Гусляковского рудного поля в юго-восточном направлении барит-полиметаллического оруденения (Гусляковское) полиметаллическим (Чекмарь), а затем медно-колчеданным (Звездное рудопроявление); **третьего** — зональность месторождений; **четвертого** — зональность рудных тел и, наконец, зональность отдельных рудных масс [Рундквист, Неженский и др., 1975; Лапухов, 1975].

Рассмотрим основные формы проявления рудной зональности Чекмарского и Гусляковского месторождений и отдельных рудных тел, условные границы которых определяются существенными кондициями

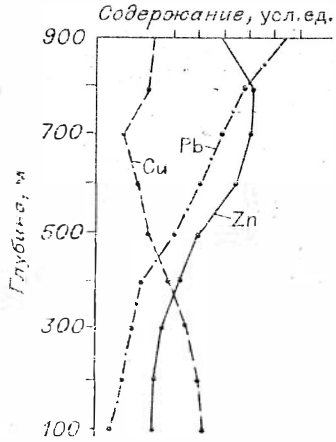


Рис. 61. Схема изменения содержаний свинца, цинка и меди с глубиной на месторождении Чекмарь.

полезных компонентов. Рудная зональность Чекмарского месторождения, соответствующая классической схеме, выражена в последовательной смене от центра к периферии и от его нижних участков к верхним медной минерализации свинцово-цинковой и существенно свинцовой (рис. 61). При этом центральные локальные зоны медных, медно-цинковых руд ранней стадии сопровождаются хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами, а периферические участки медно-свинцово-цинковых и свинцово-цинковых руд ассоциируют соответственно с серицит-кварцевыми и существенно кварцевыми гидротермалитами [Прокопенко и др., 1980].

На Гусляковском месторождении они проявлены в закономерном увеличении снизу вверх содержаний свинца и барита (см. рис. 59, 60).

Как будет показано ниже, на фоне этих сквозных тенденций на обоих месторождениях проявляется рудная зональность нескольких порядков, которая находит различные формы выражения в пространственном распределении концентраций запасов («слитков металлов») и соотношений рудообразующих компонентов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧЕКМАРЬ

С целью выявления малоконтрастных форм зональности месторождения Чекмарь объемно-статистическими методами обработано около 50 тыс. проб, характеризующих пространственные распределения ведущих рудообразующих компонентов на вертикальных продольных проекциях рудных тел и их поперечных сечениях (профили 49, 57, 61).

Исходя из опыта обработки данных по ряду аналогичных месторождений Рудного Алтая и Салаира использовались аппроксимирующие поверхности тренда четвертого порядка. Исследовались объемные распределения ведущих и сопутствующих рудообразующих компонентов (Cu, Pb, Au, Ag, $S_{пир}$), мощностей рудных залежей, линейных продуктивностей и ряда соотношений рудных компонентов (Zn/Pb, Au/Ag и др.). Расчет трендов и автоматическое построение их изображений с помощью графопостроителя производилось в Вычислительном центре СО АН СССР.

Характерные примеры трендов концентраций свинца, цинка и меди в поперечном разрезе и на вертикальных продольных проекциях рудных тел приведены на рис. 62. Обращает на себя внимание вертикально-столбовое размещение насыщенных металлами участков. При этом обнаруживается ярко выраженная латеральная и вертикальная разобщенность разнометалльных рудных столбов. Как правило, наблюдается субвертикальное, согласное с ориентировкой удлиненных контуров склонение рудных столбов. Реже отмечаются элементы их несогласного (юго-восточного и северо-западного) склонения (р. т. 5).

Вертикальные тенденции зональности рудных тел отчетливо согласуются с упомянутой выше общей направленностью рудной зональности, характерной для месторождения в целом, т. е. существенно свинцовая минерализация сменяется по падению цинковой и медной. Имеются также примеры двукратного повторения в пределах одного и того же рудного тела однотипных рудных столбов на различных гипсометрических уровнях. Что же касается латеральной направленной зональности рудных тел, то здесь проявляются обратные тенденции, заключающиеся в том,

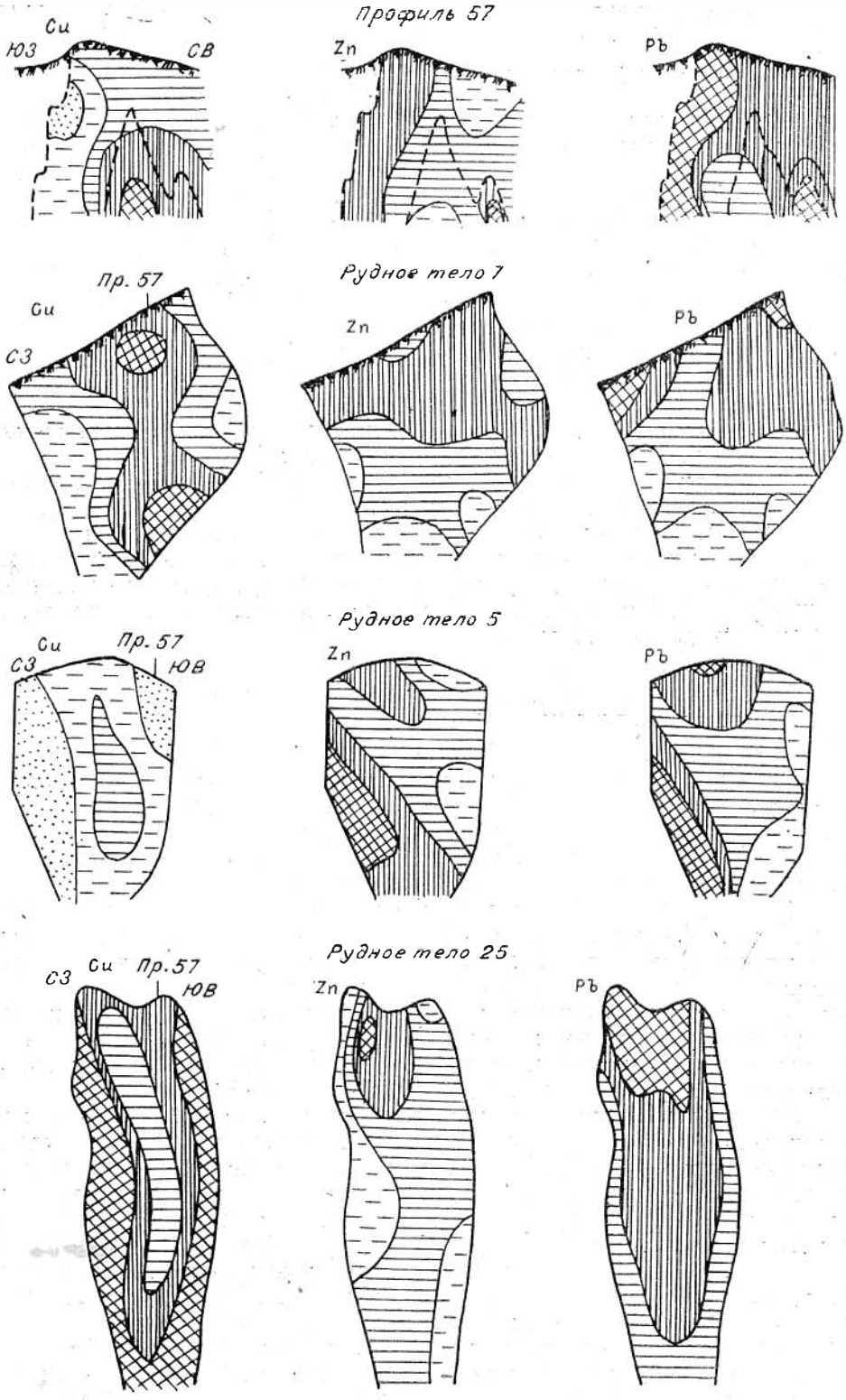


Рис. 62. Схемы пространственной дифференциации средних концентраций меди, свинца и цинка в поперечном разрезе (пр. 57) и на продольных вертикальных проекциях рудных тел 5, 7, 25 месторождения Чекмарь (изолинии концентраций в усл. ед.).

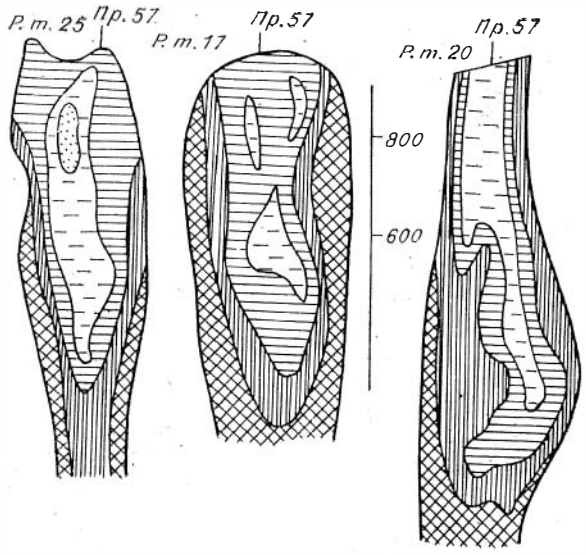


Рис. 63. Схемы пространственного распределения соотношений медь/свинец на продольных вертикальных проекциях рудных тел (в усл. ед.) месторождения Чекмарь.

что в отличие от зональности месторождения в целом зоны свинцовой минерализации занимают внутренние, а медной — периферические участки рудных тел. При этом участки, обогащенные цинковой минерализацией, занимают промежуточное положение.

Особенно четко это проявляется в телах 20, 25 Центральной рудоносной зоны (рис. 63). Как будет показано ниже, это обусловлено особенностями динамики отложений рудных компонентов относительно зон повышенной проницаемости, существовавших в период формирования рудных залежей. В залежах Юго-Западной рудоносной зоны тенденции латеральной зональности совпадают с зональностью месторождения в целом, но в большинстве случаев они осложняются процессами гипергенного выщелачивания, которые привели к формированию в верхних частях (до глубин 80—120 м) от поверхности указанных залежей зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения с нетипичными для месторождения медно-свинцовыми рудами.

Линейные запасы рассматриваемых рудных компонентов также характеризуются вертикально-столбовыми распределениями (рис. 64). Центры тяжести максимумов разнометалльных рудных столбов смещены относительно друг друга в соответствии с общим планом зональности и, как правило, подчиняются той же вертикальной последовательности, что и области развития повышенных концентраций. Тем не менее «слитки металлов» образуют самостоятельные рудные столбы, компактно локализованные в пределах раздувов мощности рудных тел. Векторы смещения рудных столбов чаще склоняются близвертикально или реже с отклонением от вертикали на 20—70°, вплоть до появления признаков «обратной» зональности (р. т. 5). Вертикальная амплитуда смещения мод максимумов в среднем составляет 25—70 м.

Как показали исследования рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и Салаира, свинцово-цинковые отношения обнаруживают стабильные, почти линейные тенденции изменения с глубиной, которые коррелируют с температурными палеоградиентами и тем самым имеют важное генетическое значение, поскольку отражают некоторые сквозные тенденции внутренней эволюции рудообразующих систем [Лапухов, 1975].

В качестве примера на рис. 65 показаны наиболее типичные случаи распределения отношений Zn/Pb на вертикальных продольных проекциях рудных тел 5, 17, 18, 20 и 25 и в поперечном сечении по профилю 57. На приведенных проекциях видно, что области развития повышенных значений данных величин, т. е. участки существенно цинковой минерализации, образуют одну или две линейно вытянутые, параллельные крутопадающие зоны. В пределах последних обособляются более интенсивные максимумы, часто двукратно повторяющиеся на различных гипсометрических уровнях. В центральных частях Чекмарской брахиантиклинали

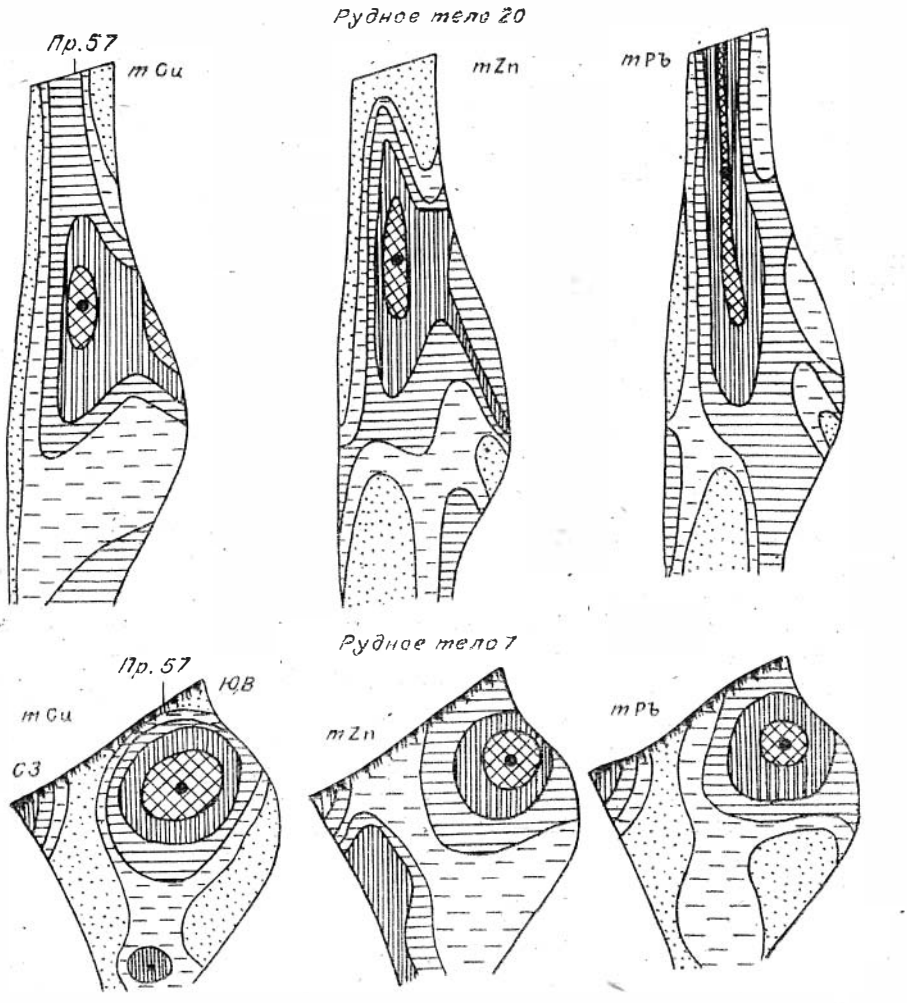


Рис. 64. Схемы пространственной дифференциации запасов меди, свинца, цинка на продольных вертикальных проекциях рудных тел (в усл. ед.) месторождения Чекмарь.

Черными кружками обозначены центры тяжести основных и второстепенных максимумов линейных запасов.

отношения Zn/Pb достигают аномальных значений (свыше 100), вокруг которых намечаются тенденции к снижению.

При анализе пространственной дифференциации свинцово-цинковых соотношений по всем разведанным рудным телам и зонам минерализации установлено, что дугообразные и прямолинейные фрагменты осевых линий их максимумов контролируются в плане системой концентрически-радиальных участков повышенной трещиноватости, а в поперечных сечениях круто склоняются к северо-востоку, по направлению к телу субвулканических кварцевых альбитофиров. Как показано выше, радиальные и концентрические трещины представляют собою две основные системы, выполненные рудными прожилками, образование которых генетически связывается с развитием рудовмещающей структуры месторождения в предрудный и рудный этапы.

Примечательно, что именно эти две системы пред- и интрарудных трещин, служивших в период формирования рудных залежей зонами повышенной проницаемости, благоприятными для фильтрации рудообразующих растворов, фиксируются осями максимальных значений отношения Zn/Pb.

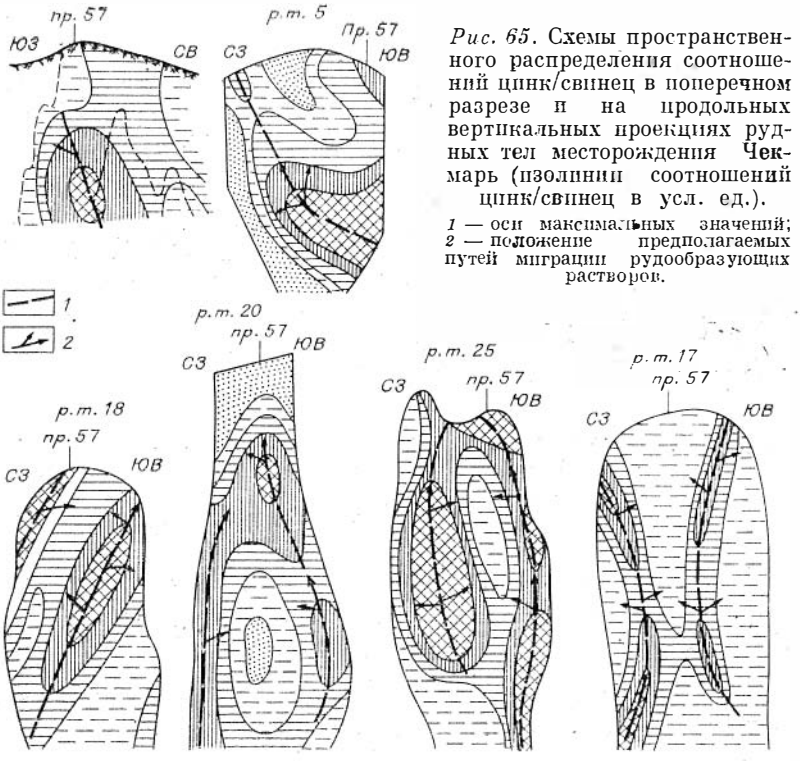


Рис. 65. Схемы пространственного распределения соотношений цинк/свинец в поперечном разрезе и на продольных вертикальных проекциях рудных тел месторождения Чекмарь (изолинии соотношений цинк/свинец в усл. ед.).

1 — оси максимальных значений; *2* — положение предполагаемых путей миграции рудообразующих растворов.

Тем самым пространственный анализ этих величин позволяет выделить в сложном каркасе системы до- и интрарудных трещин и решить вопрос о возможных путях движения рудоносных растворов в период формирования рудных залежей.

В частности, анализ пространственной ориентировки векторов свинцово-цинковых соотношений и положения рудных столбов концентраций и линейных запасов металлов в пределах отдельных рудных тел позволяет наметить следующие схемы динамики отложения компонентов относительно зон повышенной проницаемости (рис. 66). Первый случай — развитие телескопированных разнометалльных рудных столбов непосредственно в зоне повышенной трещиноватости. При этом зональность выражается в приуроченности медной минерализации к внутренним, а свинцово-цинковой — к фланговым участкам рудных залежей. Второй случай — формирование пространственно дифференцированных рудных столбов на участке, заключенном между сопряженными зонами повышенной проницаемости, которые имеют в разрезе дугообразную конфигурацию и обращены выпуклостью друг к другу. Массовое отложение рудных компонентов осуществляется на фронтах взаимодействия встречных потоков гидротермальных растворов. Как и в первом случае, зоны, обогащенные медной минерализацией, трассируют высокопроницаемые структуры, а дифференцированные свинцово-цинковые рудные столбы занимают внутренние участки и тяготеют к верхним кромкам рудных тел. Основные запасы локализуются в узких вертикально вытянутых участках.

Третий случай представляет собой вариант предыдущего, но отличается формированием зоны массового рудоотложения в пределах блока, ограниченного сходящимися кверху проницаемыми структурами. Подобный структурный вариант оказывается наиболее благоприятным для формирования рудных залежей. Как показывает анализ пространственного распределения концентраций и запасов металлов в конкретных рудных телах, первый случай характерен для процесса рудоотложения в залежах Юго-Западной рудоносной зоны, второй — для рудных тел 17, 18 Центральной рудоносной зоны.

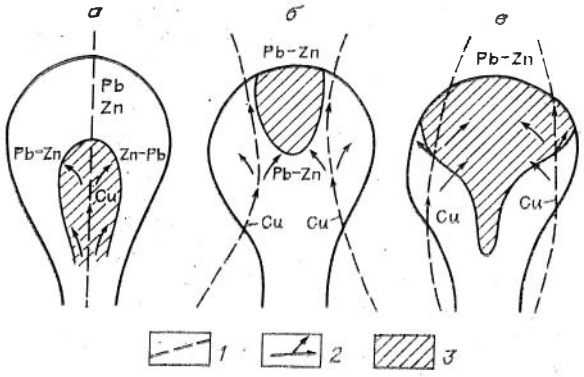


Рис. 66. Схемы зон массового отложения рудных компонентов относительно одиночных (*а*) или сопряженных (*б*, *в*) проницаемых структур.

1 — оси максимальных значений отношения цинк/свинец; *2* — положение предполагаемых путей миграции рудообразующих растворов; *3* — «слитки» металлов.

Причем, как вытекает из сказанного, система радиальных трещин играла преимущественно роль рудораспределяющих, а концентрическая — рудолокализующих зон, что подтверждается приведенными выше подсчетами количественных соотношений рудных прожилков, выполняющих соответствующие системы трещин (количество рудных прожилков, локализующихся в концентрической системе, в 2—10 раз превышает их число в радиальной). Указанными особенностями массопереноса относительно зон повышенной проницаемости объясняются отмеченные выше по отношению к месторождению в целом тенденции латеральной зональности в отдельных рудных телах, обусловленные приуроченностью повышенных свинцовых концентраций к внутренним, а медных — к периферическим участкам.

В этом заключается одна из оригинальных особенностей проявления латеральной рудной зональности на месторождении Чекмарь — сочетание центробежно-концентрического типа зональности для месторождения в целом и центростремительного для отдельных его рудных тел (рис. 67).

При этом вектор вертикальной зональности остается неизменным: как для месторождения в целом, так и для отдельных рудных тел характерна прямая вертикальная зональность, выраженная в увеличении с глубиной концентрации меди и уменьшении концентраций свинца в апикальных частях складок на глубоких горизонтах месторождения, а меди — в зоне окисления на верхних горизонтах.

Латеральная и вертикальная центробежно-концентрическая зональность и описанная зональность отдельных рудных тел осложняются зональностью более низкого порядка, выражающейся в многоэтажно-ритмическом эшелонировании участков повышенных концентраций и линейных запасов по вертикали, характеризующихся, за редкими исключениями, формированием однотипных зональных колонок. В пределах последних наблюдается следующая вертикальная последовательность смещения мод максимумов, измеряемая десятками метров (снизу вверх): медь —

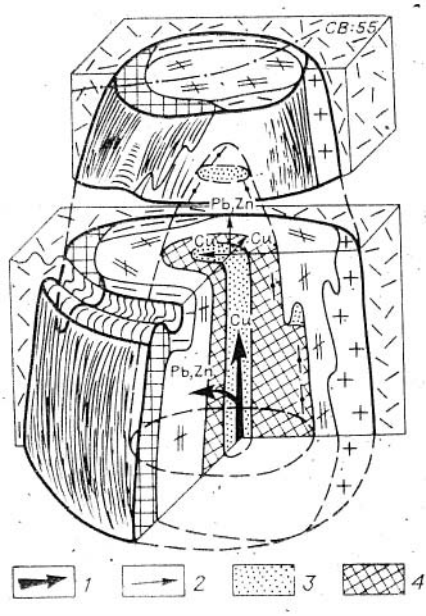


Рис. 67. Объемная модель месторождения Чекмарь.

1, *2* — векторы преимущественной дифференциации меди, свинца, цинка на месторождении в целом (*1*) и в пределах рудных тел Центральной рудоносной зоны (*2*) с изображением в них участков преимущественной концентрации свинца (*3*) и меди (*4*). Другие усл. обозн. см. на рис. 29.

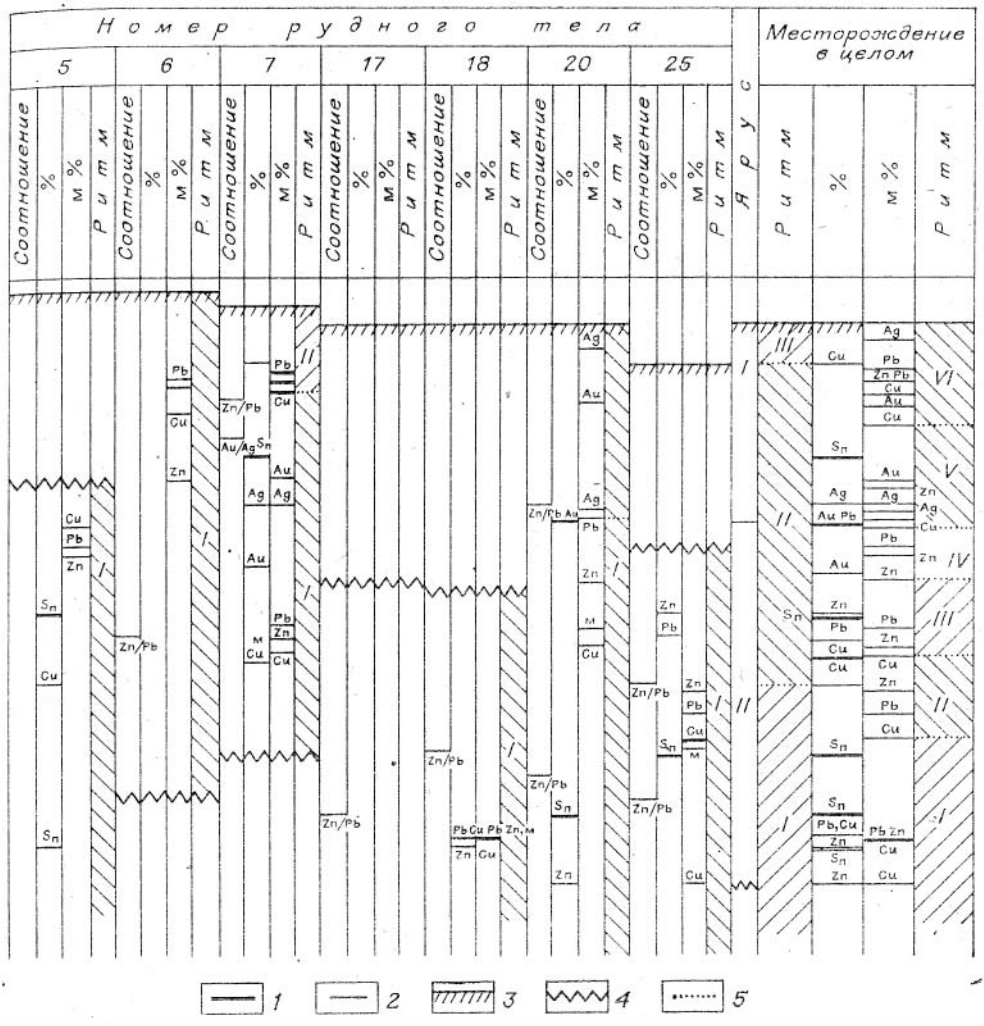


Рис. 68. Схема распределения гипсометрических уровней мод максимумов концентраций (%), линейных запасов (м%) и соотношений цинк/свинец, золото/серебро в рудных телах месторождения Чекмарь.

1, 2 — моды главных (*1*) и второстепенных (*2*) максимумов; *3* — положение современного эрозионного среза; *4* — верхние и нижние границы выклинивания рудных тел; *5* — границы ритмов; $S_п$ — сера пиритная.

цинк — свинец. При этом обнаруживается многоэтажная ритмическая зональность непрерывного и прерывистого типов. Первый тип характерен для отдельных рудных тел, в пределах которых отмечается двукратное повторение зон повышенных концентраций и линейных запасов, а второй — для рудоносных зон, где наблюдаются кулисообразное расположение смещенных по вертикали рудных тел, разделенных безрудными участками с самостоятельной рудной зональностью. Следует отметить, что выделение «рудных» и «безрудных» участков по существующим кондициям условно, поскольку «богатые» рудные тела заключены в рубашке убогих вкрапленных руд. Тем не менее именно прерывистая многоэтажно-ритмичная зональность представляет особый практический интерес с точки зрения возможности обнаружения на глубоких горизонтах слепых рудных залежей.

Модальные значения центров тяжести концентраций и линейных запасов в рудных телах расположены на различных гипсометрических уровнях. Но в целом по месторождению они сгруппированы в виде двух ярусов (этажей), в пределах которых локализуется основная масса руд (рис. 68). Первый ярус расположен в интервале абсолютных высотных от-

меток от +700 до +900 м и соответствует замыканию сводовой части Чекмарской брахиантиклинальной структуры. Второй располагается между отметками +300 и +700 м и фиксирует замыкание ядерной части структуры.

Последняя обусловлена тем, что гипсометрические уровни модальных значений максимумов концентраций и линейных запасов металлов в пределах горизонтов интенсивного рудоотложения по вертикали смещены относительно друг друга в определенной последовательности. На месторождении Чекмарь эта последовательность выражена в обобщенном виде следующим образом (снизу вверх): Cu — Zn — Pb. Эта схема нарушается за счет переменного положения мод максимумов цинка и свинца. За основание отдельных ритмов, изображенных на рис. 68, приняты гипсометрические уровни модальных значений максимумов меди, а за их вершины — моды максимумов свинца. Как видно из рисунка, ритмичность в пределах отдельных рудных тел проявлена слабо: преобладает дву- или моноритмическая зональность. Но в целом для месторождения, изученного до глубин свыше 1 км от поверхности, ритмичность оруденения является характерной особенностью. Если в распределении мод максимумов концентраций рудообразующих металлов выделяется три ритма (верхний из которых эродирован и представлен своей нижней частью), то в распределении мод максимумов линейных запасов выделяется шесть ритмов. Амплитуда ритмов в верхней части составляет 100—120 м, увеличиваясь на глубине до 200—250 м.

В рудном теле 5 появляется четвертый ритм с обратной последовательностью зон.

ГУСЛЯКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Изучение малоконтрастных форм зональности Гусляковского месторождения проводилось по той же методике, что и на месторождении Чекмарь. С этой целью здесь объемно-статистическими методами обработано около 10 тыс. проб, характеризующих пространственное распределение меди, свинца, цинка, серы пиритной, линейных запасов и отношений цинк/свинец в наиболее представительном поперечном сечении по профилю 0 и на вертикальных проекциях рудных тел 3, 4, 28.

Рудные тела 3 и 4, в которых сосредоточены основные запасы месторождения, локализованы в горизонте туфоалевролитов с повышенным количеством сингенетичного пирита, а формирование рудного тела 28 происходило в кварц-полевошпатовых порфирах, где пирит I практически отсутствует. В этом отношении рудное тело 28 сходно с рудными телами 17, 18, 20, 25 Центральной рудоносной зоны месторождения Чекмарь. Этим объясняются элементы сходства и различия рудной зональности указанных месторождений.

Для Гусляковского месторождения в целом, как и для отдельных его рудных тел, также характерно вертикально-столбовое размещение насыщенных медью, свинцом, цинком участков, которые ориентированы субсогласно с общей ориентировкой внешних контуров рудной зоны месторождения и отдельных рудных тел. Типично для месторождения наличие в пределах единой рудоносной зоны от трех до пяти разобщенных по вертикали и горизонтали разнометалльных рудных столбов (рис. 69). В пределах отдельных рудных тел также часты случаи двукратного повторения однотипных рудных столбов на различных гипсометрических уровнях. Но в отличие от месторождения Чекмарь здесь практически отсутствует разобщенность разнометалльных рудных столбов по латерали. В вертикальном направлении она проявлена довольно четко для месторождений в целом и для рудных тел 28—30, локализованных в кварц-полевошпатовых порфирах. Рудные тела, приуроченные к туфоалевролитам с повышенным количеством сингенетичного пирита, характеризуются

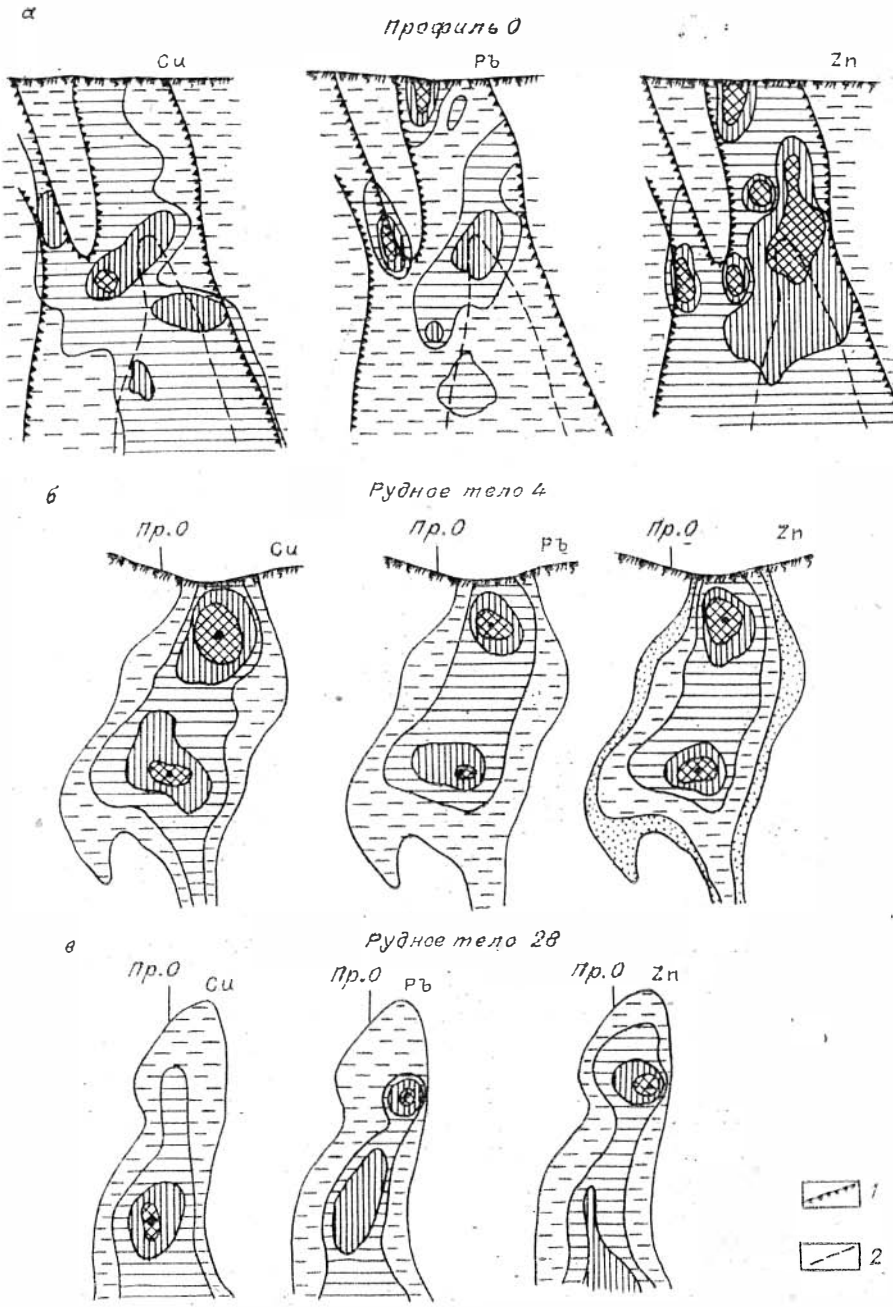


Рис. 69. Схемы пространственной дифференциации средних концентраций меди, свинца, цинка в поперечном разрезе и на продольных вертикальных проекциях рудных тел Гусляковского месторождения (изолинии концентрации в усл. ед.).

1, 2 — внешние контуры рудной зоны (*1*) и ядерной части (*2*) Гусляковской антиклинали.

пространственной сближенностью разнометалльных рудных столбов, в особенности свинца и цинка (рудное тело 4, см. рис. 69).

Линейные запасы рассматриваемых рудных компонентов имеют, подобно зонам повышенных концентраций, вертикально-столбовой характер распределения (рис. 70). В поперечном разрезе месторождения выделяются два максимума линейных запасов меди и по три максимума свинца и цинка, разобщенных как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Примечательно их почти идеальное совпадение с максиму-

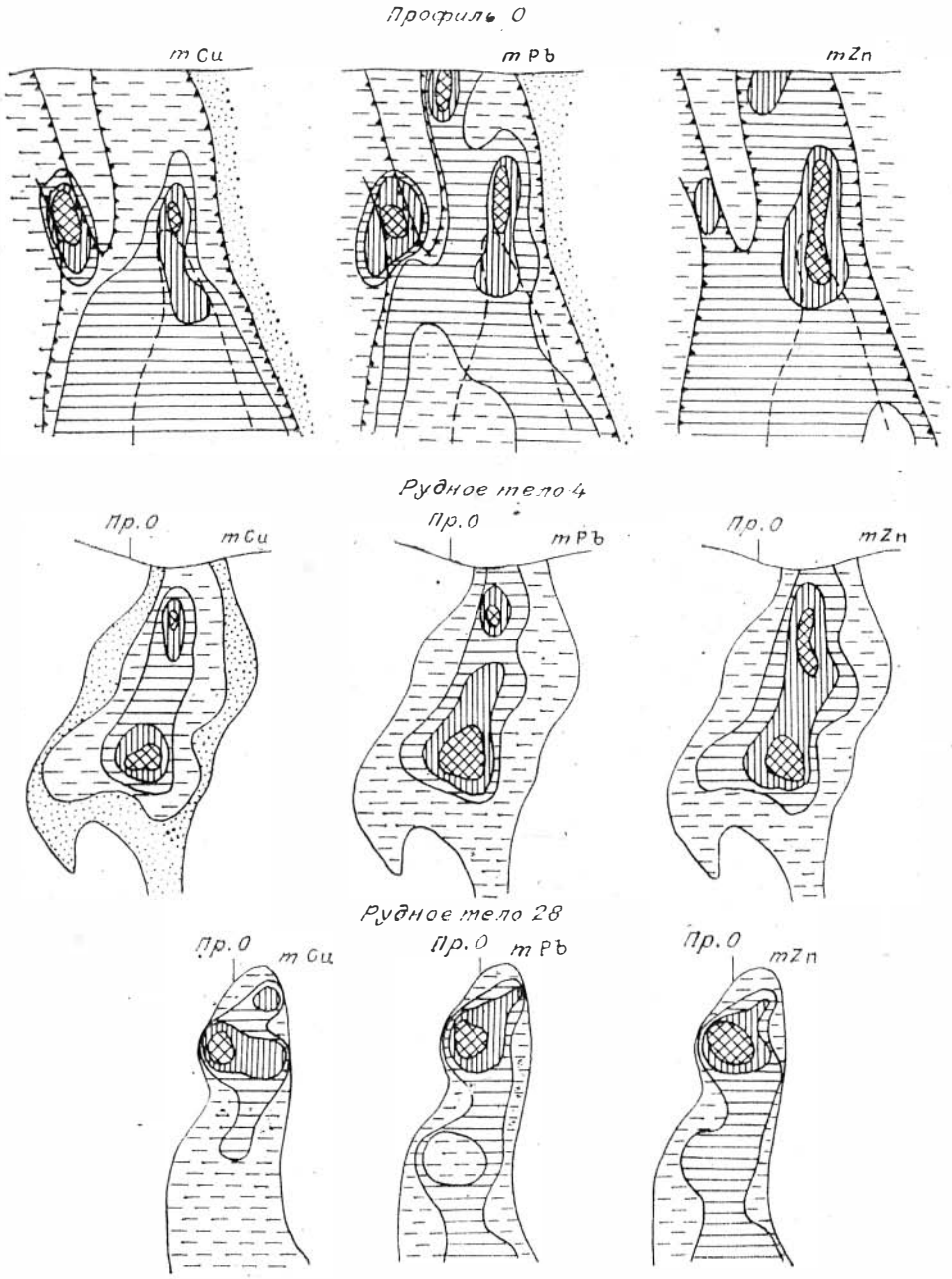


Рис. 70. Схемы пространственного распределения линейных запасов в профиле 0 и на продольных вертикальных проекциях рудных тел 4 и 28.

мами концентраций серы пиритной. Основные максимумы линейных запасов локализуются в апикальной части ядра Гусляковской антиклинали.

Для месторождения в целом характерна прерывистая прямая зональность пространственно разобщенных компактных линзовидных тел. При этом независимо от литологических типов вмещающих пород отдельные рудные тела обладают малоконтрастной зональностью, обусловленной сопряженностью разнометалльных полиметаллических рудных столбов, контролируемых положением «ядер» ранних пиритов. Повышенные соотношения цинк/свинец в поперечном разрезе месторождения образуют две узкие крутопадающие навстречу друг другу зоны (рис. 71). Одна из них (центральная) пространственно совпадает с осью Гусляковской рудо-

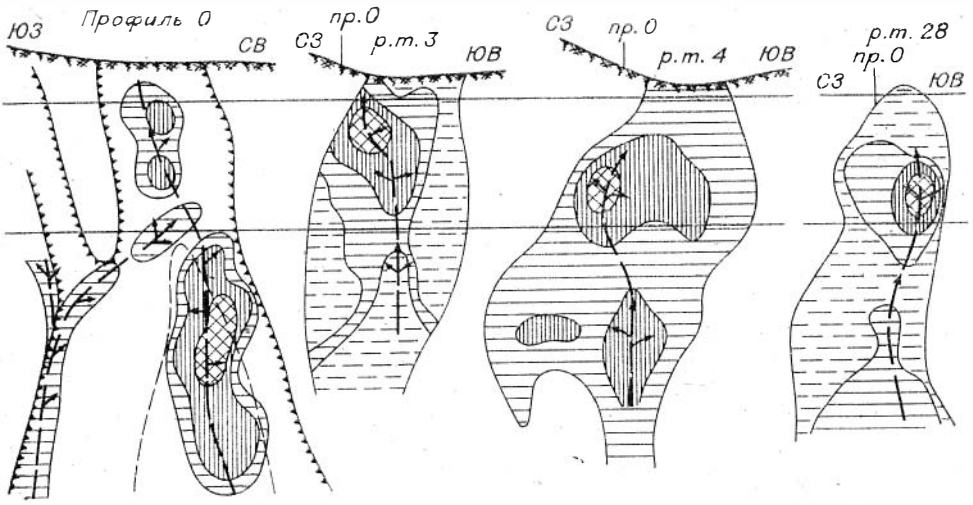


Рис. 71. Схемы пространственного распределения отношений цинк/свинец в поперечном разрезе и на продольных вертикальных проекциях рудных тел Гусляковского месторождения.

вмещающей антиклинали, вторая (юго-западная) в своей нижней части располагается в юго-западном крыле Промежуточной синклинали. В районе горизонта 400 м наблюдается ее раздвоение на юго-западную и северо-восточную ветви. Последняя примыкает к центральной зоне в апикальной части ядра Гусляковской антиклинали. Значения отношения цинк/свинец в центральной зоне более чем в три раза превышают таковые в юго-западной. Судя по приуроченности раздувов мощности и максимумов линейных запасов к участку сочленения осей аномальных значений

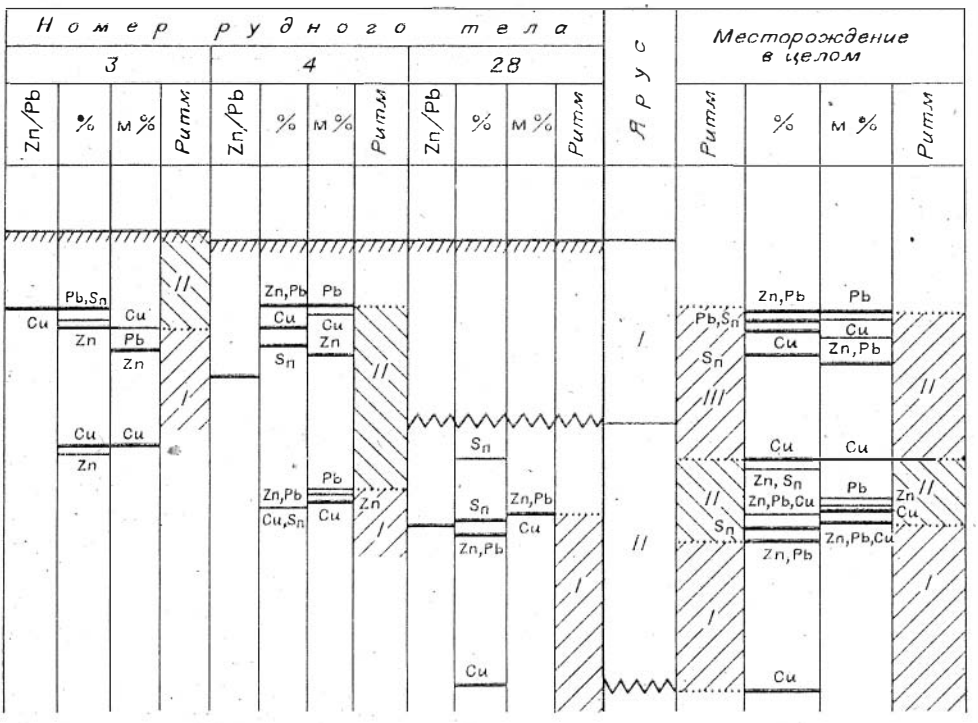


Рис. 72. Схема распределения гипсометрических уровней мод максимумов концентраций (%), линейных запасов (м%) и соотношений цинк/свинец в рудных телах Гусляковского месторождения.

Усл. обозн. см. на рис. 68.

отношения цинк/свинец, последние, как и на месторождении Чекмарь, по-видимому, трассируют зоны повышенной проводимости. В зонах сочленения последних в результате взаимодействия встречных потоков рудоносных растворов происходило формирование рудных столбов. Отдельные рудные тела контролируются едиными или сдвоенными проницаемыми крутопадающими зонами. Подобно месторождению Чекмарь, описанная выше вертикальная зональность осложняется многоэтажной макроритмической зональностью непрерывного и прерывистого типов. Центры тяжести максимумов концентраций и линейных запасов группируются на нескольких сквозных гипсометрических уровнях, довольно выдержанных для месторождения в целом (рис. 72).

Гипсометрический уровень локализации первого яруса богатого оруденения соответствует апикальной части Гусляковской антиклинали, а второй приурочен к замку ядра структуры. Для отдельных рудных тел характерна одно- и двухритмичная, а для месторождения в целом — трехритмичная зональность. Амплитуда ритмов составляет 100—250 м. В связи с пространственной сближенностью максимальных концентраций и линейных запасов различных металлов некоторые из выделенных ритмов характеризуются «спрессованностью» мод различных максимумов, которые можно делить на более мелкие ритмы с амплитудой 20—50 м.

Исследования закономерностей пространственного распределения рудных компонентов рассмотренных месторождений свидетельствуют о формировании гидротермально-метасоматического оруденения II этапа после образования рудовмещающих складок, осложненных разноориентированными системами зон повышенной проницаемости.

ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БЕРЕЗОВСКО-БЕЛОУСОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

НОВО-БЕРЕЗОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Основная закономерность в распределении отдельных рудообразующих компонентов в рудах Ново-Березовского месторождения выявлена еще в первые годы его изучения. Она заключается в смене с юго-востока на северо-запад колчеданно-полиметаллических и колчеданно-медно-цинковых руд медно-пирротиновыми [Иванкин и др., 1961]. П. Ф. Иванкиным пирротиновые руды принимались за корневую часть месторождения, занимающего промежуточное положение в едином зональном ряду гидротермальных объектов, крайними членами которого считались медно-пиритовые месторождения Иртышской зоны смятия и собственно полиметаллические месторождения Рудного Алтая [Иванкин и др., 1961].

Рассматривая зональность гидротермально-метасоматических руд с точки зрения единого зонального ряда, следует, очевидно, исключить ранние пирититы.

Руды гидротермально-метасоматического генезиса достаточно четко делятся на два генетических подтипа: образованные непосредственным замещением пирититов и выполняющие трещинные зоны на контактах литологически разнородных толщ вне видимой связи с телами пирититов. Всего на месторождении известно шесть рудных тел (рудных жил) второго этапа, которые локализованы в четырех тектонических блоках, образуемых плоскостями широтных разломов (рис. 73). Из этих шести рудных жил рудные тела 4 и 4а образованы непосредственным замещением вещества пирититов сульфидами Cu, Pb и Zn. Рудные тела 3, 3а и 1 локализованы в узких линейных тектонических зонах северо-западного простирания, приуроченных к границам литологически разнородных пород. Правильные зональные ритмы с наличием во фронтальных частях высокосвинцовистых руд наблюдаются лишь в рудном теле 4. В нем, состоящем из двух асимметричных частей (исключая многочисленные мелкие кулисораспо-

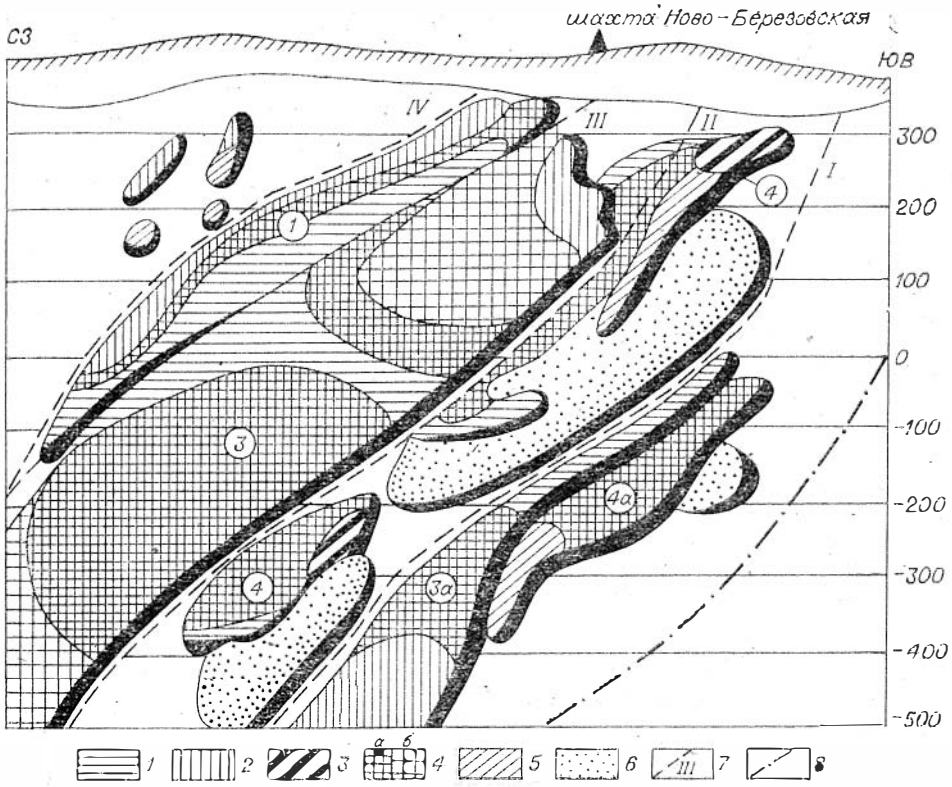


Рис. 73. Зональность Ново-Березовского месторождения по данным тренд-анализа содержаний Cu, Pb, Zn.

1 — Cu, Cu > Zn при Pb → 0; Zn, Zn ≥ Cu + Pb. *2* — Pb. *3* — Pb < Zn при Pb > Cu = 0. *4* — Cu—Zn (*а*), Zn—Cu (*б*). *5* — Cu—Pb—Zn, Cu < Pb при Cu + Pb < Zn. *6* — пириты. *7* — поперечные сбросо-сдвиги (I—IV — Ново-Березовские разломы). *8* — Главный Ново-Березовский разлом. Цифры в кружках — рудные тела.

ложенные и параллельные линзы), выделяются два ритма. Один из них соответствует телу нижней линзы, по восстанию которой существенно медные руды последовательно сменяются медно-цинковыми и свинцово-цинковыми. Второй, более растянутый по восстанию рудного тела ритм приурочен к верхней линзе. Здесь также наблюдается последовательный переход медных руд в медно-цинковые, трехкомпонентные и, наконец, преимущественно свинцовые. В рудных телах 3 и 1 практически отсутствуют значительные содержания свинца. Тем не менее в рудном теле 3 достаточно отчетливо фиксируются верхний и нижний ритмы, разделенные обширной зоной существенно медных (медно-пиритовых) руд с низкими содержаниями цинка. Рудное тело 1 представляет собой как бы единый сильно растянутый ритм, тыловая часть которого приурочена к нижней выклинке, а фронтальная (существенно цинковые пирротиновые руды) расположена вдоль верхней выклинки. Наконец, северо-западнее рудного тела 1 расположены отдельные линзы преимущественно свинцово-цинкового состава — «рудное тело 2». При детальном рассмотрении каждая линза второго тела представляет собой небольшой завершенный ритм. В целом для зоны «рудного тела 2» характерен многоэтажно-ритмический мотив зональности. Рудные тела 3а и 4а исследованы с недостаточной полнотой. Однако наиболее общие закономерности распределения рудных компонентов позволяют выделить в составе обоих рудных тел крупные «запрокинутые» ритмы, обращенные фронтальными частями вниз по склонению рудных тел.

Определенные закономерности в распределении рудообразующих компонентов наблюдаются также и по простиранию рудовмещающей зоны месторождения.

Простая «обратная» ритмика рудных тел 3а и 4а сменяется картиной восходящей полиритмичной многоярусной зональности рудного тела 4, с наиболее полно проявленной дифференциацией вещества. Затем следуют «центростремительные» ритмы рудного тела 3, сменяемые по простиранию единым ритмом рудного тела 1 и полиритмической многоярусной зональностью рудного тела 2. Столь контрастная латеральная изменчивость типов зональности, по-видимому, свидетельствует об определенной самостоятельности развития оруденения юго-восточного блока (рудные тела 3а и 4а). Оруденение центрального и северо-западных блоков может рассматриваться как два зональных ритма: рудное тело 4, образующее самостоятельный ритм, и единый сложный ритм, включающий рудные тела 3, 1, 2. В последнем роль фронтальной зоны играют линзы свинцовистых руд рудного тела 2. Таким образом, «обратная» зональность Ново-Березовского месторождения есть следствие проявления полиритмичности в распределении рудных компонентов по простиранию рудной зоны. Особого внимания заслуживает рудное тело 4, образованное непосредственным замещением пирититов поздними гидротермальными растворами. Здесь наиболее полно и глубоко прошел процесс дифференциации рудного вещества, что указывает на длительность и относительную стабильность проработки этого участка. В позиции рудного тела 4 закартирована тектоническая зона 2-го Ново-Березовского разлома. Простирание зоны в целом направлено под острым углом по отношению к 1-му Ново-Березовскому разлому, служащему естественной геологической границей юго-восточного (рудные тела 3а, 4а) и центрального блоков месторождения (рудные тела 3 и 4). Морфологически зона фиксируется слабой милонитизацией, локальными зонками дробления. Зона имеет переменную мощность: от 1 до 10—12 м, часто ветвится, образуя расходящиеся и сходящиеся ветви. Простирание и падение зоны также изменяются в довольно широких пределах: в целом имея довольно крутое запад-северо-западное падение и простирание на восток-северо-восток, в плане и разрезе зона образует плавные изгибы, отклоняясь на 5—6, реже 10—15°. В массиве диоритов, выполняющем висячий бок месторождения, зона фиксируется струями хлоритизации и эпидотизации, сопровождаемыми тонкими пылевидными стяжениями рудных минералов, в основном пылевидного сфалерита, образующего венчики вокруг округлых выделений эпидота. Зона насыщена дайками микродиабазов, относящихся к самому молодому нижнекаменноугольному (?) комплексу [Козлов, Иванов, 1978; Иванов, 1984]. Несмотря на «молодой» возраст, дайки интенсивно изменены. Эти изменения почти не сопровождаются механическими деформациями, а заключаются в полном замещении тел даек агрегатами амфибол-хлорит-эпидотового состава.

Все изложенные факты говорят о том, что описанная зона несет следы глубокой гидротермальной проработки в тектонически спокойной обстановке, т. е. является устойчивым эффективным флюидопроводником [Поспелов, 1963]. Наиболее ярко изменения, сопряженные с зоной 2-го Ново-Березовского разлома, проявлены на уровне III—V горизонтов, на VI—VII горизонтах зона разлома фиксируется просто механическими деформациями (рассланцеванием) и серией маломощных слабо измененных диабазовых даек. Суммарные амплитуды перемещения по зоне (отдельным трещинам и группе трещин) не превышают 1—1,5 м. На продольной вертикальной проекции участок, в пределах которого в зоне 2-го Ново-Березовского разлома слабо проявлены или вовсе отсутствуют гидротермальные изменения, соответствует разрыву в сплошности оруденения рудного тела 4 и развитию участка относительно обедненными металлами существенно медно-пиритовых руд в центральной части рудного тела 3. В пределах рассматриваемой зоны обнаруживаются следы растяжения. Так, в одном из слоевых квершлагов VI горизонта вскрыта крупная брекчированная будина пирититов с признаками обрушения обломков в верхней части. Обломки пирититов цементируются темно-зеленой хлоритовой массой.

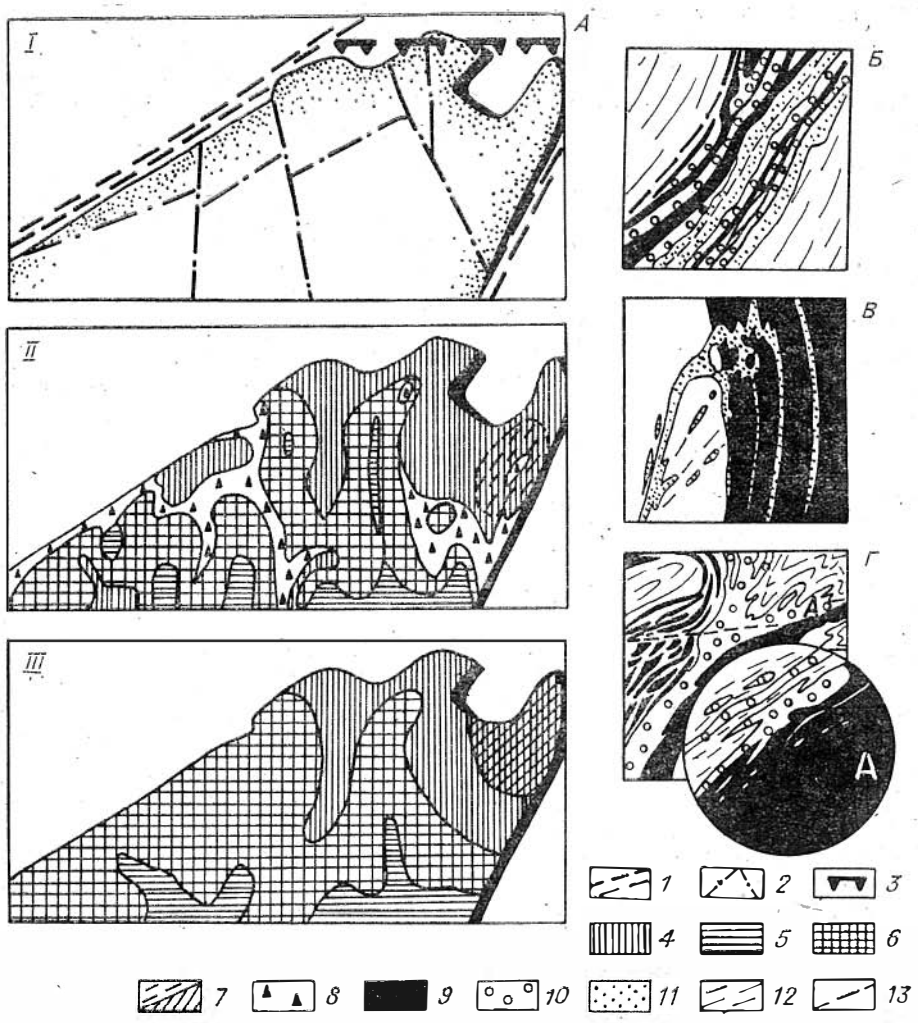


Рис. 74. Характер распределения рудообразующих компонентов в рудном теле 3 Ново-Березовского месторождения (*А*). *Б*, *В*, *Г* — локальные изменения в распределении рудного вещества под воздействием факторов внутрирудной тектоники.

I — контур рудного тела и его структурная рама: *1* — широтного простирания сбросо-сдвиги, сохраняющие подвижность во время рудообразовательного процесса; *2* — связанные с ними синрудные трещины, фиксируемые в горных выработках; *3* — рудовмещающая зона северо-западного простирания, расположенная параллельно плоскости чертежа. II — распределение типов руд по данным обработки по программе «сплайн-интерполяция»: *4* — Zn, Zn ⩾ Cu; *5* — Cu, Cu > Zn; *6* — Cu ≅ Zn; *7* — Pb; *8* — пирротин. III — реконструкция первичной зональности гидротермального процесса. *Б* — в жиле, выполненной полосчатой медно-цинковой рудой, проявлениями внутрирудной тектоники подновляется трещина в центральной части жилы, по которой образуется прожилок мономинерального пирротина (соотношение типа «жила по жиле»). *В* — образование псевдополосчатой текстуры в мономинеральных сфалеритовых рудах при инъецировании рассланцованного сфалеритового агрегата тонкими жилками пирротина. *Г* — метаморфогенная дифференциация при локальном динамометаморфизме медно-цинковых руд вблизи плоскости широтного разлома: *9* — мономинеральные сфалеритовые руды; *10* — мономинеральные халькопиритовые руды или биминеральные халькопирит-пирротиновые руды; *11* — мономинеральные пирротиновые руды; *12* — рудовмещающие сланцы; *13* — подновленная трещина (см. *Б*).

Таким образом, в середине центрального блока, вмещающего рудные тела 4 и 3, по-видимому, функционировала рудоподводящая проницаемая устойчивая зона, следы активности которой проявлены во всех пересекаемых породах.

Внутрирудная тектоника вносила ощутимые «коррективы» в перераспределение рудных компонентов. Признаки метаморфогенной дифференциации вещества, грубого рассланцевания руд в наиболее подвижных участках показаны на рис. 74. Широтные сбросо-сдвиги сохранили свою подвижность на протяжении всего рудообразующего процесса. На рис. 74 отражено распределение рудообразующих элементов в зоне верхней выклинки рудного тела 3 по данным обработки результатов

химических анализов руд методом сплайн-интерполяции. Намечается следующая закономерность: неправильных очертаний область развития преимущественно цинковых руд, в юго-восточном фланге которой содержится нечетко очерченная зона, обогащенная свинцом, сменяется по падению сложно очерченной зоной медно-цинковых руд. На границе «цинковой» и «медно-цинковой» зон развиты прерывистые тела, сложенные мономинеральными пирротиновыми рудами, лишенными меди и цинка. Их пространственное размещение соответствует конфигурации сетки внутрирудных трещин, причем сепарация меди и цинка в медно-цинковых рудах и возникновение определенных типов полосчатых текстур имеют, по всей вероятности, метаморфогенную природу. Азональное распределение рудного вещества в данном случае представляет собой продукт нарушенной нормальной ритмики гидротермального процесса. На рис. 74 показан также предполагаемый вид ненарушенной внутрирудными тектоническими процессами зональности. Таким образом, в пределах Ново-Березовского месторождения проявляется полиритмическая латеральная и вертикальная рудная зональность прерывистого и непрерывного типов, осложненная внутрирудной тектоникой.

КРАСНОЯРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Это месторождение не вскрыто горными работами. Однако густота сети опробования позволяет провести обработку данных химических анализов руд по методике, аналогичной методике Ново-Березовского месторождения. В распределении рудообразующих компонентов в контурах рудных тел наблюдаются следующие закономерности.

Рудное тело северо-западной рудоносной зоны имеет достаточно простое строение: по восстанию руды медно-цинкового и цинкового состава сменяются полиметаллическими с примерно равными содержаниями свинца и цинка.

Рудные тела юго-восточной зоны имеют отчетливо выраженную тенденцию к увеличению удельной доли свинцовистых (цинково-свинцовых и свинцово-цинковых) руд в направлении с северо-запада на юго-восток (рис. 75). Небольшое рудное тело, расположенное юго-восточнее, обнаруживает все признаки правильного зонального ритма с существенно свинцовой фронтальной частью и тыловой зоной, выполненной медистыми ру-

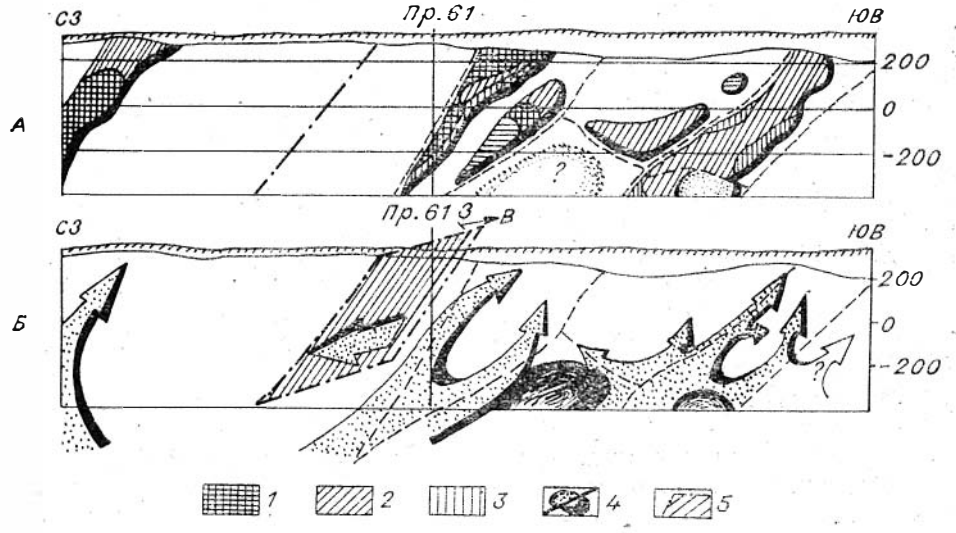


Рис. 75. Зональность руд (*А*) и направление миграции рудообразующих растворов (*Б*) Красноярского месторождения.

1 — Cu—Zn, Cu ≤ Zn при Pb ≪ Cu; *2* — Cu—Pb—Zn, Cu < Pb при Cu + Pb ≤ Zn; *3* — Zn, Zn ≥ ≥Cu + Pb; *4* — пириты; *5* — Главный Ново-Березовский разлом.

дами. Наконец, на крайнем юго-восточном фланге месторождения фиксируются в целом полиметаллические высокосвинцовистые тела. Обработка данных по распределению соотношений рудообразующих компонентов в контурах рудных тел позволила наметить ряд внутрирудных проницаемых зон, представляющих собой, очевидно, крупные тектонические трещины. Эти зоны отсутствуют на существующих геологических схемах месторождения. На наш взгляд, это заслуживает пристального внимания, поскольку с фиксируемой на юго-востоке пологой проницаемой зоной, погружающейся на юго-восток, определенно совпадает погружение нижней кромки свинцовистых руд в целом по рудоносной зоне. Сочетание направлений проницаемых зон с направлениями элементов зональности указывает на то, что в настоящее время в объеме юго-восточной зоны месторождения вскрыта лишь верхняя часть крупного зонального ритма, нижняя граница которого полого погружается на юго-восток, и смену зон следует ожидать в северо-западном направлении, параллельно склонению рудных тел. Здесь же не исключено выявление тел незамещенных пирититов.

В целом Ново-Березовское и Красноярское месторождения имеют сходную полиритмическую многоярусную зональность гидротермально-метасоматического типа.

БЕЛОУСОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В отличие от Ново-Березовского зональность Белоусовского месторождения традиционно описывалась как «малоконтрастная». На наш взгляд, это обстоятельство объяснялось многими причинами, среди которых главная — неравномерность вскрытия и изученности месторождения. Авторам впервые удалось изучить все рудные объекты месторождения. Главные закономерности распределения ведущих рудообразующих компонентов в контурах Белоусовского месторождения заключаются в следующем. В залежах первого морфологического типа определенно устанавливается несколько форм проявления зональности. Занимающая центральное положение в своде Белоусовской структуры залежь 2 обладает характерной полосчатой зональностью. При этом наблюдается определенная ритмика в относительном распределении полос: зона преимущественно цинковых руд образует протяженную полосу, совпадающую с направлением простирания залежи. Эта полоса разделяет залежь на две вытянутые симметричные зоны, соответствующие северо-западному и юго-восточному флангам залежи. В их расположении наблюдаются обратные тенденции: фронтальная часть зонального ритма юго-восточного фланга направлена в сторону падения, в то время как симметричная часть ритма северо-западного фланга ориентирована по восстанию залежи.

В пределах залежей 1 и 5 отмечаются признаки пространственного совмещения нескольких типов зональности. Прежде всего в них проявляется малоконтрастная сквозная «фоновая» зональность, обусловленная постепенным нарастанием к верхним выклинкам залежей доли медно-цинковой минерализации (рис. 76).

На этом фоне формируется система пространственно-дифференцированных разнометалльных компактных рудных столбов, ориентированных под острым углом относительно верхней и нижней кромок рудных залежей, и менее выраженных полос, обогащенных рудными компонентами, аналогичных залежи 2.

Второй морфологический тип (залежи 4 и 6) характеризуется отчетливо выраженной симметричной зональностью, проявленной в увеличении относительных содержаний цинка и свинца к флангам и локализации небольших обогащенных медью участков в центральных частях залежей (рис. 77).

Для рудных залежей третьего морфологического типа характерно несколько искаженное полиритмическое распределение рудного вещества.

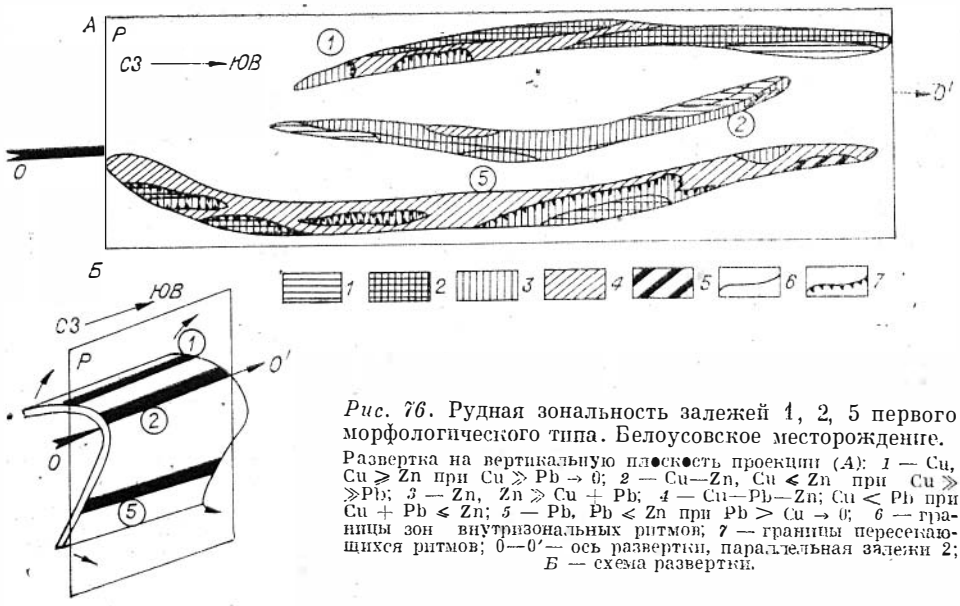


Рис. 76. Рудная зональность залежей 1, 2, 5 первого морфологического типа. Белоусовское месторождение.

Развертка на вертикальную плоскость проекции (*А*): *1* — Cu, Cu ≥ Zn при Cu ≫ Pb → 0; *2* — Cu—Zn, Cu ≤ Zn при Cu ≫ ≫Pb; *3* — Zn, Zn ≫ Cu + Pb; *4* — Cu—Pb—Zn; Cu < Pb при Cu + Pb ≤ Zn; *5* — Pb, Pb ≤ Zn при Pb > Cu → 0; *6* — границы зон внутризональных ритмов; *7* — границы пересекающихся ритмов; 0—0′ — ось развертки, параллельная залежи 2; *Б* — схема развертки.

Зональные ритмы здесь неполные, контуры их вытянуты вдоль склонения залежей. Подобная малоконтрастная зональность, по-видимому, является следствием «незавершенности» и относительно малой интенсивности гидротермальных процессов (рис. 78).

Наконец, для оруденения четвертого морфологического типа характерна прерывистая зональность с неполными ритмами. Этот участок месторождения сходен с рудным телом 2 Ново-Березовского месторождения, где каждой линзе соответствует неполный зональный ритм (см. рис. 78).

Таким образом, среди рудных тел Белоусовского месторождения намечено три типа зональности: непрерывный полиритмический; совмещенный полизональный; прерывистой зональности, в котором различаются два подтипа — прерывистая повторяющаяся зональность с сокращенными зональными ритмами и малоконтрастными зонами внутри отдельных ритмов и прерывистая сквозная вертикальная зональность.

Формирование рассмотренных типов зональности находит объяснение с точки зрения гидротермально-метасоматической гипотезы происхождения полиметаллического оруденения. В пределах Березовского и Белоусовского месторождений намечается система рудоподводящих и рудораспределяющих проницаемых структур, которые функционировали в период гидротермально-метасоматического рудообразования. Структурно-металлогенические особенности условий рудоотложения в различных участках рудного поля, неоднородное влияние предрудных пирититов предопределили многообразие типов зональности. Однако главная общая закономерность рудной зональности Березовско-Белоусовского рудного поля обусловлена развитием ее в пределах дизъюнктивных структур,

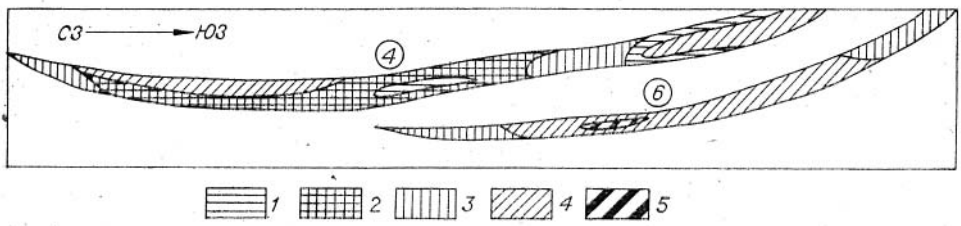


Рис. 77. Рудная зональность залежей 4 и 6 второго морфологического типа. Белоусовское месторождение.

1 — Cu, Cu ≥ Zn при Cu ≫ Pb → 0; *2* — Cu—Zn, Cu ≤ Zn при Cu ≫ Pb; *3* — Zn, Zn ≫ Cu + + Pb; *4* — Cu—Pb—Zn, Cu < Pb при Cu + Pb ≤ Zn; *5* — Pb, Pb ≤ Zn при Pb > Cu → 0.

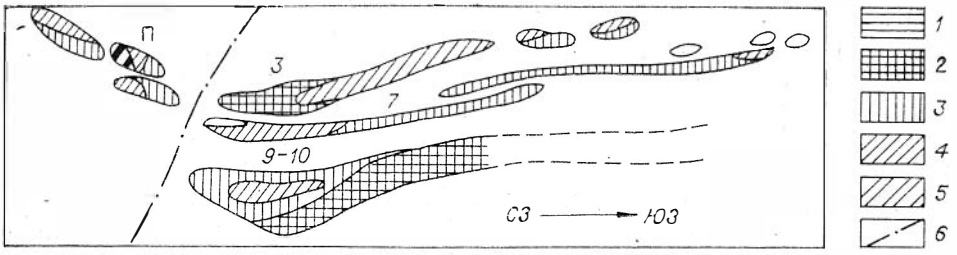


Рис. 78. Рудная зональность залежей третьего и четвертого морфологических типов. Белоусовское месторождение.

1 — Cu, Cu ≥ Zn при Cu ≫ Pb → 0; *2* — Cu—Zn; Cu ≤ Zn при Cu ≫ Pb; *3* — Zn, Zn ≫ Cu + Pb; *4* — Cu—Pb—Zn, Cu < Pb при Cu + Pb ≤ Zn; *5* — Pb, Pb ≤ Zn при Pb > Cu → 0; *6* — разлом. Цифры — номера залежей; П — зона «Прогресс».

сформировавшихся в предрудный период. Внутри- и послерудные тектонические дислокации оказали определенное влияние на детали морфологии рудных залежей и их зональности, однако роль их подчиненна по сравнению с предрудными рудоконтролирующими факторами.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ БЕРЕЗОВСКО-БЕЛОУСОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Первая попытка реконструкции флюидно-гидродинамических систем отдельных месторождений и групп месторождений Иртышской зоны смятия принадлежит П. Ф. Иванкину. Специфические черты металлогении позволили П. Ф. Иванкину и другим исследователям рассматривать всю совокупность рудных объектов Иртышской зоны смятия как естественный зональный геохимический ряд. При этом подразумевалось образование групп месторождений в течение сравнительно короткого отрезка времени в результате проявления на всем протяжении Иртышской зоны смятия генетически и хронологически единого постмагматического гидротермального процесса.

Дискретность в распределении отдельных месторождений и групп месторождений по простиранию зоны объяснялась наличием обособленных конусовидных магмо- и рудопроводящих систем — рудно-магматических пучков [Иванкин, 1961]. В дальнейшем, особенно в последнее десятилетие, в связи с развитием концепции гидротермально-осадочного генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений и последующего их динамометаморфизма или термальной переработки вопрос о возможности палеореконструкций путей миграции гидротермальных растворов не ставился вообще. Авторами настоящей работы на основе новых представлений о структурах изученных объектов и интерпретации данных рудных зональностей проведено объемное моделирование флюидных динамических систем отдельных месторождений Березовско-Белоусовского рудного поля.

НОВОБЕРЕЗОВСКО-КРАСНОЯРСКИЙ «РУДНЫЙ УЗЕЛ»

Сопоставив наблюдаемые геологические факты с выявленными закономерностями распределения рудообразующих компонентов, можно наметить следующую наиболее вероятную схему миграции рудоносных растворов в объеме Ново-Березовского месторождения.

Рудоносные гидротермальные растворы мигрировали в структуру месторождения с восток-северо-востока по сопряженной системе 1-го и 2-го Ново-Березовских разломов. Проницаемость вмещающих пород обусловила формирование двух потоков — «верхнего» и «нижнего», разделенных малопроницаемой зоной (рис. 79). Вторжение флюида в проницаемую, но относительно спокойную зону способствовало развитию в

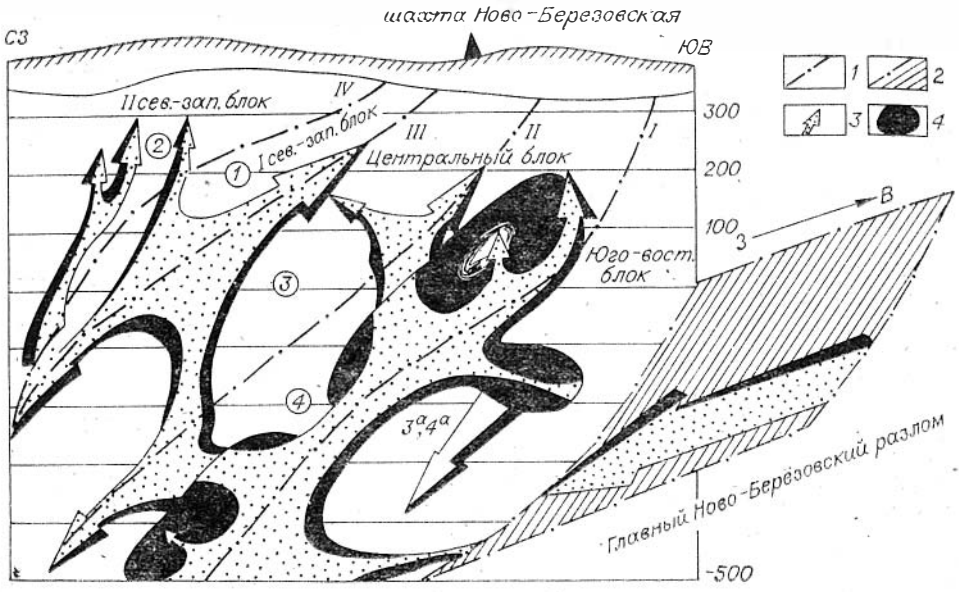


Рис. 79. Схема миграции рудообразующих растворов в структуре Ново-Березовского месторождения.

1 — Ново-Березовские разломы (I—IV); *2* — плоскость Главного Ново-Березовского разлома; *3* — направление движения потоков; *4* — пириты. Цифры в кружках — номера рудных тел.

пиритоносной толще двух очагов активного растворения и замещения пиритов, соответствующих верхней и нижней линзам рудного тела 4. Далее растворы по зоне 2-го Ново-Березовского разлома проникали в крутую тектоническую зону северо-западного простирания, приуроченную к контакту пиритоносных сланцев и алевролитов. Фильтруясь в зоне с юго-востока на северо-запад, поток формировал пирротиновые руды тела 3. В области пересечения проницаемой структуры северо-западного простирания широтным сбросо-сдвигом (3-й Ново-Березовский разлом) поток перераспределялся вдоль зоны, проникая в северо-западное крыло сброса в область формирования жильного тела 1 (см. рис. 79).

Геологические данные свидетельствуют о проявлении синрудных пластических течений: в сливной руде часто встречаются сдавленные обломки вмещающих пород, обнаруживающие следы вращения и волочения. В поперечных разрезах наблюдаются признаки перераспределения металлов к зальбандам жильных тел, иногда в их центральных частях образуются продольные зоны хлоритолитов. Это особенно характерно для рудного тела 3. В северо-западном блоке месторождения (рудное тело 1) миграция флюида шла как вдоль ограничивающих блок субширотных сдвигов, так и широким фронтальным потоком. Что касается юго-восточного блока, то, по имеющимся данным, здесь сформировался устойчивый поток, направленный от мощного тела пиритов вниз по склонению и падению рудовмещающей структуры, чем и вызвана обратная зональность в размещении рудообразующих компонентов рудных тел $3^а$ и $4^а$.

В целом миграция флюидов на месторождении осуществлялась в основном в центробежных, восходящих и нисходящих потоках, направленных относительно линии 2-го Ново-Березовского разлома и положения рудного тела 4 в основном с юго-востока на северо-запад.

Рудообразующая система Красноярского месторождения представляется следующим образом. Северо-западное рудное тело сформировано восходящим потоком, латеральная составляющая которого плавно отклоняется с северо-западного направления в нижней части рудного тела до обратного, юго-восточного — верхней части рудного тела. Юго-восточную зону оруденения формирует восходящий поток, направление которого в целом совпадает с направлением восстания рудных тел в продольном раз-

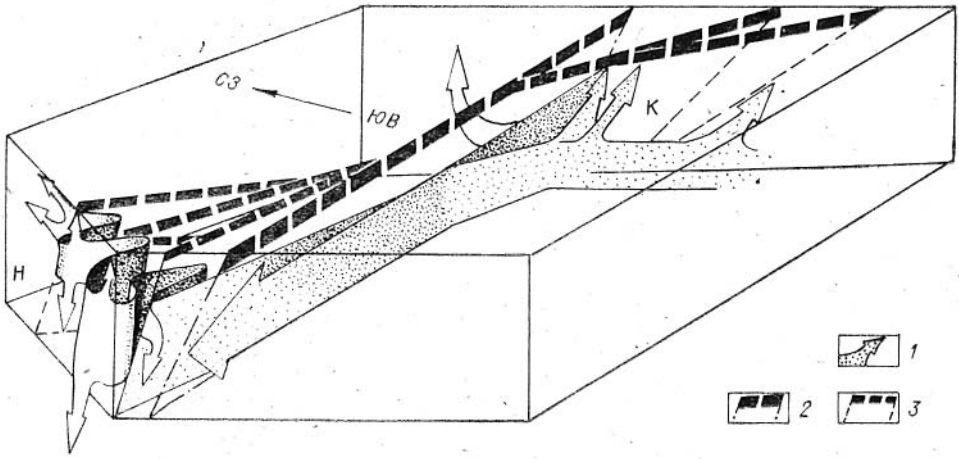


Рис. 80. Схема миграции гидротермальных растворов в структурах Новоберезовско-Красноярского узла.

1 — направление движения потоков; *2* — Главный Ново-Березовский разлом; *3* — проницаемые поперечные зоны, формирующие каркас месторождений (Н — Ново-Березовское, К — Красноярское месторождения).

резе. Поток имеет устойчивую латеральную составляющую юго-восточного направления (рис. 80). Как и на Ново-Березовском, на Красноярском месторождении гидротермальные потоки расположены центробежно относительно зоны Главного Ново-Березовского разлома. Пространственное положение векторов гидротермальных потоков относительно зоны Главного разлома и положение Главного разлома относительно структур обоих месторождений позволяет считать Главный Ново-Березовский широтный сбросо-сдвиг своеобразной осью Новоберезовско-Красноярского «рудного узла» (см. рис. 80).

При явной флюидораспределяющей роли оперяющих его структур, к которым относятся как 1—4-й Ново-Березовские разломы, так и крутые проницаемые структуры Красноярского месторождения, главный Ново-Березовский разлом следует считать региональным «флюидоводом» северо-западного фланга Березовско-Белоусовского рудного поля.

БЕЛОУСОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Как уже отмечалось, структура Белоусовского месторождения представляет собой сложное антиклиналеподобное сооружение, юго-западное крыло которого геометрически подобно фрагменту линейной складки, а северо-восточное представляет собою серию крутопадающих «чешуй». Рассматриваемая структура осложнена системой субгоризонтальных и кососекущих субширотных нарушений, установленных в горных выработках. Внутреннее строение ее обусловлено сочетанием крутопадающих пластинчатых и субгоризонтальных сигарообразных жестких глыб, разделенных обволакивающими их пластичными тектоносланцами.

Подобная структура предопределила развитие двух ортогонально перекрещивающихся рудных потоков: более интенсивного продольного, сублатерального, ориентированного с северо-запада на юго-восток, и кососекущего, восходящего, направленного (рис. 81) с юго-запада на северо-восток. «Корневые» зоны одного из них предположительно приурочены к Потаповской субширотной зоне интенсивного рассланцевания, а второго — к субширотному дизъюнктивному нарушению, ограничивающему структуру Белоусовского месторождения с юго-востока. Рассматриваемые потоки, по-видимому, разновременны, причем более древний из них латеральный поток, с которым связано формирование медно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической ассоциаций, а с более молодым, восхо-

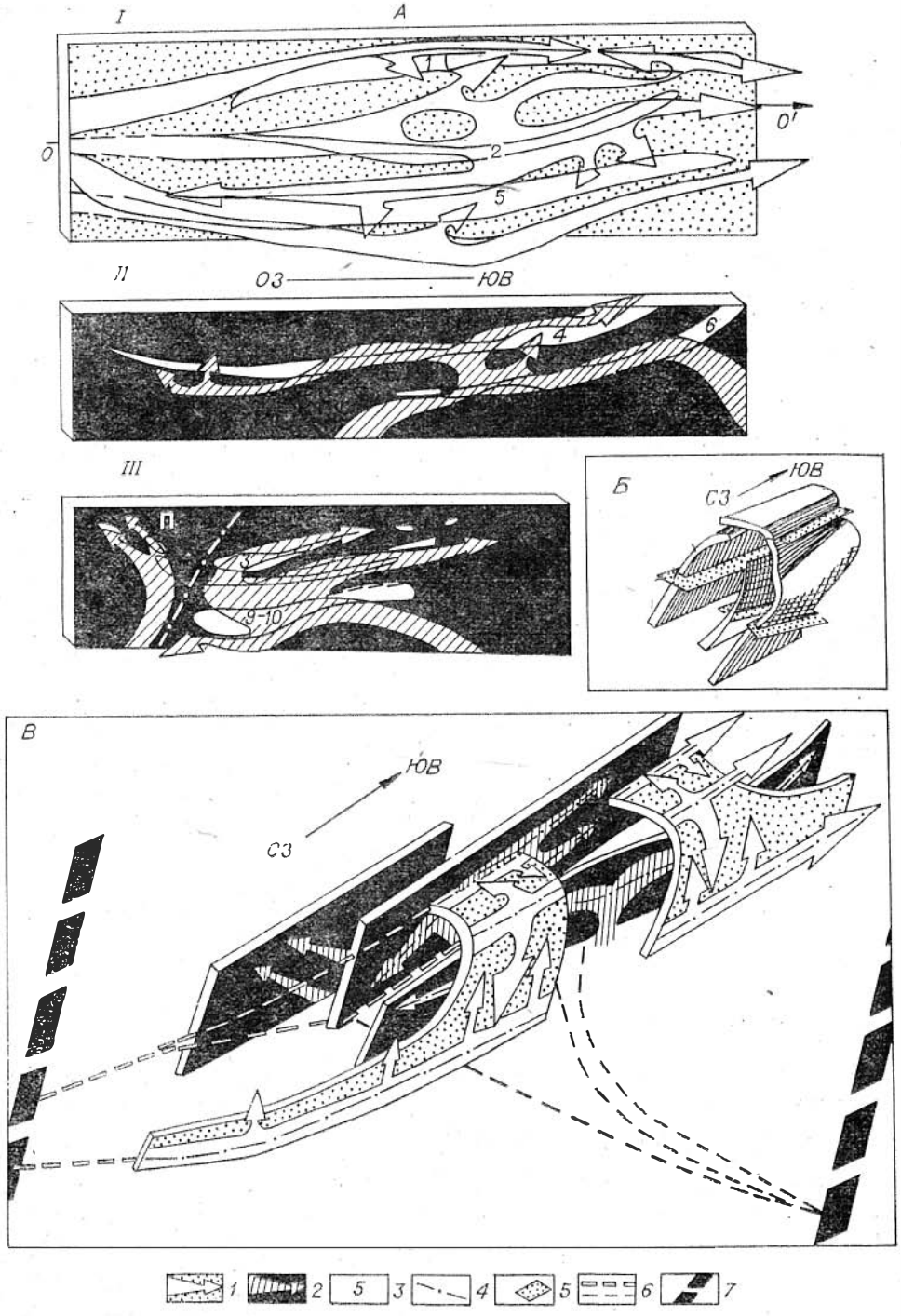


Рис. 81. Схема миграции рудоносных растворов в структуре Белоусовского месторождения.

А — схема миграции рудоносных растворов в структурах, локализующих различные морфологические типы оруденения: I — строение системы встречных потоков, формирующих залежи первого морфологического типа; II—III — восходящие потоки, формирующие рудные объекты второго-четвертого морфологических типов; *Б* — схема формирования продольных проницаемых структур; *В* — объемная схема флюидодинамической системы Белоусовского месторождения. *1* — «латеральный» поток, формировавший залежи первого морфологического типа, стволовая зона; *2* — восходящий поток, формировавший залежи второго-четвертого морфологических типов, стволовая зона; *3*, *4* — синрудные проницаемые структуры; *5* — предполагаемое продолжение рудоподводящих структур; *6*—номера рудных залежей (П—зона «Прогресс»); *7*—главные рудоподводящие структуры (слева — Потаповская разломная зона широтного простирания, справа — предполагаемая рудоподводящая структура).

дящим — полиметаллической минерализации с повышенными содержаниями блеклых руд (залежь 3).

Строение латерального потока определяется структурными неоднородностями экранирующей толщи зеленых сланцев, а также флексурными изгибами, пережимами и раздувами толщи тектоносланцев. В зоне рудоотложения (залежи 1, 2, 5) он расщепляется на три главные ветви: осевую, приуроченную к шарниру структуры (залежь 2), и фланговые северо-восточную (залежь 1) и юго-западную (залежь 5). Эти потоки осложнены серией нисходящих, восходящих и встречных струй, причем частные нисходящие потоки направлены от осевого к фланговым потокам. В зонах встречного или перекрестного взаимодействия частных потоков, как правило, формируются рудные столбы (см. рис. 81, *А*).

Поперечный восходящий поток имеет в целом центробежное строение, причем расходящиеся его ветви подчинены морфологии субгоризонтальных проницаемых зон. С развитием этого потока связано формирование залежей 3, 4, 6, 7, 9, 10 (II—IV морфологические типы).

Глава 6

ПРИНЦИПЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗОН СМЯТИЯ

Под прогнозом обычно понимается «предвидение изменений в развитии и исходе каких-либо событий, явлений, процессов на основе полученных данных» [БСЭ, 1955, т. 34, с. 581]. В прогнозах состояния окружающей среды, гидрогеологических, климатических, метеорологических и других используются различные методы, которые можно разделить на четыре группы: 1) общенаучные методы; 2) экспертная оценка, или анкетирование; 3) экстраполяция; 4) моделирование [Окружающая среда..., 1983].

Геологические прогнозы относятся к классу так называемых нормативных прогнозов, поскольку обычно задаются заранее определенные критерии, цели и нормы. В прогностике полезных ископаемых в той или иной мере используются все перечисленные методы (рис. 82).

Общенаучные методы основаны на выявлении поисковых признаков и поисковых критериев, установлении связей тех или иных полезных ископаемых с определенными осадочными, вулканическими, магматическими и метаморфическими формациями. При этом используются историко-генетические, сравнительно-геологические методы и выводы по аналогии. Примером могут служить прогнозно-металлогенические карты различных масштабов. Методы экспертной оценки широко применяются в практике, например для оценки перспектив рудоносности того или иного района, обоснования прогнозов, организации горно-добывающих предприятий. Возможности этого метода далеко не исчерпаны в плане совершенствования системы отбора экспертов, математических методов сбора необходимой информации и обработки экспертных оценок.

Методы экстраполяции основаны на выявлении определенных пространственно-статистических закономерностей распределения оруденения и использования их для прогнозных целей. С помощью качественных или количественных методов проводится анализ латерального или вертикального размещения плотностей оруденения, устанавливаются элементы латеральной и вертикальной периодичности локализации рудных полей, месторождений, рудных тел и зон минерализации, исследуются тенденции зональности оруденения, позволяющие проводить экстраполяционную или интерполяционную оценку прогнозируемых рудных объектов.

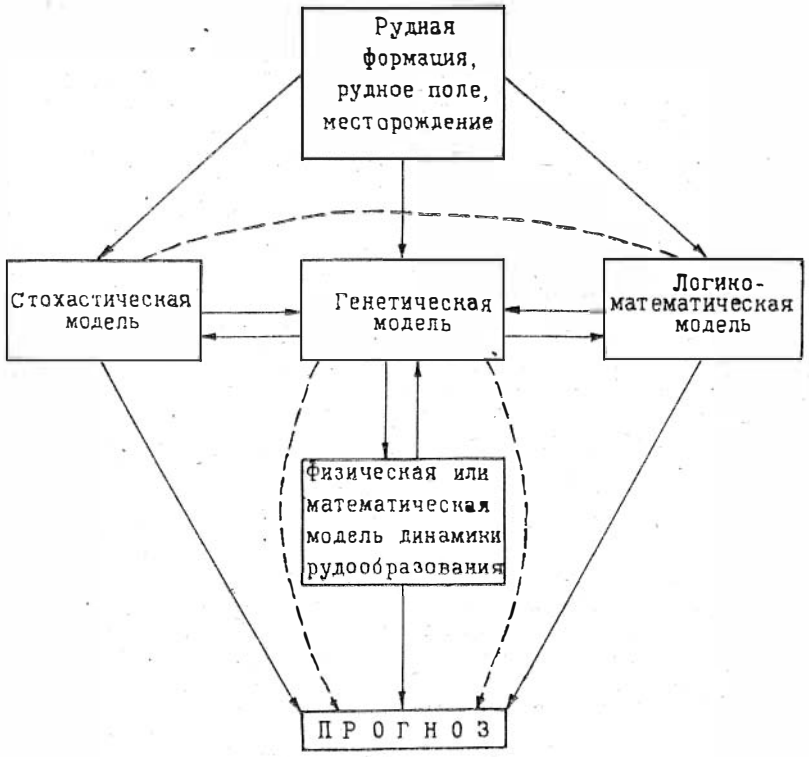


Рис. 82. Схема соотношения генетических, стохастических и логико-математических методов локального прогнозирования скрытого оруденения.

По мере повышения требований к точности и детальности прогнозирования рудных районов, рудных полей и месторождений повышаются требования к количественной стороне и адекватности генетических моделей природным явлениям, масштабу которых должен соответствовать и ранг моделей. Так, при мелкомасштабном металлогеническом прогнозировании в зависимости от детальности исследований необходимо построение не только моделей рудных формаций, но и моделей рядов и серий рудных формаций, выделенных В. А. Кузнецовым [1975].

С повышением детальности и локальности прогноза необходимы генетические модели конкретных рудных районов и определенных геологических ситуаций (рудных узлов, рудных полей, месторождений и даже их отдельных участков), основой которых может служить ограниченный набор типовых генетических моделей и процессов. Решение практических задач требует и разработки таких методов локального прогнозирования скрытого оруденения, которые позволили бы в районах известных рудных полей и особенно в районах действующих горно-рудных предприятий с определенной вероятностью предсказать пространственное положение слепых рудных залежей, возможную интенсивность и масштабы распространения оруденения, границы выклинивания частично разведанных рудных тел, многоэтажность рудной минерализации и т. д. Как справедливо отметил В. М. Крейтер [1940, с. 486], «разведка и изучение месторождений — достаточно детальный и непрерывный процесс, начинающийся с момента открытия данного месторождения до полной его выработки».

Наиболее «геологичный» и, по-видимому, перспективный способ прогнозирования заключается: в построении генетической модели рудной формации, рудного поля, месторождения, создании на ее основе физической или математической модели рудообразующего процесса и затем путем решения обратной задачи — качественное или количественное предсказание оруденения. Следует отметить, что на этом пути возника-

ют определенные затруднения, связанные прежде всего с однозначностью генетических интерпретаций и последующего моделирования геологических явлений. В этом отношении весьма показательна многолетняя дискуссия между сторонниками эффузивной и интрузивной гипотез, не утратившая своей остроты и в настоящее время.

Благодаря работам В. И. Смирнова, Г. Ф. Яковлева, Г. Н. Щербы, Г. А. Твалчрелидзе и многих других сформировались представления о генетическом и формационном разнообразии, полигенности и полихронности колчеданно-полиметаллических месторождений. Дискутируются условия образования того или иного рудного района, месторождения, причем эти представления оказывают непосредственное влияние на постановку региональных и локальных поисковых работ.

Теория моделирования рудообразующих систем сейчас в стадии становления, хотя для ее создания уже многое сделано. В частности, на качественном уровне разработаны эндогенные и комбинированные физические модели флюидогенных рудообразующих систем [Поспелов, 1962, 1963], элементы общей теории динамики гетерогенных геохимических процессов [Голубев, Шарапов, 1974], программы для ЭВМ по моделированию сложных химических взаимодействий в природных гетерогенных системах путем минимизации свободной энергии [Карпов и др., 1976], решен ряд задач тепло- и массообмена в магматогенных рудообразующих системах и т. д. Вместе с тем для моделирования полигенных и полихронных рудообразующих систем с целью локального количественного прогнозирования скрытого оруденения еще предстоит многое сделать. Помимо углубленных геологических исследований рудных формаций необходимы экспериментальные исследования термобарогеохимии, констант скоростей гетерогенных геохимических реакций, скоростей фильтрации рудоносных флюидов, растворимости минералов и других параметров рудообразующих систем.

До 40-х годов у исследователей Рудного Алтая предпочтительной считалась точка зрения об эпигенетическом, плутоногенном происхождении колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с малыми интрузиями кислого состава. При этом учитывались литолого-стратиграфический и структурный факторы локализации руд, однако решающее значение отводилось магматическому контролю. Под влиянием работ А. Н. Заварицкого [1943] в 50-х годах пересмотрен генезис ряда колчеданно-полиметаллических месторождений и соответственно наметились новые подходы в прогнозной оценке рудных районов — локализация рудных полей в пределах древних вулканических аппаратов [Левоник, 1950], приуроченность оруденения к трем основным горизонтам рудноалтайских вулканогенных толщ, генетическая связь оруденения с остаточными постмагматическими очагами девонского вулканизма [Щерба, 1968; Кузебный, 1975; и др.].

Генетические представления использовались геологами-практиками в процессе локального прогнозирования и увязки разведочных данных. Например, исходя из предположения о залегании рудных тел, согласном с вулканогенно-осадочными слоистыми толщами, и преимущественной их приуроченности к ядру ревнюшинской антиклинали, в 1958 г. подсчитаны запасы и пересмотрены геологические данные по Зыряновскому месторождению (Рудный Алтай). Последующие эксплуатационные работы показали ошибочность этих представлений и не подтвердили запасы на 40%, что поставило в затруднительное положение свинцово-цинковый комбинат. Аналогичная ситуация сложилась в свое время на Гайском медно-колчеданном и некоторых месторождениях Березовско-Белоусовского рудного поля.

В практике локального прогнозирования рудных месторождений, по-видимому, еще долго будут использоваться эмпирические методы, основанные на некоторых генетических представлениях и принципах аналогий. В этом отношении перспективно дальнейшее развитие логико-математических и статистических подходов при мелко- и крупномасштаб-

ном металлогеническом анализе рудных районов. На первый взгляд эти методы являются агенетическими. Однако во всякой детерминированной модели определяющие признаки выбираются с учетом генетических представлений. Логико-математические модели эффективно использовались рядом исследователей для классификации рудных формаций [Константинов, 1973], оценки рудных районов на различные виды полезных ископаемых [Кренделев, 1977; Константинов, 1979; и др.]. Коллективом исследователей, возглавляемым Н. Г. Загоруйко (Институт математики СО АН СССР), разработан пакет программ логико-математической обработки таблиц экспериментальных данных и, в частности, задач эмпирического прогнозирования. Привлекательность этих методов состоит в возможности использования разношкальных признаков, в том числе количественных и качественных, в их высокой априорной неопределенности, большом числе признаков, пропусках в таблицах и т. д.

Рассмотрим ниже «формальные» принципы прогнозирования оруденения, основанные на некоторых статистических закономерностях, и «неформальные» подходы, использующие общегеологические поисковые критерии и качественные модели рудообразующих систем.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Исследование характера распределения рудного вещества внутри месторождений основано на представлении о сложности и неоднородности системы, состоящей из нескольких условно неделимых объектов с определенными элементами упорядоченности [Трубников, 1979].

Из шести последовательных уровней, предложенных А. Б. Кажданом [1974], на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая выделяются четыре: минерализованная зона (толща), тело полезного ископаемого, морфологически обособленный участок рудного тела, локальное обособление полезного ископаемого. Выделение этих четырех уровней условно, так как при изучении распределения оруденения на отдельных месторождениях их выделяется больше.

Важный вопрос — правильное определение границ этих уровней. Если пользоваться обычными приемами и способами, то границей минерализованной зоны на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая следует считать контур гидротермально измененных и минерализованных пород, границей рудного тела — бортовое содержание металла, определенное экономическими кондициями, геологической границей рудного тела — контур сплошных и густовкрапленных руд. В этом случае определение границ минерализованной зоны, морфологически обособленного участка рудного тела четких критериев иметь не будет, устанавливаться они будут субъективно, так как резких контрастных границ у этих элементов геологического строения месторождений в большинстве случаев нет. Может создаться впечатление, что оконтуривание рудных тел производится по объективным (определенным экономическими расчетами) границам. Но и эти границы далеко не всегда объективны, и, кроме того, они не являются геологическими.

Современными требованиями к составлению промышленных кондиций на минеральное сырье предусматривается максимальный учет возможной комплексности использования сырья, полноты отработки недр. В связи с этим бурный технический прогресс в области технологии добычи руды, ее обогащения, металлургического передела непрерывно влияет на кондиции. На рудноалтайских месторождениях это проявляется особенно заметно, так как руды их многокомпонентны. Кроме основ-

ных металлов — свинца, цинка и меди — из них извлекаются кадмий, селен, теллур, таллий, индий, германий, рений, ртуть, сурьма, сера, мышьяк, барит. Генетическая связь между собой этих элементов не всегда близка. Следовательно, рудные «тела», оконтуренные по условному металлу, являются, в свою очередь, условными, искусственными построениями, не подчиняющимися геологическим закономерностям оруденения.

Постоянно пересматриваются кондиции и запасы месторождений. В связи с этим необходимо найти путь определения объективных, естественных границ элементов неоднородности строения месторождений. Этот путь — более детальное изучение характера статистического и пространственного распределения рудного вещества, внутреннего строения месторождений.

Для этого целесообразно использовать метод статистической обработки данных о содержании свинца, цинка и меди в геохимических выборках, заключающийся в построении вариационных кривых и определении количества проб в каждом классе содержаний в процентах от общего количества проб в выборке. Построение вариационных кривых и их анализ необходимо производить при одних и тех же условиях для всех выборок (постоянные интервалы группирования, пробы примерно одинакового размера, одинаковые процедуры сглаживания, использование принципа простоты при разложении кривых на составляющие, допущение логнормальности элементарных составляющих).

При этом важно прежде всего не допустить ошибок при установлении самого факта наличия ступеней различной плотности оруденения и их количества. С этой целью при формировании выборок учитывается необходимость изучения зависимости распределения металлов по классам от степени изученности месторождения, от характера литологии пород, вмещающих оруденение, от уровня эрозионного среза оруденения.

В связи с этим выборки следует составлять как для единичных скважин, так и для профилей, для отдельных участков месторождений и для месторождений в целом, по рудным телам, залегающим в различных литологических разностях пород, и на разных уровнях эрозионного среза.

Для всех условий составлены выборки по отдельным скважинам, профилям, отдельным частям месторождений и месторождениям в целом (сумма всех соответствующих выборок по месторождению). Кроме того по отдельным скважинам, профилям, частям месторождений и месторождениям в целом составлены обобщенные выборки по всем пробам, независимо от разделения по литологическим разностям пород или уровня эрозионного среза.

Анализ гистограмм распределения содержаний цинка, свинца и меди показал, что полученные вариационные кривые чаще согласуются с полимодальной функцией распределения [Лось, 1968]: $e(c)\,\Sigma a_i \varphi(c, \bar{c}_i, S_i^2)$, где c — логарифм содержания элемента; $\varphi(c, \bar{c}_i, S_i^2)$ — плотность i-го элементарного нормального распределения со средним $\bar{c}_i$ и дисперсией S_i^2; a_i —«вес» i-го элементарного распределения.

Такой функции статистического распределения соответствует ступенчатое распределение содержаний в пространстве, моделью которого в первом приближении может служить выражение $\bar{c} = f(x, y, z) + \varphi(c, \bar{c}_i, S_i^2)$, где $f(x, y, z) = \{c, \bar{c}_2, \ldots, c_i\}(k \approx 4\text{—}6)$ — «закономерная» составляющая поля содержаний, зависящая от пространственных координат и принимающая ряд фиксированных значений, число которых равно числу уровней концентрации элементов (ступеней плотности оруденения); $\varphi(c, 0, S^2)$ — нормальная «случайная» составляющая со средним, близким к 0, и примерно постоянной дисперсией для всех уровней.

Граничные значения содержаний, разделяющие ступени плотности оруденения по минимумам вариационных кривых, соответствуют примерно середине интервала между c_i и $\bar{c}_{i+1}$.

На Гусляковском месторождении обработано 42 выборки с числом проб в каждой от 32 до 718, из них 23—по единичным скважинам, 5—по отдельным профилям скважин, остальные — по частям месторождения (северо-западная, центральная, юго-восточная) и по месторождению в целом, в том числе 12 выборок характеризуют оруденение, залегающее преимущественно в туфогенно-осадочных породах, 13 — преимущественно в порфирах. По глубине эрозионного среза выделено три зоны (в абсолютных отметках высот, м): до 400, 400—600, свыше 600, первая из них охарактеризована четырьмя выборками, вторая — одиннадцатью, третья — шестью.

При анализе построенных гистограмм выявляется, что граничными оказываются различные значения содержаний, но при этом устанавливаются и некоторые закономерности. Так, в 35 выборках из 42 (или в 83% случаев) выявились граничные значения содержания цинка 0,16—0,21%, в 29 (или 70% случаев) граничными являются содержания цинка 0,37—0,49%, в 31 (74% случаев) — 2,1—2,8%, в 34 (81% случаев) — от 4,9 до 8,7%. Таким образом, усредненными граничными значениями содержаний цинка будут 0,2; 0,4; 2,5; 6,5%.

Таким же образом определены граничные значения содержаний свинца, которые оказались равными 0,15; 0,3; 0,7; 4,0%, и меди, равные 0,15; 0,3; 0,7; 3,0%.

Какой-либо зависимости граничных значений содержаний металлов, связанной с литологией вмещающих пород, уровнем эрозионного среза или положением в различных частях Гусляковского месторождения, не установлено.

На Стрежанском месторождении обработано 43 выборки, из них 25 — по единичным скважинам, 7 — по отдельным профилям скважин, остальные — по отдельным частям месторождения (юго-восточная и центральная части, Северная зона) и по месторождению в целом.

По литологии вмещающих пород оруденение разделяется на связанное с субвулканическими кварцевыми альбитофирами, альбитофирами и их лавами и приуроченное к контакту этих пород с углистыми алевролитами. По уровню эрозионного среза выделено три зоны: ниже отметки 600 м, в интервале 600—800 м и выше 800 м.

Подобно Гусляковскому месторождению граничными здесь в отдельных случаях являются различные значения содержаний металлов, не связанные с литологией вмещающих пород и уровнем эрозионного среза. Однако выявилась разница между граничными значениями содержаний в Северной зоне и в остальных частях месторождения. В Северной зоне они несколько ниже для цинка и меди и выше для свинца. В связи с тем, что оруденение Северной зоны пространственно оторвано от остальных участков месторождения и содержит небольшие запасы, обработка выборок выполнена только по центральной и юго-восточной частям Южной зоны Стрежанского месторождения. Здесь установлено, что из 27 выборок 19 (70%) имеют в качестве граничных значения цинка 0,16—0,21%, 20 (74%) — 0,37—0,49%, 19 (70%) — 2,1—3,7%, в шести случаях — значения 7,5—8,7% (но количество выборок с наличием высоких содержаний цинка тоже ограниченно). В связи с этим определены усредненные граничные значения содержаний цинка: 0,2; 0,4; 3,0; 8,5%. (Кроме того, во многих выборках в качестве граничного встречается 0,9% цинка.) Аналогичным путем для свинца установлены граничные значения 0,15; 0,4; 0,7; 1,6%, для меди — 0,15; 0,3; 1,5%.

Связей граничных значений оруденения с литологией вмещающих пород и уровнем эрозионного среза, как и на Гусляковском месторождении, в рудах Стрежанского месторождения не установлено.

На Юбилейно-Снегирихинском месторождении исследовано 33 выборки, из них 12 — по Западному участку и 21 — по Центральному. В связи с тем, что рудные тела залегают преимущественно на контактах алевролитов, диабазов и серицито-кварцевых метасоматитов, изучить зависимость граничных значений содержаний металлов от литологии

вмещающих пород не представилось возможным. По уровню эрозионного среза исследовано три зоны месторождения (в абсолютных отметках): 600—800 м, 800—1000 м и более 1000 м.

Характер распределения металлов на обоих участках месторождения — Западном и Центральном — оказался одинаковым. В качестве граничных выступают различные значения содержаний, но при этом 0,12 % цинка отмечено в 21 выборке (64 % случаев), 0,28—0,37 % в 25 выборках (76 % случаев), 2,1—2,8 в 20 выборках (61 % случаев), 3,7—5,6 % (преимущественно 4,9 %) в 19 выборках (58 % случаев), другие значения выступают в качестве граничных в единичных случаях. В связи с этим в качестве усредненных граничных значений цинка приняты 0,1; 0,3; 2,5; 5,0 %. (Во многих выборках отмечено в качестве граничного 0,9 % цинка, в 50 % выборок отмечено в качестве граничного значение цинка 8,7 %, но, чтобы не загромождать дальнейшие построения излишней деятельностью, они не учитываются.) Соответственно установлены граничные значения для свинца: 0,15; 0,2; 0,4; 2,5 % и для меди: 0,15; 0,3; 0,5; 3,0 %. Связи граничных значений с уровнем эрозионного среза не выявлено.

При исследовании изменения форм и размеров залежей, оконтуренных по выявленным граничным значениям, устанавливается, что при снижении их уровня контуры залежей значительно упрощаются, размеры увеличиваются, наиболее обширными являются контуры цинкового оруденения. Свинцовое и медное оруденения за контуры цинкового практически не распространяются. Это послужило причиной дальнейшие обоснования рудных контуров производить по бортовым содержаниям цинка, в качестве которых приняты приведенные выше граничные значения между различными ступенями плотности оруденения (классами содержаний).

После того, как найдены естественные границы ступеней плотности оруденения, необходимо установить — каким структурным уровням оруденения соответствует каждая из этих границ.

Чтобы в своих построениях не отрываться от реальности, в первую очередь нужно установить — какое из граничных значений соответствует структурному уровню рудного тела. Для этого, учитывая, что руды комплексные, необходимо перевести граничные значения содержаний цинка в условный металл, используя для этих расчетов известные средние соотношения металлов по месторождениям и действующие в настоящее время переводные коэффициенты.

В результате простых расчетов установлено, что граничными значениями структурных уровней в условном металле являются: для Гусляковского месторождения 0,3; 0,7; 4,0; 10,5 % условного цинка, для Стрежанского — 0,4; 0,8; 5,5; 10,5 % условного цинка, для Юбилейно-Снегирихинского — 0,2; 0,6; 5,5; 11,0 % условной меди.

Если сопоставить эти значения с бортовыми содержаниями действующих кондиций (для Гусляковского и Стрежанского месторождений 1,5 % условного цинка для балансовых руд и 1,0 % для забалансовых, для Юбилейно-Снегирихинского соответственно 1,9 и 1,0 % условной меди), то можно сделать вывод, что бортовые содержания по действующим кондициям ни с одним из значений установленных естественных границ не совпадают.

Но работы в районах месторождений продолжаются, требования кондиций снижаются, и с учетом этого фактора можно принять, что одно из выявленных граничных значений — 0,7 % условного металла (0,4 % цинка соответственно) для Гусляковского месторождения, 0,8 % условного металла (0,4 % цинка соответственно) для Стрежанского, 0,6 % условного металла (0,3 % цинка соответственно) для Юбилейно-Снегирихинского — является бортовым содержанием, естественной границей уровня распространения рудного тела, которая проходит по контуру рудной вкрапленности и прожилков. Дальнейшее снижение значения этого бортового содержания делать нельзя, так как установленная граница является природной, геологической и снижение бортового содержания

Таблица 20

Граничные значения содержаний цинка для структурных уровней оруденения на некоторых месторождениях Рудного Алтая

Месторождение	Граничные значения цинка, %				
	рудной зоны	рудного тела	морфологически обособленных участков		локального обособления
			1-го подуровня	2-го подуровня	
Залежи Риддер-Сокольного месторождения:					
Центральная	0,2	0,6	1,5	3,0	—
Победа	0,15	0,4	0,9	4,0	6,5
Перспективная	0,15	0,4	0,9	2,0	6,5
Белкина	0,15	0,4	0,9	4,0	6,5
2-я Юго-Западная	0,2	0,4	1,2		6,5
3-я Юго-Западная	0,2	0,6	1,2	4,0	—
Быструшинская	0,15	0,5	1,2	3,0	6,5
2-я Риддерская	0,15	0,5	0,9	3,0	6,5
Заводская	0,15	0,4	0,9	3,0	5,0
Гусляковское	0,2	0,4(0,5)	1,2	2,5	6,5
Стрежанское	0,2	0,4(0,5)	0,9	3,0	8,5
Тишинское	0,2	0,4	0,9	4,0	6,5
Шубинское	0,15	0,3	1,2	3,0	5,0
Юбилейно-Снегирихинское	0,15	0,3(0,5)	0,9	2,5	5,0

ниже нее приведет к неоправданному вовлечению в контур рудного тела большого количества слабо минерализованных масс.

Таким же способом определены границы структурных уровней для девяти основных рудных залежей Риддер-Сокольного месторождения (Центральной, Победа, Перспективной, Белкина, 2-й Юго-Западной, 3-й Юго-Западной, Быструшинской, 2-й Риддерской, Заводской), Тишинского и Шубинского месторождений (табл. 20).

Из табл. 20 видно, что граничные значения цинка, которые можно принять для структурного уровня рудного тела, на всех месторождениях близки и находятся в пределах 0,3—0,6 %.

Граничным значением рудной зоны в этом случае следует считать объективно существующий на всех месторождениях уровень содержаний 0,15—0,2 % цинка, по которому оконтуриваются слабо минерализованные зоны гидротермально измененных пород, внутри которых располагается оруденение.

Самым высоким структурным уровнем на всех месторождениях является уровень локальных обособлений рудных тел, которые представлены обособлениями сплошных сульфидных руд, граничные значения их колеблются от 5,0 до 8,5 % цинка. Этот уровень выделяется на большинстве месторождений. Нет его на залежах Центральной, 2-й Юго-Запад-

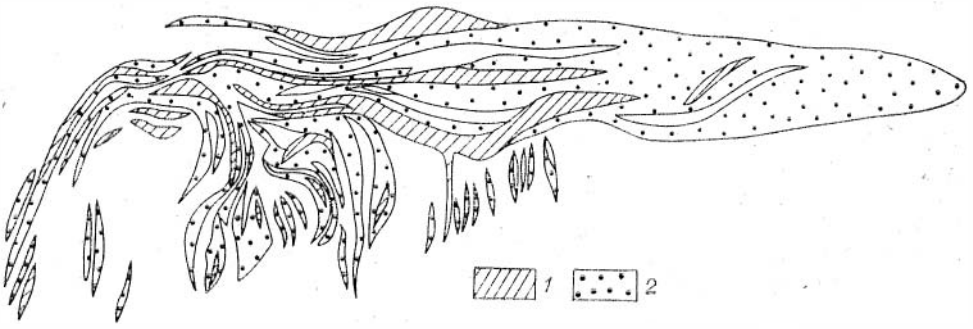


Рис. 83. Разрез Центральной залежи Риддер-Сокольного месторождения.
1 — руды с содержанием цинка более 3%; *2* — то же, 0,6—3,0%.

Таблица 21

Распределение руды и металлов по классам содержаний цинка (ступеням плотности оруденения) внутри рудных тел на полиметаллических месторождениях Лениногорского района

Класс содержаний, %	Распределение в % от общего количества			
	руда	цинк	свинец	медь
Месторождения глыбовых структур				
Риддер-Сокольное				
Залежь Центральная				
0,6—1,5	70	42	47	50
1,5—3,0	18	21	22	22
Выше 3,0	11	37	31	28
Залежь Победа				
0,4—0,9	56	27	30	32
0,9—4,0	40	53	52	54
4,0—6,5	2	6	5	5
Выше 6,5	2	13	12	8
Залежь Перспективная				
0,4—0,9	58	33	35	39
0,9—2,0	23	17	17	18
2,0—6,5	16	31	31	29
Выше 6,5	3	19	17	14
Залежь Белкина				
0,4—0,9	55	24	27	27
0,9—4,0	38	40	41	45
4,0—6,5	4	16	13	11
Выше 6,5	3	19	19	16
Залежь 2-я Юго-Западная				
0,4—0,6	26	6	9	10
0,6—1,2	42	27	29	30
1,2—4,0	29	52	53	49
Выше 4,0	2	15	9	11
Залежь 3-я Юго-Западная				
0,6—1,2	49	24	28	30
1,2—4,0	42	43	44	48
Выше 4,0	9	32	28	22
Залежь Быструшинская				
0,5—1,2	69	35	35	74
1,2—3,0	22	24	29	18
3,0—6,5	6	16	18	5
Выше 6,5	4	24	18	4
Залежь 2-я Риддерская				
0,5—0,9	40	12	13	15
0,9—3,0	39	26	31	31
3,0—6,5	10	12	8	16
Выше 6,5	11	50	48	38
Залежь Заводская				
0,4—0,9	41	15	19	17
0,9—3,0	46	46	43	44
3,0—5,0	8	19	21	11
Выше 5,0	4	20	20	28
Месторождения зон смятия, локализующиеся среди вулканогенно-осадочных образований				
Гуслябовское				
0,4—2,5	82	47	36	58
2,5—6,5	12	16	28	11
Выше 6,5	6	37	36	31
Стрежанское				
0,4—3,0	78	27	35	36
3,0—8,5	17	40	37	41
Выше 8,5	5	33	28	23
Месторождения зон смятия областей контактов осадочных отложений с вулканогенно-осадочными толщами				
Тишинское				
0,4—1,2	49	5	9	23
1,2—2,5	18	8	7	12
2,5—6,5	13	12	12	14
Выше 6,5	19	75	72	50
Шубинское				
0,3—1,2	49	9	20	22
1,2—3,0	23	12	16	27
3,0—5,0	8	12	10	12
Выше 5,0	20	67	54	39
Юбилейно-Снегирихинское				
0,3—2,5	51	12	13	28
2,5—5,0	12	7	8	18
Выше 5,0	37	81	79	54

ной и 3-й Юго-Западной Риддер-Сокольного месторождения, хотя руды с содержанием цинка более 8,5% имеются и здесь, но самостоятельных структурных обособлений, которые могли бы быть объектами изучения, они не образуют.

Кроме того, на всех месторождениях выделяются два подуровня морфологических обособлений рудного тела, первый из них имеет граничные значения 0,9—1,5% цинка и оконтуривает прожилково-вкрапленное оруденение средней плотности, второй имеет граничные значения 2—4% и оконтуривает густовкрапленные руды.

Как видно из табл. 20, большие отличия граничных значений структурных уровней для месторождений, находящихся в различных струк-

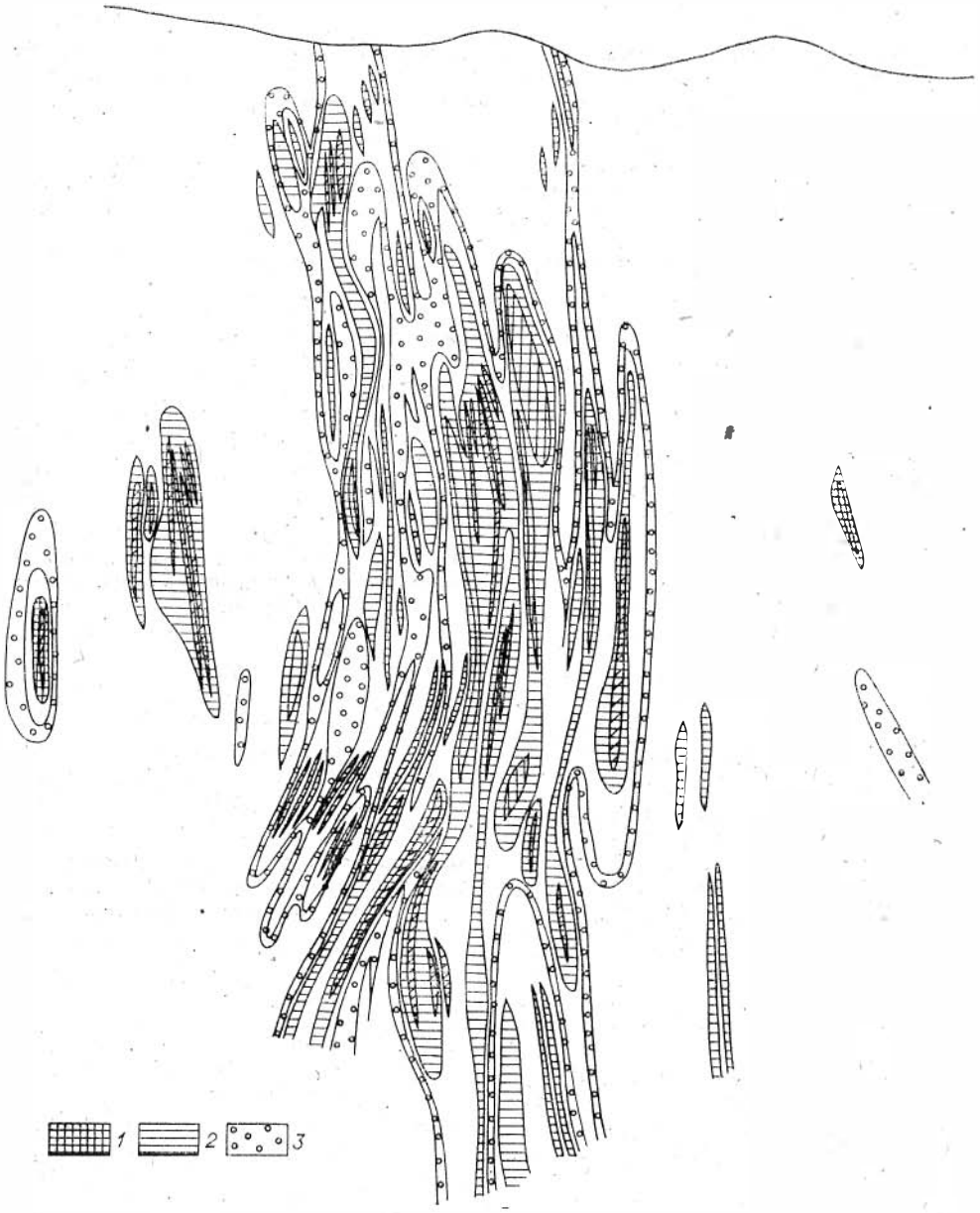


Рис. 84. Разрез Гусляковского месторождения.
1 — руды с содержанием цинка более 6,5%; *2* — то же, 2,5—6,5%; *3* — то же, 0,4—2,5%.

турах, не отмечены, и говорить об установленных закономерностях в этом плане пока нет оснований, хотя проявление таких закономерностей уже чувствуется и при наличии более обширного материала они могут быть выявлены.

Но при изучении характера распределения рудного вещества по ступеням его плотности (между границами структурных уровней) и морфологических особенностей областей различной концентрации металлов установлено, что они различны для месторождений, находящихся в разных региональных структурах.

Месторождения глыбовых структур характеризуются пологим залеганием рудоносных зон. В верхних частях этих месторождений преобладает оруденение со значительным количеством свинца. Размеры рудных тел здесь, как правило, крупные. На более глубоких горизонтах разме-

ры рудных тел уменьшаются, в рудах сокращается содержание свинца и возрастает количество меди.

На рис. 83 приведен разрез наиболее типичной залежи Центральной Риддер-Сокольного месторождения. На разрезе отчетливо видно, что в верхних частях месторождения оруденение залегает полого, имеет линзо- и пластообразные формы, а в нижних частях залегание его крутое, формы линзо- и жилообразные.

Распределение оруденения по ступеням плотности приведено в табл. 21, из которой видно, что количество металла по ступеням плотности распределяется сравнительно равномерно, при этом локальных обособлений рудных тел, которые представлены сплошными рудами (граничное значение 6,5% цинка), на некоторых залежах нет, а на других они содержат небольшое количество металла, как правило, не более 20% (исключение составляет 2-я Риддерская залежь, характер распределения оруденения в которой требует особого объяснения). Сравнительно простые формы областей концентрации основного количества металла благоприятны для их исследований.

Месторождения зон смятия, локализующиеся среди вулканогенно-осадочных образований, характеризуются крутым залеганием рудных тел (рис. 84) и относительно повышенным содержанием свинца. Распределение оруденения по ступеням плотности оруденения на них существенно отличается от распределения оруденения на месторождениях глыбовых структур. Отличия заключаются прежде всего в том, что значительная часть металла (более 30%) на этих месторождениях находится в локальных обособлениях рудных тел, которые от общей массы рудных тел составляют всего несколько процентов, и в морфологически обособленных участках рудных тел; при этом локальные обособления представляют собою многочисленные разобщенные линзо- и гнездообразные залежи. В связи с таким распределением оруденения эти месторождения являются весьма сложными объектами для изучения.

Месторождения зон смятия областей контактов осадочных отложений с вулканогенно-осадочными толщами отличаются повышенным содержанием меди, для них характерна высокая концентрация металла в локальных обособлениях сплошных руд. Количество локальных обособлений небольшое, представляют собой они на этих месторождениях довольно простые и выдержанные линзообразные залежи, исследование их более просто по сравнению с месторождениями зон смятия вулканогенно-осадочных толщ.

К этой группе относятся месторождения Тишинское, Шубинское и Юбилейно-Снегирихинское, которые ни по каким признакам ранее вместе не группировались. По имеющимся в настоящее время представлениям Тишинское месторождение находится в области контакта ильинской и сокольской свит (обе — эйфельский ярус), Шубинское — на контакте успенской (эйфель — живет) и белоубинской (средний — верхний девон), а Юбилейно-Снегирихинское — на контакте лосишинской (эйфель) и таловской (живет) свит. Общность характера распределения рудного вещества и близость условий его локализации на этих месторождениях позволяют критически оценивать сложившиеся представления о стратиграфических уровнях оруденения на Рудном Алтае.

ЭКСТРАПОЛЯЦИОННЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

При решении вопросов эксплуатации месторождений и рационального направления детальных работ возникает необходимость оконтуривания и оперативного глубинного прогнозирования известных рудных залежей или зон минерализации. С этой целью используются различные формальные приемы экстраполяции рудных тел с помощью простых геометрических фигур: треугольника и прямоугольника («правило Гувера»), конуса, полушария, эллипсоида и т. д. [Рыжов, Букринский,

1958; Крейтер, 1961; Альбов, Быбочкин, 1973; Прокофьев, 1973; и др.]. В связи с известными недостатками формальных методов для целей прогнозирования привлекаются стохастические и детерминированные методы.

В частности, для количественной прогнозной оценки глубоких горизонтов и флангов рудных тел и месторождений можно использовать экстраполяционные методы, основанные на выявлении намечающихся тенденций рудной зональности в пределах участков рудных залежей.

Количественный анализ зональности заключается в аппроксимации распределений концентраций, соотношений и линейных запасов рудных компонентов поверхностями тренда и расчете величин за пределами контуров рудных залежей. Данная методика позволяет автоматизировать с помощью ЭЦВМ оперативный подсчет запасов, локальный прогноз скрытого оруденения и уточнение контуров рудных залежей по мере пополнения данных.

Сущность тренд-анализа состоит в том, что с помощью определенных расчетных методов находится аналитическое выражение аппроксимирующей поверхности, наиболее адекватной исследуемым значениям случайных величин в точках равномерно или неравномерно разбросанных наблюдений. В Советском Союзе тренд-анализ успешно применялся в работах А. Б. Вистелиуса [1963], М. Д. Белонина [1964], М. А. Романовой [1964, 1968 и др.]. В последние десятилетия появились многочисленные публикации*, в которых данный метод использовался для анализа региональных геофизических полей, в петрографических, структурных и других исследованиях, хотя возможности его далеко не исчерпаны.

Для получения аналитического выражения поверхности тренда в зависимости от целей исследования в качестве аппроксимирующих функций используются взвешенные скользящие средние, линейные регрессии, метод наименьших квадратов, экспонента, полиномы Чебышева, Лагранжа и т. д. В частности, с целью изучения неоднородностей распределения компонентов в рудных залежах необходим такой метод, который повышает приближение по мере увеличения степени аппроксимирующего полинома. Этому требованию удовлетворяет программа для ЭЦВМ, разработанная в Институте геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Миловой и другими, в которой в качестве аппроксимирующей функции используются ортогональные полиномы Чебышева [Демидович и др., 1963].

В результате математической обработки исходных данных с помощью тренд-анализа вычисляется уравнение аппроксимирующей поверхности определенного порядка и ее графическое изображение в виде изолиний. Например, полином четвертой степени имеет вид:

$$z = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + a_6x^3 + a_7x^2y + a_8xy^2 + a_9y^3 + a_{10}x^4 + a_{11}x^3y + a_{12}x^2y^2 + a_{13}xy^3 + a_{14}y^4, \quad (1)$$

где x, y — переменные, a_0, a_1, a_2,..., a_{14} — рассчитанные коэффициенты тренда. Относительная ошибка аппроксимации оценивалась по формуле $v = \sqrt{\beta/(N-m-1)}$, где $\beta = \sum_{j=1}^{N} E_j^2$; N — количество исходных точек; E — ошибка в j-й точке; m — количество членов аппроксимирующего полинома. Машинные методы позволяют вычислить полиномы любой степени, однако для решения практических геологических задач вполне достаточны полиномы четвертой степени.

В качестве примера рассмотрим распределение условных запасов суммы свинца, цинка и меди (Q) в пределах Тишинского месторождения. Тренд-поверхности распределения геохимических данных рассчитаны

---

* Обширная библиография к этому вопросу приведена в работе М. А. Романовой [1968] и в сборнике «Математическая геология» [1969].

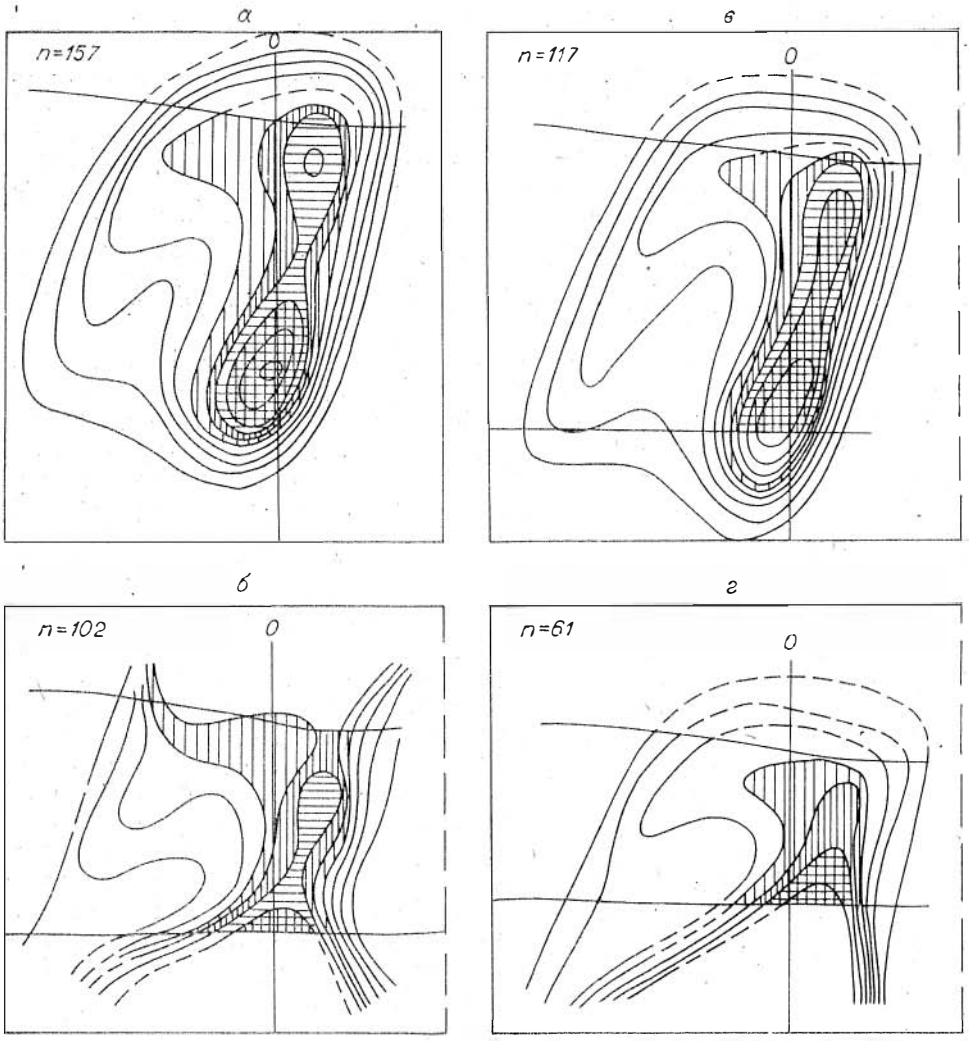


Рис. 85. Схемы распределения условных прогнозных запасов суммы свинца, цинка и меди на вертикальной продольной проекции Тишинского месторождения.

а — тренд-поверхность, рассчитанная по всем точкам; *б — г* — то же, по точкам, расположенным выше условных горизонтов I—I, II—II и III—III.

по 157 точкам, представляющим собой центры полных пересечений рудных тел скважинами и горными выработками. Путем интегрирования в соответствующих пределах можно вычислить запасы металлов в рудном теле или отдельном его блоке:

$$Q = \left[\int_{a_1}^{b_1} \int_{b_1}^{b_2} f(x,y)\, dx \cdot dy \right] q \cdot 0{,}01 \cdot k,$$

где $f(x,y)$ — уравнение тренд-поверхности; a_1, a_2, b_1, b_2 — пределы интегрирования; q — объемный вес руды; 0,01 — переходный коэффициент от % к объем. ед.; k — масштабный коэффициент.

Для приближенной оценки запасов можно использовать средние значения объемного веса руды, однако для более точных количественных подсчетов необходимо учитывать пространственное изменение объемного веса руды путем обработки данных непосредственных измерений или используя корреляционные связи с концентрацией рудных компонентов.

В зависимости от предела интегрирования можно оценить прогнозные запасы, причем с удалением от разведанных контуров рудной залежи достоверность экстраполяционной оценки запасов снижается. Точ-

ность подсчета запасов убывает также по мере уменьшения плотности сети.

Рассмотрим на конкретном примере, как меняется достоверность интерполяции и экстраполяции в зависимости от количества исходных данных. Примем для полного набора точек величину суммарных запасов $Q_{137} = 100\%$ и с помощью случайной выборки уменьшим плотность сети в два раза. Найденная величина запасов составила $Q_{70} = 95{,}6\%$ от исходного значения. Если снизить плотность сети до 41 и 21 точки, то соответствующие им запасы оцениваются следующим образом: $Q_{41} = 96{,}8\%$; $Q_{21} = 75{,}3\%$. Иными словами, даже при 4-кратном уменьшении плотности сети точность подсчета запасов не выходит за пределы 95%-ного уровня.

Для оценки экстраполяционного метода подсчета прогнозных запасов разрежем рудное тело серией горизонтальных сечений. Последние примем за условные границы и, рассчитав тренд-поверхности для верхней, «разведанной» части рудной залежи и нижней, «неразведанной», сопоставим ее с фактической (рис. 85). По мере опускания условной границы точность прогноза, естественно, возрастает. Например, как видно из рис. 85 (*в*, *г*), выше сечений I — I и II — II в «разведанных» частях рудной залежи намечается тенденция к постепенному возрастанию запасов с глубиной. Соответствующая тенденция сохраняется и в нижней, прогнозируемой, части рудной залежи. Тенденция к выклиниванию наблюдается на рис. 85, *б*. В этом случае прогнозный контур рудного тела приближается к фактически разведанному и величина прогнозных запасов ниже сечения III — III составит 87,5% от фактически разведанных. Тем самым с помощью рассмотренного метода экстраполяции, который является разновидностью метода параболической аппроксимации, замкнутые контуры рудных залежей можно получить только в случае сходящихся тенденций. В качестве дополнительного обоснования границ могут служить определенные структурно-геологические, геохимические, геофизические корреляции. Необходимо также учитывать возможность ложного выклинивания рудных тел и формирования дополнительных рудных этажей в случае проявления повторяющейся зональности, которая непредсказуема с помощью использованного метода.

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Важная роль разрывных структур в пространственном размещении оруденения на Рудном Алтае общеизвестна, однако влияние разломов различной ориентировки на процессы рудообразования дискуссионно. Отдельными исследователями разделяется представление о том, что рудоконтролирующими являются северо-восточные разломы и особенно узлы их пересечения с разломами других направлений [Диденко и др., 1975]. По другим данным, перспективными являются любые узлы пересечения с Северо-Восточной зоной смятия [Елович и др., 1975]. Общеизвестно также влияние глубинных разломов северо-западного (продольного по отношению к простиранию вмещающих пород) и субширотного (поперечного) направлений на характер изменения фаций и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, размещение магматических образований, рудных полей и месторождений. Наиболее детально этот вопрос рассмотрен Л. Н. Овчинниковым и другими [1973], которые на основании установленной горизонтальной зональности распределения запасов металлов относительно поперечных глубинных разломов последним отводят роль основных рудоподводящих каналов.

Данные, приведенные далее, и визуальный анализ схем дешифрирования свидетельствуют о приуроченности рудных объектов Лениногорского района к узлам пересечения разломов двух или трех направлений:

Структурное положение	% рудных полей
Вне разломов	10
Локальные зоны смятия северо-западной системы	5
Узлы пересечения разломов северо-западной и субширотной систем	7
Узлы пересечения разломов северо-западной и субмеридиональной систем	15
Узлы пересечения разломов субширотной и субмеридиональной систем	21
Узлы пересечения трех систем — северо-западной, субширотной и субмеридиональной	42
Итого . . .	100

Как показывает систематическая обработка распределения рудных полей относительно разрывных нарушений, в центрах структурных узлов располагаются только 2 из 12 рудных полей, а остальные 10 — по краям структурных узлов, частично их перекрывая, смещаясь относительно центров узлов на несколько километров. Из данных видно, что 90% рудных полей приурочено к зонам крупных разломов, притом 85% — к узлам пересечений разломов. Большинство рудных полей тяготеет к субмеридиональным разломам — 37%, меньше всего — к северо-западным (20%). Относительно наибольшее «сгущение» рудных проявлений наблюдается в узлах пересечения разломов трех систем:

Структурное положение рудных полей	Кол-во рудных полей относительно общего их числа, %	Расчетная частота случайного попадания рудного поля, %	Отношение реальной частоты к случайной (коэффициент сгущения)
Вне зон разломов	10	(около 50)	0,20
Локальные зоны смятия	5	(около 20)	0,25
Северо-западные разломы	20	15	4
Субширотные разломы	28	8	9
Субмеридиональные разломы, открытые дешифрированием	37	9,5	8
Узлы пересечений разломов, в том числе:			
узлы двойных пересечений	43	5,3	8
узлы тройных пересечений	42	2,7	16 (!)

Примечание. Расчеты здесь и выше проведены на базе схемы дешифрирования мелкомасштабных космоснимков.

На карте, составленной на основе схемы дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоснимков (рис. 86), в северной части Лениногорского района выделяются семь участков тектонически ослабленных зон. Последние характеризуются наличием трех и более узлов пересечения на единицу площади, равную 4 км². К ним относятся: Гусляковский, Светлый, Чесноковский, Стрежанский, Зеленковский, Солоновский, Романцовский. Площадь выделенных участков колеблется от 5 до 30 км² и в сумме составляет около 10% от общей площади северной части Лениногорского района. О приуроченности к ним оруденения свидетельствует тот факт, что 14 из 19 известных к настоящему времени здесь рудных объектов (74%) приурочены к участкам сопряжения трех и более дизъюнктивных структур данного ранга. При этом месторождения (Чекмарь, Гусляковское, Юго-Восточное) находятся в пределах зон, характеризуемых высокой плотностью узлов пересечения разломов. Все участки расположены к север-северо-западу от Белоубинского гранитного массива и сложены главным образом благоприятными для рудолокализации вулканогенными образованиями успенской свиты. В пределах выделенных участков известно от 1—2 до 9 рудных объектов. В связи с этим каждый из них можно классифицировать как отдельное перспективное рудное поле. Все участки, за исключением Гусляковского и Стрежанского, в качестве потенциальных рудных полей выделяются впервые. Форма их удлиненная, неправильная, приближающаяся к эллипсоидаль-

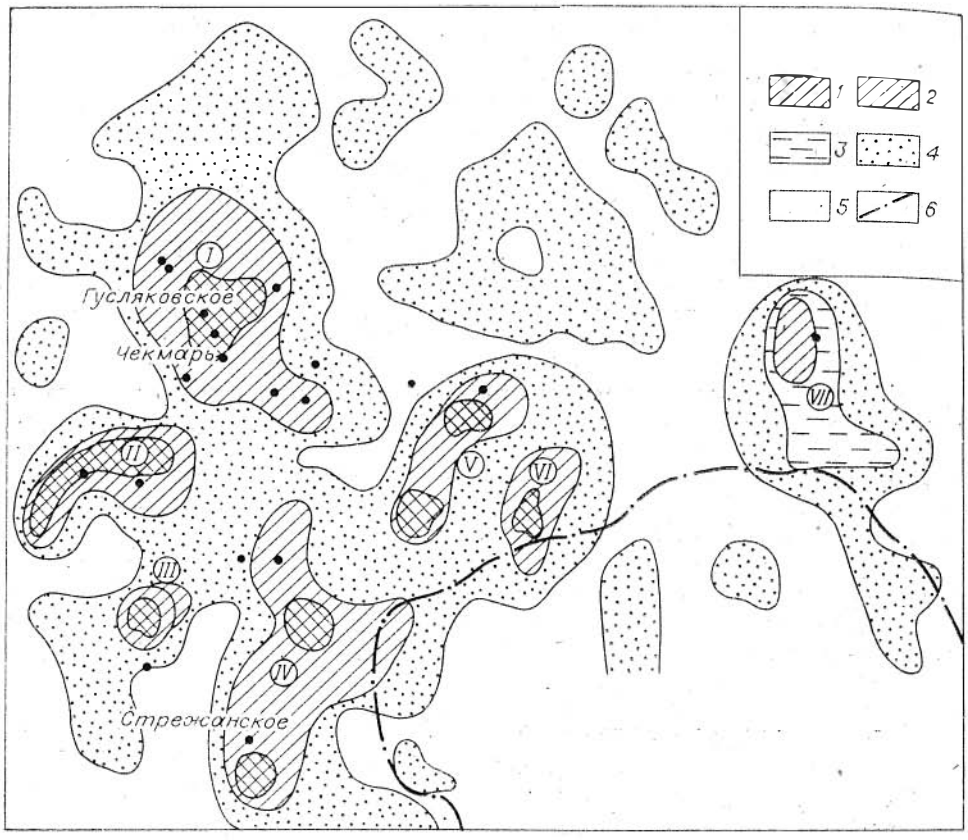


Рис. 86. Схема плотностей узлов пересечения разрывных нарушений в северной части Лениногорского района.

1—5 — градации плотности узлов пересечения разрывных нарушений на единицу площади, равную 4 км²: *1* — пять и более узлов на единицу площади; *2* — от трех до пяти; *3* — от двух до трех; *4*, *5* — площади, характеризующиеся наличием одного (*4*) и отсутствием (*5*) узлов пересечения разрывных нарушений на единицу площади; *6* — контуры гранитов Белоубинского массива. Римские цифры — участки повышенной тектонической проработки (I — Гусляковский, II — Светлый, III — Чесноковский, IV — Стрежанский, V — Зеленковский, VI — Солоновский, VII — Романцовский).

ной. Длинная ось Гусляковского рудного поля вытянута в северо-западном, Светлого — в субширотном с подворотом на субмеридиональное, остальных рудных полей — в субмеридиональном направлении.

На основе приуроченности к узлам пересечения тех или иных подсистем разрывных структур проведена разбраковка выделенных участков. К первоочередным отнесены Гусляковский, Светлый, Чесноковский, Стрежанский и Романцовский, приуроченные к узлам пересечения разломов первых подсистем. В разряд второочередных по этому признаку отнесены Зеленковский и Солоновский участки, расположенные в месте сопряжения разломов вторых подсистем субмеридиональной и северо-западной ориентировки и первой подсистемы субширотной системы (см. рис. 8).

Важная роль разрывных структур в пространственном размещении оруденения на Гусляковском рудном поле подчеркивается приуроченностью рудных концентраций к узлам пересечения разломов северо-западного и субширотного направлений. При этом узлы расположены на определенном расстоянии друг от друга, кратном 800 м, что позволяет говорить об определенном латеральном «шаге» в пространственном размещении оруденения и использовать его в качестве одного из критериев прогноза на рудном поле [Трубников и др., 1977].

Расстояние между Чекмарской и Звездной группами рудных объектов на Гусляковском рудном поле, как и между узлами сочленения разноориентированных разломов внутри Стрежанского, Светлого и Зелен-

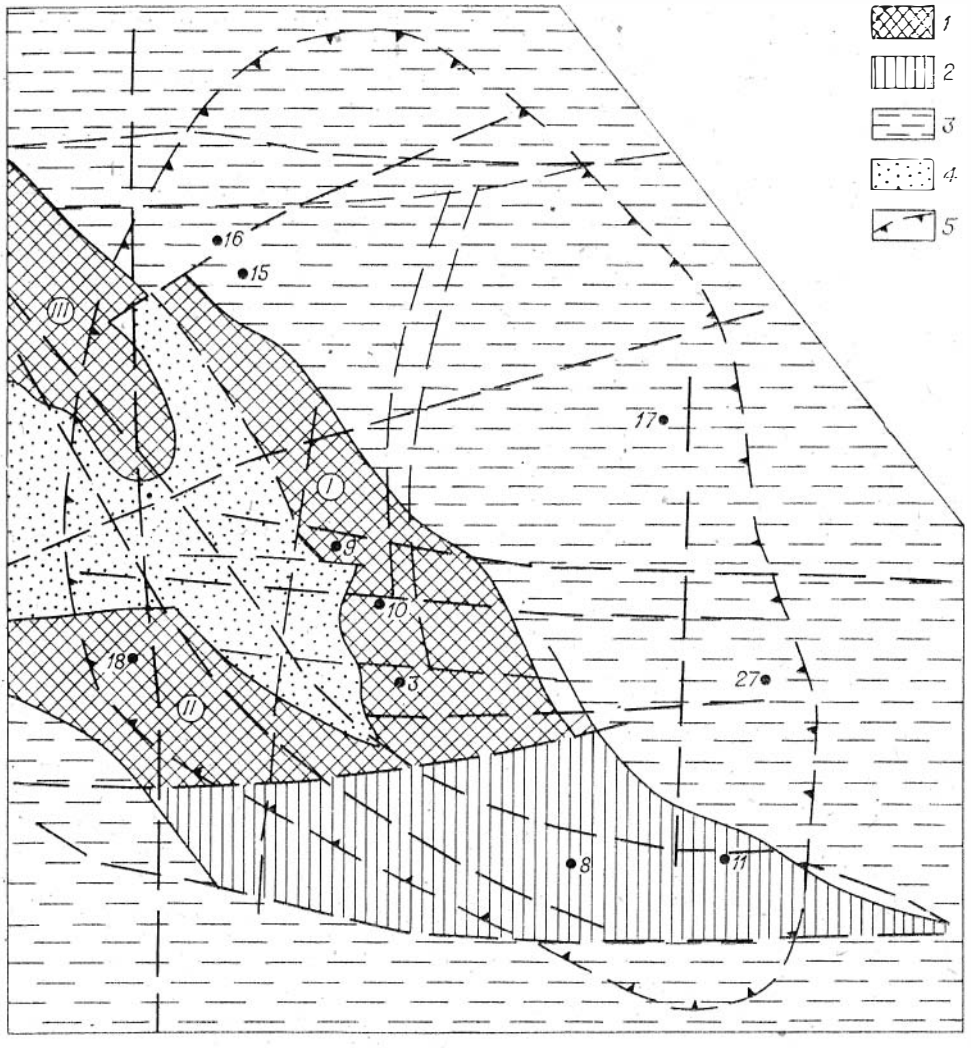


Рис. 87. Схема разбраковки площади Гусляковского рудного поля по степени перспективности.

1—4 — категории перспективности участков: весьма перспективные (*1*), перспективные (*2*), менее перспективные (*3*), неперспективные (*4*); *5* — границы Гусляковского рудного поля; I—III — участки: I — Чекмарь-Гусляковский, II — Шинковский, III — Угловшинский.

ковского рудных полей, составляет около 4 км. Следует отметить, что расстояние между рудными залежами Риддер-Сокольного месторождения хорошо укладывается в «шаг», равный 0,8—1,6 км. В свою очередь, расстояния между центрами рудных полей кратны 4 км, составляют обычно около 8 км, реже 12—16 км (см. рис. 87).

Изложенные факты свидетельствуют о наличии в северной части Лениногорского района разнопорядковых «шагов» в пространственном размещении оруденения: шаг 1-го порядка, представляющий расстояние между рудными полями, по значению приближается к 8 км; шаг 2-го порядка, равный 4 км, фиксирует расстояние между группами рудных объектов в пределах рудных полей, а шаг 3-го порядка, равный 800 м,— расстояние между отдельными рудопроявлениями или месторождениями.

Средние размеры «элементарных ячеек» (блок-линеаментов, по К. Ф. Ермолаеву [1976]) и величины разнопорядкового «шага» оруденения кратны 0,4 и 4 км и составляют на первом уровне исследования (космоснимки) от 12 × 12 км до 12 × 16 км, на втором (высотные аэрофотоснимки) 4 × 2 км, на третьем (крупномасштабные аэрофотоизображе-

ния) — около 1,2 × 0,4 км. Ячейки обычно имеют форму параллелограмма, реже — ромба с острым углом в 35—45°. Очевидно, развитием блоков указанных размеров объясняется наличие разнопорядкового «шага» в пространственном размещении оруденения.

Подобное закономерное латеральное и вертикальное периодическое распределение плотностей оруденения с повторяющимися зональными колонками описано авторами выше при рассмотрении рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений Гусляковского и Березовско-Белоусовского рудных полей. Среди них выделены различные типы прерывистой и непрерывистой зональности. С точки зрения глубинного прогнозирования скрытого оруденения особый интерес представляют многоэтажно-ритмические типы зональности с амплитудами ритмов, измеряемыми десятками и первыми сотнями метров. Анализ колчеданно-полиметаллических месторождений различных регионов СССР показывает, что подобные полиритмические типы зональности являются правилом, а не исключением, поскольку монаритмическая зональность обнаруживается лишь для объектов глубоко денудированных или недостаточно разведанных [Лапухов, 1975].

В частности, исходя из прерывистых многоэтажно-ритмических тенденций зональности, можно предполагать продолжение основных рудных тел (5, 20, 25 на Чекмарском, 3, 4, 30 на Гусляковском, 17 на Юго-Восточном месторождениях) на 300—350 м глубже известных рудных подсечений. На месторождении Чекмарь возможно появление третьего яруса повышенной интенсивности оруденения, расположенного в 600—800 м глубже горизонта +200 м (нижняя граница второго яруса). Здесь новые слепые рудные залежи вероятны на глубоких горизонтах в юго-западном и северо-восточном крыльях Чекмарской брахиантиклинали. О возможности обнаружения в северо-восточном крыле новой рудной залежи, кулисообразно расположенной по отношению к рудному телу 25, свидетельствует также наличие аномалии естественного поля, полученной по глубоким скважинам, пройденным на северо-восточном фланге месторождения. На Гусляковском месторождении появление нового яруса повышенной интенсивности оруденения ожидается в 500—600 м глубже горизонта +100 м, принятого за границу нижнего яруса (см. рис. 72). Третьему ярусу могут соответствовать новые слепые рудные залежи, локализованные в крыльях Гусляковской антиклинальной складки.

Таким образом, есть все основания предполагать, что протяженность оруденения на Чекмарском и Гусляковском месторождениях не менее 2 км от современной поверхности, а с учетом опущенности Юго-Восточного блока — не менее 2,3—2,5 км.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ГУСЛЯКОВСКО-ЧЕКМАРСКОГО ТИПА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛЕНИНОГОРСКОГО РАЙОНА

По данным дешифрирования аэрокосмических снимков впервые в качестве потенциальных рудных полей выделяются следующие участки: район горы Королевский белок, Светлый, Чесноковский, Зеленковский, Солоновский и Романцовский.

Район горы Королевский белок имеет площадь 25—30 км, расположен в 40 км к северо-востоку от месторождения Чекмарь, приурочен к области сопряжения основной зоны Риддер-Чекмарского разлома и отходящей от нее второй северо-восточной ветви. Участок локализуется в среднедевонских осадочно-вулканогенных породах базальт-липаритовой формации, представленных лавами и туфами кислого состава. Здесь известны Королевское I, II, III железорудные проявления, фиксируемые аномалиями магнитного поля [Объяснительная записка..., 1959]. Воз-

можность обнаружения здесь полиметаллического оруденения определяется тем, что он расположен на северо-западном продолжении структур Раскатинского месторождения. В пределах последнего подобно месторождениям Атасуйского типа наблюдается пространственное совмещение марганцевой, железорудной и полиметаллической минерализации [Робертус, 1981].

Общими закономерностями **Светлой, Чесноковской, Зеленковской, Солоновской и Романцовской** площадей, перспективных на обнаружение полиметаллического оруденения, являются следующие: 1) приуроченность как Гусляковского, так и Стрежанского рудных полей к тектонически ослабленной зоне в области северо-западного замыкания Белоубинского синклинория и в зонах его сопряжения с соседними Синюшинским (Светлый, Чесноковский) и Холзунским (Романцовское) антиклинориями; 2) развитие осадочно-вулканогенных отложений базальт-липаритовой формации, представленной здесь туфами и лавами кислого состава: 3) отрицательный характер регионального магнитного поля, свидетельствующий об отсутствии под ними гранитоидных интрузий до глубины свыше 6 км; развитие зон повышенного рассланцевания и гидротермального изменения пород, в пределах которых выявлены отдельные рудопроявления.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА

По данным исследований [Олейник и др., 1977; и др.], основные критерии поисков оруденения в пределах Северо-Восточной зоны смятия таковы: 1) литолого-стратиграфические — развитие пород базальт-липаритовой формации; 2) структурно-тектонические: а) узлы пересечения разрывных нарушений северо-западной и субширотной ориентировки с образованием каркасно-глыбовых структур и зон интенсивного рассланцевания, дробления пород, сопровождающихся их гидротермальными изменениями, б) сочетание приразломной и линейной складчатости с образованием многочисленных флексурообразных подворотов, в) мелкие наложенные синклинальные структуры; 3) магматические, проявленные в приуроченности оруденения к участкам развития расслоенных порфировых интрузий нижнекаменноугольного возраста; 4) прочие — к ним относится наличие регионального экрана, роль которого выполняют отложения белоубинской свиты.

Изложенные в настоящей работе результаты исследований позволяют в значительной мере дополнить и конкретизировать существующие представления о роли тех или иных предпосылок контроля и локализации оруденения как в региональном, так и в локальном плане. Первые отражают наиболее общие закономерности пространственного размещения рудных полей в северной части Лениногорского района, а также отдельных месторождений и рудопроявлений на площади Гусляковского рудного поля. Вторые обусловлены особенностями размещения отдельных рудных тел и минерализованных участков в районах, прилегающих к известным месторождениям и рудопроявлениям.

Среди региональных критериев прогноза выделяются литолого-стратиграфические, структурно-тектонические и магматические.

Необходимость учета литолого-стратиграфических предпосылок обусловлена локализацией всех известных колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Лениногорского рудного района исключительно в осадочно-вулканогенных образованиях рудоносной базальт-липаритовой формации. Палеовулканический анализ Гусляковского рудного поля позволил конкретизировать их применительно к данному рудному полю, основываясь на том, что все его месторождения локализованы в осадочно-вулканогенных образованиях нижней подсвиты

успенской свиты, формирующих околожерловую и склоновую части основной вулканической структуры рудного поля — Гусляковского стратовулкана.

Как показано выше, структурно-тектонические критерии в Лениногорском районе определяются приуроченностью 85% рудных полей к узлам пересечения разноориентированных глубинных разломов, в том числе 43% — к участкам сопряжения двух и 42% — разломов трех направлений. Причем все наиболее крупные месторождения района (Риддер-Сокольное, Тишинское, Чекмарь) расположены в узлах пересечения не двух, как считалось ранее, а трех основных систем разрывных нарушений — северо-западной, субширотной и субмеридиональной ориентировки. В северной части Лениногорского района установлено наличие семи тектонически ослабленных зон, отвечающих известным и вновь выделенным рудным полям. В пределах указанных участков, площадь которых составляет 10% от общей площади северной части Лениногорского района, сосредоточено 74% известных к настоящему времени рудных объектов. Разноранговые металлогенические единицы (рудные поля, группы месторождений, отдельные месторождения и проявления) расположены здесь в соответствии с определенным шагом, который составляет примерно 8 км между рудными полями, 4 км между группами рудных объектов в пределах отдельных рудных полей и 800 м между отдельными месторождениями и рудопроявлениями. Применительно к Гусляковскому рудному полю следует отметить, что оно расположено в области пересечения региональных разломов северо-западной (Пахотинско-Тургусунского), субширотной (Гусляковско-Снегирихинского) и субмеридиональной (Риддер-Чекмарского) ориентировки и представляют собой один из участков максимальной тектонической проработки.

Промышленные месторождения рудного поля (Чекмарь, Гусляковское, Юго-Восточное) расположены в области пересечения Козловского, Шинковского и Гусляковского I разломов, являющихся ветвями (фрагментами) вышеуказанных региональных разломов соответствующих направлений. К участку пересечения этих разломов, как наиболее проницаемой тектонической зоне, приурочена главная жерловая зона Гусляковского стратовулкана. В околожерловой и склоновой частях последнего образовались более мелкие структуры типа вулканокуполов (Чекмарский, Шинковский, Юго-Восточный) и палеовулканических депрессий (Гусляковская), оказавшихся в последующем благоприятными для рудолокализации. В связи с унаследованным и длительным характером развития глубинных разломов, в соответствии с общим планом деформаций преимущественно вдоль разломов северо-западной ориентировки происходило формирование протяженных (региональных) зон рассланцевания и гидротермального изменения пород (Звездно-Гусляковская и др.), усложнение первичных вулканокуполов и образование разноранговых линейных складчатых структур антиклинального и синклинального характера. Участки пересечения разноориентированных разломов и зон сопряжения их с локальными структурами антиклинального характера Чекмарского и Гусляковского типа являются наиболее благоприятными для локализации полиметаллического оруденения на исследуемом рудном поле.

Связь оруденения с определенным комплексом интрузивных образований на Гусляковском рудном поле представляется наиболее проблематичной. Основываясь на данных абсолютного возраста и принимая во внимание проявление интенсивного калиевого метасоматоза в оруденелых зонах, можно предположить парагенетическую связь колчеданно-полиметаллического оруденения с комплексом гипабиссальных порфировых интрузий трахилипаритового состава верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста.

Ведущими факторами контроля колчеданно-полиметаллического оруденения являются структурно-тектонические, так как они определяют закономерности размещения в пространстве вулканических аппара-

тов, тел порфировых интрузий, рудных полей и месторождений. В этой связи проявление отложений белоубинской свиты в качестве регионального литологического экрана обусловлено их физико-механическими особенностями, заключающимися в проявлении пластических деформаций и ограниченном распространении трещинных зон, типичных для осадочно-вулканогенных образований успенской свиты и особенно ее нижней подсвиты.

Локальные критерии прогноза также подразделяются на три основные группы. К первой относятся литолого-стратиграфические, которые в локальном масштабе проявляются: а) в приуроченности максимальных концентраций оруденения к наиболее дифференцированному разрезу нижней подсвиты успенской свиты; б) в избирательной концентрации наиболее богатого и мощного оруденения в туфогенно-осадочных породах с повышенным количеством сингенетичного пирита, способствовавшего локализации сульфидов меди, свинца и цинка.

Вторая группа — структурно-тектонические предпосылки, отличающиеся от региональных только масштабами проявления и заключающиеся также в образовании зон повышенной проницаемости и мелких структурных ловушек.

Третья группа включает в себя локальные критерии прогноза, обусловленные особенностями внутреннего строения рудных залежей и динамикой рудообразующих процессов. К ним относятся проявление малоконтрастных многоэтажно-ритмических форм рудной зональности, зональности геохимических ореолов, сопровождающих формирование месторождений и рудных залежей и размещение рудоподводящих каналов, выявленных на основании изучения рудной зональности.

В качестве примера рассмотрим оценку различных участков Гусляковского рудного поля, которые разделены на четыре категории (см. рис. 87). К *первой* категории относятся площади Чекмарь-Гусляковского, Шинковского и Углоушинского участков, сложенных породами жерловой и околожерловой групп фаций, непосредственно примыкающих к главной жерловой зоне Гусляковского стратовулкана, представляющей собою наиболее проницаемый участок земной коры. На юго-востоке эта площадь ограничена Шинковским синвулканическим глубинным разломом субширотного простирания, по которому произошло поднятие «Звездного» блока. Весьма перспективные площади, вмещающие все месторождения рудного поля, характеризуются, в отличие от площадей других категорий, сочетанием в их пределах протяженных зон повышенной проницаемости и пликативных рудолокализующих структур антиклинального характера, которые образуются в участках развития экструзий, вулканокуполов и палеовулканических депрессий.

Ко *второй* категории перспективности относится площадь Звездного участка, который, как и участки первой категории, сложен породами жерловой и околожерловой фаций, но в отличие от них характеризуется более глубокой эродированностью и широким развитием интрузий субвулканических порфиров (последние составляют 85—90% от общей его площади). Звездный участок включает одноименные зоны интенсивного рассланцевания и гидротермального изменения пород. В его пределах возможно обнаружение двух рудных объектов к северо-западу и юго-востоку от Звездного рудопроявления.

К *третьей* категории перспективности относятся площади, находящиеся на удалении свыше 1,5—3 км от главной жерловой зоны Гусляковского стратовулкана и сложенные породами промежуточных групп фаций нижней и верхней подсвит успенской свиты. В эту категорию входят участки Павловский, Солдатовский, площади Верх-Теснушенского и Большечекмарского рудопроявлений, расположенных в северо-восточной части Гусляковского рудного поля, а также примыкающие к нему с юга области развития пород ильинской свиты.

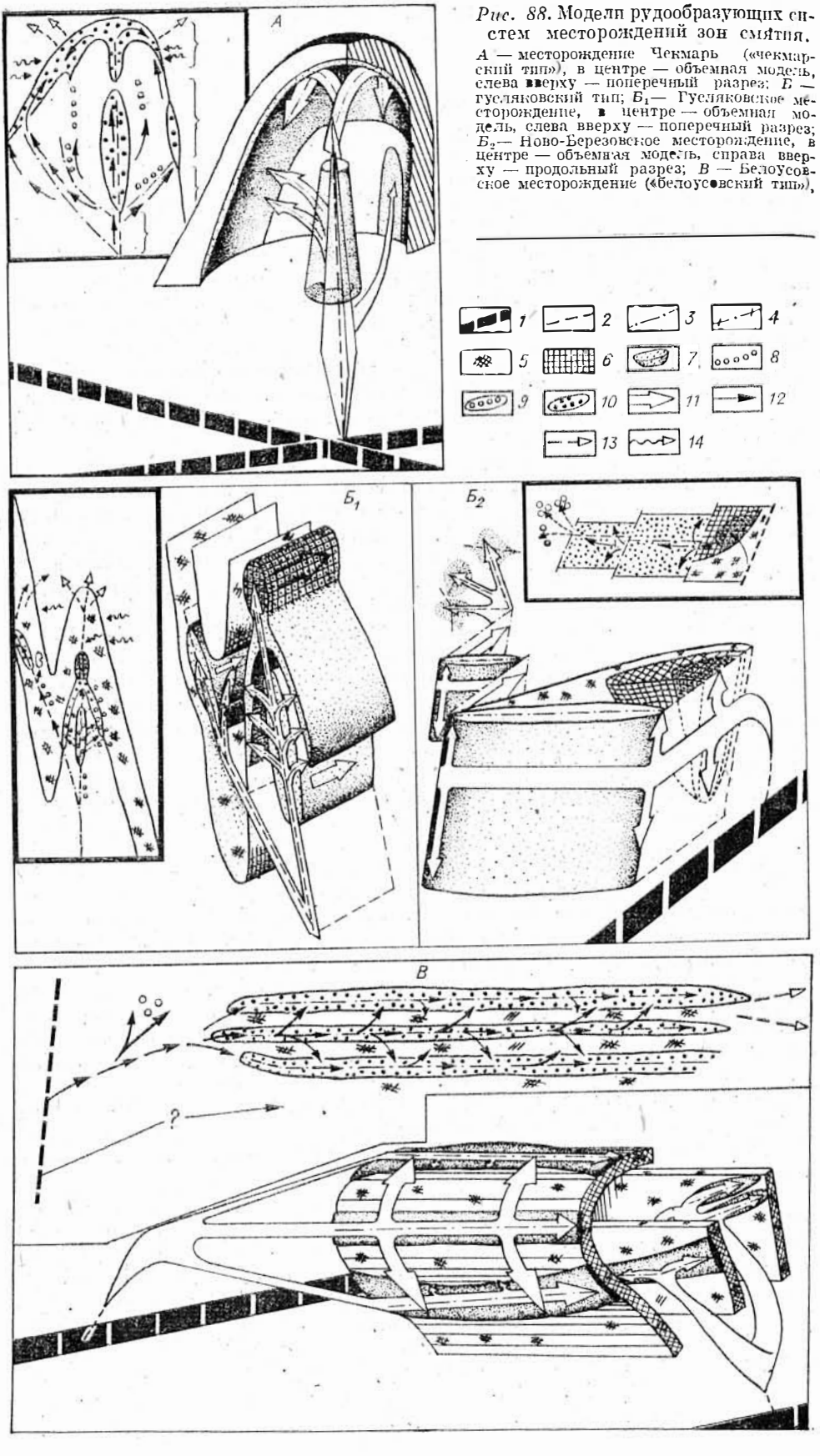


Рис. 88. Модели рудообразующих систем месторождений зон смятия.

А — месторождение Чекмарь («чекмарский тип»), в центре — объемная модель, слева вверху — поперечный разрез; *Б* — гусляковский тип; $Б_1$ — Гусляковское месторождение, в центре — объемная модель, слева вверху — поперечный разрез; $Б_2$ — Ново-Березовское месторождение, в центре — объемная модель, справа вверху — продольный разрез; *В* — Белоусовское месторождение («белоусовский тип»),

в центре — объемная модель, вверху — продольный разрез. *1—4* — трещинные структуры: *1* — региональные рудоподводящие структуры, *2* — локальные рудоподводящие структуры, *3, 4* — рудораспределяющие и рудолокализующие трещинные структуры (*3* — системы однонаправленных трещин, *4* — системы разнонаправленных пересекающихся трещин); *5* — образования гидротермально-осадочной (вулканогенно-осадочной) формации; *6* — тела ранних серно-колчеданных руд (пириты); *7—10* — зоны колчеданно-полиметаллической гидротермальнометасоматической минерализации: *7* — на объемных моделях, *8—10* — на плоскостных изображениях (*8* — вкрапленная, *9* — прожилковая минерализация, *10* — сплошные жильные колчеданно-полиметаллические руды); *11, 12* — направление движения гидротермальных растворов: *11* — на объемных моделях, *12* — на плоскостных изображениях; *13* — направления миграции «отработанных» гидротермальных растворов; *14* — направления потоков вадозных вод, участвующих в гидротермально-метасоматическом рудообразовании.

К *четвертой* категории относится неперспективная на обнаружение полиметаллического оруденения площадь в западной части рудного поля, сложенная терригенными образованиями белоубинской свиты, выполняющими ядро Гусляковской синклинали.

ТИПЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ И ПРИНЦИПЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОНАХ СМЯТИЯ

В зависимости от структурных особенностей областей локализации гидротермально-метасоматического оруденения и проницаемых структур, по которым происходила миграция продуктивных гидротермальных растворов в зону рудоотложения, и перераспределения в ней потоков, а также тектонических режимов, на фоне которых протекали рудообразующие процессы, в пределах Иртышской и Северо-Восточной зон смятия выделяются три главных типа рудообразующих флюидных динамических систем: 1) в унаследованных вулкано-купольных структурах; 2) в линейных сублатеральных структурах экранирования; 3) в крутопадающих ослабленных зонах (рис. 88). Для каждого из них характерны специфические морфологические типы рудных залежей, вертикальной и латеральной зональности руд и околорудных метасоматитов, которые предопределяют необходимость индивидуального подхода в процессе локального прогнозирования скрытого оруденения на фланги и глубину.

Рудообразующие системы в унаследованных вулкано-купольных структурах («Чекмарский тип», месторождения Чекмарь, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и другие) характерны для Северо-Восточной зоны смятия. Рудоотложение происходит в пределах брахикупольных структур, наследующих морфологию палеовулканических построек центрального типа и усложненных системой радиально-концентрических трещин. Из локальных канальных источников, приуроченных к зонам сопряжения разнонаправленных дизъюнктивных структур, продуктивные растворы расщепляются на серию потоков, важнейшими из которых являются центральный и периферические, тяготеющие к присводовым кольцевым проницаемым зонам. При этом радиальная система трещин играет роль рудораспределяющих структур. В верхних частях брахикупольной структуры происходит встречное взаимодействие центрального и периферических потоков. В этой зоне формируются наиболее богатые рудные тела, переходящие с глубиной в систему жилообразных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд. Образовавшиеся в подобных условиях месторождения (залежи) имеют медузообразную форму с затухающими с глубиной шлейфами прожилково-вкрапленных руд, для которых характерна рудная зональность центробежно-концентрического типа, осложненная многоэтажно-ритмической, повторяющейся зональнос-

ью. Последняя является благоприятной с точки зрения оптимистической прогнозной оценки оруденения на глубину, поскольку расширяющиеся с глубиной зональные ритмы, измеряемые первыми сотнями метров, могут быть разделены безрудными или слабоминерализованными зонами. В связи с этим выклинивание отдельных рудных тел не может служить основанием для прекращения разведки на глубину. В качестве ведущего поискового критерия месторождений подобного типа могут служить унаследованные антиклинальные структуры, которым в практике прогнозно-поисковых работ на Рудном Алтае уделялось особое внимание.

Рудообразующие системы в линейных сублатеральных структурах экранирования («Белоусовский тип», залежи 1, 2, 5, 3, 4, 7) являются принадлежностью Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения, контролируемого структурами Иртышской зоны смятия. Важнейшими структурными элементами рудообразующей системы данного типа являются крутопадающие рудоподводящие каналы и сопряженные с ними сублатеральные рудораспределяющие проницаемые зоны в линейных складках волочения. В зоне рудоотложения под пологими литологическими экранами главный поток распадается на серию субпараллельных генеральных потоков, связанных между собой встречными частными потоками и осложненных местами локальными противотоками в пределах магистральных проницаемых структур. В зонах встречного взаимодействия потоков формируются богатые по содержаниям и запасам рудные столбы. Рудообразующие системы этого типа функционируют на фоне крайне неустойчивого гидродинамического режима, приводящего к пульсационному, прерывающему протеканию рудообразующего процесса, сопровождаемого миграцией магистральных рудоносных потоков, вплоть до формирования поперечных фланговых потоков. Подобный гидродинамический режим протекания рудообразующих процессов приводит к образованию своеобразных узких лентовидных залежей с малоконтрастной перекрестной зональностью.

Обнаружение подобных залежей геолого-геохимическими методами сопряжено с определенными затруднениями, обусловленными геометрическими особенностями лентовидных рудных залежей со слабо выраженными первичными геохимическими ореолами.

Прогнозирование залежей подобного типа должно быть основано на выявлении эшелонированных по вертикали и пологих экранизирующих структур в чешуйчато-надвиговых зонах Иртышской зоны смятия.

Рудообразующие системы в крутопадающих ослабленных зонах («Гусляковский тип»— месторождения Гусляковское, Березовское, Ново-Березовское, Иртышское, Тишинское и др.) проявлены как в структурах Северо-Восточной, так и Иртышской зон смятия и характеризуются сочетанием одного или нескольких близвертикальных рудоподводящих каналов и сетчато-трещинными структурами. В зоне рудоотложения происходит разветвление магистральных потоков на серию мелких восходящих рудоносных струй, между которыми местами формируются зоны встречного взаимодействия. Последние наиболее часто встречаются в замковых частях изоклинальных складок антиклинального типа. Возможны также частые нисходящие потоки. Благоприятными для рудоотложения являются литологические факторы: горизонты известняков, туфов, тектоносланцев и, особенно, ранних пирититов, с которыми связаны области формирования наиболее богатых рудных столбов.

Для месторождений этого типа характерны центробежные типы зональности, осложненные многоэтажно-ритмической зональностью прерывистого и непрерывного типов, которые необходимо учитывать при их оценке на фланги и глубину. Одним из критериев оценки являются типичные структуры зон смятия: области развития кливажа и рассланцевания в зонах возможного функционирования рудообразующих систем. Выявление последних облегчается в районах исследуемых и эксплуатируемых месторождений на основе рассмотренных выше принципов объемного анализа рудной зональности.

Рудообразующие системы данного типа проявлены как самостоятельно (месторождения Гусляковское, Тишинское, Березовское и др.), так и в сочетании с рассмотренными выше обоими типами систем (рудное тело 25 месторождения Чекмарь, залежи 9—10 и зона «Прогресс» Белоусовского месторождения), занимая обычно нижние части месторождений, что необходимо учитывать при их оценке.

Несмотря на структурное разнообразие рассмотренных выше рудообразующих систем, в пределах последних, в соответствии с классификацией, разработанной Г. Л. Поспеловым [1962, 1963], намечаются три зоны — транзитная, растекания, рассеивания «отработанных» рудоносных растворов. В свою очередь, зона растекания дифференцируется на тыловую, промежуточную и фронтальную зоны с характерными для них морфогенетическими типами рудных тел. В близповерхностных условиях происходит взаимодействие рудообразующих систем с горизонтами вадозных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе многолетних структурно-генетических исследований рудных полей, включающих структурное дешифрирование разномасштабных аэрокосмических изображений, изучение структурно-литологических факторов локализации руд, внутреннего строения рудных тел, пространственных тенденций распределения ведущих рудообразующих компонентов и палеореконструкций рудообразующих систем, рассматриваются особенности металлогении рудноалтайских зон смятия. На примере Северо-Восточной и Иртышской зон смятия показаны элементы сходства и различия контролируемых ими колчеданно-полиметаллических месторождений Гусляковского и Березовско-Белоусовского рудных полей. Будучи линеаментными структурами зон долгоживущих глубинных разломов, основные различия внутреннего строения и металлогении исследуемых зон смятия обусловлены, прежде всего, их внутренним строением и интенсивностью метаморфизма породных ассоциаций.

Северо-Восточная зона смятия отличается слабым метаморфизмом (в пределах фации зеленых сланцев) кливажированных и рассланцованных пород. Особенностью ее внутреннего строения в целом является сочетание узких (2—6 км) полос интенсивного рассланцевания, разделенных крупными блоками менее динамометаморфизованных пород. Для тех и других характерно развитие тектонической решетки трапециевидной, ромбовидной (а не уплощенной чешуйчатой, как в Иртышской зоне смятия) формы, образованной пересечением разнонаправленных разломов. Приуроченные к ней рудные поля характеризуются сочетанием палеовулканических сооружений, усложненных унаследованными брахиантиклинальными, изоклинальными складками и дизъюнктивными дислокациями.

Иртышская зона смятия отличается проявлением интенсивного зонального метаморфизма, обусловленного развитием кристаллических сланцев, мигматитов и гранито-гнейсов в ее центральной части, окруженных тектоносланцами, аналогичными по степени метаморфизма Северо-Восточной зоне смятия. Заключенные в ней первичные палеовулканические сооружения практически полностью нивелируются план-параллельными тектоническими элементами чешуйчатого, пластинчато-блокового и меланжевого строения.

Особенностью металлогении Северо-Восточной и Иртышской зон смятия является полихронность протекания рудообразующих процессов, выраженная в пространственном совмещении разновременных вулканогенных и плутоногенных рудных формаций. В частности, на исследованных рудных полях установлено послескладчатое наложение более поздней колчеданно-полиметаллической рудной формации (плутоногенной) и малосульфидной кварцево-жильной, золоторудной на раннюю вулканогенную, существенно колчеданную. Неоднородность распределения ранних пирититов оказывает существенное влияние на динамику

гидротермального метасоматического рудообразования и зональность руд. Имеются многочисленные примеры разобщенной локализации упомянутых рудных формаций, однако в зонах их пространственного совмещения формируются наиболее богатые по запасам и содержаниям рудные тела. При этом вокруг «пиритовых ядер» группируются рудные столбы меди, свинца, цинка и сопутствующих им металлов.

Факторы литологического контроля оруденения, в большей степени типичные для Северо-Восточной зоны смятия, выражены в избирательной приуроченности гидротермально-метасоматических руд к горизонтам кислых вулканокластических пород с включенными в них телами ранних пирититов. В пределах Иртышской зоны смятия полиметаллическая минерализация развивается по карбонатным горизонтам и первичным колчеданным залежам, однако в целом литологический контроль оруденения имеет здесь резко подчиненное значение по сравнению со структурными факторами, выраженными в приуроченности гидротермально-метасоматического оруденения к участкам развития тектоносланцев и разрывным нарушениям.

В зонах кливажа и интенсивного рассланцевания, как в пределах Северо-Восточной, так и Иртышской зон смятия, формируются рудные тела сходных морфологических типов: от вкрапленных и прожилково-вкрапленных до сливных, жилообразных (Гусляковское, Тишинское, Шубинское, Березовское, Ново-Березовское, Иртышское и другие месторождения). Вместе с тем определенные типы структур рудных полей типичны только для рассматриваемых зон смятия. Так, унаследованные брахикупольные рудовмещающие структуры встречаются только в Северо-Восточной зоне смятия и прилегающих к ней районах (месторождения Чекмарь, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и другие). Протяженные пологие складки волочения, в которых локализуются уникальные лентовидные залежи Белоусовского месторождения, являются принадлежностью Иртышской зоны смятия. В соответствии с этим выделяется три типа рудоконтролирующих структур: в зонах кливажа и интенсивного рассланцевания, в унаследованных брахикупольных и пологих складках волочения.

Для всех структурных типов выявлена малоконтрастная центробежная латеральная и вертикальная рудная зональность, осложненная прерывистой или непрерывной многоэтажно-ритмической зональностью.

Пространственная направленность последней свидетельствует о наложении гидротермально-метасоматических процессов на готовые складчатые и дизъюнктивные структуры и несущественном искажении первоначального залегания этих тел в послерудный период. Колчеданные тела первого этапа несут явные следы послерудных деформаций, кливажа и будинирования.

Анализ рудной зональности позволил реконструировать на качественном уровне основные черты гидродинамики рудообразующих флюидных динамических систем.

Выделено три типа рудообразующих систем колчеданно-полиметаллических месторождений, соответствующих определенным типам рудолокализующих структур.

В сложном каркасе разноранговых дизъюнктивных структур установлены рудоподводящие, рудораспределяющие и рудолокализующие структурные элементы и показаны в них пути движения рудообразующих растворов в период формирования руд гидротермально-метасоматического этапа. Особенности рудообразующих систем обусловлены различной тектонической активностью различных зон в период рудообразования: проявлением стабильных проницаемых структур в Северо-Восточной зоне смятия и неустойчивым гидродинамическим режимом с ярко выраженным пульсационным характером протекания рудообразующих процессов в пределах Иртышской зоны смятия. При этом во втором случае в сложном каркасе потенциально проницаемых структур по-

токи рудообразующих растворов неоднократно меняли свое первоначальное положение в процессе рудообразования, перемещались в соседние проводящие структуры и зоны локализации руд, вплоть до формирования поперечных потоков. С подобными различиями флюидных динамических систем связано формирование довольно простой центробежной зональности в первом случае и сложных перекрещивающихся типов зональности — во втором.

Установленные авторами структурно-генетические закономерности пространственной локализации колчеданно-полиметаллических месторождений позволили уточнить известные, обосновать дополнительные критерии поиска скрытого оруденения и наметить новые формальные и неформальные принципы локального прогнозирования, основанные на пространственном анализе рудообразующих флюидных динамических систем.

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В. В., Воинков Д. М., Гриненко А. Н. и др. Изотопный состав серы сульфидов различных групп месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай).— Геол. руд. месторожд., 1972, № 3, с. 31—44.

Авдонин В. В., Гариков И. О., Наумов В. А. Особенности фациального анализа рудоносной базальт-липаритовой формации Алейского антиклинория (Рудный Алтай).— В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1980, с. 36—47.

Авдонин В. В., Гончарова Т. Я., Кроначев С. М. Основные особенности Лениногорского района (Рудный Алтай).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8, с. 49—61.

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 3, с. 27—47.

Ажгирей Д. Г. Тектонические взаимоотношения Рудного и Горного Алтая по геологическим и геофизическим данным.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. XLI, вып. 4, с. 41—55.

Ажгирей Г. Д., Ажгирей Р. М., Коробов В. В. Геолого-петрографические особенности среднедевонских порфировых интрузий юго-восточной части Рудного Алтая.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1968, № 7, с. 27—38.

Альбов М. Н., Быбочкин А. М. Рудничная геология.— М.: Недра, 1973.— 430 с.

Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово).— Л.: Недра, 1973.— 165 с.

Атлас палеотектонических и структурно-формационной карт палеозоя Юго-Западного Алтая.— М.: НПО «Аэрогеология», Мингео СССР, 1978.— 18 л.

Баранов В. Д., Баранов Э. Н. О ритмичности строения метасоматических рудных тел и первичных ореолов колчеданных месторождений.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972, с. 90—91.

Безмен Н. И., Еремин Н. И., Поразаули И. Г. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта.— Геохимия, 1978, № 3, с. 384—389.

Белоцин М. Д. Основные черты эволюции Соколовской и Богаевской структур Саратовского Поволжья.— Сов. геол., 1964, № 12, с. 90—110.

Белькова Л. Н., Огиев В. И., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1, с. 30—39.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95—113.

Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, ч. 80, № 2, с. 81—87.

Богацкий В. В. О волновом характере локализации эндогенного оруденения по вертикали.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 22—29.

Болдырев А. К., Григорьев И. Ф. Карта главнейших полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 67. Л.: изд. Геол. комитета, 1927.— 85 с.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций.— М.: Недра, 1977.— 153 с.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота.— Труды ЦНИГРИ. Вып. 35. М., 1960.— 417 с.

Буров Н. П., Курск Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае.— Цв. металлы, 1939, № 3, с. 38—56.

Вейц Б. И. По поводу отзывов на статью Б. С. Левоника «О некоторых рудоносных структурах эндогенных месторождений».— Разведка недр, 1951, № 4, с. 36—39.

Вейц Б. И. Метаморфизм бисульфидов железа.— В кн.: Минералого-географический сборник Львовского географического общества при Львовском госуниверситете. № 6. Харьков: изд. Харьков. гос. ун-та, 1952, с. 107—118.

Велчев В., Василов П. О связях между серебром и золотом в рудных месторождениях.— Сб. научни тр. Научноисслед. сектор Висш. минно-геол. ин-т, София, 1968, ч. 2, с. 793—805.

Вистелиус А. Б., Яновская Т. Б. Программирование задач геологии и геохимии при использовании универсальных электронных вычислительных машин.— Геол. руд. месторожд., 1963, № 3, с. 34—49.

Волков В. М. Ново-Березовское месторождение.— В кн.: Геология СССР. Т. X. Восточный Казахстан, полезные ископаемые. М.: Недра, 1974, с. 84—88.
Вольфсон Ф. И. Вопросы структуры Прииртышских полиметаллических месторождений на Алтае.— Изв. КазССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 89—104.
Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР.— М.: Наука, 1969.— 324 с.
Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10, с. 28—38.
Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 126 с.
Воробьев Ю. Ю. Широтные рудные зоны Алтая и Калбы.— В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана.— Алма-Ата: изд. КазИМС. 1968, с. 31—34.
Воробьев Ю. Ю., Стучевский Н. И. Березовско-Белоусовское рудное поле.— В кн.: Геология СССР. Т. X. Восточный Казахстан, полезные ископаемые. М.: Недра, 1974, с. 66—79.
Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая).— М.: Изд-во МГУ, 1978.— 275 с.
Галдин Н. Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4, с. 116—130.
Гармаш А. А. и др. Условия локализации лентовидных залежей полиметаллических руд в Иртышской зоне смятия (на примере Белоусовского месторождения).— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1970, с. 32—45.
Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия Восточно-Казахстанская.— Алма-Ата: Наука, 1979.— 181 с.
Геологический словарь.— М.: Недра. 1978. Т. 1 — 486 с.; т. II — 456 с.
Геология СССР. Т. XX. Восточный Казахстан.— М.—Л.: Гос. изд-во геол. лит., 1941.— 863 с.
Гзовский М. В. Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.— 536 с.
Гибшер Н. А. Палеотемпературные градиенты на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.— В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука. 1978а, с. 135—139.
Гибшер Н. А. Палеотемпературные градиенты на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.— В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука. 1978б, с. 130—135.
Гибшер Н. А., Прокопенко А. И. Температурные условия формирования месторождения Чекмарь на Рудном Алтае.— Геол. и геофиз., 1983, № 12, с. 38—45.
Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции.— М. Недра, 1968.— 193 с.
Голубев В. С., Шарапов В. И. Динамика эндогенного рудообразования.— М.: Недра, 1974.— 279 с.
Горжевский Д. И. О геотектонической позиции полиметаллического пояса Рудного Алтая.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 7-8, с. 354—372.
Горжевский Д. И. Сопоставление свинцово-цинковых и медно-колчеданных рудных провинций.— Геол. руд. месторожд., 1974, т. XVI, № 1, с. 89—92.
Горжевский Д. И., Голева Г. А., Исакович И. З. Рудная зональность на свинцово-цинковых месторождениях СССР.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 184—194.
Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков.— М.: Недра, 1977.— 198 с.
Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф., Демин Ю. И., Крейтер И. В. Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 9, с. 3—8.
Грешнер С. Г. Итнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1969, с. 288—300.
Григорьев Д. П., Жабин А. Р. Онтогения минералов.— М.: Наука, 1975. — 340 с.
Гросс У. Х. Направление движения минерализующих растворов на месторождении Блайклиппен, Гренландия.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. I. М.: ИЛ, 1960, с. 276—294.
Демидович Б. П., Марон И. А., Шувалова Э. З. Численные методы.— М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1963.— 400 с.
Демин Ю. И., Брызгалова Г. И., Кропачев С. М. и др. Геологическая обстановка полигенного оруденения в Белоубинской зоне (Рудный Алтай).— Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 8, с. 54—62.
Демин Ю. И., Сергеева Н. Е. Редкометальная минерализация на Ново-Березовском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай).— Геол. рудн. месторожд., 1982, № 4, с. 95—100.
Диденко М. И., Кочнева Н. Т. Использование дешифрирования космических снимков при металлогенических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 62—69.

Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири.— Новосибирск: Наука, 1977.— 351 с.

Долгов Ю. А. Термобарогеохимические исследования.— Новосибирск: Наука, 1981.— 78 с.

Дробышевский М. И. Белоусовское месторождение.— В кн.: Геология СССР. Т. X. Восточный Казахстан, полезные ископаемые. М.: Недра, 1974, с. 96—102.

Дубатолов В. Н., Дубатолова Ю. А., Козлов М. С. и др. Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая.— М.: Наука, 1980.— 166 с.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы.— Л.: Изд-во АН СССР, 1938.— 248 с.

Еремин Н. И., Золотарев В. Г., Сорокинский М. Г. Эндогенная зональность сфалеритовой и теннантит-тетраэдритовой минерализации в рудных телах Гусляковского месторождения на Рудном Алтае.— Геол. руд. месторожд., 1975, № 1, с. 58—63.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов.— Харьков: изд. гос. ун-та, 1950.— 460 с.

Ермолаев К. Ф. О морфологии и условиях образования рудных тел Лениногорского месторождения.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 179—213.

Ермолаев К. Ф. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Алтая.— Сов. геол., 1959, № 7, с. 89—95.

Ермолаев К. Ф. Топологический подход при моделировании структурообразующих систем.— В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 22—28.

Ермолаев К. Ф., Куленов Х. Х. Объемно-графическая корреляция между компонентами в полиметаллических рудах.— Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1967, т. 20, с. 192—201.

Ермолов П. В., Паталаха Е. И., Ефимов И. А. и др. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая.— Геотектоника, 1984, № 4, с. 61—74.

Жабин А. Г. Гравитационные текстуры агрегатов в колчеданных месторождениях.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 5, с. 513—523.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Классификация метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Изд-во АН СССР, 1978, с. 9—28.

Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области.— Геотектоника, 1974, № 5, с. 52—60.

Жилинский Г. Б. О критериях направления движения рудообразующих растворов и их значение для расшифровки зональности рудных тел.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. Прага, 1965, с. 444—446.

Забродин В. Ю. Зоны смятия.— М.: Наука, 1977.— 108 с.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1936, т. 5, с. 29—65.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3, с. 3—18.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Зленко Б. Ф. Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай).— Геол. руд. месторожд., 1962, № 1, с. 17—34.

Золотарев В. Г., Сорокинский М. Г. Влияние состава текстур и степени метаморфизма колчеданно-полиметаллических руд на их физико-химические свойства (на примере Гусляковского месторождения, Рудный Алтай).— Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 10, с. 69—75.

Золотарев В. Г., Яковлев Г. Ф. Генезис колчеданно-полиметаллических месторождений Белоубинского синклинория.— Сов. геол., 1977, № 2, с. 15—29.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.— 228 с.

Иванкин П. Ф. По поводу статьи Б. С. Левошка «О некоторых рудоносных структурах эндогенных месторождений».— Вестн. АН КазССР, 1951, № 10, с. 78—84.

Иванкин П. Ф. По поводу статьи Л. Н. Бельковой, В. И. Огиева, А. И. Семенова «Две гипотезы генезиса полиметаллического оруденения на Алтае».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954а, № 5, с. 66—76.

Иванкин П. Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Рудного Алтая.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1954б, вып. 18, с. 29—41.

Иванкин П. Ф. Проблемы пучков малых интрузий и гидротермальных струй на колчеданно-полиметаллических полях Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4, с. 897—899.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей.— М.: Недра, 1970.— 288 с.

Иванкин П. Ф. Рудные столбы как элементы гидротермального потока.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 6—12.

Иванкин П. Ф., Долгушин С. С., Нуварьева Ю. А., Алабин Л. В. Рудоносность магматических формаций и особенности внутреннего строения Алтае-Саянской метал-

логенической провинции.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1971, с. 84—95.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая.— Алма-Ата: изд. АН КазССР, 1961.— 286 с.

Иванов Н. Б. Этапы формирования сульфидных руд Ново-Березовского колчеданно-медно-цинкового месторождения.— Геол. и геофиз., 1984, № 2, с. 92—98.

Иванов С. Н. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений. Т. 1., вып. 8.— Свердловск, 1945.— 72 с.

Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965, с. 102—113.

Каждан А. Б. Методологические основы разведки полезных ископаемых.— М.: Недра, 1974.— 261 с.

Калинин А. С., Сотников В. И., Колонин Г. Р., Берзина А. П. Модель геохимического температурного барьера медно-молибденовых месторождений (моделирование с помощью ЭВМ).— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 962—966.

Канищев А. Д. Главные факторы геохимических ассоциаций и вертикальной зональности эндогенных рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1977, № 6, с. 80—99.

Канцель А. Н., Лаверов Н. П., Розанов Ю. А. и др. Об использовании данных о физико-механических свойствах вулканогенных пород для решения вопросов их генезиса.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Недра. 1968, с. 280—285.

Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ.— М.: Недра, 1976.— 256 с.

Каюпов А. К. О возрасте полиметаллического оруденения на Алтае.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1956, вып. 24, с. 79—89.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитин Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат. 1957, с. 211—362.

Кен А. И. Закономерности размещения, строения и образования полиметаллических месторождений Алтая и перспективы расширения его рудной базы.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 102—112.

Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Аэрогеология, 1973, с. 81—85.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М.: Изд-во АН СССР. 1960, с. 441—459.

Козлов М. С. Формации нижнего и среднего девона.— В кн.: Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М.: Наука, 1980, с. 81—94.

Козлов М. С., Иванов Н. Б. Этапы формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Иртышской зоны смятия (на примере Ново-Березовского месторождения).— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 445—448.

Козлов М. С., Услугин М. О. Эндогенные геохимические ореолы Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Тезисы докладов к III Всесоюзному совещанию. Т. 2. М.: изд. ИМГРЭ, 1982, с. 85—87.

Козлов М. С., Услугин М. О., Шулика В. А. О формировании Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.— Геол. рудн. месторожд., 1982, т. XXIV, № 4, с. 109—115.

Козлов М. С., Услугин М. О., Шулика В. А., Иванов Н. Б. Структура Иртышской зоны смятия в связи с локализацией полиметаллических месторождений.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1211—1214.

Колчеданные месторождения мира.— М.: Недра, 1979.— 283 с.

Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973.— 215 с.

Константинов Р. М. Математические методы количественного прогнозирования рудоносности.— М.: Недра, 1979.— 128 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—552.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. — М.: Наука, 1979. — 111 с.

Королев А. В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 1, с. 66—79.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа.— М.: Госгеолтехиздат, 1954.— 114 с.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд.— М.: Недра, 1965.— 507 с.

Котульский В. К. Месторождения полиметаллических руд Алтая.— В кн.: Естественные производительные силы России. Т. 4. Вып. 8. 1919.— 118 с.
Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых.— М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1940.— 970 с.
Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 272 с.
Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. 2.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.— 390 с.
Кренделев Ф. П., Кренделев С. Ф. Эвристические методы в геологии.— М.: Наука, 1977.— 151 с.
Кузебный В. С. Процессы гранитизации и связанное с ними метаморфогенное рудообразование в северо-западной части Иртышской зоны смятия.— Изв. КазССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 44—58.
Кузебный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения.— Алма-Ата: Наука, 1975.— 342 с.
Кузебный В. С., Ермолов П. В., Полянский Н. В. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблемы их корреляции.— В кн.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 4—38.
Кузебный В. С., Стучевский Б. П., Бедарев Б. П. и др. Прииртышский рудный район.— Алма-Ата: изд. КазИМС, 1975.— 238 с.
Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975. с. 6—16.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования.— Геол. и геофиз., 1972, № 5. с. 3—10.
Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений.—М.: Недра, 1977.— 248 с.
Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений.— Новосибирск: Наука, 1975.— 264 с.
Лапухов А. С. Типы ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений.— В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976, с. 181—187.
Лапухов А. С., Галкин Б. А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.— Геол. и геофиз., 1972, № 2, с. 20—29.
Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы.— М.: Недра, 1975.— 260 с.
Левонин Б. С. О некоторых рудоносных структурах месторождений.— Разведка недр, 1950, № 4, с. 7—10.
Леммлейн Г. Г. Вторичные включения жидкости в минералах.— В кн.: Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973, с. 168—180.
Логинов В. П. Закономерности локализации месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 339—362.
Логинов В. П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений.— В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. II. М.: Наука, 1974, с. 7—85.
Логинов В. П. Зональность гидротермального изменения и рудоотложения на колчеданных месторождениях и ее возможное практическое значение.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М.: Наука, 1976, с. 251—261.
Лось В. Л. Анализ распределения содержаний основных полезных компонентов в рудах.— В кн.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата: Наука, 1968, с. 239—243.
Лукин Л. И., Сафонов Ю. Г., Чернышев В. Ф. Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 51—61.
Лухтанова М. Г. Типы руд и зональность Гуляковского месторождения на Алтае.— Изв. КазССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 42—49.
Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Моделирование полей напряжений в геологических структурах и его значение в теории рудообразования.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973, с. 25—35.
Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Проблемы генезиса вертикальных концентрических структур по данным моделирования.— В кн.: Палеовулканические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 13—24.
Любецкий В. И. Субширотные глубинные разломы Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1965, № 7, с. 3—11.
Лычаков В. А. История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — Геол. рудн. месторожд., 1980, № 6, с. 60—71.
Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР.— М.: Недра, 1969.— 222 с.

Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Трифонов В. Т. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 2. М.: Наука, 1974, с. 9—42.

Мак-Кинстри Г. И. Структуры гидротермальных рудных месторождений.— В кн. Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959. с. 159—206.

Марьин А. М. Доорогенные магматические и ультраметаморфогенные комплексы зоны смятия.— В кн.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 52—72.

Математическая геология. Реферативный систематический указатель/Под ред. А. Б. Вистелиуса.— Л.: Недра, 1969.— 246 с.

Методические рекомендации по изучению структурных предпосылок поиска и факторов локализации ртутного оруденения Закарпатья.— Симферополь: Наука, 1978.— 108 с.

Милеев В. С. Определение компонентов тензора главных деформаций по будинажу.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, № 3, с. 45—51.

Назаров Г. В. Геология и металлогения Курчум-Кальджирского антиклинория.— Алма-Ата: Наука, 1980.— 24 с.

Наумов Г. Б., Агеев Б. Н., Ермолаев Н. П. К вопросу о движении гидротермальных растворов.— Геол. руд. месторожд., 1968, т. X, № 4, с. 29—39.

Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений.— М.: Недра, 1979.— 224 с.

Нехорошев В. П. Геологическое строение Приртышских гор близ устья р. Бухтармы в Рудном Алтае.— Изв. геол. ком., 1924, т. 43, № 6, с. 767—760.

Нехорошев В. П. Геологический очерк Рудного Алтая.— Изв. Глав. геол. разв. упр. 1930, т. 43, № 5, с. 513—540.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая.— Изв. Всесоюз. геол.-разв. объед., 1932, т. 51, вып. 15, с. 249—268.

Нехорошев В. П. Северо-Восточная зона смятия в Рудном Алтае.— Информ. сб. ВСЕГЕИ. Материалы по геологии Рудного Алтая, Л., 1940, с. 3—28.

Нехорошев В. П. О так называемых рудных гальках в девонских конгломератах.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1955а, № 1, с. 87—89.

Нехорошев В. П. Современное состояние вопроса о происхождении полиметаллических руд Алтая.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1955б, № 1, с. 90—98.

Нехорошев В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение.— Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1956, с. 50—61.

Нехорошев В. П. Геология Алтая.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— 262 с.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— М.: Недра, 1966.— 305 с.

Николаев Н. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1977, № 12, с. 103—115.

Никольский А. П., Великая Н. Н. О медно-пирротиновом оруденении на Алтае.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3. Полезные ископаемые, Л., 1946, с. 92—107.

Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (сер. Алтайская).— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 114 с.

Объяснительная записка к геологической карте Казахской ССР масштаба 1 : 500 000 (сер. Восточно-Казахстанская).— Алма-Ата: Наука, 1979.— 182 с.

Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (по геолого-статистическим данным).— Геол. руд. месторожд., 1973, № 6, с. 17—31.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. Абсолютный возраст колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Труды XVI сессии комиссии по определению абсолютного возраста. М.: Наука, 1973, с. 284—296.

Округин В. М. Геология и оруденение Стрежанского рудного поля (Рудный Алтай).— М.: Изд-во МГУ, 1973.— 22 с.

Окружающая среда. Споры о будущем/Рябчиков А. М., Альтшулер И. Н., Горшков С. П. и др.— М.: Мысль, 1983.— 176 с.

Олейник Ю. Ф., Сухарев Н. Г. Критерии поисков промышленного оруденения и направления геологоразведочных работ в Лениногорском рудном районе.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 163—170.

Онтоев Д. О. Краткий обзор исследований по зональности эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1974, с. 7—18.

Осипов М. А. Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 184 с.

Палеовулканологический анализ колчеданоносных провинций (на примере Рудного Алтая).— М.: Изд-во МГУ, 1984.— 198 с.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения.— М.: Мир, 1966.— 545 с.

Паталаха Е. И. О возможности использования деформационных структурных элементов в качестве «тектонических тензодатчиков».— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 68—76.

Покровская И. В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Лениногорский район Рудного Алтая).— Алма-Ата: Наука, 1982.— 153 с.

Покровская Н. В., Замятин Н. И. Изменения изотопного состава серы сульфидов в процессе образования Риддер-Сокольского месторождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 80—85.

Покровская И. В., Лухтанова М. Г. Минералогия Стрежанского и Гусляковского месторождений на Алтае.— В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ Института геологических наук АН КазССР. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 149—154.

Покровская Н. В., Олейник Ю. Ф., Прокопенко А. И. и др. Родонит на Рудном Алтае.— Сов. геология, 1983, № 3, с. 80—86.

Поляпский Н. В., Ермолаев П. В. Новые данные о геологическом строении и условиях локализации оруденения Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай).— Геол. и геофиз., 1983, № 4, с. 77—85.

Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района.— Алма-Ата: Наука, 1968.— 173 с.

Поспелов Г. Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке.— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 1, с. 14—27.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11 — с. 28—40; № 12 — с. 40—57.

Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников.— Геол. и геофиз., 1963, № 3 — с. 18—40; № 4 — с. 24—42.

Поспелов Г. Л., Лапухов А. С. Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск: Наука, 1971, с. 8—56.

Поспелов Г. Л. и др. Стадии развития и типы бестрещинного жилообразования.— Геол. и геофиз., 1962, № 9, с. 41—48.

Принципы и методы прогнозирования медно-колчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая).— М.: Недра, 1972.— 356 с.

Прокопенко А. И. Структурно-генетические особенности месторождения Чекмарь на Рудном Алтае.— В кн.: Решениям партии инициативу и творчество молодых геологов. Тезисы докладов. Караганда, 1982, с. 62—64.

Прокопенко А. И., Олейник Ю. Ф., Мамин В. И. и др. Геологоструктурные особенности и характер распределения полиметаллического оруденения на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай).— В кн.: Геология, технология переработки руд и техника разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Алма-Ата: Наука, 1980, с. 58—67.

Прокопенко А. И., Трофимов А. И. Структура месторождения Чекмарь на Рудном Алтае.— В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 35—42.

Прокофьев А. И. Основы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых.— М.: Недра, 1973.— 320 с.

Нэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ.— М.: Изд-во АН СССР, 1939.— 151 с.

Нэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР: 1950, с. 193—282.

Нэк А. В. К вопросу об изучении структуры колчеданных месторождений Урала.— Тр. Новочерк. политехн. ин-та, 1958, с. 36—50.

Нэк А. А., Требухин В. С., Гераков А. И., Рыфтин В. М. Роль фильтрационных свойств пород Гайского рудного поля в локализации медно-колчеданного оруденения.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973, с. 102—118.

Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности.— Сов. геол., 1959, № 9, с. 70—86.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского пояса.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 58—62.

Радкевич Е. А. Типы зональности оловорудных месторождений.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 89—95.

Ревякин П. С., Кузебный В. С. Методика и результаты анализа гравиметровых и магнитных полей Рудного Алтая при изучении закономерностей размещения полиметаллических месторождений.— В кн.: Интерпретация геофизических материалов при поисково-съемочных работах среднего и крупного масштаба. М.: Недра, 1969, с. 178—186.

Редькин С. Ф., Редькина С. И. О некоторых факторах, указывающих направление изменений в процессе рудообразования.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1977, с. 95—96.

Робертус Ю. В. Атасуйский тип оруденения в Холзунско-Инском районе (Западный Алтай).— Изв. вузов, 1981, № 11, с. 98—100.

Романова М. А. Современные отложения Центральных Каракумов и проблема поисков погребенных структур.— Сов. геол., 1964, № 12, с. 70—90.

Романова М. А. Тренд-анализ данных геологических наблюдений.— В кн.: Вопросы математической геологии. Л.: Наука, 1968, с. 284—288.
Рослякова Н. В., Щербаков Ю. Г., Агеенко Н. Ф. и др. Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений.— В кн.: Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1983, с. 31—65.
Росс Д. Распределение температур в различных слоях рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудообразование. М.: Мир, 1974, с. 65—69.
Ротараш И. А., Самыгин О. Г., Гредюшко Е. А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 44—59.
Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность рудных месторождений.— Л.: Недра, 1975.— 224 с.
Рыков П. А. Геометрия недр.— М.: Недра, 1964.— 604 с.
Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медно-колчеданных месторождениях.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. М.: Недра, 1964, с. 128—138.
Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа).— М.: Недра, 1966.— 291 с.
Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 3, с. 15—27.
Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1960, № 2, с. 19—28.
Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1, с. 3—15.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.— 688 с.
Смирнов В. И. Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол., 1977, № 5, с. 14—26.
Смирнов В. И., Гончарова П. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 3—16.
Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 6, с. 1071—1085.
Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья.— М.—Л.: Госгеолиздат, 1944.— 89 с.
Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 3—17.
Соколов Г. А., Дубровский В. Н., Кигай И. Н., Онтоев Д. О. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных месторождений.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 7—18.
Сопко П. Ф. О соотношениях колчеданного и свинцово-цинкового типов оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 226—334.
Сорокинский М. Г., Прокопенко А. И. Морфоструктурные особенности некоторых месторождений Лениногорского района.— В кн.: Геология, техника разведки и технологическое изучение минерального сырья Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 116—117.
Соукинс Ф. Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника (тектоника плит.) — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 358—377.
Старостин В. И. Структурно-петрографический анализ эндогенных рудных полей.— М.: Недра, 1979.— 240 с.
Старостин В. И., Трофимов А. П., Прокопенко А. И. Геодинамические условия формирования месторождения Чекмарь на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 3, с. 682—684.
Стучевский П. И. К вопросу о взаимоотношениях вулканогенных и осадочных фаций в северо-западной части Иртышской зоны смятия.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1960а, с. 32—43.
Стучевский П. И. О стратиграфии северо-западной части Иртышской зоны смятия.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1960б, с. 205—211.
Тарантов А. С., Ермолаев К. Ф. К вопросу о методах изучения направления движения рудообразующих растворов.— Тр. Алтайск. Горно-металлург. науч.-исслед. ин-та АН КазССР, 1963, т. XVI, с. 111—119.
Таусон Л. В., Гундобин Г. М. Критерии перспективной оценки Хапчерангинского рудного узла (на основе зональности первичных ореолов).— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 121—128.
Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира.— М.: Недра, 1972.— 344 с.
Трофимов А. П. Рудоносные вулкано-тектонические структуры и первичные геохимические ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Белоубинского синклинория (Рудный Алтай).— Геол. рудн. месторожд., 1981, № 3, с. 41—54.
Трофимов А. П. Вулкано-тектонические структуры и первичные геохимические ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Белоубинского синклинория (Рудный Алтай).— М.: Изд-во МГУ, 1982.— 25 с.

Трубников Л. М. Некоторые особенности распределения рудного вещества на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.— В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата: Наука, 1979, с. 165—173.

Трубников Л. М., Олейник Ю. Ф., Мартыновский Г. И. Геологическое строение и перспективы Гусляковского рудного поля.— В кн.: Геология и закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 32—43.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: ИЛ, 1964, с. 9—196.

Филатов Е. И., Ширай Е. П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 172—175.

Формы геологических тел (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина и др.— М.: Недра, 1977.— 247 с.

Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации.— В кн.: Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984, с. 39—252.

Фролов А. А. Штокверковые рудные месторождения.— М.: Недра, 1978.— 262 с.

Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая.— Л.: Недра, 1978.— 196 с.

Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 206 с.

Хрущев Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, сер. 2, ч. 82, вып. 1, с. 53—60.

Чекваидзе В. Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение.— М.: Недра, 1981.— 240 с.

Чекваидзе В. Б., Шатагин Н. Н. О путях движения минерализующих растворов при формировании Корбалихинского полиметаллического месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 1, с. 46—53.

Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 6, с. 30—45.

Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая.— М.: Наука, 1974.— 264 с.

Чиков Б. М., Соловьев Р. В. Структурно-метаморфическая зональность Иртышского линеамента в районе Бухтарминского водохранилища.— Геол. и геофиз., 1983, № 8, с. 63—71.

Шадлун Т. Н. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита в колчеданных залежах.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4, с. 275—279.

Шаталов Е. Т. Термины, относящиеся к общим определениям металлогении, металлогеническому районированию и металлогеническим картам.— В кн.: Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—25.

Шилин Д. П. Новый тип медного оруденения на Южном Алтае.— Сов. геол., 1941, № 4, с. 69—76.

Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению новых районов. М.: Наука, 1965, с. 152—266.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения.— М.: ИЛ, 1958.— 501 с.

Щеглов А. Д. К вопросу о вертикальной зональности некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья.— В кн.: Труды ИГЕМ. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 270—278.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.— 432 с.

Щерба Г. Н. Вулканокупола из района Лениногорска.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1954, вып. 18, № 134, с. 42—49.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая.— М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—178.

Щерба Г. Н. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геол., 1968, № 6, с. 49—65.

Щерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геол., 1974, № 9, с. 25—39.

Щерба Г. Н., Паталаха Е. И. Изменение формы рудных тел в зонах смятия.— Сов. геол., 1966, № 7, с. 66—81.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956а, с. 72—82.

Щербина В. В. О геологическом значении количественного отношения Ag/Au.— Геохимия, 1956б, № 3, с. 65—74.

Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация/Под ред. К. В. Боголепова и др.— Новосибирск: Наука, 1976.— 172 с.

Эммонс В. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных тел, связанных с гранитными батолитами.— В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.— Л.: изд. ОНТИ, 1937, с. 311—335.

Юдин И. М. Обобщение и формализация основных понятий и явлений зональности эндогенных рудных тел.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 153.
Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Вестн. МГУ, 1972, № 2, с. 73—84.
Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В. Неоднородность строения колчеданоносных палеовулканических зон.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 9, с. 72—81.
Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Гончарова Т. Я. и др. Палеовулканическая обстановка формирования Алтайских колчеданно-металлических месторождений.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1984, № 4, с. 39—51.
Яковлев Г. Ф., Зарайский Н. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медно-колчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал).— Сов. геол., 1965, № 4, с. 3—18.
Яковлев Г. Ф., Микунов М. Ф. Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-фациальными особенностями.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 3, с. 45—56.
Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 11—19.
Январев Г. С. Особенности геологического строения и минерализации колчеданно-полиметаллического месторождения Чекмарь на Рудном Алтае.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 3, с. 88—93.
Январев Г. С. Формационная принадлежность магматических пород Белоубинского рудного района на Алтае и их соотношение с оруденением.— В кн.: Геология, технология переработки руд и техника разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Алма-Ата: изд. ИГН АН КазССР, 1980, с. 120—126.
Январев Г. С. Геолого-структурные особенности и перспективы Стрежанского рудного поля на Алтае.— Алма-Ата: изд. ИГН АН КазССР, 1982.— 21 с.
Barnes H. L. Mechanism of mineral zoning.— Econ. Geol., 1962, v. 57, N 1, p. 30—38.
Bethke P. M., Barton P. B. Distribution of the some minor elements between coexisting sulphides minerals.— Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1, p. 140—163.
Brown W. H. A quantitative study of the zoning of ores at the Austinville mine. Wythe Counti, Virginia.— 16th Internat. Geol. Cong. Rept., 1, 1936, p. 459.
Broderick T. M. Zoning in Michigan copper deposits and its significance.— Econ. Geol., 1929, v. 24, p. 311—326.
Engel A. E. J. The direction of flow of mineralising solutions.— Econ. Geol., 1948, v. XLIII, N 8, p. 655—660.
Garrels R. M. The Missisipi valley type lead-zinc deposits and the problem of mineral zoning.— Econ. Geol., 1941, v. 36, p. 729—744.
Goudkoff P. P. New aspects of the geology of the principal ore-bearing provinces of Siberia.— Econ. Geol., 1922, v. 17, N 4, p. 260—273.
Harrison J. E. Relation between pattern and hypogene zoning in the Freelland — Lamartine district. Colorado.— Econ. Geol., 1955, v. 50, N 3, p. 311—320.
Holland H. D. The black smokes at 21°N on The Fast Pacific rise «UNESCO» Int. Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic Compl. 1980, v. 3, «Athens», 1981, p. 375.
Kutina J. The zonal theory of ore deposits.— Econ. Geol., 1957, v. 52, N 3, p. 316—319.
Kutina J. The fifty-north facture zone and its role in metallogeny of Central Europe.— Chem. Erde, 1974, v. 33, N 2, p. 215—217.
Kutina J. Lithospheric plate motions — one of the factor controlling distribution of ore, deposits in some mineral belts.— Mineral. Deposita, 1976, v. 11, N 1, p. 83—92.
Lydon J. W. Applications of computer modeling to the stady of the genesis of stratiform sulphide deposits.— J. Int. Assoc. Math. Geol., 1983, v. 15, N 1, p. 231—232.
Newhouse W. H. Openings due to movement along a curved or irregular fault plane.— Econ. Geol., 1940, v. 35, p. 445—464.
Noble J. A. The non-relation between metal provinces and the ores of plate tectonics in the Western United States.— Schriftern Erdwiss Komiss. Österr. Acad. Wiss., 1976, v. 1, p. 25—28.
Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America and the subduction of oceanic lithosphere.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 3, p. 813—818.
Spurr J. E. The Ore Magmas.— New York: McGraw-Hill, 1923, v. I, — 430 p.; v. II — 915 p.
Spurr J. E. The Camp Bird compounds vein dike.— Econ. Geol., 1925, v. 20, p. 115—152.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. **К методике исследования рудообразующих систем** 5

Термины и понятия . . . . . —

Вопросы типизации рудной зональности . . . . . —

Принципы палеореконструкций рудообразующих систем 14

Типизация колчеданно-полиметаллических месторождений 21

Глава 2. **Структура и металлогенические особенности рудноалтайских зон смятия** 24

Северо-Восточная зона смятия 25

Иртышская зона смятия 44

Глава 3. **Литолого-стратиграфические, тектонофизические и термодинамические факторы локализации руд на Гуляковском рудном поле** 55

Особенности геологического строения . . . . . —

Рудные формации 76

Месторождение Чекмарь 82

Юго-Восточное месторождение 106

Гуляковское месторождение 108

Генетическая модель формирования месторождений Гуляковско-Чекмарского типа 110

Глава 4. **Факторы локализации оруденения на Березовско-Белоусовском рудном поле** 112

Основные черты геологического строения . . . . . —

Геологическое строение Ново-Березовского, Красноярского и Белоусовского месторождений 119

Глава 5. **Рудная зональность и особенности рудообразующих систем зон смятия** 124

Эволюция рудообразующих систем Гуляковского рудного поля 125

Формы проявления рудной зональности Березовско-Белоусовского рудного поля 142

Рудообразующие системы Березовско-Белоусовского рудного поля 149

Глава 6. **Принципы локального прогнозирования колчеданно-полиметаллического оруденения зон смятия** 153

Статистические принципы локального прогнозирования 156

Региональные и локальные критерии прогноза 171

Типы рудообразующих систем и принципы локального прогнозирования оруденения в зонах смятия 175

Заключение 178

Литература 181

Александр Сергеевич Лапухов
Александр Иванович Прокопенко
Николай Борисович Иванов
Лев Михайлович Трубников

РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОН СМЯТИЯ

Рудный Алтай

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства
А. А. Запорожченко
З. Д. Роскина

Художественный редактор
М. Ф. Гилырина

Художник
Н. А. Пискун

Технический редактор
Г. Я. Герасимчук

Корректоры
Н. М. Горбачева,
Р. К. Чернова

ИБ № 29944

Сдано в набор 01.08.85.
Подписано к печати 26.02.86.
МН-01419
Формат 70×108 1/16
Бумага типографская № 3.
Обыкновенная гарнитура
Высокая печать
Усл. печ. л. 16,8
Усл. кр.-отт. 17,2
Уч.-изд. л. 18,8
Тираж 1000 экз.
Заказ № 838
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.