

The background of the cover is a dark blue gradient with a glowing green and cyan arc in the lower half. There are several bright, curved light streaks and a central bright spot, giving it a futuristic or scientific appearance.

**Ю. С. ПАРИЛОВ**

**ГЕНЕЗИС ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА**

**Алматы 2012**

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К.И.САТПАЕВА  
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Ю. С. ПАРИЛОВ

**ГЕНЕЗИС ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА**  
(по результатам изучения флюидных включений)

АЛМАТЫ - 2012

УДК 553.061.12/17:553.43'44  
ББК 26.341  
П18

**Ю.С. Париров.** Генезис основных типов месторождений цветных металлов Казахстана (по результатам изучения флюидных включений). 2012. 266 с.

ISBN 978-601-228-450-8

В основу работы положены результаты изучения флюидных включений, позволившие получить физико-химических параметров образования сульфидных месторождений: температуры, состав газовых и солевых компонентов, плотность и агрегатное состояние флюидов и другие. Для суждений о генезисе месторождений привлечены также геологические критерии, минеральный состав и строение рудных агрегатов, данные изотопных исследований по определению абсолютного возраста пород и руд, а также возможных источников рудного вещества. Этим комплексом методов полно охарактеризованы условия образования более 30 рудных объектов, являющихся крупными представителями основных типов месторождений меди, свинца и цинка. Полученные данные способствуют пересмотру генезиса многих рудных объектов, а также некоторых концепций теории рудообразования. Они могут служить основой для различных металлогенических и модельных построений.

Работа предназначена для специалистов по геологии и геохимии рудных месторождений.  
Библиография 288 назв. Илл. 145, Табл. 34.

Рецензенты:  
доктора геолого-минералогических наук  
**В.Л.Лось и М.С.Рафаилович.**

**Yu.S. Parilov.** Origin of main type of non-ferrous metals deposits from Kazakhstan (on results of fluid inclusions research). 2012. 266 p.

Results of fluid inclusion research that allowed to obtain physicochemical parameters of forming of sulfide deposits, such as temperatures, composition of gas and salt components, density and state fluid aggregation, are basis for this scientific work. Geological criteria, mineral composition and structure of ore aggregates, data of isotopic study for determination of absolute age of rocks and ores and potential ore-bearing fluids sources are attraction for discussion of deposit origin. Conditions of more 30 ore object (among them huge deposits of copper, lead and zinc) are characterized by the complex of the methods. All the data contribute to inspection of deposit origin theory. The data also can be basis for different metallogeny and model construction.

The work is dedicated to geologists and geochemists of ore deposits.  
Bibliography 228. 145 figures. 34 charts.

Reviewers;  
**V.L. Los, Dr.Sci., M.S. Rafailovich, Dr.Sci.**

ISBN 978-601-228-450-8

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	5
<i>Глава 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ. . .</i>	7
Обоснование методов.....	7
Визуально-оптические наблюдения .....	10
Термометрические исследования (метод вакуумной декрепитации).	16
Экспериментальная проверка достоверности термометрии по флюидным включениям применительно к сульфидным месторождениям	23
Определение летучих компонентов флюидных включений .....	27
Определение солевого состава флюидных включений.....	31
Расчет состава флюидов .....	38
Экспериментальная проверка достоверности определения химического состава флюидов во включениях .....	40
Определение плотности растворов во включениях.....	42
Определение кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств флюидов .....	43
Установление источников рудообразующих флюидов.....	46
Выводы.....	56
 <i>Глава 2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА .....</i>	58
Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах (хр. Каратау - Миргалимсай, Ачисай, Шалкия, Талап) .....	58
Стратиформные колчеданно-свинцово-цинковые месторождения в черносланцевых породах (хр. Джунгарский Алатау -Текели, Яблоневое)	70
Стратиформные барит-свинцово-цинковые месторождения в породах базальт-кремнисто-карбонатной формации (Центральный Ка захстан, Атасуйский рудный район -Жайрем) .....	78
Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в тектониче ских зонах среди карбонатных пород (Центральный Казахстан - Акжал)..	89
Стратиформные медные месторождения в песчаниках (Централь ный Казахстан - Жезказган) .....	98
Свинцовые месторождения типа минерализованных зон (Центральный Казахстан - Алайгыр) .....	121
Контактово-метасоматические полиметаллические месторождения (Центральный Казахстан - Гульшад, Акчагыл) .....	128
Контактово-метасоматические медные месторождения (Центральный Казахстан - Саякская группа месторождений) .....	135
Медно-порфиновые месторождения (Северных Казахстан - Бозшаколь; Центральный Казахстан - Айдарлы, Актогай).....	147
Колчеданные месторождения в вулканогенных толщах Месторождение Майкаин.....	160
Месторождения Рудного Алтая и Южный Урал .....	167

<i>Глава 3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ</i>	
<b>МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕДИ, СВИНЦА</b>	
<b>И ЦИНКА</b> .....	200
Гидротермально-осадочное накопление сульфидных руд .....	200
Образование метасоматитов.....	203
Формирование гидротермально-метасоматического прожилково-	
вкрапленного и гидротермального жильного оруденения .....	210
Инъекционное образование массивных руд при участии	
растворов-расплавов («рудных магм»).....	218
Метаморфические преобразования .....	244
Выводы .....	248
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	254
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	257

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Для расшифровки условий образования месторождений нами приняты следующие основные показатели: 1 - геологические условия формирования месторождений и рудных залежей, 2 – состав и строение минеральных агрегатов (текстуры и структуры), 3 – данные изотопно-геохимических исследований по определению абсолютного возраста пород и руд, и возможного источника рудного вещества, 4 – физико-химические параметры минералообразования по результатам изучения флюидных включений в минералах руд и метасоматитов. Первые три критерия используются давно. Однако конвергентность геологических признаков не позволяет однозначно судить о генезисе рудных объектов, особенно сульфидных месторождений цветных металлов. Наиболее информативным является изучение флюидных включений. Однако распространенные методы (гомогенизация, криометрия, валюметрия и др.), рассчитаны на исследование относительно крупных флюидных включений в прозрачных минералах. Они оказались малоэффективными при изучении мелкозернистых руд и непрозрачных сульфидов. Тем не менее, на многих рудных объектах они были применены. С их помощью были исследованы относительно крупные кристаллические агрегаты нерудных прозрачных минералов среди тонкозернистых метасоматитов и руд. Наши наблюдения показали, что подобные образования возникли либо в заключительные стадии рудного периода, либо при воздействии на сформировавшиеся минеральные образования наложенных процессов. Получаемые таким образом параметры не отражают основной рудный процесс. Все это побудило к совершенствованию технических средств и приемов работы, обеспечению их современными аналитическими средствами с тем, чтобы стабильно получать значения параметров формирования минеральных агрегатов независимо от их строения и состава.

Цель наших исследований заключалась в получении всесторонней оценки физико-химических параметров процессов формирования основных типов месторождений меди, свинца и цинка. Для этого потребовалось разработать комплекс устройств и приемов работы для определения температур минералообразования и химического состава флюидов во включениях не только прозрачных («сопутствующих»), но и сульфидных минералов. Прежде всего, тщательно подбирались коллекция образцов руд и метасоматитов. Она характеризовала весь рудный процесс – от ранних до завершающих стадий. Оценка температур выполняли с использованием нового варианта метода вакуумной декрепитации. Полный анализ летучих и солевых компонентов проводили из одних и тех же включений методами микрогазового и изотахофоретического микроанализа. Круг анализируемых химических компонентов во включениях существенно расширен - до 30. Определялись все основные составляющие флюидов, в том числе и вода. Используемые методы отработывались и проверялись всеми доступными средствами, а технические устройства многократно переделывались и доводились до совершенства. Аналитические методы были тщательно проверены на синтетических включениях в сульфидных и жильных минералах при высоких температурах и давлениях из заданных составов растворов. На это ушло много времени. Из 18 лет, которые были затрачены на выполнение тематических исследований, изложенных в данной работе, 8 лет ушло на отработку методов изучения флюидных включений и изготовления технических устройств. Разработанные методы позволили изучать весьма мелкие флюидные включения в жильных и рудных минералах. Удалось получить большой объем новой информации.

Разработанными методами изучены руды и метасоматиты более чем на 30 рудных объектах – представителях основных типов месторождений меди, свинца и цинка. Полученные данные по температурам, составу летучих и солевых компонентов во многом оказались неожиданными и в ряде случаев необъяснимыми с распространенных точек зрения формирования месторождений. Впервые была

получена характеристика параметров гидротермально-осадочного накопления сульфидных руд, что способствовало становлению этого нового представления в рудообразовании на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях. При эндогенном минералообразовании, связанным с магматической деятельностью, было показано, что раннее метасоматическое преобразование пород происходило при воздействии пневматолитовых растворов. Существенно уточнены параметры гидротермального метасоматоза пород, образования гидротермально-метасоматических вкрапленных и гидротермальных жильных руд. По флюидным включениям подтверждена гипотеза инъекционного образования массивных сульфидных и барит-сульфидных руд из высококонцентрированных растворов-расплавов («рудных магм»). Весьма разнообразными оказались параметры процессов метаморфического преобразования сформировавшихся руд. Полученные материалы позволили провести типизацию процессов, проявленных при формировании месторождений, и получить для них наиболее часто встречающиеся или предельные значения физико-химических параметров.

Коллекции образцов для исследований тщательно подбирались и детально изучались совместно со специалистами, непосредственно занятыми изучением месторождений: Н.М.Жуковым, Н.М.Митряевой, Г.Б.Паталахой, А.П.Прониным, М.К.Сатпаевой, Л.Е.Филимоновой, В.И.Фомичевым, М.А.Яренской. При их непосредственном участии выполнена и интерпретация полученных результатов.

Исследования выполнены в Институте геологических наук им.К.И.Сатпаева. Результаты исследований по отдельным рудным объектам или группам родственных месторождений опубликованы в периодических изданиях. В данной монографии материал излагается в завершённом виде.

# Глава 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

## ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДОВ

Имеется большое количество приемов оценки условий минералообразования. Более полные сведения о температурах, составах и агрегатных состояниях флюидов, при участии которых осуществлялись миграция и отложение рудных компонентов, гидротермальная переработка пород и другие процессы, дает изучение реликтов минералообразующей среды, захваченной в виде мельчайших включений при росте кристаллов. Теоретические предпосылки методов изучения флюидных включений в минералах, их возможности, ограничения и приемы исследований изложены в работах Н.П.Ермакова [1972], Н.П.Ермакова и Ю.А.Долгова [1979], Э.Реддера [1987], Ф.Г.Смита [1956], В.А.Колюжного [1982] и многих других. Как справедливо отмечает В.С.Балицкий [1982], для геолого-генетических построений необходимо иметь четкое представление о том, насколько получаемые по флюидным включениям параметры отражают истинную картину минералообразования. Необходимо доказать два положения: 1 - соответствие растворов во включениях минералов составу и свойствам минералообразующей среды и 2 - достоверность данных, получаемых по включениям при использовании тех или иных методов и технических средств.

Достоверность первого положения доказана исследованием включений в искусственно выращенных кристаллах кварца, кальцита, барита, флюорита и других минералов как из гидротермальных растворов, так и из растворов-расплавов [Хетчиков и др., 1968, 1970; Самойлович и др., 1968; Андрусенко и др., 1968]. S.M.Sternner e.a. [1984] отработали технологию синтеза флюидных включений путем залечивания термических трещин в кварце в контролируемой среде. На примере чистой воды, систем  $H_2O$ -соль,  $H_2O$ - $CO_2$ ,  $H_2O$ - $CO$ ,  $CH_4$ - $NaCl$ , расплава  $Na_2CO_3$  они показали, что соотношения фаз в этих включениях при комнатной температуре и температурах различных фазовых переходов полностью соответствуют исходному раствору.

Наиболее достоверными считаются методы изучения индивидуальных включений. Температуры гомогенизации синтезированных включений в минералах полностью соответствуют температурам гомогенизации исходных флюидов в автоклавах. Для определения истинных температур образования минералов необходимо вводить поправки на давление и концентрацию раствора. По данным Л.Н.Хетчикова и др. [1968], В.Б.Наумова и др. [1966], Л.А.Самойлович [1968], для водных растворов с невысокой концентрацией солей (3-12 мас. %) эти поправки составляют, °С: при 50 МПа - 20-40, при 100 МПа - 60, при 150 МПа - 100-120 (1МПа примерно равен 10 атм.). Подобные поправки пока вводятся редко, так как надежные методы определения давления отсутствуют. Индивидуальное изучение химического состава включений - анализ газов рамановской спектроскопией и валюметрическим методом, криометрическое определение газов и солей - тоже достаточно проверено и обосновано.

Однако методы индивидуального изучения эффективно применимы только в прозрачным относительно крупнокристаллическим минералам с размерами включений не менее 10-30 мкм. При меньших размерах включений, а также при исследовании непрозрачных минералов стали привлекаться методы валового изучения включений, когда получают значения тех же параметров по их большому числу.

Метод декрепитации (растрескивания включений при нагревании) подвергается критике, а некоторые исследователи возможность использования его для оценки температур образования минералов вообще отрицают. По И.А.Хайретдинову и др. [1976], различия в температурах гомогенизации и декрепитации в кварце могут достигать 300°С. Однако эти представления не подтверждаются фактическим материалом. Н.С.Scott [1948] методом растрескивания в кварце определил температуры на 10-28°С выше тех, которые ранее установил Э.Ингерсон оптическими методами. Удовлетворительное совпадение этими методами получено И.М.Юдиным [1969] для



широкого круга минералов месторождения Коунрад (Казахстан). Средние температуры гомогенизации и декрепитации соответственно составили, °С (в скобках - число определений): в сфалерите - 315 и 340 (3), кварце белом - 430 и 440 (6), кварце сером - 400 и 410 (6), барите - 300 и 290 (4), сериците - 340 и 370 (7). На близость температур, получаемых этими двумя методами, указывал и Ф.Г.Смит [1956, 1968]. Экспериментальная проверка, выполненная на синтетическом кварце [Наумов и др., 1966; Хетчиков и др., 1968], показала, что температуры растрескивания зависят от давления, при котором выращен минерал: при низких давлениях она выше температуры синтеза - до 40°С, при высоких ниже - до 60°С. В.С.Балицкий [1982] считает, что метод декрепитации уже можно использовать для приближенного определения температуры образования кварца, но с учетом поправок на величину давления.

Декрепитация со звуковой регистрацией разрывов часто не дает нужного эффекта. В одних случаях имеется много шумов при растрескивании минералов либо по спайности, либо в результате окисления сульфидов при нагревании на воздухе, в других, когда включения малы, этот метод не чувствителен. На колчеданных месторождениях выявилась категория руд, которые не дают эффекта декрепитации

[Smirnov, 1970]. Ю.А.Долгов [1968] предложил метод вакуумной декрепитации. В данном случае, скрывание включений фиксируется по увеличению давления в вакуумной камере. Это резко повысило чувствительность и надежность определений.

В.А.Кормушин [1976] сравнил результаты термометрического изучения пробы "Кварц -74" в различных лабораториях республик бывшего СССР. В работе приведены 13 графиков звуковой декрепитации. Они несопоставимы между собой и не поддаются интерпретации. Четыре графика вакуумной декрепитации, снятые различными исследователями на нестандартных установках, оказались сходными (рис. 1.1). Они четко отбивают интервал температур гомогенизации основной массы включений - 200 -250 °С.

Методы валового изучения состава включений, газовый анализ и водные вытяжки, используются широко и способны дать наибольшую информацию [Ермаков и Долгов, 1979]. Имеется много разновидностей методов и неясностей относительно их достоверности [Хитаров, 1968, 1982]. Проведенная Л.Н.Хетчиковым и др. [1966] экспериментальная проверка метода водных вытяжек на синтетическом кварце показала, что концентрации натрия во включениях и в исходных автоклавных растворах близкие. Анализ контрольных проб синтетического кальцита [Балицкий, 1982] и природного кварца [Кормушин, 1976] в различных лабораториях не увенчался успехом. По непонятным причинам эти

результаты несопоставимы ни между собой, ни с исходными растворами.

Таковы имеющиеся данные по достоверности термобарогеохимических исследований. Можно констатировать, что методы индивидуального изучения флюидных включений способны дать более надежные результаты, чем методы валового исследования. При выполнении работ на месторождениях цветных металлов нами были сформулированы основные положения, которые определили выбор методов изучения флюидных включений в метасоматитах и сульфидных рудах.

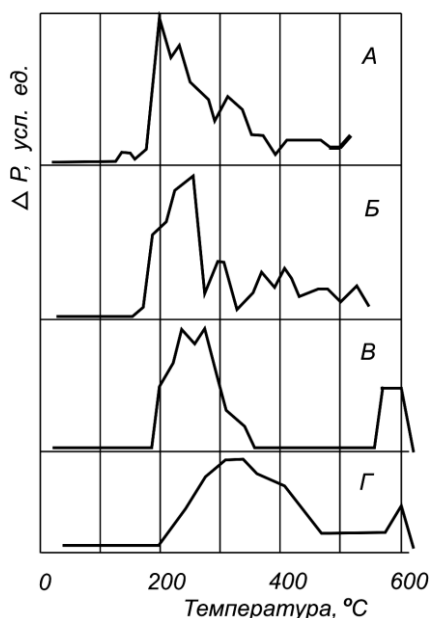


Рис. 1.1. Сравнение кривых газовой выделения, полученных при изучении пробы "Кварц-74" на вакуумных декрепитометрах различными исследователями [Кормушин, 1976]: А - В.А.Кормушин (ИГН), Б - Ю.С.Париллов (ИГН), В - В.А.Клевцов (Карагандинский политехнический институт), Г - Н.А.Андриянова (Институт геологии Башкирского филиала РАН)

1. Минеральные агрегаты большинства рудных объектов весьма тонкозернистые (0,1-0,01 мм), а флюидные включения в них редко достигают 3-5 мкм, чаще менее 1 мкм. Наблюдать их удается при предельных увеличениях оптических микроскопов – порядка 2000 раз, в масляной иммерсии.

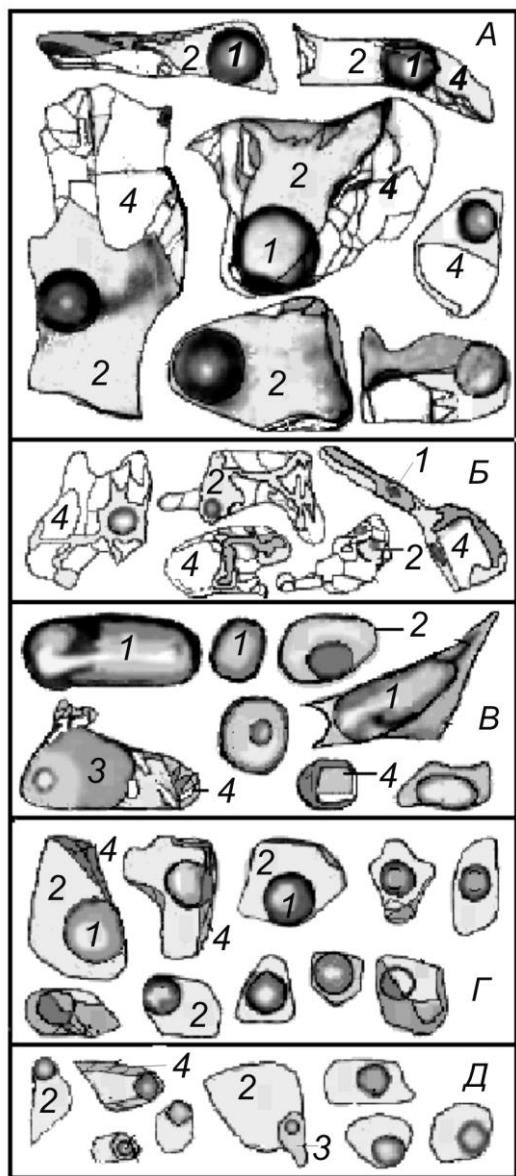


Рис. 1.2. Примеры первичных флюидных включений в кварце, барите и кальците в сульфидных минеральных ассоциациях: А - кварц-герсдорфит-арсенопиритовая, Б – барит-халькопиритовая, В - кварц-био-титовый метасоматит, Г - кварц-серицитовый метасоматит, Д – карбонатно-сульфидный прожилок; 1 - газ, 2 – водный раствор, 3 - жидкая углекислота, 4 – твердые кристаллические фазы

газожидкого и кристаллофлюидного (рис. 1.2). Это обусловлено либо гетерогенностью флюида в период отложения минералов, либо длительностью формирования минералов при изменении состава исходного флюида.

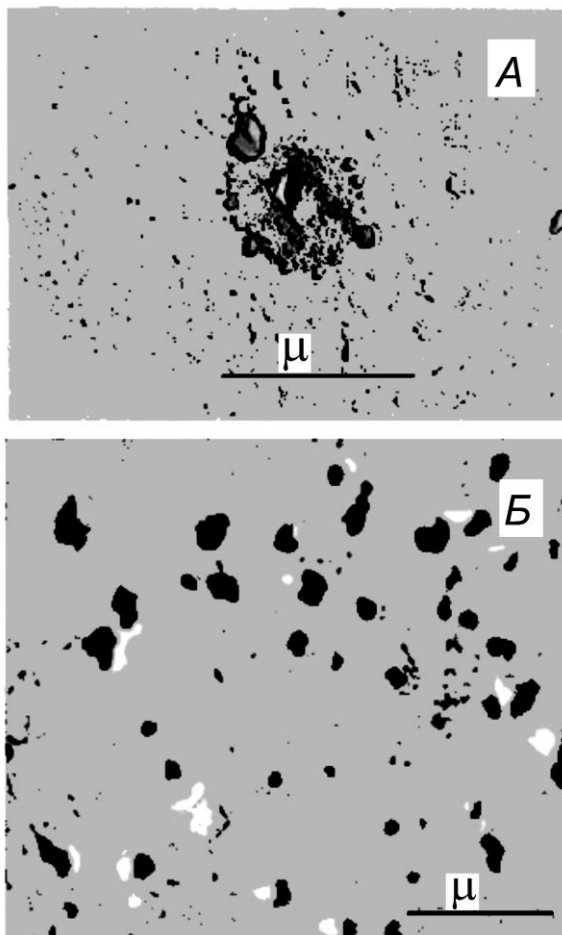


Рис. 1.3. Поверхности сколов минералов с выходами флюидных включений: А – галенит с вскрывшимся кристаллофлюидным включением (электронное фото угольной реплики); Б - магнетит во вторичных электронах, черные ямки – выходы на поверхность скола флюидных включений, светлое - выброшенное из них твердое вещество

2. В прозрачных минералах, возникших синхронно с сульфидами, в одном зерне состав первичных включений существенно изменяется: от твердофазного с подчиненным количеством жидкости и газа до газожидкого. В метасоматитах он тоже непостоянен - может варьировать от существенно газового с подчиненным количеством жидкости до

3. В непрозрачных рудных минералах флюидные включения удалось наблюдать при изучении реплик со сколов на электронном микроскопе. На рис. 1.3, А приведено вскрывшееся включение в галените Риддер-Сокольского месторождения. Оно значительно меньше 1 мкм, было выполнено преимущественно твердой фазой, раскиданной на поверхности скола вблизи включения. На электронно-зондовом микроанализаторе изучались также ровные поверхности сколов минералов. Выходы включений, размеры которых менее 1 мкм, присутствовали в большом количестве (наиболее четкие фотографии получены для магнетита; рис. 1.3, Б). В основном они оказались пустыми и выглядели в виде ямок. Присутствующая в них флюидная фаза выбрасывала кристаллические вещества и раскидывала их по поверхности скола.

В кварце удалось наблюдать включения, которые были вскрыты поверхностью скола только частично. В этом случае их выходы были плотно закупорены твердыми кристаллическими фазами (рис. 1.4).

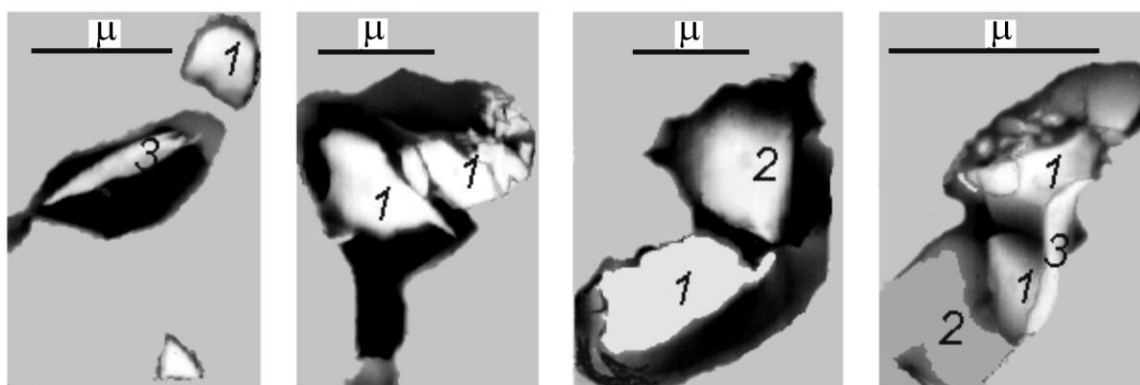


Рис. 1.4. Поверхности скола кварца во вторичных электронах с частично вскрытыми включениями, выходы которых закупорены твердыми фазами; 1-3 - фазы, различающиеся по составу

Таким образом, на современном этапе получение сведений о параметрах минералообразования на сульфидных месторождениях цветных металлов возможно только с применением методов валового изучения включений. Специфика исследований потребовала усовершенствования имеющихся и разработки новых приемов работы и технических средств. В последующих разделах изложены особенности визуально-оптических наблюдений включений и минеральных агрегатов, используемый вариант метода вакуумной декрепитации, стеклянный вакуумный газоанализатор, устройства и современные микроаналитические приборы для определения солевых компонентов. Так как исследовались сульфиды, которые, с одной стороны, окисляются кислородом воздуха, с другой - содержат во включениях большие количества активных газов, то все операции выполняли либо в вакууме, либо в атмосфере инертного газа, а установки были изготовлены из кварцевого и термически стойкого стекла. Достоверность методов проверена всеми доступными способами.

## ВИЗУАЛЬНО-ОПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Визуально-оптические исследования на первой стадии заключались в подборе представительной коллекции образцов руд и метасоматитов. Есть рудные объекты, в которых возникшие из исходных растворов минералы действительно сохранились в первозданном виде. Однако в подавляющем большинстве изученных нами месторождений сформировавшиеся руды подверглись различным преобразованиям: перекристаллизации под действием остаточных растворов, сохранявшихся в порах и интерстициях; перекристаллизации ранних рудных агрегатов под воздействием растворов, отлагавших поздние минеральные ассоциации; перекристаллизации и частичному переотложению при динамическом и термальном метаморфизме и т.д. Все

эти процессы завуалированы, распознаются с трудом, требуют привлечения методов минералогии и петрографии, хорошего знания истории формирования рудного объекта. Подбранная коллекция руд и метасоматитов должна представлять все минеральные ассоциации, которые возникли в процессе минералообразования, и которые возникли в результате последующих преобразований.

На второй стадии изучали флюидные включения. Вначале использовали двухсторонне полированных пластинок. Однако размеры включений оказались весьма малыми, потребовалось создание больших увеличений - до 2000 раз. Был использован объектив с увеличением 100, имеющий поле зрения 0,1 мм, разрешение 0,1 мкм, свободное расстояние 0,06 мм. Полированные пластинки для него оказались толстыми. Для исследований стали использовать петрографические шлифы, в которых включения малых размеров сохраняются. Предварительно со шлифа снимали покровное стекло и на их поверхность наносили иммерсионное масло. Широко использовали также наблюдения в дробленых минералах. Их помещали на предметное стекло микроскопа, покрывали маслом, и включения изучали при больших увеличениях. Этим путем контролировали полноту вскрытия включений при вакуумной декрепитации и газовом анализе.

Микроскопические исследования позволяли выяснять количество включений, их размеры, форму и вторичные изменения, соотношения газовых, жидких и твердых фаз, относительные возрасты семейств включений, их индивидуальные особенности в последовательно возникших минералах. При больших увеличениях микроскопа практически отсутствует глубина резкости. Только в редких случаях удалось получить фотоснимки типичных включений удовлетворительного качества. Большая часть фотографий включений, приводимых в работе, обработана на компьютере. Для дальнейшего исследования отбирали только те образцы, в которых преобладали включения, отвечающие по времени образования одной минеральной ассоциации.

Все изложенное хорошо воспринимается только теоретически. При непосредственном изучении флюидных включений под микроскопом, особенно при больших увеличениях, возникает большое количество трудностей, прежде всего, относительно разграничения включений по типам семейств. В классификациях Н.П.Ермакова [1972] и Э.Реддера [1987] флюидные включения по относительному времени их образования в минералах подразделяются на первичные (сингенетические), псевдвторичные (мнимо-, первично-вторичные или субсингенетические) и вторичные. Э.Реддер [1987] подчеркивает: "... подавляющая часть включений в большинстве образцов является вторичной". Выделенные критерии распознавания первичных включений пока далеки от совершенства, и наиболее четко они могут быть применены только к ограненным кристаллам зонального строения. Для зернистых минеральных агрегатов, в которых отсутствуют кристаллографические грани, эти критерии мало эффективны. В этом случае необходимо самое тщательное оптическое изучение самих минеральных агрегатов с тем, чтобы раскрыть всю историю образования и многократного преобразования минералов. Это часто приводит к отбраковке имеющихся и подбору новых образцов.

Рассмотрим в качестве примера кварцево-жильное оруденение, с которым имели дело практически все исследователи флюидных включений. Использован материал по редкометалльным месторождениям, флюидные включения в которых, казалось бы, довольно подробно и безупречно изучены. Намеренно остановимся подробнее на кварце, так как исследователи при изучении включений предпочтение отдают этому минералу.

Опубликованные результаты изучения флюидных включений в минералах этих месторождений позволили авторам утверждать, что они представляют собой среднетемпературные (преимущественно 400-200°C) образования, возникшие при относительно невысоких давлениях (500-1500 бар) с участием слабо минерализованных гидротермальных растворов, имевших во многих случаях повышенные количества углекислоты [Наумов и др., 1971; Иванова и др., 1989; Реддер, 1987]. Это находится в противоречии со многими геолого-минералогическими признаками, а также с

результатами экспериментальных геохимических исследований, которые свидетельствуют о том, что жилы возникли из вязких высококонцентрированных по кремнезему флюидов типа растворов-расплавов [Лугов, 1965; Иванов и др., 1979; Румянцев, 1981; Маракушев, 1984; Некрасов, 1984]. Чтобы разобраться в этом противоречии, нами проведены исследования на двух типичных олово-вольфрамовых месторождениях Чукотки - Иультинском и Светлом. Кварцево-жильное оруденение на обоих рудных объектах локализовано среди роговиков над куполами гранитных интрузий.

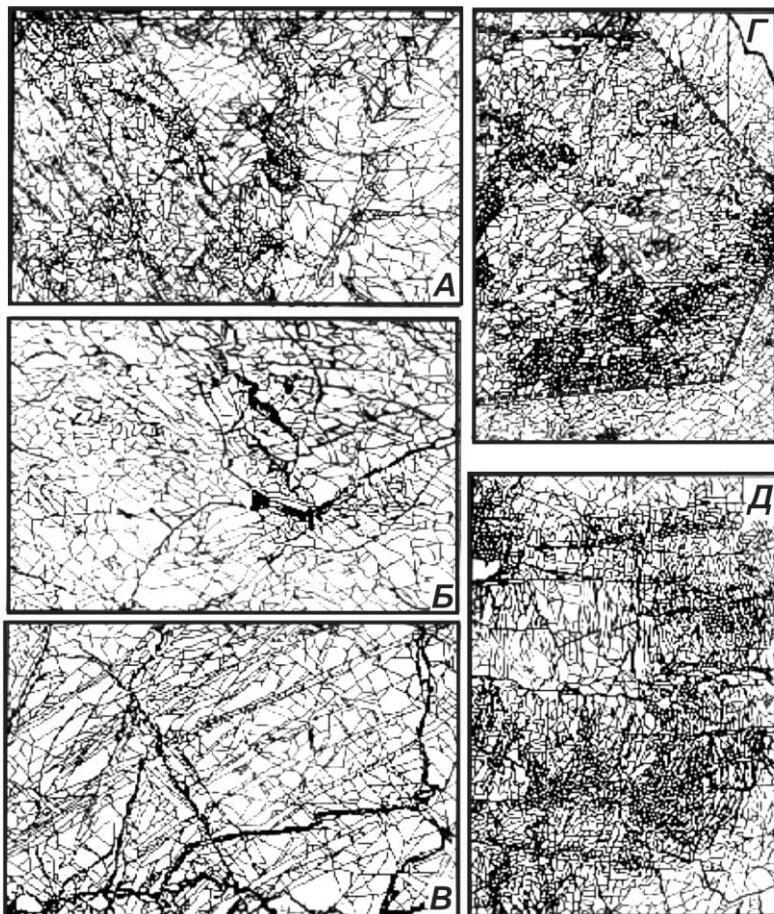


Рис. 1.5. Характер трещиноватости минералов из жил редкометалльных месторождений Чукотки (двухсторонние полированные пластинки; ув. 5-6 раз): А - кварц из жилы, месторождение Иультин; Б - кристалл топаза, месторождение Светлое; В - крупнокристаллический агрегат флюорита, Светлое; Д - поперечный разрез кристалла берилла, по периферии более светлое - кварц, Светлое; Е - зернистый агрегат касситерита, Иультин (аналогичная трещиноватость присуща и кристаллам касситерита)

Кварц из жил обоих месторождений характеризуется рядом особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание густая сеть тонких трещин, разбивающих агрегат на мелкие блоки (рис. 1.5, А и Г). По трещинкам кварц вновь сцементирован и представляет довольно крепкий монолитный агрегат. Какие-либо следы деформаций отсутствуют. В целом структура кварца напоминает структуру "растрескавшегося стекла".

Вторая особенность кварца заключается в том, что погасание отдельных блоков, разделенных трещинами, даже в довольно крупных пластинках (до 5x5 см) в скрещенных николях происходит одновременно при одном и том же угле поворота. Кварц, цементирующий эти крупнокристаллические агрегаты, в поляризованном свете неотличим от кварца в нетрещиноватых блоках.

Все залеченные трещины в кварце переполнены разнообразными флюидными включениями (рис. 1.6): А – газожидкие включения с сильными колебаниями соотношения газ-жидкость; Б - включения с жидкой углекислотой, в которых развиты газовая фаза и водный раствор (гомогенизация углекислоты происходит уже при нагревании от осветителя микроскопа как в жидкую, так и в газовую фазы); В и Г - включения с участием твердой фазы (В - водный раствор + газ + кристаллические вещества, Г - водный раствор + жидкая и газообразная углекислота + кристаллические

вещества); Д - включениями с резким преобладанием твердых фаз (встречаются редко и преимущественно на значительном удалении от трещин). Форма включений неправильная, овальная и удлиненная. Полностью отсутствуют включения с кристаллическими гранями (формы обратных кристаллов), которые бы указывали на образование их в момент роста кристаллов из растворов (исключение составляют поздние друзовые агрегаты). В блоках нетрещиноватого кварца флюидные включения как по форме, так и по составу подобны включениям, развитым в залеченных трещинах. Это свидетельствует о близко одновременном образовании тех и других.

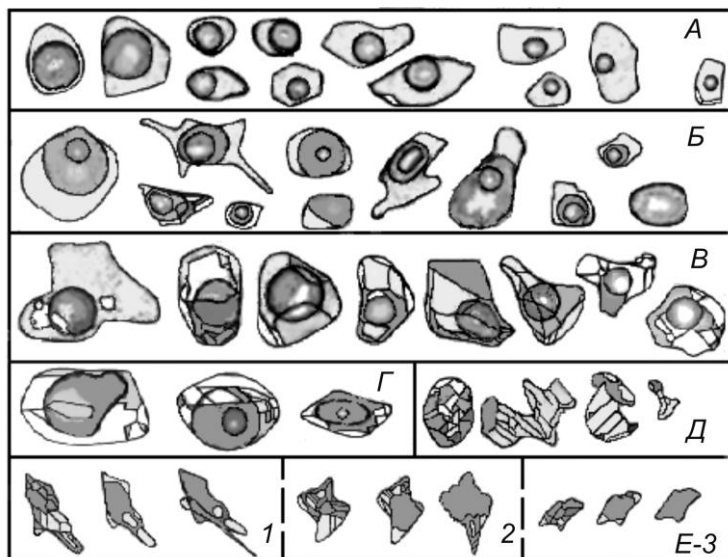


Рис. 1.6. Разновидности флюидных включений в жильном кварце (сняты при увеличениях микроскопа 1250-2250): А - газожидкие (газ + водный раствор); Б - газожидкие с углекислотой (жидкая и газообразная углекислота + водный раствор); В и Г - газожидкие с твердой фазой: В - газ + водный раствор + твердая фаза, Г - жидкая и газообразная углекислота + водный раствор + твердая фаза; Д - кристаллофлюидные включения; Е - характер изменения кристаллофлюидных включений (1-3) при нагревании

Гомогенизация включений происходит в широком интервале температур - от 200 до 400°C (22 включения), чаще всего при 275-300°C (9 включений). При формальном подходе и единичных замерах можно получить совершенно случайные данные, либо из большого количества замеров выбрать те значения, которые по представлению исследователя должны более отвечать условиям формирования минеральных агрегатов. Плавление твердой фазы в кристаллофлюидных включениях начинается при 480°C. При дальнейшем нагревании два включения из трех, по которым велись наблюдения, вскрылись, не достигнув полного плавления твердой фазы; одно гомогенизировалось при 560°C (рис. 1.6, Е).

Для сравнения был изучен кварц из гранита Караобинского массива в Казахстане, с которым связаны аналогичные олово-вольфрамовые месторождения.. Обособления кварца в нем представляют поликристаллические агрегаты, зерна которых имеют различные углы погасания в скрещенных николях. Кварц тоже разбит аналогичной густой сетью трещин (рис. 1.7, А). Флюидные включения газожидкие, иногда с жидкой углекислотой и кристаллическими фазами (рис. 1.7, В), развиты в больших количествах в узких полосах перекристаллизованного вдоль трещин кварца, что хорошо видно в скрещенных николях. В нетрещиноватых блоках, сложенных магматическим кварцем, встречаются расплавные включения, сложенные кристаллическими агрегатами с признаками флюидной фазы (рис. 1 7, Б)

Трещиноватости кварца гранитов, кварца, топаза, берилла и других минералов жил имеет одну и ту же природу. Она является результатом термических напряжений, возникающих при значительном и неравномерном относительно кристаллографических направлений уменьшении (на 4,5-5%) объема при охлаждении с 600 до 20°C.

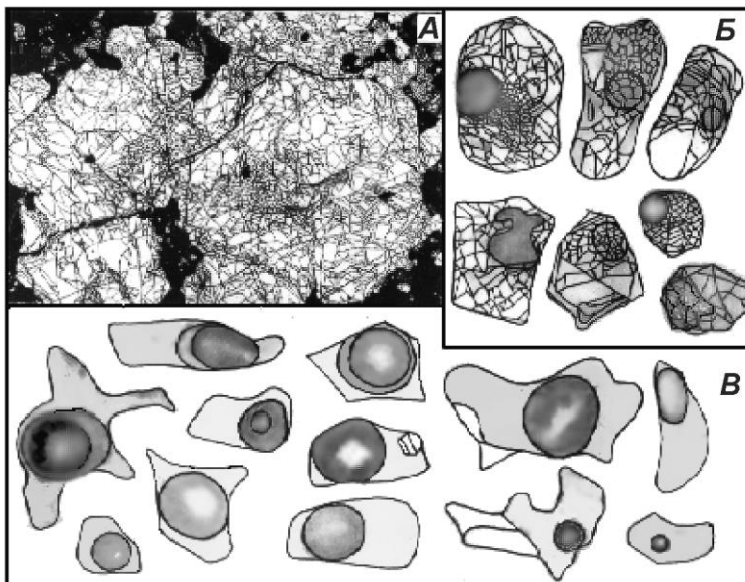


Рис. 1.7. Кварц из среднезернистого гранита Караобинского массива (Казakhstan): А - характер трещиноватости кварцевого агрегата (черное по периферии - полевой шпат; ув. 6); Б - первично магматические включения, раскристаллизованные, со следами флюидной фазы; В - вторичные включения по залеченным трещинам, газожидкие, иногда с жидкой углекислотой и твердыми фазами

Это подтверждается экспериментальными работами Е.В.Цинзерлинга [1948а], которые показали, что характер и количество трещин определяются температурой нагрева. На рис. 1.8 приведены примеры растрескивания кварцевых пластинок при направленном отводе тепла. При охлаждении с 200°C в них проявляются грубые редкие трещины, состоящие из относительно длинных прямых отрезков, параллельных ребру ромбоэдра и идущих под прямым углом друг к другу в виде зигзагов. При охлаждении с 400°C тенденция трескаться по ромбоэдру еще сохраняется, однако линии становятся изогнутыми и количество их возрастает. При охлаждении от 600°C (от температуры выше  $\alpha$ - $\beta$ -превращения) образуется большое количество субпараллельных и пересекающихся трещин в виде кривых линий, полностью отсутствуют трещины отдельности или спайности. Переход кварца из высокотемпературной модификации в низкотемпературную происходит при  $573,5 \pm 2,5^\circ\text{C}$ , энантиотропен, и в природе всегда приходится иметь дело с  $\alpha$ -кварцем. Как отмечает Е.В.Цинзерлинг, в момент этого превращения кварц проявляет термическую пластичность. При 550-570°C он имеет наибольшие и различные по величине коэффициенты расширения параллельно и перпендикулярно оси Z. Связи между атомами ослабевают, поскольку расстояние между ними увеличивается, и кварц трескается при этих температурах как аморфное стекло.

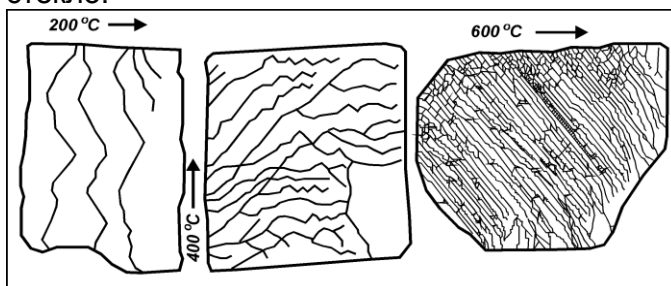


Рис. 1.8. Характер трещиноватости кварцевых пластинок при быстром охлаждении с ребра (показано стрелкой) после нагревания до 200, 400 и 600°C [Цинзерлинг, 1948а]

Экспериментальные данные подтверждены наблюдениями на природных объектах. Г.П.Барсанов и Э.Я.Гурьева [1963] изучали кварц из заведомо низкотемпературных жил и магматических пород. В случае, если минерал претерпел  $\alpha$ - $\beta$ -превращение, он всегда разбит сетью мелких трещин, рисунок которых складывается из кривых линий вне связи с кристаллографическими направлениями. Трещины в низкотемпературном кварце редки и имеют прямолинейные ломаные очертания. С  $\alpha$ - $\beta$ -переходом связывается также образование сотового кварца [Годовиков, 1975].

Другим важным свойством кварца является его способность к перекристаллизации. Уже сухой прогрев приводит к существенному укрупнению монокристаллических областей [Цинзерлинг, 1948б]. В водной среде этот процесс

чрезвычайно активен и протекает с высокой скоростью. Экспериментальные исследования [Blacic e.a., 1984] установили, что при некоторой критической температуре, которая обратно пропорциональна давлению и содержанию воды, кварц становится аномально слабым и интенсивно перекристаллизовывается. Н.Г.Стенина [1985] методами просвечивающей электронной микроскопии показала, что диффузия твердых, жидких и газообразных примесей по дислокациям и структурным каналам в кварце происходит интенсивно и может приводить даже к образованию новых газожидких включений. Особенно поразительны опыты Д.Л.Смита и др. [Smit e.a., 1984], согласно которым только в присутствии поровой жидкости за период напева образца до 400-600°C в кварце отмечалась полная реорганизация первоначально плоских трещин в цепочки сферических и цилиндрических жидких включений. При температурах выше 200°C этот процесс протекает практически мгновенно [Branley e.a., 1989]. Этими же процессами обусловлена способность границ минеральных индивидов и агрегатов мигрировать в пространстве [Жабин, 1979].

S.M.Sterneg e.a. [1984] показали, что залечивание термических трещин и образование новых включений в кристаллах природного кварца происходят за 3-87 суток при 200-850°C и 0,5-7 килобарах в разнообразных средах. Нами были воспроизведены эти опыты при 400°C и относительно низких давлениях 200-600 бар в кварце, сфалерите, кальците и пирите [Париллов и др., 1990] (подробнее они описаны ниже). В минералах образовались довольно крупные включения в больших количествах. Форма и характер распределения их сходны с таковыми природных включений, наблюдаемых в жильном кварце. Иногда синтетические включения были ориентированы по морфологии кристаллов и имели очертания, близкие к негативной кристаллической форме. В этом отношении они отвечают критериям первичных включений.

Все эти данные свидетельствуют о том, что при определенных условиях кварц может перекристаллизоваться за геологически короткое время. Возможность такого процесса и преобразование первично-мелкокристаллических агрегатов жил в грубозернистую смесь кристаллов показана во многих работах [Берг, 1940; Игумнов, 1951; Карякин, 1953; Румянцев, 1981; Шахов, 1964; и др.].

Большое количество геологических наблюдений подтверждает, что формирование кварцевых жил началось вскоре после кристаллизации гранитов. Методами структурного травления жильного крупнозернистого кварца Е.И.Доломановой [1972] удалось показать, что часть его зерен претерпела инверсию. Использование ИК-спектроскопии мелкозернистого и трещиноватого кварца подтвердило эти наблюдения. По ее представлениям, образование ряда месторождений началось при температуре выше 573°C - значительно больших температур гомогенизации флюидных включений.

Не менее сложны процессы формирования и других минералов. Как видно из рис. 1.5, трещиноватость различной интенсивности отмечается в топазе, флюорите, берилле и касситерите. Как и в кварце, в этих минералах встречается большое разнообразие флюидных включений. Вещество крупных кристаллов после их образования было превращено практически в "труху" и вновь сцементировано тем же минералом при сохранении внешнего облика кристаллов. Одновременно происходила перекристаллизация минералов. Для ее прохождения достаточно поровой жидкости, которая может представлять остатки более ранних флюидов. Процессы протекали длительное время и охватывали весь период от отложения минерального вещества до его охлаждения.

Многие исследования редкометалльных месторождений выполнены без учета последующего преобразования кварца и других минералов, что позволяет усомниться в правильности сделанных выводов. Как справедливо отмечает А.Н.Игумнов [1951], при таком подходе полученные данные характеризуют процесс преобразования, а не образования минералов. Представление многих геологов о высокотемпературном образовании этих рудных объектов из высококонцентрированных растворов-расплавов имеет под собой убедительное геологическое и экспериментальное обоснование.

На сульфидных месторождениях преобразования исходных руд проявлены не в меньшей степени, чем в жильных. Они описаны в следующей главе. Нам приходилось



многократно прибегать к макро- и микроскопическому изучению образцов при подборе представительной коллекции. Неоднократное изучение руд в горных выработках и по керну скважин позволило на каждом рудном объекте, даже в случае интенсивного проявления процессов метаморфизма, найти образцы непретворенных минеральных агрегатов для каждой последовательно возникшей минеральной ассоциации, а также для каждого проявления их последующего метаморфизма.

### ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ (метод вакуумной декрепитации)

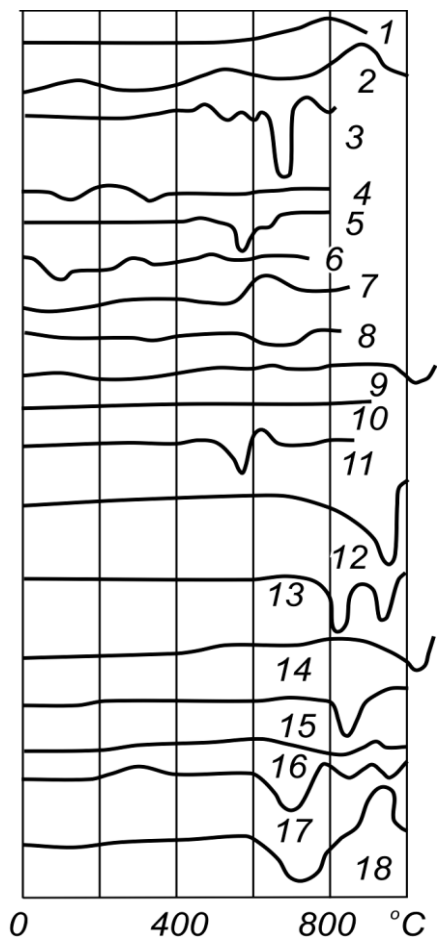


Рис. 1.9. Кривые ДТА минералов; сульфиды сняты либо в вакууме [Костов, 1971], либо в атмосфере азота (Цветов и др., 1958), остальные минералы - на воздухе [Иванова, 1961; Mackensie, 1957]: 1 - галенит, 2 - сфалерит, 3 - пирит, 4 - пирротин, 5 - халькопирит, 6 - халькозин, 7 - борнит, 8 - гематит, 9 - барит, 10 - флюорит, 11 - кварц, 12 - кальцит, 13 - доломит, 14 - биотит, 15 - мусковит, 16 - серицит, 17 - клинохлор, 18 - пренит

Метод вакуумной декрепитации тщательно и последовательно отработывали с тем, чтобы получать надежные результаты по широкому кругу минералов, в том числе и сульфидам. Удалось выяснить механизм вскрытия флюидных включений при нагревании. В основу положены следующие эмпирические данные.

1. Вакуумная декрепитация может быть использована только для термически стойких минералов. Объективным методом, дающим термические характеристики веществ, является дифференциально-термический анализ (ДТА). Кривые ДТА минералов, распространенных в рудах цветных металлов, показаны на рис. 1.9 (не приведены данные по полевым шпатам, которые дают термические эффекты выше 700°C). Из рисунка видно, что заметные преобразования в минералах до 600°C связаны со структурными превращениями кварца –  $\alpha$ - $\beta$ -переход; халькопирита - переход его в высокотемпературную модификацию; менее они проявлены в борните, халькозине и др. Эти преобразования не приводят к вскрытию включений и не дают заметного изменения давления в вакуумной системе при точности измерений 0,01 мм рт. ст. При 600-700°C начинают разлагаться хлориты, пренит, карбонаты, пирит. Эти минералы исключались при исследовании проб выше 600°C.

Особое внимание уделялось пириту. Он широко развит на изучаемых месторождениях, и об его использовании при вакуумной декрепитации был высказан ряд возражений. Начало его разложения приходится на 500°C (рис. 1.9). При работе на вакуумном декрепитометре, начиная примерно с 450-500°C, часто из него возгоняется сера, которая конденсируется на стенках в холодной части контейнера. При измерении давления с точностью 0,01 мм рт. ст. заметного изменения вакуума не фиксируется до 630-680°C (для различных пиритов этот предел не одинаков). Выше этих температур пириты разлагаются интенсивно и пары серы резко повышают давление. Изучение термической диссоциации этого минерала [Тварчелидзе и др., 1977]

показало, что в период 18-часовой выдержки при 500°C по пириту образуется только тонкая пленка пирротина, полный переход осуществляется при 750°C. В целом большинство минералов сульфидных месторождений можно эффективно использовать до 600°C, а во многих случаях и выше [Париллов, 1978].

2. На полноту и одновременность вскрытия влияют соотношение размеров

Таблица 1.1. Температуры вскрытия включений - T<sub>d</sub>, в различных минералах, образовавшихся одновременно

Состав агрегатов (месторождение)	Минералы	T <sub>d</sub> , °C
Сульфидно-кварцевая жила (Риддер-Сокольное)	Сфалерит	620-630
	Кварц	610-620
Кварцевая жила с пиритом и сфалеритом (Текели)	Сфалерит	540
	Пирит	530
Кварц-пиритовый агрегат среды эффузивов (Николаевское)	Пирит	520
	Кварц	480
Сульфидно-кварцевая жила (Риддер-Сокольное)	Халькопирит	510
	Кварц	480
Сульфидно-кварц-карбонатная жила (Риддер-Сокольное)	Галенит, халькопирит, сфалерит	510
	Кварц	480
Галенит, сфалерит, халькопирит, кварц (Риддер-Сокольное)	Сульфиды	400
	Кварц	400
Кварц-пирит-сфалеритовый агрегат (Сардана, Якутия)	Пирит	370
	Сфалерит	370
Кварц-баритовый агрегат (Жайрем)	Кварц	330
	Барит	330
Кварц-пирит-халькопиритовый агрегат (Майкаин)	Кварц	320
	Халькопирит	320
Галенитовая брекчированная руда с доломитом (Текели)	Галенит	300
	Доломит	300
Сфалерит-кварц-кальцитовый прожилок (Шалкия)	Сфалерит	120
	Кальцит	120
Слоистая пиритовая руда во фтанитах (Шалкия)	Пирит	70
	Фтанит	70

включений и величины зерен пробы. Включения в минералах сульфидных руд, имеющие в поперечнике 0,1-3 мкм (в среднем около 1 мкм), при нагревании интенсивно вскрываются при размерах зерен 0,01-0,1 мм (в среднем 0,05 мм). Отношение этих величин равно примерно 1:50.

3. В одновременно возникших минералах с различными механическими свойствами до 400°C включения вскрываются при близких температурах (табл. 1.1). При шаге нагревания в 10°C эти различия не улавливаются. При 400-600°C в кварце включения вскрываются на 10-30°C раньше, чем в сульфидах. Эти данные позволили использовать при термометрических исследованиях не только мономинеральные пробы, но и тонкозернистые агрегаты одновременно возникших сульфидов, когда разделить их механическим путем не представлялось возможным.

4. Процесс газовой выделения, связанный с вскрытием включений,

продолжается обычно несколько минут (до 10 и более) при постоянной температуре пробы. В связи с этим нагрев осуществляли ступенями в 10°C в изолированном вакуумном объеме. На следующую ступень нагрева переходили после прекращения газовой выделения при заданной температуре. Этим путем удалось существенно сократить интервал температур, в котором вскрываются включения.

5. При декрепитации не происходит измельчение зерен пробы. В случае механического взрывания включений, как это отмечается в ряде работ, в ней получалось бы большое количество пылевидных частиц. Наблюдения под микроскопом показали, что при вскрытии от включения к поверхности пластинки или зерна образуется трещинка, по которой изливается его содержимое. Происходит не взрывание включений, а разрыв его стенок.

6. Для минералов сульфидных руд характерны гетерогенные включения, хотя они и сравнительно равномерно распределены в образце. Воспроизводимые кривые газовой выделения получаются из навесок проб в 20-50 мг. Вскрытие включений в замкнутой камере малого объема повышает давление на 0,1-0,5 мм рт. ст. Для его фиксации достаточна точность измерений 0,01 мм рт. ст. Использование таких относительно грубых измерений избавляет от большого количества помех (десорбция газов при нагревании, газовой выделение при фазовых превращениях минералов и т.д.), которые фиксируются при более глубоком вакууме.

При соблюдении перечисленных положений на кривых газовой выделении, связанных с вскрытием включений, получались четкие и контрастные пики (рис. 1.10).

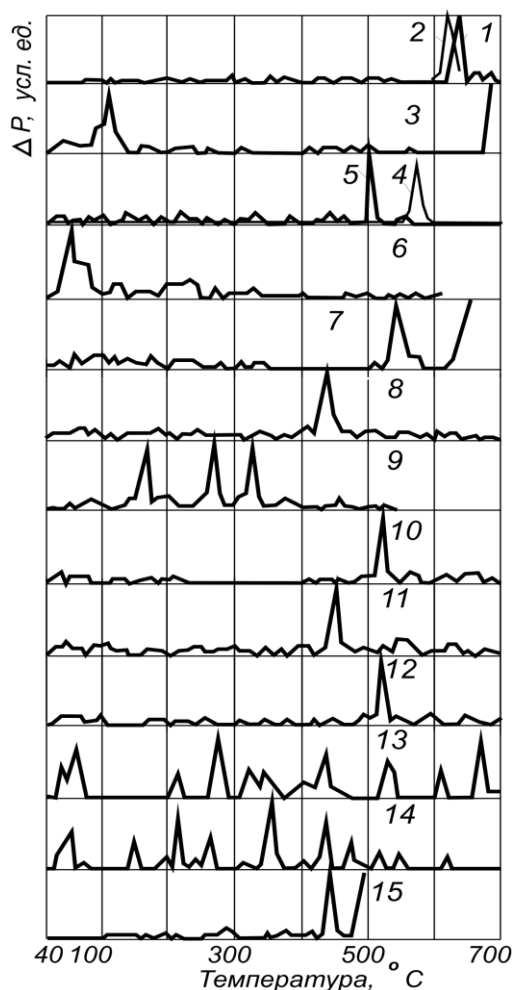


Рис. 1.10. Примеры кривых газовой выделении при вакуумной декрепитации включений в минералах: 1 - сфалерит и 2 - кварц (часть графика) из одной и той же жилы; 3- кальцит из прожилка, 4 - калишпат, 5- кварц-серцитовый метасоматит, 6 - гидротермально-осадочный пирит, 7 - массивный тонкозернистый пирит, 8 - массивный тонкозернистый галенит-сфалеритовый агрегат, 9 - существенно барит, сочетание трех одновременных минеральных ассоциаций в одном образце, 10 - халькозин, 11 - борнит, 12 - халькопирит, 13, 14 - длительное образование халькозина (13) и галенита (14) в сульфидно-карбонатных жилах от высоких температур до низких, 15 - тонкозернистый сфалерит, содержащий рассеянное органическое вещество

Таблица 1.2. Сравнение температур вакуумной декрепитации -  $T_{\partial}$ , полиминеральных агрегатов с температурами гомогенизации  $T_{гом}$ , включений в отдельных минералах (в скобках – число замеров)

№№ пп	Состав агрегатов, минералы	Температура, °C	
		$T_{\partial}$	$T_{гом}$
1	Кварц-баритовый	320-330(5)	
	Барит		300 (1)
2	Халькопирит-баритовый	270-280(4)	
	Барит		280 (1)
3	Гематит-баритовый	160-170(2)	
	Барит		175 (1)
4	Кварц-кальцит-пиритовый	100-120(3)	
	Кварц		105-125 (3)
	Кальцит		105 (2)
5	Кварц-доломит-сфалеритовый	150-210(3)	
	Доломит		135-175 (4)
	Кварц		150-210 (3)
6	Сфалерит	360-370(1)	
	Пирит	360-370(1)	
	Кварц		360-390(2)

Отклонения начала и конца вскрытия включений от максимума температур редко превышали  $10^{\circ}\text{C}$ . За температуру декрепитации принимали весь интервал температур повышенного газовой выделении. Несколько пиков на кривых наблюдалось в тех случаях, когда в образцах были совмещены одновременные разнотемпературные минеральные ассоциации (рис. 1.10, 9), либо когда рост кристаллов происходил длительное время в широком интервале температур (рис. 1.10, 13 и 14). На рис. 1.10 приведены графики кальцита (3) и пирита (6 и 7), которые разлагаются при высоких температурах.

7. Температуры вакуумной декрепитации либо совпадают с температурами гомогенизации включений, либо близки к ним (табл. 1.2). Это свидетельствует о то, что

включения вскрываются при давлениях, немногим превышающих давления насыщенных паров законсервированных флюидов. Эмпирические наблюдения можно объяснить при условии, что вскрытие включений происходит путем гидравлического разрыва их стенок. Кратко рассмотрим этот механизм, полно изученный Г.И.Баренблаттом [1956].

За идеализированную фигуру флюидного включения можно принять эллипсоид вращения (рис. 1.11, А). Такое включение можно рассматривать как голову будущей трещины с длиной  $2a$ . При нагревании в нем возникает давление  $P$ . По оси  $X$  будут приложены равные по величине и противоположные по направлению силы  $F = P \pi a^2$  (1). Их растягивающее усилие концентрируется по окружности в вершине  $A$  и компенсируется прочностью минерала в небольшой по размерам зоне  $r$ . Площадь ее  $S_r = \pi r(2a+r)$  (2). Величина напряжения в вершине эллипсоидного включения с радиусом скругления  $\rho$  составляет [Вигли, 1974]:

$$\sigma = 2F/S_r(a/\rho)^{1/2} \quad (3).$$

Когда напряжение в вершине  $A$  преодолет предел прочности минерала, начнет формироваться симметричная дискообразная трещина. Для выяснения изменения величины  $\sigma$  с ростом трещины рассмотрим сферическое включение, наполненное газом (рис. 1.11, Б). При постепенном переходе вершины трещины из точки  $A_1$  в точки  $A_2$  и  $A_3$  будут увеличиваться объем системы, пропорционально уменьшаться давление, возрастать площадь его приложения. Данные табл. 1.3 показывают, что первоначальное напряжение в вершине трещины по мере ее роста быстро возрастает. Это обеспечивает ее стремительный рост до края зерна. Потребуется время, пока содержимое включения перейдет в вакуумную систему, давление в трещине упадет и она закроется. При массовом вскрытии включений этот период составляет от 3 до 10 мин. Значительная длительность этого процесса обусловлена тем, что происходит как бы откачка полости включения до того же давления, что и в вакуумной системе, через очень тонкую трещинку. Это связано со значительными затратами времени.

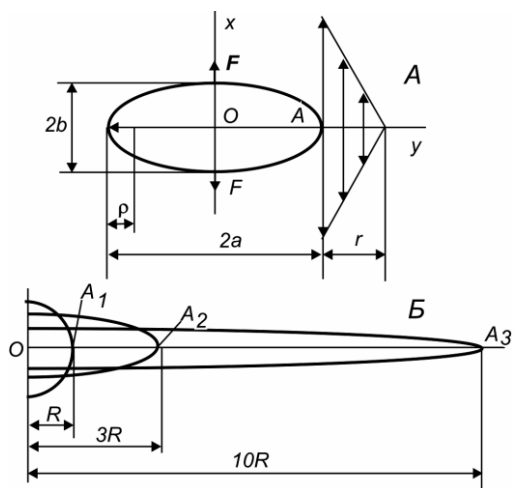


Рис. 1.11. Распределение напряжений во включении (А) и схема образования трещины при разрыве стенки сферического включения (Б)

Этот период составляет от 3 до 10 мин. Значительная длительность этого процесса обусловлена тем, что происходит как бы откачка полости включения до того же давления, что и в вакуумной системе, через очень тонкую трещинку. Это связано со значительными затратами времени.

Таблица 1.3. Изменение параметров включения при росте трещины (см. рис. 1.11, Б)

Положение вершины в точках	$a$	$b$	$\rho, r$	$V$	$S$	$S_r$	$P$	$F$	$\sigma$
$A_1$	$R$	$R$	$R$	$4/3\pi R^3$	$\pi R^2$	$3\pi R^2$	$P_1$	$P_1\pi R^2$	$2/3P_1$
$A_2$	$3R$	$2/3R$	$1/3R$	$4\pi R^3$	$9\pi R^2$	$2\pi R^2$	$1/3P_1$	$3P_1\pi R_2$	$9P_1$
$A_3$	$10R$	$1/3R$	$1/10R$	$22\pi R^3$	$100\pi R^2$	$2\pi R^2$	$1/16P_1$	$6P_1\pi R^2$	$30P_1$

Примечания.  $V$  - объем трещины;  $S$  - площадь приложения давления  $P$ ; величина  $r$  условно равна  $\rho$ ;  $\sigma_2/\sigma_1$  - около 13;  $\sigma_3/\sigma_1$  - около 45

В реальных условиях процесс вскрытия включений сложнее. При образовании трещины вблизи газо-жидкого включения, находящегося в гомогенном состоянии, происходит его гетерогенизация. Вначале давление упадет до величины давления насыщенных паров растворов при заданной температуре. Далее трещина будет расти при постоянном давлении до тех пор, пока вся жидкость не перейдет в пар. Темп скорости роста трещины будет значительно выше, чем в предыдущем случае с газовым включением. Осуществится так называемый "разрыв со взрывом" [Кузнецов, 1954], который и фиксируется при звуковой декрепитации.

Разрыв стенок и рост трещин происходят в участках наименьшей прочности минерала: по плоскостям спайности, отдельности, двойниковым швам, межзерновым границам и другим дислокациям. Вблизи флюидных включений механическая прочность минерала понижена [Хетчиков и др., 1971]. Все это свидетельствует о том, что включения будут вскрываться при более низких внутренних давлениях, чем это следовало ожидать исходя из теоретической прочности минералов.

Известны факторы и препятствующие росту трещин. В начальный момент их образования при резком увеличении объема включения произойдут вскипание и охлаждение раствора. Это вызовет дополнительное падение давления и остановку роста трещины. Однако постоянство температуры пробы вновь нагреет флюид, что повысит давление и приведет к дальнейшему продвижению вершины. В целом трещины от включений могут возникать как мгновенно (на краю зерна), так и несколькими последовательными импульсами (в центре зерна). С этой точки зрения выдержка пробы при постоянной температуре в момент массового вскрытия включений необходима.

Исследования по гидроразрыву показали, что с увеличением длины трещины ширина ее резко убывает. Продвижению жидкости препятствуют силы трения, величины которых обратно пропорциональны кубу ширины трещины [Христианович и др., 1957]. Возникают условия, когда в вершине напряжение будет ниже предела прочности минерала и сформируется равновесная трещина. Потребуется увеличить температуру, чтобы возросшее давление продолжило ее рост до границы зерна. Проводимый нами подбор величин зерен в определенном соотношении с размерами включений совершенно оправдан, так как обеспечивает полное и одновременное их вскрытие.

На основании критериев Гриффитса [Вигли, 1974] можно рассчитать номинальное разрушающее напряжение в вершине трещины:

$$\sigma = [2E(\gamma_s + \gamma_p) / \pi(a+r)]^{1/2} \quad (4),$$

где  $E$  - модуль нормальной упругости;  $(\gamma_s + \gamma_p)$  - эффективная поверхностная энергия, состоящая из истинной поверхностной энергии  $\gamma_s$  и работы  $\gamma_p$ , которая затрачивается на вязкое течение минерала перед вершиной трещины. Из уравнений (1)-(4) можно определить величину давления во включении в момент образования трещины:

$$P = r(2a + r) / a^2 [E(\gamma_s + \gamma_p) / 2\pi a(a+r)]^{1/2} \quad (5).$$

Данные свойств минералов позволяют рассчитать по уравнению (5) давление ориентировочно, для комнатной температуры и при условии, что включение заполнено водой. Определим порядок давлений, при котором возникают трещины вблизи включений, по форме и размерам приближающихся к включениям в сульфидных рудах:  $2a = 2 \times 10^{-4}$  см,  $\rho = 0,1 \times 10^{-4}$  см. Рассмотрим три сильно различающихся по свойствам минерала: пирит, кварц и галенит. Усредненные модули минералов  $E$  взяты по Б.П. Беликову и др. [1970]; истинные поверхностные энергии  $\gamma_s$  - по В.Д. Кузнецову [1954], они скорректированы на влияние воды (истинные  $\gamma_s$  определяются для вакуума). Величины  $\gamma_p$  изменяются от 0 в идеально хрупких материалах до  $1000\gamma_s$  - в вязких металлах; в этом же направлении уменьшается  $r$  (при постоянном  $\rho$ ). Качественно хрупкость минералов оценим по шкале С.Д. Дмитриева [1949], в которой пирит отнесен к весьма хрупким минералам, кварц - к слабо пластичным, галенит - к весьма пластичным. С учетом этих данных примем величины  $\gamma_p$  и  $r$ , равными: для пирита -  $|\gamma_s$  и  $3\rho$ ; кварца -  $10\gamma_s$  и  $1\rho$ ; галенита -  $1000\gamma_s$  и  $0.5\rho$ .

Таблица 1.4. Ориентировочный расчет давлений, при которых начинают образовываться трещины разрыва стенок включений ( $a = 1 \cdot 10^{-4}$  см,  $\rho = 0,1 \cdot 10^{-4}$  см)

Минералы	$E, 10^{-5}$ кг/см <sup>2</sup>	$\gamma_s, 10^{-6}$ кг/см	$\gamma_p, 10^{-6}$ кг/см	$r, 10^{-4}$ см	$P, \text{кг/см}^2$
Пирит	29,29	113	452	0,3	235
Кварц	9,14	195	7800	0,1	226
Галенит	7,25	15	60000	0,05	295

Данные табл. 1.4 показывают, что трещины от включений в минералах, различающихся по физическим свойствам, образуются при довольно близких и

сравнительно низких давлениях. Это подтверждает результаты эмпирических наблюдений о том, что вскрытие включений в сульфидных и жильных минералах, возникших одновременно, происходит при близких температурах (табл. 1.1). С.А.Христианович и др. [1957] неоднократно подчеркивали, что механическая прочность пород не влияет на величину давления в скважине при гидравлическом разрыве нефтяного пласта.

С ростом температуры изменяются механические свойства минералов: уменьшаются величины упругости и истинной поверхностной энергии, тогда как компоненты, определяющие вязкость, возрастают [Дмитриев и др., 1969]. Противоположное действие этих свойств выравнивает величину номинального напряжения в вершине трещины (включения) в пределах определенного интервала температур (в нашем случае до 400°C; табл. 1.1).

Таблица 1.5. Влияние формы включения на величину давления, при котором образуются трещины разрыва в кварце (механические характеристики приведены в табл. 1.4,  $a = 1 \cdot 10^{-2}$  см)

Форма включений	$\rho, 10^2 \text{ см}$	$r, 10^{-2} \text{ см}$	$P, \text{ кг/см}^2$
Сферическая	1,0	4,0	3600
Эллипсоидная	0,5	1,5	800
Щелевидная	0,1	0,2	44

При более высоком нагреве вязкость сульфидов возрастает настолько, что включения в них вскрываются при более высоких температурах, чем в кварце, сохраняющем свою хрупкость.

Все изложенное касается близких по форме и размерам мелких включений (порядка 1 мкм),

присущих сульфидным месторождениям. Оценим величину давлений вскрытия более крупных включений (десятые доли миллиметра) в кварце различной формы: сферической, эллипсоидной и щелевидной. В зависимости от этого параметра давление может изменяться на два порядка: максимальное - у сферических, минимальное - у щелевидных (табл. 1.5). Для подобных включений в кварце давления, при которых они вскрываются, определены экспериментально:  $850 \pm 70$  [Наумов и др., 1966] и  $800 \pm 30$  кг/см<sup>2</sup> [Хетчиков и др., 1970]. Их соответствие рассчитанным давлениям для эллипсоидных включений объясняется тем, что в природных включениях всегда имеются места с острым выклиниванием (с малым радиусом скругления), где концентрируются напряжения и формируются трещины разрыва.

Таким образом, гидравлический разрыв принципиально отличается от механического. Если для последнего нужны значительные усилия, чтобы преодолеть предел прочности минерала по всему сечению зерна, то при гидравлическом разрыве прочность минерала преодолевается в узкой зоне острого выклинивания, разрывая стенки включения малыми внутренними давлениями.

Углеродистое вещество, часто присутствующее в рудах в рассеянном состоянии, осложняет результаты интерпретации данных вакуумной декрепитации. Его нагревание сопровождается выделением газообразных углеводородов. При изучении подобных проб вначале происходит вскрытие включений - получается соответствующий пик на кривой газовыделения. Далее через 20-30°C начинает разлагаться углеродистое вещество, медленно, но постоянно поставляющее газ в вакуумную систему длительный период времени (до нескольких часов; см. рис. 1.10, 15).

Объяснение этому явлению удалось найти в опытах по газификации углей. Если нагреть уголь до какой-либо температуры, дать ему выделить газ, затем охладить и вновь нагревать, то выделение газа начинается только после превышения начальной температуры. Видимо, это проявлено и в природных образованиях. Подобное свойство углеродистого вещества используется для оценки температур диагенеза и метаморфизма осадочных пород [Taylor, 1971]. До 300°C оптические и химические свойства органического вещества закономерно меняются. При более высоких температурах оно переотлагается. При нагревании в искусственных условиях термические эффекты, изменения в структуре и минеральном составе как исходного, так и переотложенного вещества проявляются при более высоких температурах, которым оно подверглось в природе. Таким образом, углеродистое вещество существенно не влияет на качество термометрических исследований.

### Устройство вакуумного декрепитометра.

С учетом выдвинутых требований было испытано несколько конструкций вакуумных декрепитометров. Среди них наиболее простым и надежным оказался вариант с мембранным манометром и электромагнитным клапаном. Он состоит из следующих основных узлов (рис. 1.12): собственно вакуумного декрепитометра (устройства 1-7), системы откачки и поддержания вакуума (8-13), серии задающих и регистрирующих приборов (14-17).

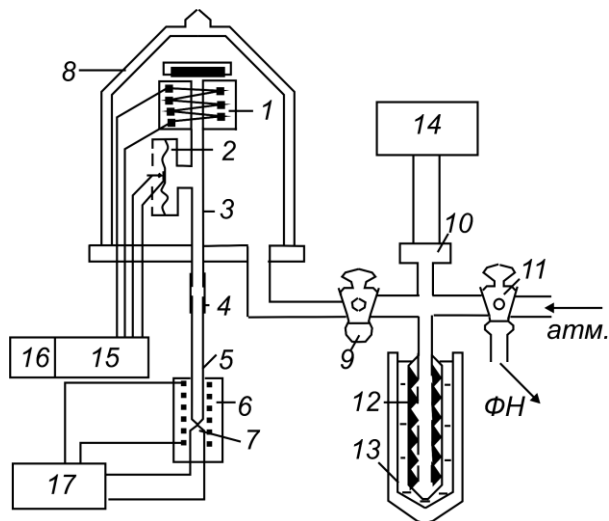


Рис. 1.12. Схема вакуумного мембранного декрепитометра: 1 - электромагнитный клапан, 2 - мембранный манометр, 3 - соединительная трубка, 4 - переходная муфта, 5 - кварцевая пробирка с исследуемой пробой, 6 - нагревательная печь, 7 - термопара, 8 - вакуумный колпак с опорной плитой, 9 - вакуумный кран, 10 - контрольный датчик давления в вакуумной системе, 11 - трехходовой вакуумный кран, 12 - колба с активным углем, 13 - сосуд Дьюара с жидким азотом, 14 - вакуумметр, 15 - электронное устройство для открывания и закрывания клапана 1, 16 - счетчик импульсов, 17 - регулятор температуры; *ФН* - направление откачки форвакуумным насосом; *атм* - место напуска атмосферы в систему

Собственно вакуумный декрепитометр состоит из электромагнитного клапана 1, мембранного манометра 2, которые помещены в вакуумной части прибора и соединены между собой и с наружными деталями трубкой 3, проходящей через уплотнение в опоре вакуумного колпака. С помощью муфты 4 к ним подсоединена кварцевая пробирка 5 с исследуемой пробой; она имеет нагреватель 6 и датчик температуры 7. Мембранный манометр снабжен электрическими контактами, которые при превышении давления в вакуумном декрепитометре по сравнению с наружной частью на 0,01-0,03 мм рт. ст. замыкаются, и в результате подается сигнал электромагнитное устройство 15.

Система откачки и поддержания вакуума включает вакуумный стеклянный колпак с опорной плитой 8, трубопровод с вакуумными кранами 9 и 11, датчик давления 10 для контроля глубины откачки, сорбционного насоса, состоящего из колбы с активным углем 12, сосуда Дьюара с жидким азотом 13 и форвакуумного насоса.

Задающие и регистрирующие приборы: вакуумметр 14, контролирующий глубину откачки; электронное устройство 15, предназначенное для фиксации замыкания контактов в мембранном манометре 2, открытия электромагнитного клапана 1 для сброса выделившегося газа в систему откачки и подачи сигнала на счетчик 16; терморегулятор 17, предназначенный для подачи напряжения на нагреватель 6 и поддержания заданной температуры на нем с помощью термопары 7.

Работа на вакуумном декрепитометре осуществляется следующим образом. Навеску исследуемого минерала 20-50 мг помещают в кварцевую пробирку 5. Посредством муфты 4 ее соединяют с трубкой 3, подвешивают к ней нагреватель 6 с термопарой 7. При открытых кранах 9 и 11 форвакуумным насосом откачивают систему до давления 0,1 мм рт. ст., после чего кран 11 перекрывают. К колбе с активным углем 12 подводят сосуд Дьюара с жидким азотом 13 и за глубиной откачки следят по вакуумному манометру 14, соединенному с датчиком давления 10. Если начальная температура снятия графика выше 100°C, то работу можно начинать при достижении в системе давления порядка 0,001 мм рт. ст. Если же необходимо снять график газовыделения при более низких температурах, то работу начинают со следующего рабочего дня. Около 12 ч проба находится в режиме постоянной откачки с тем, чтобы удалить из нее сорбированные газы и пары воды.

При включении электронного устройства 15 клапан 7 закрывается и подается напряжение на контакты мембранного манометра 2. Затем включают терморегулятор и на нем устанавливают нижнее значение температуры, с которого начнется изучение пробы. Подают напряжение на нагреватель 6 и терморегулятор автоматически следит за поддержанием температуры. При достижении в декрепитометре давления 0,01-0,03 мм рт. ст. мембрана манометра 2 прогибается и замыкает электрические контакты, сигнал подается на устройство 15, которое открывает клапан 7. и выделившийся газ сбрасывается в систему откачки. Одновременно подается сигнал на счетчик импульсов 16. Через 7-10 секунд клапан 7 закрывается и нагрев пробы продолжается. Количество импульсов, зафиксированное счетчиком 16, пропорционально объему выделившегося газа. После прекращения газовой выделенной при заданной температуре переходят на следующую ступень нагрева. По результатам съемки строят график в координатах температура - количество импульсов (количество выделившегося газа). Под вакуумным колпаком одновременно помещалось 16 вакуумных декрепитометров, управление которыми осуществлялось компьютером.

Пробы для исследований готовили следующим образом. После микроскопического изучения образцы дробили и ситовым способом отбирали фракцию зерен, максимальные размеры которых примерно в 100 раз превышали размеры флюидные включения. Из крупно- и среднезернистых проб отбирали мономинеральные агрегаты под бинокулярным микроскопом (применение флотации, тяжелых жидкостей и других методов, связанных с воздействием на минерал химических веществ, недопустимо). Затем гидравлическим путем отмывали зерна, размеры которых меньше величины, превышающей размеры включений в 10 раз [Озеров, 1959]. При подобной отмывке рудных минералов из пробы удалялись обломки жильных минералов и вмещающих пород. Таким же путем обогащали бедные вкрапленные руды, перерабатывая большие объемы исходных проб. Отмытую пробу отфильтровывали с помощью вакуумного фильтра, высушивали в вакуумном эксикаторе и помещали во флакон с притертой пробкой. Все эти предосторожности позволяли свести к минимуму окисление сульфидов воздухом. Особо следует избегать возможности попадания в подготовленную для исследований пробу различных органических веществ, в том числе ворсинок, кусочков бумаги, парафина восковки от пакетов, органического покрытия резиновых пробок и т. д., которые даже в незначительном количестве способны полностью исказить кривые газовой выделенной и результаты последующих аналитических исследований.

Применение вакуумной декрепитации в данном варианте позволило определять температуры вскрытия включений не только эпигенетических, но и сингенетических гидротермально-осадочных руд.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА ДОСТОВЕРНОСТИ ТЕРМОМЕТРИИ ПО ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К СУЛЬФИДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ

Как отмечалось, методы термометрии проверяют путем изучения включений в синтетических минералах. Метод сложный, трудоемкий и для нашей лаборатории оказался недоступным. Поэтому мы привлекли технологию S.M.Sternier e.a. [1984] по синтезу включений в природных минералах.

Исследователи брали кристаллы природного кварца без включений, нагревали до 350°C и затем резко охлаждали в воде. В результате образовывались термические трещины. Обломки минерала и раствор в сминающихся ампулах помещали в гидротермальную или газовую установку при заданных температуре и давлении. При залечивании трещин им удалось воспроизвести многие типы природных флюидных систем. Причем состав флюидов в них полностью отражал состав исходного раствора.

Мы в своих исследованиях расширили круг минералов - синтезировали включения в кварце, кальците, сфалерите и пирите. Кварц представлял собой крупный (в сечении более 5 см) полупрозрачный кристалл. В нем присутствовали в малом



количестве только вторичные газожидкие включения. Из него нарезали пластинки толщиной 2-3 мм, которые прокаливали при 600-650°C. Затем их быстро вынимали и опускали в холодную дистиллированную воду. Кварц пронизывался густой сетью мелких трещин, становился молочно-белым, непрозрачным. Все присутствующие в нем флюидные включения были вскрыты. Кальцит - крупные (до 3 см по ребру) кристаллы прозрачного исландского шпата без флюидных включений, после нагревания до 350-400°C и последующего охлаждения в воде рассыпался на пластинки толщиной 1-2 мм, пронизанные сетью трещин. Сфалерит представлял собой крупные кристаллы, сечением от 1x1 до 2x3 см, желтого полупрозрачного клейофана тоже без флюидных включений. После нагревания до 300°C и охлаждения в воде они раскрашивались на небольшие кусочки с густой сетью трещин. Пирит был отобран из кварцевого метасоматита, имел кубическую форму кристаллов с ребром 3-5 мм. Он был прогрет в вакууме при 500°C до полного прекращения выделения газа, контролирующего полноту вскрытия присутствующих в нем флюидных включений. Затем его резко охладили прямо в кварцевой пробирке в воде. В результате он сильно растрескался, первоначально монолитные кристаллы стали рыхлыми, рассыпались на мелкие кубики при легком нажатии на них.

Синтез включений проводили при 400°C. Давление составляло (200, 400 и 600) $\times 10^5$  Па ( $10^5$  Па = 1 атм.). Использовали следующие составы растворов, мас. %: 10,5 (2M NaCl), 25,9 (6M NaCl), 45,7 (18,5 NaCl + 27,2 KCl), 80,3 (1,3 NaCl + 40,8 NaNO<sub>3</sub> + 38,2 KNO<sub>3</sub>). Первые два раствора готовили при комнатной температуре. Эксперименты с ними осуществляли в малых автоклавах емкостью около 25 см<sup>3</sup>. Давления рассчитывали по полноте заполнения [Икорникова, 1975]. В последних двух случаях соли полностью растворились при повышенных температурах: соответственно при 180 и 100°C. Опыты выполняли в сминающихся ампулах из фольги нержавеющей стали. В них последовательно загружали кусочки минералов, соли в определенном соотношении и соответствующее количество воды. После этого ампулы герметизировали и помещали в автоклавы емкостью около 200 см<sup>3</sup>. Давление задавали соответствующей полнотой заполнения автоклавов 2M раствором NaCl. Расчеты показали, что даже при самых существенных изменениях объема ампул отклонение давления не превышало 10% от заданного. После герметизации автоклавы помещали в предварительно разогретую до 400 $\pm$ 5°C безградиентную печь и выдерживали в этом режиме 3 суток. Затем их вынимали и быстро охлаждали в проточной воде.

После опытов минералы мало изменили свой облик. Наиболее монолитными стали кальцит и пирит. Тем не менее, во всех минералах вдоль залеченных трещин синтезировалось большое количество флюидных включений. Когда трещинки ориентированы перпендикулярно пластинке, то видны цепочки включений; если же трещинка идет параллельно срезу, то все поле зрения микроскопа усеяно неравномерно распределенными включениями (рис. 1.13, А). Размеры включений обычно 3-10 мкм, хотя отдельные индивиды в кварце и кальците достигали 50 и даже 70 мкм.

Формы включений удлинённые, амебовидные, овальные, что характерно и для природных вторичных включений. Из 10 и 25% растворов возникли газожидкие включения с довольно близким соотношением фаз (рис. 1.13, Б). По внешнему виду они не различимы ни в зависимости от концентрации растворов, ни от давления. При использовании 45% раствора во включениях постоянно присутствуют твердые фазы (рис. 1.13, В). Они представляют собой тонкозернистый агрегат солей. Видимо, в результате резкого охлаждения при закалке растворов ограниченные кристаллики солей не успели образоваться. При нагревании твердые фазы полностью растворялись при 180-200°C. Во включениях, синтезированных из 80% растворов, количество твердых фаз весьма велико (рис. 1.13, Г). В них наблюдаются признаки кристаллической огранки солевых агрегатов. Газовые пузырьки деформированы. При нагревании растворение твердых фаз происходит бурно, и к 100-110°C во включениях остаются только газ и жидкость.

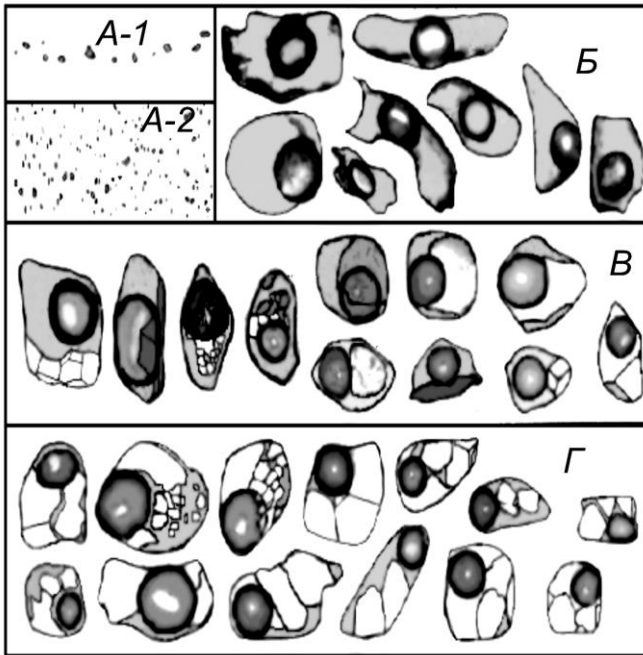


Рис. 1.13. Разновидности флюидных включений, синтезированных в кварце и сфалерите при  $400 \pm 5^\circ\text{C}$  и давлении 20-60 МПа: А - характер распределения включений в сфалерите по залеченным трещинам, ориентированным перпендикулярно (А-1) и параллельно (А-2) плоскости пластинки (размеры включений 3-10 мкм, синтез из 25%-ного раствора при 20 МПа); Б-Г - включения в кварце, синтезированные из растворов с различной концентрацией солей: Б - 10,5% NaCl, В - 47,5% (18,5% NaCl + 27,2% KCl), Г - 80,3% (1,3% NaCl + 40,8%  $\text{NaNO}_3$  + 38,2%  $\text{KNO}_3$ )

Изучение температур гомогенизации выполнено в кварце по 3-8 включениям. Гомогенизация проходила обычно в узком интервале температур - в пределах  $5-10^\circ\text{C}$  (точность измерений в термокамере составляла  $\pm 3^\circ\text{C}$ ). Как видно из рис. 1.14 и табл.

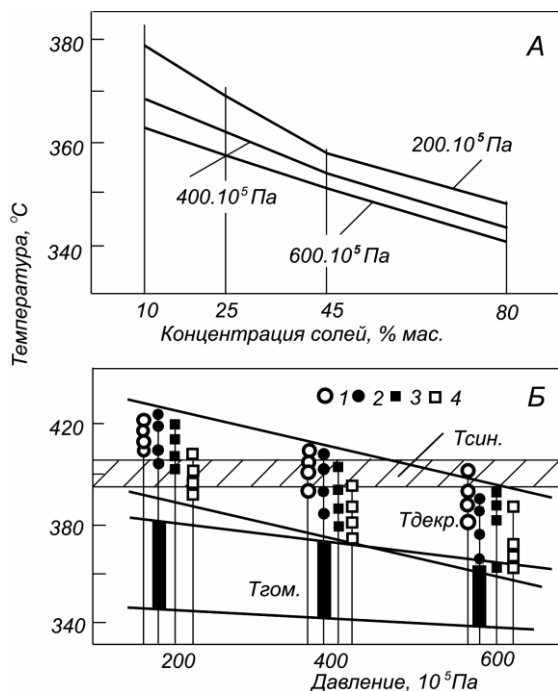


Рис. 1.14. Изменение температур гомогенизации -  $T_{\text{гом.}}$ , синтетических включений в кварце (А и Б) и вакуумной декрепитации -  $T_{\text{декр.}}$  (Б), в пирите (1), кварце (2), сфалерите (3) и кальците (4) в зависимости от концентрации солей и давления;  $T_{\text{син.}}$  - температура синтеза

в некоторых опубликованных работах, не наблюдалось. Не получено также существенных отличий в температурах декрепитации для различных минералов. Они составили,  $^\circ\text{C}$ : в кварце - 420-360, кальците - 400-360, сфалерите - 420-360, пирите - 420-370. Как видно, интервал температур один и тот же, что подтверждает приведенные в предыдущем разделе данные о том, что физические свойства минералов несущественно влияют на

1.6, температуры гомогенизации ниже температур синтеза на  $15-65^\circ\text{C}$  и закономерно уменьшаются по мере возрастания давления и концентрации солей в растворах. Наибольшее влияние на ее величину оказывает последний фактор. Если усреднить их значения по давлению, то при синтезе из 10% растворов температуры гомогенизации ниже температур синтеза на 7%, из 25% растворов - на 9%, из 45% растворов - на 11,5%, из 80% растворов - на 14%.

Температуры вакуумной декрепитации определялись по принятой методике. Пики газовой выделению, связанные с вскрытием включений, получились четкими и контрастными (рис. 1.15). Отклонение начала и конца газовой выделению от максимума редко превышало  $10^\circ\text{C}$ . Как и в природных минералах, за температуру декрепитации принимали весь интервал температур повышенного газовой выделению. Температуры декрепитации оказались близки к температуре синтеза включений, максимально выше их на 20 и ниже на  $40^\circ\text{C}$  (табл. 1.6, рис. 1.14). Высоких завышений - на сотни градусов, как отмечалось в

температуру вскрытия включений. Мало зависят они и от концентрации солей, определяет их величину в основном давление. Как видно из рис. 1.14, при 20 МПа большая часть полученных температур декрепитации в различных минералах либо превышает температуру синтеза, либо совпадает с ней; при 40 МПа - только в

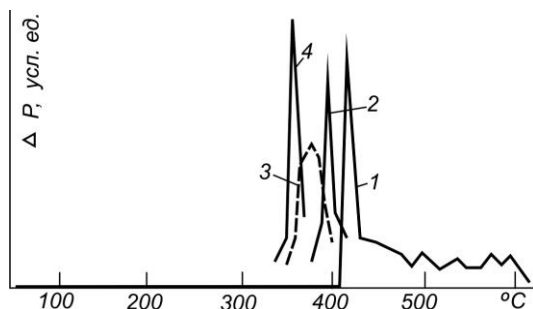


Рис. 1.15. Пример кривой вакуумной декрепитации включений в кварце (1, синтез из 10,5% раствора NaCl при 20 МПа); примеры пиков максимального газовыделения при вскрытии включений в сфалерите (2, синтез из 45,7% раствора при 40 МПа), пирите (3, синтез из 25,9% раствора при 60 МПа), кальците (4, синтез из 10,5% раствора при 10 МПа)

единичных случаях они достигают температуры синтеза, а при 60 МПа - существенно ниже. Это свидетельствует о том, что основная масса мелких включений вскрывается при давлениях 20-30 МПа, что также подтверждает приведенные в предыдущем разделе расчетные данные. Во всех случаях температуры декрепитации оказалась выше температур гомогенизации и более соответствуют температуре синтеза. По мере нарастания давления температуры как декрепитации, так и гомогенизации понижаются, причем первые быстрее, чем вторые. При давлении 60 МПа их значения сближены. В целом температуры декрепитации максимально ниже на 10% и выше на 5% температуры синтеза.

Таблица 1.6. Температуры гомогенизации - Т гом., в кварце и вакуумной декрепитации в кварце, кальците, сфалерите и пирите включений, синтезированных при 400±5°C

Состав растворов, % мас.	Давление синтеза, 10 <sup>6</sup> Па	Т гом., °С, (число замеров)	Температуры декрепитации, °С			
			кварц	кальцит	сфалерит	пирит
10,5% NaCl	200	375-385 (4)	420	390	420	420
	400	365-370 (5)	400-410	370	400	410
	600	360-365 (5)	370	360	390	400
25,9% NaCl	200	365-375 (4)	420	400	410	420
	400	360-365 (6)	400-410	390-400	380-400	400-410
	600	355-360 (8)	380	360	370-390	360
45,7% (18,5% NaCl + 27,2% KCl)	200	355-365 (3)	400	400	400	420
	400	350-355 (4)	370-380	370	400	400-410
	600	345-355 (3)	360	360	380-390	400
80,3% (1,3% NaCl + 40,8% NaNO <sub>3</sub> + 38,2% KNO <sub>3</sub> )	200	345-350 (3)	390-400	400	390-410	420
	400	340-345 (3)	380-390	390 4	370-380	390
	600	335-345 (3)	380	380-390	360	370-390

При распространении полученных экспериментальных данных на результаты термометрических исследований природных объектов необходимо отметить следующее. Опыты проводили при давлениях 20-60 МПа (200-600 атм), которые присущи рудным объектам малых и средних глубин, где сформировалась большая часть месторождений цветных металлов. По Ф.И. Вольфсону и др. [1968], преобладающая глубина их образования 400-800 м, максимально до 2 км. Это положение подтверждается геолого-минералогическими критериями на изученных месторождениях Казахстана. Все они формировались в тектонически ослабленных зонах, часто соединенных с поверхностью. А это позволяет допускать, что давления флюидов в момент кристаллизации руд и образования метасоматитов были близки к литостатическим, т.е. находились в пределах того интервала, который принят при постановке экспериментальных работ.

Охвачен широкий интервал концентраций солей в растворах - от 10 до 80%. Микроскопические исследования показали, что месторождения цветных металлов

формировались как из слабо минерализованных растворов, так из весьма богатых водно-солевых расплавов. Состав солей тоже приближен к природному - взяты преимущественно хлориды натрия и калия. Только для наиболее концентрированных флюидов мы были вынуждены прибегнуть к модельным растворам. Так что имеются все основания полученные данные использовать при интерпретации термометрических исследований природных объектов этого типа.

Так как давления в большинстве случаев остаются неизвестными, то введение поправок на температуры гомогенизации или декрепитации не представляется возможным. Допустимо считать, что температуры декрепитации, полученные по принятой нами методике, близки к таковым минералообразования, отличаясь от них не более чем на  $\pm 10\%$ . Температуры гомогенизации водно-солевых флюидов (даже в присутствии значительных количеств кристаллов солей) тоже близки к температурам минералообразования. Принятие температур декрепитации и гомогенизации за температуры образования минералов, как это делается во многих работах, вполне оправдано для данного типа месторождений. На современном уровне геологических знаний допускаемые ошибки существенно не повлияют на генетические выводы и различные модельные построения.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Газы, экстрагированные из флюидных включений, чаще определяются методами газовой хроматографии. Однако при исследовании сульфидных минералов они не удовлетворяют ряду требований. Приборы изготовлены из металла, а присутствующие во включениях сероводород, летучие оксиды серы и другие активные газы энергично взаимодействуют с материалом газового хроматографа. При вскрытии включений путем нагревания в кварцевых пробирках под давлением газа-носителя выделяющиеся летучие компоненты находятся в непосредственном контакте с минералами, и некоторые из них (прежде всего, вода) реагируют с разогретыми сульфидами. В результате состав исходной газовой смеси может существенно измениться.

Вакуум является наиболее чистой средой для получения и анализа малых объемов газа. Поэтому, для определения летучих компонентов флюидных включений был изготовлен стеклянный вакуумный микрогазоанализатор манометрического типа с твердыми поглотителями. Прототипом его послужил прибор А.А.Черепенникова [1951]. Прибор был усовершенствован: ртутный насос заменен перекачивающим вакуумным, приспособлен мембранный манометр для измерения давления, увеличено количество твердых поглотителей. Это позволило анализировать активные газы и расширить число определяемых компонентов. Прибор включает систему откачки и поддержания вакуума, собственно газоанализатор, серию задающих и регистрирующих устройств (рис. 1. 16).

Система откачки и поддержания вакуума состоит из форвакуумного насоса, колбы с активным углем X, укороченного ртутного манометра XI, течеискателя XII и вакуумных кранов 1, 2, 3, 4 и 8. Форвакуумный насос соединен с установкой трехходовым краном 1. Этим краном осуществляется также напуск в установку атмосферного воздуха. С помощью кранов 2, 3, 4 и 8 можно вакуумировать или наполнять воздухом либо всю систему прибора, либо отдельные его части. Форвакуумный насос создает разрежение до 0,1 мм рт. ст., более глубокий вакуум достигают и поддерживают в приборе путем сорбции газов активным углем при погружении колбы X в сосуд Дьюара с жидким азотом. Ртутный манометр XI предназначен для грубой оценки разрежения в период откачки и ремонта прибора, течеискатель XII - для поиска сквозных капилляров в стекле и оценки более глубокого вакуума по свечению газа в разрядной трубке. Газовый анализ начинается при давлении газа менее 0,003 мм рт. ст., когда свечение в течеискателе прекращается. Это давление поддерживается постоянно в системе откачки, ограниченной кранами 1, 3, 4 и 8.

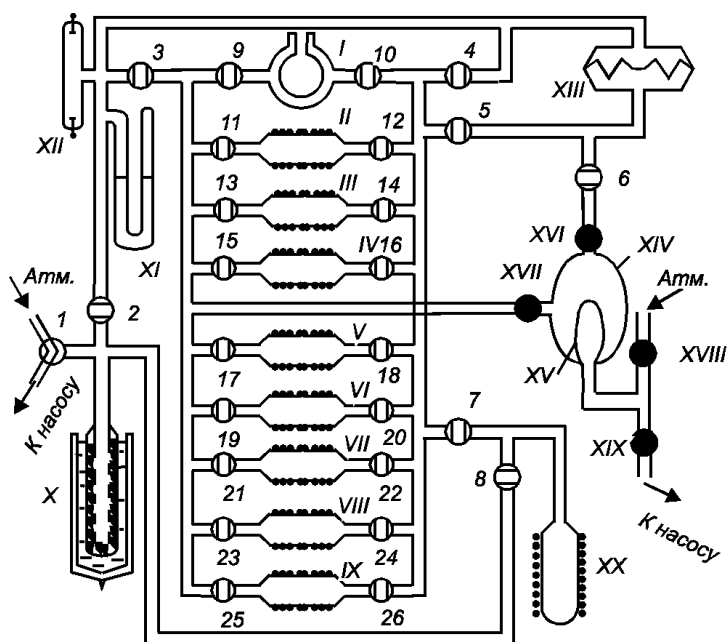


Рис. 1.16. Схема вакуумного стеклянного манометрического газоанализатора: 1-26 - вакуумные краны (1 - трехходовой кран); I - колба-ловушка для конденсации газов жидким азотом; II-IX - твердые поглотители газов (VIII и IX - поглотители из кварцевого стекла); X - колба с активным углем и сосудом Дьюара, наполненным жидким азотом; XI - ртутный манометр; XII - течеискатель; XIII - мембранный манометр; XIV-XV - вакуумный перекачивающий насос: XIV - стеклянный сосуд, XV - баллончик из вакуумной резины; XVI-XIX - электромагнитные вакуумные клапаны; XX - кварцевая колба с пробой и нагревателем

Газоанализатор состоит из колбы-ловушки I, трубчатых поглотителей II-IX и вакуумного перекачивающего насоса XIV-XV, который посредством вакуумных кранов и электромагнитных клапанов соединены с левой и правой гребенками прибора. В него входят также мембранный манометр XII и кварцевая колба с пробой и нагревателем XX.

Колба-ловушка I двустенная, предназначена для конденсации газов жидким азотом. Трубчатые поглотители наполнены твердыми химическими веществами, способными избирательно реагировать с индивидуальными газами. На них имеются нагреватели. На поглотителях II-VII во время анализа поддерживается температура 105°C, что исключает возможность физической сорбции газов поверхностью твердых поглотителей. Кроме того, при этой температуре значительно возрастают скорость и полнота химических реакций поглощающих веществ с газами. Поглотители VIII и IX работают при 200 и 750°C. Они изготовлены из кварцевого стекла и присоединены к установке посредством шлифов.

Вакуумный перекачивающий насос состоит из стеклянного сосуда XIV с тремя выходными отверстиями и помещенного в него баллончика XV из тонкой вакуумной резины. Перекачка газа с его помощью основана на том же принципе, что и ртутного насоса, в котором легко реагирующая с активными газами ртуть заменена резиновым баллончиком. Работу его обеспечивают четыре электромагнитных клапана, из которых XVI и XVII посредством шлифов соединены с газоанализатором. Через клапан XIX форвакуумным насосом откачивают воздух из резинового баллончика, и он сжимается. Затем открывают клапан XVII, соединений с левой гребенкой прибора, и стеклянный сосуд заполняет газовая смесь. Клапаны XVII и XIX закрывают, открывают клапаны XVI и XVIII. Атмосферный воздух наполняет резиновый баллончик, и собравшийся в сосуде газ вытесняется либо в правую гребенку прибора, либо в измерительную камеру, ограниченную мембранным манометром XIII, вакуумным краном 5 и электромагнитным клапаном XVI, либо в камеру предварительного сбора газа, ограниченную вакуумным краном 6 и электромагнитным клапаном XVI. Затем клапаны XVI и XVIII закрывают и операцию повторяют.

Мембранный манометр XIII представляет вакуумно уплотненную мембрану, соединенную, с одной стороны, с системой откачки, в которой постоянно поддерживается давление не выше 0,003 мм рт. ст., с другой - с измерительной камерой. Механизм мембранного манометра позволяет проводить линейное измерение разности давлений от 0 до 100 мм рт. ст. с точностью 0,1 мм рт. ст. Металлические детали в электромагнитных клапанах и мембранном манометре имеют покрытия, защищающие их от взаимодействия с активными газами.

Кварцевая колба ХХ с нагревателем предназначена для помещения исследуемой пробы, флюидные включения в которой вскрываются термическим путем. Она подсоединяется к прибору посредством шлифа.

Газоанализатор постоянно находится в вакуумированном состоянии. После завершения работы атмосферный воздух напускается краном только в колбу Х с активным углем (при закрытых кранах 2 и 8), а при смене пробы - и в колбу ХХ, при этом дополнительно открывается кран 8 (при закрытом кране 7).

Для анализа летучих компонентов используют пробы, в которых температуры вскрытия включений определены вакуумной декрепитацией. Навеску минерала (около 5 г) помещают в кварцевую колбу ХХ, подвешивают к газоанализатору, на нее надевают трубчатый нагреватель и подводят термопару. Через краны 1 и 8 воздух откачивают форвакуумным насосом, после чего кран 1 закрывают и к колбе с активным углем Х подводят жидкий азот, открывают кран 2 и выжидают, пока давление в системе не понизится до 0,003 мм рт. ст. Включают нагреватели поглотителей и проводят тщательную дегазацию всей установки. Затем закрывают все краны, за исключением 2, 5 и 7, и нагревают пробу до температуры ниже пика максимального газовыделения на 20-30°C. Таким путем удаляется сорбированный минеральными частичками газ, а также летучие компоненты вторичных флюидных включений. По мембранному манометру следят за изменением давления. После прекращения газовыделения открывают кран 4, и собравшийся газ откачивают на активный уголь. Кран 4 закрывают, и температуру нагрева пробы повышают до величины, которая была бы на 20-30°C выше температуры вскрытия включений. По мембранному манометру вновь следят за изменением давления в системе. После прекращения газовыделения, свидетельствующего об окончании вскрытия включений, с помощью перекачивающего насоса XIV-XV смесь летучих компонентов переводят в камеру предварительного сбора газа, ограниченную краном 6 и электромагнитным клапаном XVI. После этого закрывают краны 5 и 7, отключают нагрев печи и приступают к газовому анализу, который выполняется в строго определенной последовательности. Все эти предварительные операции занимают 2-3 часа.

1. *Определение общего давления газов и паров воды.* Открывают кран 6 (при закрытом кране 5) и по мембранному манометру измеряют суммарное давление  $P_1$ .

2. *Определение  $HC1$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$*  основано на их взаимодействии с гидрокарбонатом Na [Некрасов, 1970]:  $HC1 + NaHCO_3 = NaCl + CO_2 + H_2O$ ;  $SO_2(SO_3) + 2NaHCO_3 = Na_2SO_3 (Na_2SO_4) + 2CO_2 + H_2O$ . Согласно реакциям объем газовой смеси увеличивается в первом случае на объем  $HC1$ , во втором - на 2 объема  $SO_2(SO_3)$ . Количество образовавшихся  $H_2O$  и  $CO_2$  учитывают при дальнейшем анализе. После завершения анализа состав этих газов уточняют исключением компонентов, реагирующих между собой: присутствие  $H_2S$  исключает  $SO_2$ ,  $NH_3$  -  $HC1$  [Справочник химика, 1965].

Перед помещением в газоанализатор гидрокарбонат натрия подвергают многочасовой обработке в потоке  $H_2S$  с тем, чтобы из него удалить примесь карбоната натрия. Последний активно реагирует с  $H_2S$  и может повлиять на правильность его определения ( $H_2S + Na_2CO_3 = NaHCO_3 + NaHS$ ).

Открывают краны 5, 12, 11, и газовую смесь пропускают через поглотитель II, заполненный гидрокарбонатом Na. Вакуумным насосом XIV-XV газовую смесь собирают в камере предварительного сбора. Закрывают краны 11, 12 и 5, открывают кран 6 и по мембранному манометру берут показание давления  $P_2$ .  $P(HC1) = P_2 - P_1$ ;  $P(SO_2, SO_3) = 0,5(P_2 - P_1)$ .

3. *Определение  $H_2S$*  основано на поглощении его ацетатами цветных металлов [Аналитическая химия серы, 1975], на основании следующих двух реакций:  $H_2S + Zn(CH_3COO)_2 = ZnS + 2CH_3COOH$ ;  $2CH_3COOH + 2NaHCO_3 = 2Na(CH_3COO) + 2H_2O + 2CO_2$ . Согласно реакциям объем газовой смеси возрастает на 3 объема поглощенного  $H_2S$ . Газовую смесь пропускают через поглотитель III, наполненный смесью ацетата Zn и гидрокарбоната Na, по манометру отсчитывают давление  $P_3$ .  $P(H_2S) = 1/3(P_3 - P_2)$ .

4. *Определение NH<sub>3</sub>*. В сухом состоянии галогениды одновалентной меди легко присоединяют аммиак с образованием комплексного соединения типа Cu(NH<sub>3</sub>)<sub>2</sub>J [Некрасов, 1970]. Газовую смесь пропускают через поглотитель IV, наполненный CuJ, измеряют P<sub>4</sub>.  $P(\text{NH}_3) = P_3 - P_4$ .

5. *Определение H<sub>2</sub>O*. Наилучшим поглотителем воды является P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> [Еремина, 1955]:  $3\text{H}_2\text{O} + \text{P}_2\text{O}_5 = 2\text{H}_3\text{PO}_4$ . Газовую смесь пропускают через поглотитель V, наполненный P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Измеряют давление P<sub>5</sub>.

$$P(\text{H}_2\text{O}) = (P_4 - P_5) - 2P(\text{H}_2\text{S}) - P(\text{HCl}, \text{SO}_2, \text{SO}_3).$$

6. *Определение CO<sub>2</sub>* основано на его взаимодействии с оксидами щелочноземельных металлов при 100°C [Справочник химика, 1965]:  $\text{CaO} + \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3$ . Газовую смесь пропускают через поглотитель VI, наполненный CaO, и измеряют P<sub>6</sub>.  $P(\text{CO}_2) = (P_5 - P_6) - 2P(\text{H}_2\text{S}) - P(\text{HCl})$  или  $-2P(\text{SO}_2, \text{SO}_3)$ .

7. *Определение суммы углеводородов C<sub>n</sub>H<sub>m</sub>*. Из оставшихся газов только углеводороды (кроме метана) могут конденсироваться при температуре жидкого азота [Черепенников, 1965]. Газовую смесь пропускают через колбу-ловушку I, наполненную жидким азотом и измеряют P<sub>7</sub>.  $P(\text{C}_n\text{H}_m) = P_6 - P_7$ .

8. *Определение H<sub>2</sub>*. После вакуумного отжига титан активно поглощает водород при комнатной температуре [Справочник химика, 1965]. Газовую смесь пропускают через поглотитель IX, наполненный отожженной в вакууме титановой губкой, и измеряют P<sub>8</sub>.  $P(\text{H}_2) = P_7 - P_8$ .

9. *Определение O<sub>2</sub>*. Кислород при 200°C поглощается активной медью, восстановленной в токе водорода [Еремина, 1955]. Газовую смесь пропускают через нагретый до 200°C поглотитель VIII, в котором одновременно находятся активные медь и оксид меди, и измеряют P<sub>9</sub>.  $P(\text{O}_2) = P_8 - P_9$ .

10. *Определение CO*. Активный оксид меди при 200°C переводит оксид углерода в диоксид:  $\text{CuO} + \text{CO} = \text{Cu} + \text{CO}_2$  [Черепенников, 1951]. Объемы CO и CO<sub>2</sub> равны, и изменения давления смеси газов после реакции не происходит. При пропускании газовой смеси через поглотитель VIII при определении кислорода CO уже переведено в CO<sub>2</sub>. В данном случае газовую смесь пропускают через колбу-ловушку I с жидким азотом, на стенках которой конденсируется CO<sub>2</sub>. Затем измеряют P<sub>10</sub>.  $P(\text{CO}) = P_9 - P_{10}$ .

11. *Определение CH<sub>4</sub>*. Метан сгорает на активном оксиде меди при 500°C:  $\text{CH}_4 + 4\text{CuO} = 4\text{Cu} + \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$  [Черепенников, 1951]. Газовую смесь пропускают через поглотитель VIII, нагретый до 550°C, затем через колбу-ловушку I, в которой образовавшиеся CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O конденсируются жидким азотом. Измеряют P<sub>11</sub>.

$$P(\text{CH}_4) = P_{10} - P_{11}.$$

12. *Определение N<sub>2</sub>*. Азот взаимодействует с титаном при температуре выше 700°C с образованием твердого соединения TiN [Справочник химика, 1965]. Газовую смесь пропускают через разогретый до 750°C поглотитель IX, наполненный титановой губкой. Измеряют P<sub>12</sub>.  $P(\text{N}_2) = P_{11} - P_{12}$ .

13 *Определение Ar*. Оставшееся в вакуумной системе давление обусловлено инертными газами, условно принимаемыми за аргон.  $P(\text{Ar}) = P_{12}$ .

Расчет газового анализа. Из смеси газов HCl, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub> методом исключения несовместимых газов определяют, какой из них присутствует. После этого вычисляют давления индивидуальных газов замеренные, а затем приводят их к истинным, исключая количества газов, возникших в процессе анализа. Объемы газов приводят к нормальным условиям (760 мм рт. ст. и 0°C) по формуле [Справочник химика, 1965]

$$V_i = P_i V_s F,$$

где P<sub>i</sub> - давление индивидуального газа, мм рт. ст., V<sub>s</sub> - объем измерительной системы, см<sup>3</sup> (его предварительно тщательно измеряют); F = 1/760(1 + 0,004t), t - температура,

Таблица 1.7. Полнота поглощения индивидуальных газов на вакуумном стеклянном микрогазоанализаторе

Газ	Введенный объем газа, см <sup>3</sup>	Поглощенный объем газа, см <sup>3</sup>	Процент поглощения
H <sub>2</sub>	0,157	0,151	96,2
	0,062	0,061	98,4
	0,061	0,059	96,7
H <sub>2</sub> S	0,116	0,110	94,8
	0,053	0,051	96,2
N <sub>2</sub>	0,160	0,158	98,7
	0,117	0,116	99,1
	0,114	0,109	95,6
CO <sub>2</sub>	0,117	0,116	93,2
	0,057	0,056	98,2
CO	0,130	0,119	91,5
	0,033	0,031	93,9
NH <sub>3</sub>	0,119	0,118	99,2
	0,109	0,109	100,0
	0,010	0,010	100,0
HCl	0,056	0,055	98,2
	0,053	0,053	100,0
H <sub>2</sub> O	0,129	0,127	98,4
	0,107	0,103	96,2

при которой выполнялся анализ. Затем вычисляют массы газов, равные произведению их объема при нормальных условиях на плотность, и приводят их к массе образца.

Для оценки надежности газового анализа были получены индивидуальные газовые компоненты. Они вводились в установку и пропускались через соответствующие поглотители. Из табл. 1.7 видно, что 100% поглощение характерно для HCl и NH<sub>3</sub>, несколько меньше - 99-95%, для H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, и еще меньше - 93-91%, для CO<sub>2</sub> и CO. Эти данные показывают надежную работу подобранных поглотителей и всего газоанализатора.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛЕВОГО СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Определение солевого состава флюидных включений в нашем случае возможно методом водных вытяжек. Обычный вариант этого метода включает растирание минерала до тонкодисперсного (коллоидного) состояния под слоем дистиллированной воды. Однако он не лишен ряда недостатков. Первый из них заключается в том, что вскрываются все присутствующие в образце включения – как первичные, так и вторичные. В результате получают некий усредненный состав солевых компонентов. Вторым недостатком является весьма существенное возрастание растворимости минерального агрегата по мере возрастания его дисперсности. Р.А.Айлер [1959] показал, что растворимость кварца при комнатной температуре повышается по мере уменьшения крупности зерен в следующей последовательности, %: от  $6 \times 10^{-4}$  для крупных зерен, до  $28 \times 10^{-4}$  для зерен размером 10 мкм и  $93 \times 10^{-3}$  для зерен в 3 мкм. Наряду с увеличением удельной растворимости твердой фазы при значительном повышении ее дисперсности скорость растворения, зависящая от поверхности твердой фазы, также резко возрастает (закон Фика). На поверхности дробленых частиц минералов возникает аморфный слой (слой Бэйльби), который в кварце составляет 0,02-0,15 мкм. Этот аморфный слой отличается по свойствам от всего минерала. В нем глубоко нарушена исходная кристаллическая структура и атомы перегруппированы в менее упорядоченную структуру с большой потенциальной энергией. Растворимость его существенно выше исходного минерала, и при жидком помоле основная часть этого слоя удаляется раствором. Если учесть, что обычно проводится трехкратная водная вытяжка, то все растворенные составные части минерала войдут в состав "минералообразующего" раствора. И наконец, третий недостаток метода заключается в том, что тонкодисперсные частички твердой фазы обладают огромной активностью поверхностного слоя, способного сорбировать большую часть солевых компонентов, вымываемых из включений. Эти недостатки метода учтены в нашей работе.

Нами использовались те же пробы (с крупностью зерен чаще 0,1-0,01 мм), из которых выполнялся анализ летучих компонентов. Включения в них уже вскрыты нагреванием выше пика максимального газовыделения. Осталось только вымыть



растворимые соли. Определение летучих и солевых компонентов из одних и тех же включений важно для правильного расчета состава флюида.

За скоростью поступления солей в раствор следили по его электропроводности. Предполагали, что электропроводность растворов со временем будет нарастать и

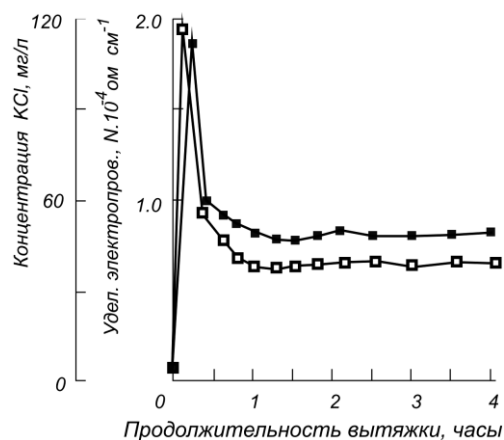


Рис. 1.17. Изменение электропроводности растворов в водных вытяжках

вытяжку следует прекращать после того, как ее величина стабилизируется. Однако первые опыты дали совершенно неожиданные результаты (рис. 1.17). Электропроводность бидистиллята после его заливания в пробу и первого перемешивания резко возросла, а затем понижалась в течение 20-30 мин, после чего стабилизировать. Концентрации солей при этом уменьшались в 2-3 раза - с 110-115 до 40-50 мг/л (экв. KCl). Химические анализы показали, что количество катионов в водных вытяжках значительно ниже величины, которая была бы эквивалентна анионам. Выяснилось, что соли, смываемые в начальные моменты, быстро сорбировались активной поверхностью минералов. Даже в относительно крупных зернах явление сорбции не позволяет полностью извлекать соли.

В связи с этим при водных вытяжках стали использовать синтетические ионообменные смолы - катионит КУ-2 и анионит ЭДЭ-10П, сорбционная способность которых весьма велика по сравнению с природными минералами. Катионит и анионит соответственно в Н- и ОН-форме сорбировали ионы солей, вымываемые из включений. За короткий период водной вытяжки извлекались трудно растворимые в обычных условиях соли, которые могли быть хорошо растворимыми в природных флюидах. Методика работы с ионитами заимствована у В.Л. Богатырева [1968] и И.К. Рябчикова [1956].

Таблица 1.8. Результаты контрольного опыта по определению полноты сорбции и десорбции ионов солей из растворов смесью ионитов КУ-2 и ЭДЭ-10П

Ионы	Ко-во солей, введенных в раствор, мкг	Кол-во солей, установленное анализом		Ко-во солей в растворе после сорбции		Ко-во десорбированных солей	
		мкг	% от исходного	мкг	% от исходного	мкг	% от исходного
K <sup>+</sup>	50	44,1	-11,8	0	0	53,4	+6,9
Na <sup>+</sup>	480	470,5	-2,0	0	0	482,5	+0,5
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	35	33,5	-4,3	2,4	6,9	32,6	-6,9
Ca <sup>2+</sup>	600	550,0	-8,3	0	0	575,6	-4,2
Mg <sup>2+</sup>	200	200,0	0	0	0	186,0	-7,0
Feобщ.	20	17,3	-13,5	0,2	1,0	20,0	0
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	400	380,0	-5,0	25	6,3	370,0	-7,5
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1100	1020	-7,3	45	4,1	1000	-9,2
Cl <sup>-</sup>	1250	1130	-9,6	74	5,9	1280	+2,4
Br <sup>-</sup>	20	17,5	-12,5	0	0	20,5	+2,5
J <sup>-</sup>	50	50,0	0	0	0	51,0	+2,0
F <sup>-</sup>	5	5,5	+10,0	0	0	6,1	+22,0
Сумма	4210	3918,	-6,9	146,6	3,5	4077,1	-3,2
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	10	10,8	+8,0	9,2	92,0		
HBO <sub>2</sub>	100	92,5	-7,5	107,5	107,5		

Серией предварительных опытов изучены скорость и полнота сорбции и десорбции ионов на модельных растворах. На этом основании был выбран режим водных вытяжек. Контрольный опыт (табл. 1.8) показал, что сорбция происходит полно, а десорбированные количества солей близки к исходным.

Последовательность водных вытяжек. Навеску пробы около 5 г помещали в кварцевую пробирку, подсоединяли к газоанализатору, вакуумировали и нагревали до температуры ниже температуры вскрытия включений на 20-30°C. Газ откачивали, колбу охлаждали, наполняли газообразным азотом, снимали. Затем из пробы вымывали (с участием КУ-2 и ЭДЭ-10П) растворимые соли, которые могли возникнуть при вскрытии вторичных включений, окислении сульфидов, а также при растворении аморфного слоя минерала. После сушки в вакуумном эксикаторе пробу вновь подвешивали к установке и нагревали до прежней температуры. Десорбированный газ откачивали, и температуру нагрева повышали до полного вскрытия включений (на 20-30°C выше пика декрепитации). Выделившийся газ анализировали, колбу заполняли азотом, снимали, и из пробы проводили три последовательных вытяжки (рис. 1.18).

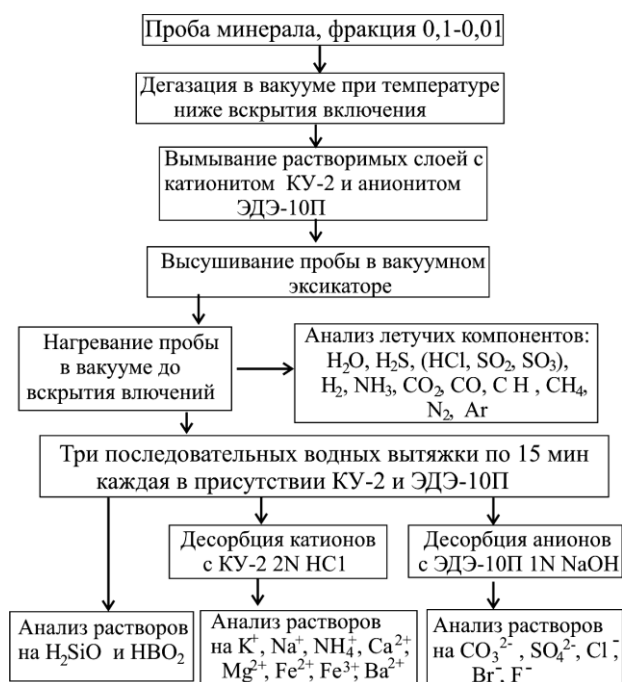


Рис. 1.18. Схема последовательного изучения газового и солевого состава флюидных включений

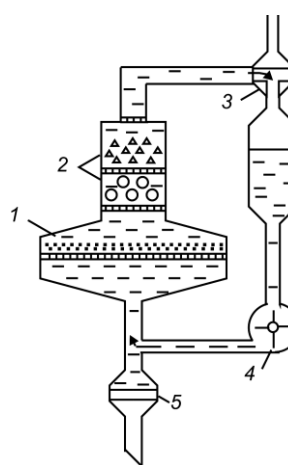


Рис. 1.19. Прибор для проведения водных вытяжек с применением ионообменных смол: 1 – фильтр из пористого стекла с исследуемой пробой, 2 - патрончики с ионообменными смолами, 3 и 5 - краны, 4 - циркуляционный насос

Устройство для вытяжек показано на рис. 1.19. Исследуемую пробу из пробирки насыпали тонким слоем на фильтр из пористого стекла 1 при встречном потоке азота. Затем вставляли два патрончика 2 с ионообменными смолами, которые разделены между собой и отделены от общей системы перфорированными стеклянными перегородками. Через кран 5 заливали 25 мл подготовленного бидистиллята, краны 3 и 5 закрывали, включали насос 4, и вода циркулировала по замкнутой системе от насоса через фильтр из пористого стекла, обмывала пробу и выщелачивала из нее растворимые соли, затем проходили через КУ-2 и ЭДЭ-10П, которые сорбировали катионы и анионы. После окончания вытяжки раствор сливали, меняли ионообменные смолы и проводили вторую, а затем и третью вытяжки. В таком же режиме осуществляли и предварительную отмывку пробы. Иониты в стеклянных колонках десорбировали: по 2 ч пропускали 2,5 мл 2-н. раствора HCl через КУ-2 и 5 мл 1-н. раствора NaOH через ЭДЭ-10П.

После каждой вытяжки на анализ поступали три раствора: 1 - раствор катионов, анализируемый на  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  (в форме хлоридов); 2 -

раствор анионов, в котором присутствовали  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $Br^-$ ,  $J^-$  (в форме солей натрия); 3 - циркулирующий при вытяжке раствор, содержащий  $H_2SiO_3$  и  $HBO_2$ . Раздельное представление катионов и анионов облегчало их дальнейшее определение, так как мешающие при анализе компоненты были отделены.

Анализ растворов обычными методами "мокрой химии" выполнить не представилось возможным: количества извлекаемых солей были малыми, а содержания определяемых компонентов в используемых реактивах часто довольно высокими. В связи с этим нам удалось привлечь один из современных физических методов анализа растворов, в котором применение дополнительных реактивов весьма ограничено - метод изотахофоретического микроанализа или ионной спектроскопии [Париков, Ошуркова, 1982]. Суть его заключается в следующем [Ошуркова, 1974]. Исследуемый раствор помещают в центральную часть тонкого стеклянного капилляра, концы его погружают в электродные сосуды (рис. 1.20), к которым подведено постоянное напряжение. Ионы электролита начинают двигаться к противоположно заряженному электроду. Чтобы сделать границу неподвижной, создают встречный гидравлический поток жидкости в капилляре, подняв или опустив один из электродных сосудов (по

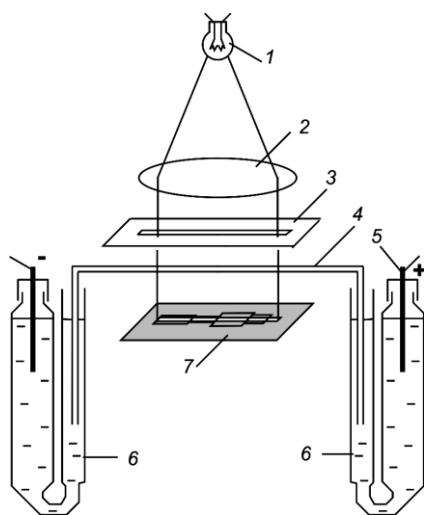


Рис. 1.20. Схема прибора изотахофоретического микроанализа:  
1 - источник света, 2 - линза, 3 - щелевая диафрагма, 4 - капилляр с анализируемым раствором, 5 - платиновые электроды, 6 - электродные сосуды, 7 - экран

принципу сообщающихся сосудов). В условиях динамического равновесия сложный электролит делится на составные компоненты в виде зон, последовательность которых определяется подвижностью ионов в электрическом поле. Каждый элементарный электролит имеет свой показатель преломления. При освещении капилляра пучком параллельного света через узкую щелевидную диафрагму на экране создается дифракционная проекция, которая регистрируется на фотобумаге. Длина зоны каждого электролита в колонке пропорциональна его концентрации.

Был использован вариант метода с внутренним стандартом. Катионы анализировали в хлоридной среде при напряжении до 2000 В и силе тока 1 мкА одновременно на  $NH_4^+$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Li^+$ ,  $Al^{3+}$ . Внутренним стандартом служил  $Cs^+$ , катодом - 5-н. раствор  $HCl$ , анализом - 1,5-н. раствор  $CuCl_2$ . Анионы определяли при напряжении до 1000 В и силе тока 0,5 мкА одновременно на  $Cl^-$ ,  $CNS^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $NO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ . Внутренним стандартом служил ион муравьиной кислоты -  $HCO_2^-$ , катодом - 5-н. раствор  $NaOH$ , анализом - 1,5-н. раствор

салициловокислого натрия  $NaC_7H_5O_2$ . Полное разделение в капиллярах происходило через 4-5 ч. Подробно аппараты капиллярного изотахофоретического анализа и приемы работы описаны Б.П.Константиновым и О.В.Ошурковой [1966].

Растворы анализировали на микроанализаторе ИС-5501, выпущенном СКБ Аналитического приборостроения АН СССР. В нем имеется четыре параллельных капилляра длиной 40 см. Получаемые дифракционные проекции электролитов приведены на рис. 1.21. Содержания ионов рассчитывали по формуле:

$$N = C_i / C_s \times l_i / l_s \times G, \text{ мг-экв},$$

где:  $C_i / C_s$  - отношение стандартных концентраций определяемого и эталонного компонентов (находится по модельным растворам);  $l_i / l_s$  - длины зон определяемого и эталонного элементов;  $G$  - количество эталонного элемента, добавленного в исследуемый раствор, мг-экв.

Кроме того, электрофотоколориметрическим методом определяли  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $F^-$ ,  $Br^-$ ,  $J^-$ ,  $H_2SiO_3$  и  $HBO_2$  по методикам Э.Марченко [1971] и Д.Ф.Больца. [1963].

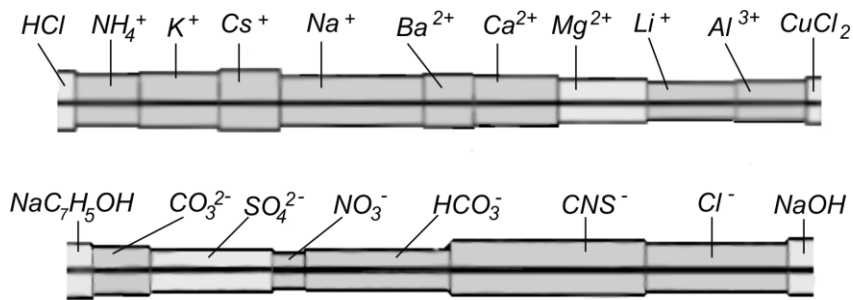


Рис. 1.21.  
Фотографии проекций  
дифракционных картин,  
получаемых после  
разделения сложных  
электролитов в  
капиллярах на ионы и  
катионы при  
изотахофоретическом  
микроанализе

Влияние растворимости минералов на состав водных вытяжек. Ранее метод водных вытяжек привлекался только при изучении жильных минералов. Они слабо растворимы в воде при комнатной температуре, г на 100 г воды: кварц –  $5 \times 10^{-4}$ , барит -  $2,2 \times 10^{-4}$ , флюорит -  $1,7 \times 10^{-3}$ , витерит –  $2 \times 10^{-3}$ , сидерит -  $5,8 \times 10^{-5}$ . Так как период их растворения до насыщения длительный, то считалось, что перешедшие в воду их количества при кратковременных водных вытяжках не влияют на результаты анализов. Такую точку зрения имеют, по крайней мере, те исследователи, которые занимаются водными вытяжками при растирании проб в воде. Нами использовались и сульфиды, что вызвало ряд возражений. Растворимость этих минералов в нейтральных водных средах настолько мала (в среднем примерно на семь порядков меньше, чем у жильных минералов), что применяемые методы анализа не уловят перешедшие в раствор количества минералов. Однако сульфиды на воздухе окисляются до растворимых сульфатов. Поэтому все операции выполнялись нами либо в вакууме, либо в атмосфере азота. Бидистиллят тоже предварительно обрабатывался - из него удалялись кислород и другие активные газы. Тем не менее, использование ионообменных смол могло значительно повысить растворимость минералов и повлиять на результаты водных вытяжек. Во избежание недоразумений, нами было изучено влияние на состав солей при водных вытяжках 20 минералов: кальцит (мрамор и жильный кальцит), флюорит, кварц, ангидрит, аксинит, барит, цеолит, волластонит, актинолит, эпидот, гранат, альбит, ортоклаз, магнетит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и борнит. Все процедуры выполняли в строгом соответствии с принятой методикой.

Результаты исследований (табл. 1.9) показали, что растворимость минералов в условиях водной вытяжки низкая, суммарные количества катионов и анионов составляли сотые доли мг (максимально у мрамора - 0,305 мг). Суммы компонентов, извлеченные при первой и второй водных вытяжках, за вычетом их двойного содержания в третьей вытяжке (те количества, которые учитываются при водных вытяжках из флюидных включений), оказались крайне малыми, не способными оказать влияния на состав законсервированных растворов.

В анализах установлены компоненты, которые и не входили в состав минералов. Источником загрязнения могли быть сами природные минералы, реактивы, ионообменные смолы. Прием тройной водной вытяжка позволил исключить влияние не только растворимости минералов, но и избежать ошибок в результате случайного попадания в растворы посторонних компонентов.

*Полнота извлечения солей из включений при водных вытяжках.* При нагревании происходит разрыв стенок включений, их содержимое изливается по трещинкам на поверхность зерен минералов, которые и определяются водной вытяжкой. Солевые компоненты, оставшиеся на стенках включений и трещин, не учитывались. По предложению Д.Н. Хитарова, было проведено сравнение перешедших в вытяжки количеств солей при вскрытии включений методом растирания до состояния пудры и термическим путем. Навески проб, в которых включения вскрывали термическим путем, растирали до пудры и из них извлекали оставшиеся соли. Все процедуры выполнялись в полном соответствии с принятой методикой.

Таблица 1.9. Растворимость минералов (в мг на 5 г образца) в процессе 15 мин. водной вытяжки в присутствии ионообменных смол

Компоненты	Кварц, SiO <sub>2</sub>				Мрамор, CaCO <sub>3</sub>				Флюорит, CaF <sub>2</sub>				Эпистильбит, CaAl <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>16</sub> ·5H <sub>2</sub> O				Кальцит, CaCO <sub>3</sub>			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
K <sup>+</sup>	0.009	0.012	0.010	0.001	0.016	0.019	0.016	0.003	0.005	0.004	0.005	-	0.006	0.004	0.005	-	0.011	0.013	0.012	-
Na <sup>+</sup>	0.004	0.002	0.004	-	0.029	0.038	0.034	-	0.019	0.013	0.014	0.004	0.021	0.013	0.020	-	0.011	0.010	0.012	-
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.002	0.001	0.001	0.001	0.005	0.004	0.004	0.001	0.007	0.006	0.006	0.001	0.007	0.005	0.004	0.003	0.006	0.004	0.004	0.002
Ca <sup>2+</sup>	0.005	0.005	0.004	0.002	0.025	0.016	0.020	0.001	0.009	0.008	0.007	0.003	0.004	0.004	0.005	-	0.023	0.018	0.019	0.003
Mg <sup>2+</sup>	0.005	0.004	0.005	-	0.011	0.011	0.011	-	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.004	-	0.003	0.003	0.003	-
Fe <sup>2+</sup>	0.008	0.008	0.008	-	0.010	0.009	0.009	0.001	0.005	0.005	0.005	-	0.004	0.004	0.004	-	0.005	0.005	0.004	0.002
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-	-	-	-	0.020	0.020	0.015	0.010	-	-	-	-	0.040	0.025	0.040	-	0.035	0.035	0.030	0.010
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.023	0.033	0.023	0.010	0.130	0.110	0.128	-	0.022	0.020	0.017	0.008	0.052	0.050	0.048	0.006	0.025	0.027	0.023	0.006
Cl <sup>-</sup>	0.015	0.010	0.010	0.005	0.050	0.050	0.045	0.010	0.010	0.010	0.005	0.010	-	-	-	-	0.035	0.040	0.035	0.005
Br <sup>-</sup>	-	0.001	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.001	0.001	-	0.002
J <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.001	0.001	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F <sup>-</sup>	0.002	0.002	0.001	0.002	0.005	0.004	0.004	0.001	0.005	0.005	0.004	0.002	0.010	0.008	0.008	0.002	0.003	0.001	-	0.004
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.004	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	-	0.001	0.001	-	0.002	-	-	-	-
Сумма	0.076	0.080	0.067	0.025	0.305	0.285	0.289	0.029	0.086	0.076	0.067	0.029	0.148	0.118	0.138	0.013	0.158	0.157	0.142	0.034

Продолжение таблицы 1.9

Компоненты	Альбит, NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>				Ортоклаз, KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>				Барит, BaSO <sub>4</sub>				Гроссуляр, Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub>				Аксинит, Ca <sub>2</sub> (Fe,Mn)Al <sub>2</sub> BSi <sub>2</sub> O <sub>15</sub> [OH]			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
K <sup>+</sup>	0.008	0.008	0.007	0.002	0.007	0.008	0.006	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.010	0.010	0.012	-	0.002	0.002	0.002	-
Na <sup>+</sup>	0.020	0.022	0.020	0.002	0.010	0.011	0.010	0.001	0.012	0.012	0.022	-	0.004	0.001	0.003	-	0.003	0.002	0.003	-
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.010	0.009	0.009	0.001	0.005	0.003	0.003	0.002	0.005	0.005	0.003	0.004	0.013	0.012	0.011	0.003	0.008	0.007	0.005	0.005
Ca <sup>2+</sup>	0.006	0.005	0.004	0.003	0.009	0.007	0.008	-	0.004	0.003	0.003	0.001	0.011	0.004	0.007	0.001	0.008	0.007	0.009	-
Mg <sup>2+</sup>	0.005	0.005	0.005	-	0.004	0.005	0.006	-	0.004	0.003	0.005	-	0.007	0.002	0.004	0.001	0.004	0.005	0.005	-
Fe <sup>2+</sup>	0.005	0.005	0.005	-	0.005	0.005	0.005	-	0.005	0.005	0.005	-	0.005	0.005	0.005	-	0.005	0.005	0.005	-
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0.020	0.020	0.020	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.010	-	-	0.010	0.020	0.010	0.020	-
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.007	0.005	-	0.012	0.020	0.020	0.008	0.024	0.017	0.016	0.016	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl <sup>-</sup>	0.055	0.025	0.025	0.020	0.055	0.055	0.035	0.040	0.040	0.025	0.025	0.015	0.032	0.040	0.030	0.012	-	-	-	-
Br <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.007	0.004	0.004	0.003	-	-	-	-	-	-	-	-
J <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.004	0.003	0.003	0.001
F <sup>-</sup>	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	-	0.010	0.005	0.005	0.005	0.004	0.003	0.001	0.005	0.020	0.019	0.017	0.005
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.004	-	-	-	-	0.004	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	-
Сумма	0.145	0.108	0.099	0.045	0.119	0.118	0.083	0.074	0.107	0.081	0.090	0.030	0.100	0.078	0.074	0.035	0.076	0.061	0.071	0.011

Продолжение таблицы 1.9

Компоненты	Магнетит, Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>				Актинолит, Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> [OH] <sub>2</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub>				Волластонит, Ca <sub>3</sub> [Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub> ]				Эпидот, Ca <sub>2</sub> (Al,Fe) <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> [OH]				Ангидрит, CaSO <sub>4</sub>			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
K <sup>+</sup>	0.016	0.004	0.009	0.002	0.007	0.005	0.008	-	0.010	0.009	0.011	-	0.009	0.013	0.010	0.002	0.004	0.004	0.008	-
Na <sup>+</sup>	0.020	0.008	0.015	-	0.015	0.015	0.015	-	0.018	0.016	0.017	-	0.024	0.028	0.027	-	0.013	0.011	0.009	0.006
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.011	0.009	0.006	0.008	0.009	0.009	0.007	0.004	0.008	0.005	0.005	0.003	0.005	0.005	0.003	0.004	0.008	0.010	0.008	0.002
Ca <sup>2+</sup>	0.004	-	-	0.001	0.009	0.009	0.007	0.004	0.006	0.006	0.006	-	0.004	0.004	0.004	-	0.022	0.027	0.020	0.009
Mg <sup>2+</sup>	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.005	-	0.003	0.003	0.003	-	0.004	0.004	0.004	-	0.004	0.004	0.004	-
Fe <sup>2+</sup>	0.004	0.002	0.002	0.002	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004	0.002	0.006	0.005	0.005	0.001	0.005	0.005	0.005	-
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0.030	0.020	0.030	-	0.050	0.010	0.010	0.040	-	-	-	-	-	-	-	-	0.045	0.030	0.020	0.035
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.014	0.014	0.012	0.004	0.037	0.036	0.031	0.011	0.065	0.065	0.060	0.010	0.052	0.055	0.043	0.021	0.050	0.040	0.040	0.010
Cl <sup>-</sup>	0.005	0.005	-	0.010	-	-	-	-	-	-	-	-	0.045	0.040	0.040	0.005	-	-	-	-
Br <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.001	-	-	0.001	-	-	-	-
J <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F <sup>-</sup>	0.015	0.014	0.011	0.007	0.005	0.004	0.003	0.003	0.006	0.004	0.004	0.002	0.003	0.001	-	0.004	0.001	0.001	0.001	-
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.005	0.003	0.003	0.002	0.002	-	-	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
Сумма	0.121	0.077	0.089	0.034	0.145	0.098	0.092	0.067	0.123	0.113	0.110	0.019	0.156	0.157	0.138	0.039	0.154	0.133	0.116	0.063

Продолжение таблицы 1.9

Компоненты	Галенит, PbS				Борнит, Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>				Сфалерит, ZnS				Халькопирит, CuFeS <sub>2</sub>				Пирит, FeS <sub>2</sub>			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
K <sup>+</sup>	0.015	0.025	0.015	0.010	0.003	0.004	0.003	0.001	0.004	0.003	0.008	-	0.009	0.008	0.009	-	0.001	0.002	0.002	-
Na <sup>+</sup>	0.009	0.009	0.010	-	0.008	0.009	0.009	-	0.008	0.007	0.009	-	0.009	0.011	0.012	-	0.006	0.009	0.006	0.003
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.009	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	-	0.005	0.004	0.004	0.001	0.008	0.007	0.008	-	0.007	0.007	0.006	0.002
Ca <sup>2+</sup>	0.019	0.011	0.019	-	0.002	0.001	0.002	-	0.002	0.002	0.002	-	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	-
Mg <sup>2+</sup>	0.015	0.019	0.017	-	0.001	0.001	0.001	-	0.001	0.001	0.001	-	0.001	0.001	0.001	-	0.001	-	0.001	-
Fe <sup>2+</sup>	0.002	0.002	0.002	-	0.002	0.002	0.002	-	0.002	0.002	0.002	-	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.010	0.020	0.015	-
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.055	0.047	0.048	0.006	0.037	0.042	0.040	-	0.042	0.052	0.062	-	0.017	0.013	0.017	-	0.032	0.032	0.032	-
Cl <sup>-</sup>	0.060	0.080	0.065	0.010	0.002	0.002	0.002	-	0.010	-	-	0.010	0.025	0.025	0.025	-	-	0.010	0.010	-
Br <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F <sup>-</sup>	0.006	0.006	0.006	-	0.001	0.001	-	0.002	0.002	0.001	-	0.003	0.005	0.005	0.006	-	-	0.001	-	0.001
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0.027	0.020	0.027	-	0.009	0.006	0.007	0.001	0.004	0.004	0.003	0.002	0.015	0.012	0.010	0.007	-	-	-	-
Сумма	0.217	0.224	0.214	0.030	0.069	0.072	0.070	0.004	0.080	0.076	0.094	0.016	0.094	0.088	0.092	0.010	0.062	0.083	0.076	0.007

В графах 1, 2 и 3 приведены количества компонентов, перешедших в бидистиллят при первой, второй и третьей вытяжках; в графе 4 - сумма компонентов, извлеченных при первой и второй вытяжках, за вычетом их двойного количества, извлеченного при третьей вытяжке; в галените примесь калишпата и цеолита.

С этой целью были исследованы три минерала: кальцит, барит и кварц (табл. 1.10). Если принять, что в растертых пробах извлекается 100 % солей, то при вскрытии термическим путем их выход составил из барита и кварца 88-72%. В кальците эта величина во второй вытяжке выше, чем в первой (возможно, минерал был недостаточно тонко растерт). После растирания проб, в которых при водной вытяжке включения вскрывали нагреванием, из них было дополнительно вымыто 22-26% солей от извлеченного количества. Однако не все эти потери обусловлены сорбцией солей на стенках включений и трещин. Прежде всего, микроскопическими наблюдениями установлено, что при вскрытии нагреванием 5-10 % включений сохраняются. Это в целом не влияет на состав флюидов, так как летучие и солевые компоненты определяются из одних и тех же вскрывшихся включений. Кроме того, при использовании ионообменных смол из растертой пробы извлекаются также соли, находящиеся в сорбированном виде в минерале. Как видно из табл. 1.10, основные потери приходятся на сульфат кальция, особенно при значительном его содержании в растворе. В то же время  $\text{NH}_4^+$  в заметных количествах установлен в водных вытяжках из проб, подвергшихся растиранию. Из всего этого следует, что при использовании термического вскрытия извлекается не менее 80% солей от их общего количества во включениях.

Таблица 1.10. Извлечение солей в водные вытяжки при различных способах вскрытия включений

Компо- ненты	Кальцит			Барит			Кварц		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$\text{K}^+$	0,003	0,005	-	0,089	0,082	-	0,075	0,086	-
$\text{Na}^+$	0,009	0,015	-	0,088	0,089	-	0,057	0,058	-
$\text{NH}_4^+$	0,005	-	0,012	0,005	0,001	0,006	0,006	-	-
$\text{Ca}^{2+}$	0,007	0,006	-	0,045	0,039	0,038	0,033	0,002	0,029
$\text{Mg}^{2+}$	0,012	0,012	-	0,008	0,007	-	0,013	0,006	0,013
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	-	-	-	0,006	0,008	-	0,006	0,002	0,004
$\text{CO}_3^{2-}$	0,010	0,010	0,010	0,015	0,015	-	0,020	0,010	-
$\text{SO}_4^{2-}$	0,085	0,097	0,019	0,362	0,307	0,080	0,260	0,182	0,085
$\text{Cl}^-$	0,035	0,025	-	0,025	0,010	0,010	0,050	0,040	0,010
$\text{Br}^-$	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$\text{I}^-$	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$\text{F}^-$	0,003	0,003	-	0,004	0,009	0,004	0,002	0,001	-
$\text{H}_2\text{SiO}_3$	0,002	0,001	-	0,007	0,007	0,003	0,045	0,025	0,006
Сумма	0,171	0,186	0,041	0,654	0,574	0,141	0,567	0,410	0,147
Извлечения суммы солей, % отн.	100	108	24	100	88	22	100	72	26

Примечания. Количества солей в водных вытяжках в мг на 5 г образца, полученных: 1 - при вскрытии включений путем растирания пробы до состояния пудры, 2 - при вскрытии включений термическим путем, 3 - путем растирания до пудры пробы 2, в которой включения вскрыты нагреванием и соли вымыты. Температуры декрепитации включений в кальците - 180-200°C, в барите - 330°C, в кварце - 500-520°C.

### РАСЧЕТ СОСТАВА ФЛЮИДОВ И ВОСПРОИЗВОДИМОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗОВ

Анализом газов и солей был определен практически полный состав растворов во включениях - около 30 компонентов. Результаты выражали в единицах массы, что позволило рассчитывать состав флюидов либо в мас. %, либо в г/кг раствора. Оценить формы химических компонентов при температурах и давлениях, при которых происходило минералообразование, не представилось возможным.

Содержания углеводородов при анализе параллельных проб воспроизводятся слабо. Поступают они в газовую смесь не только из включений, но частично и из рассеянного углеродистого вещества, что подтвердили опыты О.Ф.Мироновой

Таблица 1.11. Воспроизводимость содержаний компонентов (графа 1) в газоидных включениях (в мг на 50 г образца) и состава (графа 2) флюида (в г/кг) в параллельных навесках серицит-кварцевых метасоматитов Майкаина (температура вскрытия включений 510 °С)

Компо- ненты	1 навеска		2 навеска		3 навеска		4 навеска		Средний состав	Абс. ошибки, г/кг		Отн. ошибки, %		
	1	2	1	2	1	2	1	2		предельные	сред.	средние	максим.	
Летучие компоненты														
H <sub>2</sub> O	29.908	756.6	25.806	732.5	34.541	794.3	25.712	744.7	757.0	-24.5	+37.2	18.6	2	8
H <sub>2</sub> S	1.495	37.8	1.803	51.1	1.051	24.2	1.115	32.3	36.4	-12.2	+14.7	8.1	22	74
CO <sub>2</sub>	1.898	48.1	2.012	57.1	1.558	35.8	1.324	38.3	44.8	-9.0	+12.3	7.8	17	48
CO	0.315	8.0	0.409	11.5	0.174	4.0	0.248	7.2	7.7	-3.7	+3.9	2.1	27	97
NH <sub>3</sub>	0.333	8.4	0.214	6.6	0.125	2.9	0.232	6.7	6.2	-3.3	+2.2	1.6	26	89
C <sub>n</sub> H <sub>m</sub>	1.285	1.28	0.691	0.69	2.510	2.51	0.569	0.57	He учт.			-	-	-
CH <sub>4</sub>	0.204	0.20	0.185	0.19	0.072	0.07	0.421	0.42	He учт.			-	-	-
H <sub>2</sub>	0.017	0.4	-	-	-	-	0.061	1.8	0.6	-0.6	+1.2	0.7	117	300
N <sub>2</sub>	0.900	22.8	0.613	17.4	0.911	20.9	1.482	42.9	26.0	-8.6	+16.9	8.5	33	98
Ar	0.096	2.4	0.119	3.4	0.054	1.3	0.206	6.0	3.3	-2.0	+2.7	1.4	42	142
Сумма	36.453	884.5	31.852	879.6	40.996	883.4	31.370	879.9	881.9	-2.3	+2.6	2.1	0.2	0.5
Солевые компоненты														
K <sup>+</sup>	0.625	15.8	0.533	15.1	0.658	15.2	0.764	22.1	17.1	-2.0	+5.0	2.6	15	41
Na <sup>+</sup>	0.468	11.8	0.378	10.7	0.493	11.3	0.615	17.8	12.6	-2.2	+4.9	2.5	19	55
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.004	0.1	0.012	0.3	-	-	0.013	0.4	0.2	-0.2	+0.2	0.2	100	200
Ca <sup>2+</sup>	0.085	2.2	0.114	3.2	0.172	4.0	0.048	1.4	2.7	-1.3	+1.3	0.9	33	96
Mg <sup>2+</sup>	0.056	1.4	0.011	0.3	0.052	1.2	0.073	2.1	1.3	-1.0	+0.8	0.5	38	178
Fe <sup>2+</sup>	0.200	5.1	0.121	3.4	0.279	6.4	0.139	4.0	4.7	-1.3	+1.7	1.0	22	64
Fe <sup>3+</sup>	0.198	5.0	0.044	1.2	0.106	2.4	0.131	3.8	3.1	-1.9	+1.9	1.3	41	123
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2.207	55.8	2.084	59.1	2.661	61.2	1.720	49.8	56.5	-6.7	+4.7	3.7	7	20
Cl <sup>-</sup>	0.475	12.0	0.616	17.5	0.392	9.0	0.516	14.9	13.4	-4.4	+4.1	2.9	21	63
Br	0.002	0.1	0.006	0.2	0.014	0.3	-	-	0.2	-0.2	+0.1	0.1	50	150
J	0.002	0.1	0.011	0.3	0.009	0.2	-	-	0.2	-0.2	+0.1	0.1	50	150
F <sup>-</sup>	0.058	1.4	0.093	2.6	0.028	0.6	0.040	1.2	1.5	-0.9	+1.1	0.6	40	133
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0.186	4.7	0.230	6.5	0.210	4.8	0.089	2.6	4.7	-2.1	+1.8	1.0	25	83
Сумма	4.566	115.5	4.253	120.4	5.074	116.6	4.148	120.1	118.2	-2.7	+2.2	2.1	2	4

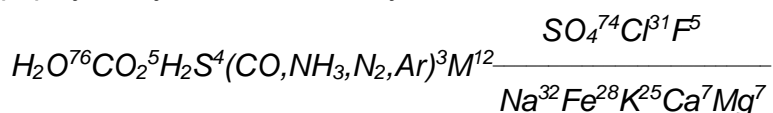
Метан - CH<sub>4</sub>, и сумма прочих углеводородов - C<sub>n</sub>H<sub>m</sub> приведены в мг на 50 г образца, в составе флюида не учитывались



и др. [1978]. Кроме того, экспериментально установлено [Балицкий и др., 1975], что при высоких температурах и давлениях углеводороды не смешиваются с водным раствором. Поэтому они нами не учитывались при расчете состава флюида.

Определение состава флюидов сложно и громоздко, включает несколько видов анализов. Для выяснения воспроизводимости методики изучена проба кварцевого метасоматита в четырех параллельных навесках. Флюидные включения в них газожидкие с довольно постоянным соотношением фаз, вскрываются при 510°C. Как видно из табл. 1.11, абсолютные и относительные отклонения компонентов при содержаниях 800-100 г/кг раствора не превышают 10 отн. %; при 100-50 - 20; при 50-10 - 80; при 10-1 - 150, при менее 1 - 300. В целом воспроизводимость определения состава флюида по разработанной методике удовлетворительная. Можно считать, что компоненты с содержанием выше 50 г/кг раствора определялись количественно, более низкие - полуколичественно и качественно.

Химические составы растворов обычно принято приводить в виде таблиц. Они громоздки, и на восприятие уходит много времени. Мы в работе воспользовались формулами, которые используются в гидрогеологии для изображения химического состава вод. Так, средний состав флюидов во включениях, приведенных в табл.1.11, в виде формулы будет иметь следующий вид:



где, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и другие газы, а также суммарное содержание солей – М, приведены в массовых процентах, солевые компоненты SO<sub>4</sub>, Cl, F, Na, K, Ca и другие – в эквивалентных процентах.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА ДОСТОВЕРНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ФЛЮИДОВ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ

Для выполнения этих исследований была использована технология получения синтетических включений в природных минералах путем залечивания термических трещин, подробно описанная в разделе по экспериментальной проверке методов термометрии. Характеристика и способ приготовления кварца для опытов приведены там же. Навески минерала по 15 г помещали в автоклавы емкостью 25 см<sup>3</sup> и заливали растворами, содержащими 10 и 20% солей сложного состава с таким расчетом, чтобы при 400°C давление составило около 40 МПа. Автоклавы при этих параметрах выдерживали 11 суток. Были выполнены по два параллельных опыта с двумя заданными растворами. После опытов образцы исследовались по разработанной методике.

Результаты исследований приведены в табл. 1.12. Анализы растворов в параллельных опытах воспроизвелись хорошо. Однако суммарные содержания солей в них оказались более низкими, чем в исходных растворах: при синтезе из 10 % растворов - на 18 отн. %, из 20 % - на 11 отн. %. Это можно объяснить потерями части солей на стенках включений и трещинах, которые образуются при их термическом вскрытии. Как было показано, полнота извлечения солей из включений природных минералов составляет около 80 отн. %.

Концентрации основных компонентов (K, Na, Ca, C1) понизились на одну и ту же величину: примерно на 25 отн. % при синтезе из 10% раствора и на 20 отн. % при синтезе из 20% раствора. При этом количественные соотношения их остались прежними. Противоположно основным ведут себя компоненты-примеси (Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>), концентрации которых возросли в 2-10 раз. Кроме того, появились компоненты, которые в исходный раствор не вводились – H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub> (запах сероводорода ощущался и при вскрытии автоклавов). Появление их можно объяснить двумя причинами. Опыты выполняли с природным кварцем, который имел сорбированные и компоненты, которые в исходный раствор не вводились – H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub> (запах сероводо рода ощущался и при вскрытии автоклавов).

Таблица 1.12. Составы (в г/кг) исходных растворов автоклаве и полученных при анализе из синтетических включений в кварце

Компо- ненты	Раствор 1								Раствор 2							
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8
H <sub>2</sub> O	899,8	896,0		909,0	911,0	910,0	102		799,8	785,6		799,6	805,1	802,4	102	
H <sub>2</sub> S	-	-		2,0	2,6	2,3			-	-		-	2,2	1,1		
CO <sub>2</sub>	-	-		-	-	-			-	-		3,7	2,6	3,1		
NH <sub>3</sub>	-	-		2,1	1,2	1,7			-	-		2,5	3,8	3,2		
Сумма	899,8	896,0		913,1	914,8	914,0			799,8	785,6		805,8	813,7	809,8		
K <sup>+</sup>	13,4	13,1	2,2	9,2	10,4	9,8	74	2,0	27,4	29,2	2,5	20,5	23,1	21,8	75	2,3
Na <sup>+</sup>	20,7	22,5	3,8	15,3	16,8	16,0	73	3,5	36,0	32,9	3,7	36,0	32,9	34,5	78	3,7
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	-	0,04		0,1	0,8	0,5			-	0,05		-	-	-		
Ca <sup>2+</sup>	5,7	6,0	1,0	5,1	4,0	4,6	76	1,0	11,3	11,9	1,0	9,3	9,4	9,3	78	1,0
Mg <sup>2+</sup>	1,3	1,4		2,0	1,6	1,8	129		2,5	2,7		6,8	2,2	4,5	167	
Fe <sup>2+</sup>	-	0,01		-	-	-			-	0,07		-	-	-		
Fe <sup>3+</sup>	-	0,06		0,5	-	0,3			-	0,03		1,2	2,6	1,9		
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-	0,14		-	-	-			-	0,28		-	-	-		
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-	0,50		6,1	5,6	5,8			-	0,70		6,2	8,6	7,4		
Cl <sup>-</sup>	59,1	60,0	10,0	47,6	45,2	46,4	77	10,0	118,0	125,0	10,5	106,6	104,9	105,8	84	11,4
F <sup>-</sup>	-	0,25		0,5	-	0,3			-	0,10		2,5	-	1,2		
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	-	0,05		0,5	0,8	0,6			-	0,03		5,1	2,6	3,8		
Сумма	100,2	104,0		86,9	85,2	86,1	82		200,2	214,4		194,2	186,3	190,2	89	

Примечания. 1-2 - содержания компонентов в исходных растворах: 1 - по составу солей, 2 - по контрольному химическому анализу, 3 - соотношение солевых компонентов (Ca<sup>2+</sup> принят за 1); 4-8 - содержания компонентов в растворах из синтетических включений в кварце: 4-5 - в параллельных автоклавных опытах, 6 - среднее содержание, 7 - отклонение от исходного раствора, % отн., 8 - соотношения солевых компонентов.

Появление их можно объяснить двумя причинами. Опыты выполняли с природным кварцем, который имел сорбированные и изоморфные примеси. При высоких температурах и давлениях они могли мобилизоваться и фиксироваться во включениях. Применяемые стальные автоклавы уже многократно использовались при экспериментах, в том числе и с сульфидами. Внутренние полости их слабо корродированны, и, несмотря на их тщательную обработку перед экспериментами, часть продуктов предыдущих опытов могла сохраниться. Все это не могло не сказаться на результатах.

Итак, состав флюидов в синтетических включениях оказался довольно близким к таковому исходных растворов. Как уже отмечалось, по принятой методике может теряться до 20 отн. % солей, которые присутствуют во включениях. Эту величину учесть не представилось возможным.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ РАСТВОРОВ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ

Знание этого параметра необходимо для общей оценки физико-химических условий минералообразования на месторождениях. Существует несколько приемов, основанных на оценке плотности слагаемых фаз [Пизнюр, 1986]. В однофазных жидких включениях плотность растворов находится сравнительно легко при знании концентрации и состава солей по справочным данным. Мы использовали этот прием для оценки плотности растворов в минералах, возникших гидротермально-осадочным путем при температурах ниже 100°C. Однако солевой состав их сложный, поэтому пришлось учитывать долю участия каждой соли.

Для газожидких включений плотность флюида устанавливается измерением объема жидкой фазы и умножением ее на плотность раствора, в котором определены состав и концентрация солей. Для включений, состоящих из углекислоты, плотность флюида тоже находится по справочным данным при температуре гомогенизации включения. К сожалению, из-за сложного строения включений этими простыми методами нам воспользоваться не представилось возможным.

Газовым и химическим анализами находили полное количество веществ во включениях. Для определения плотности флюидов необходимо знание объема этих включений. Для его оценки были привлечены геометрические методы количественного минералогического анализа горных пород. Среди них наиболее удобным оказался планиметрический, применяемый для количественной оценки акцессорных минералов. В основе его лежит суммарный подсчет площади минерала в плоскости сечения породы. Отношение площади, занимаемой минералом, пропорционально его объему.

В нашем случае этот метод позволяет определить объем включений в отдельных зернах или минеральных агрегатах. Так как размеры включений малы, то подсчеты выполняли в масляной иммерсии с объективом, имеющим увеличение 100 и площадь поля зрения 0,1x0,1 мм. Использовали петрографические шлифы, полированные пластинки, исследуемые дробленые пробы минералов. Подсчеты выполняли с квадратно-сетчатым окуляр-микрометром с 400 ячейками. Этот метод позволяет работать с большой точностью - до 1% [Кочурова, 1957]. Однако выполнение подобных исследований связано с громадными затратами труда и исключительно сильным напряжением зрения. Поэтому, количество наблюдений было ограниченным.

Для сульфидных минеральных ассоциаций плотность флюидов определяли по прозрачным минералам - кварцу, кальциту, бариту и др., а полученные при этом цифры распространяли на сульфиды. Это позволяло установить только порядок величин плотности флюидов. При изложении материала по результатам исследований на отдельных месторождениях в главе 2 (см. таблицы анализов) эти значения приведены в круглых скобках. Несмотря на такие допущения, нам во многих случаях не удалось оценить плотность растворов при изучении массивных сульфидных руд, в которых участие прозрачных минералов крайне малое.

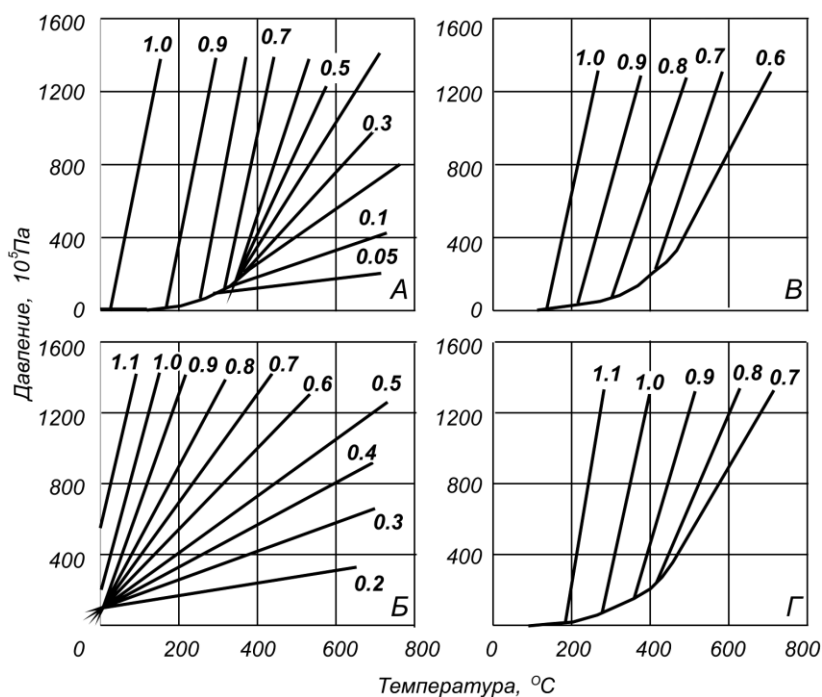


Рис. 1.22. Диаграммы температура-давление-плотность (г/см<sup>3</sup>) для воды (А), углекислого газа (Б), 10% (В) и 26% (Г) раствора NaCl [по G.C. Kennedy, 1950, 1954; Н.Ю.Икорниковой, 1975]

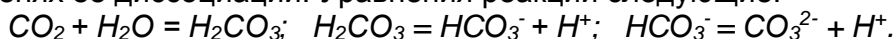
При изучении флюидных включений этот параметр определяется сравнительно редко. По В.Б.Наумову [1982], в 75% случаях плотность растворов составляет 0,8-1,2 г/см<sup>3</sup>. Наши замеры показали, что колебания этой величины значительно более существенны. Для пневматолитовых растворов она часто настолько мала, что кажется неправдоподобной. В связи с этим на рис. 1.22 по литературным данным приведены диаграммы температура - плотность - давление для чистой воды, углекислого газа, 10 и 20% растворов NaCl. При рассмотрении дальнейшего материала с их помощью можно убедиться в реальности полученных нами цифр плотности флюидов во включениях многих минеральных ассоциаций для широкого круга температур.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНЫХ И ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ СВОЙСТВ ФЛЮИДОВ

На процессы гидротермального минералообразования большое влияние оказывают кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства флюидов. Первое из них определяется активностью водорода или рН растворов, второе - окислительно-восстановительным или электродным потенциалом Е. Как рН, так и Е удобно обобщают характерные аспекты гидротермальных растворов, и эти два параметра часто принимают в качестве координат при построении диаграмм устойчивости минералов. Обычно обстановку, в которой формируются метасоматиты и руды, восстанавливают по предложенному Д.С.Коржинским [1957] методу физико-химического анализа парагенезисов минералов, используя различные диаграммы. Однако для сульфидных парагенезисов параметры растворов сильно зависят от температуры и общей концентрации серы, которые исследователями принимаются произвольно от 0,001 до 0,1 моля.

Нами предпринята попытка оценить эти два параметра на основе химического состава флюидов во включениях минералов по соотношению компонентов, количества которых в сильной степени определяются кислотно-щелочными или окислительно-восстановительными свойствами. Наиболее подходящими оказались соотношения форм угольной кислоты – CO<sub>2</sub>/CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, определяемое рН растворов, и окисленной и восстановленной форм серы – SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>/H<sub>2</sub>S, зависящей от Е. Были составлены уравнения температурной зависимости этих отношений и соответствующие диаграммы, по которым можно оценивать рН и Е для гидротермальных флюидов. Необходимые термодинамические величины и методы расчета заимствованы у Г.Б.Наумова и др. [1971].

**Определение pH.** В воде  $\text{CO}_2$  образует угольную кислоту  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Содержание ее, в свою очередь, находится в равновесии с  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , которые возникают при 1-й и 2-й ступенях ее диссоциации. Уравнения реакций следующие:



Согласно первой реакции содержание  $\text{H}_2\text{CO}_3$  в растворе всегда будет пропорционально концентрации  $\text{CO}_2$ . Последующие две формы угольной кислоты  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  определяются активностью иона водорода  $[\text{H}^+]$ . Константа диссоциации  $\text{HCO}_3^-$  весьма мала (при  $20^\circ\text{C}$  она равна  $10^{-10,61}$ ) и какого-либо влияния на расчеты не окажет. Первые две реакции являются определяющими. Суммировав их, получим:  $\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Константа ее равновесия  $K = [\text{H}_2\text{O}][\text{CO}_2]/[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]$ . Активность воды  $[\text{H}_2\text{O}] = 1$ . Преобразовав уравнение, получим

$$\text{pH} = \lg K - \lg[\text{CO}_2]/\lg[\text{HCO}_3^-].$$

В процессе газовых и химических анализов формы угольной кислоты преобразовывались:  $\text{H}_2\text{CO}_3$  переводилась в  $\text{CO}_2$ , а  $\text{HCO}_3^-$  - в  $\text{CO}_3^{2-}$ . Эти две граничные формы и определялись нами во флюидных включениях. Молекулярные массы  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  близки, составляют соответственно 61 и 60 (молекулярная масса  $\text{CO}_2$  равна 44). Поэтому без особых погрешностей в уравнении  $\text{HCO}_3^-$  можно заменить на  $\text{CO}_3^{2-}$ . При переходе от мольных концентраций к массовым процентам, которыми мы пользуемся, нужно учесть, что величины соотношений изменятся:  $[\text{CO}_2]/[\text{CO}_3^{2-}] = 0,73 \text{ CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ . Окончательное уравнение температурной зависимости будет иметь следующий вид:

$$\text{pH} = 1713,6/T - 3,52 + 0,014839T - \lg \text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}.$$

Были рассчитаны величины pH в зависимости от  $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$  для отдельных температурных разрезов при  $25-400^\circ\text{C}$ , в пределах которого допустимо распространение термодинамических данных. На построенной диаграмме (рис. 1.23) при изменении pH от 2 до 14 отношения  $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$  изменяются от  $10^4$  до  $10^{-4}$ , охватывая весь возможный предел этих величин в природе.

Изменение pH нейтральной воды от температуры довольно существенное (рис. 1.23). В связи с этим абсолютное значение pH гидротермальных флюидов теряет свой смысл. Для более легкой ориентировки, с какими флюидами по кислотно-щелочным свойствам мы имеем дело, удобнее в качестве точки отсчета взять активность водорода нейтральной воды  $\text{pH}_{\text{нв}}$  в каждом температурном разрезе. Относительная величина  $\Delta\text{pH}$  представляет разность кислотности флюида  $\text{pH}_{\text{ф}}$ , определяемой по диаграмме, и  $\text{pH}_{\text{нв}}$ :

$$\Delta\text{pH} = \text{pH}_{\text{ф}} - \text{pH}_{\text{нв}}.$$

Щелочные растворы будут иметь положительное  $\Delta\text{pH}$ , кислые - отрицательное. Для практических целей удобно ввести некоторую градацию величины  $\Delta\text{pH}$  и выделить разновидности флюидов по кислотно-щелочным свойствам: 1) сильно щелочные,  $\Delta\text{pH}$  более +2,0; 2) щелочные,  $\Delta\text{pH}$  от +2,0 до +0,5; 3) нейтральные,  $\Delta\text{pH}$  от +0,5 до -0,5; 4) кислые,  $\Delta\text{pH}$  от -0,5 до -2,0; 5) сильно кислые,  $\Delta\text{pH}$  менее -2,0.

Следует отметить, что такая зависимость приемлема только для воды и сильно разбавленных растворов. Растворимость  $\text{CO}_2$  в концентрированных растворах зависит не только от pH, но и от других

факторов, в первую очередь содержания и состава солей, определяющих ионную силу раствора. Для природных гидротерм со сложным составом компонентов влияние этого

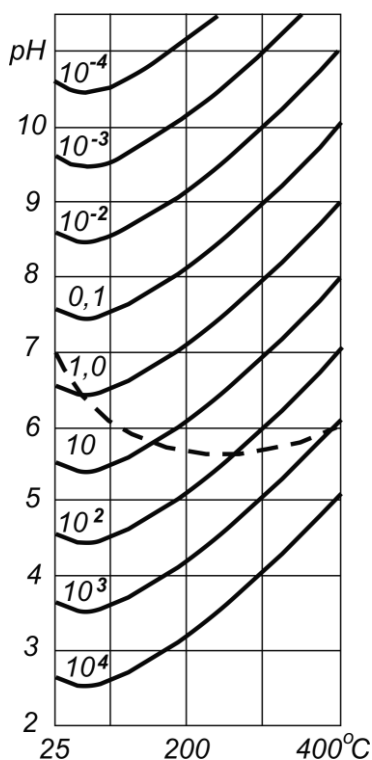


Рис. 1.23. Диаграмма связи форм угольной кислоты, температуры и pH растворов; цифры возле линий - величина соотношений массовых количеств  $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ ; пунктирная линия - pH нейтральной воды

параметра учесть не удастся. Определяемые по диаграммам рН флюидов можно рассматривать как ориентировочные.

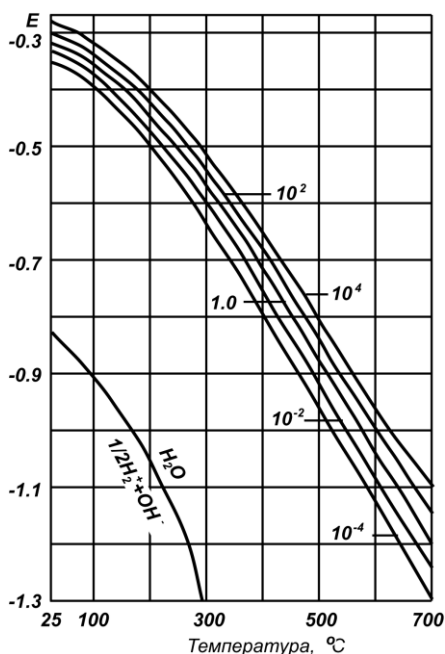
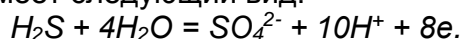


Рис. 1.24. Диаграмма связи форм серы, температуры и окислительно-восстановительного потенциала растворов  $E$ ; цифры возле линий - величина отношений массовых количеств  $SO_4^{2-}/H_2S$

**Определение E.** Электродный потенциал возникает в окислительно-восстановительных реакциях, в которых участвуют элементы с переменной валентностью. При сульфидном минералообразовании таким элементом является сера. Сероводород при растворении диссоциирует на  $HS^-$  и  $S^{2-}$ ; при последующем их окислении возникает серия оксидных форм, конечная из которых  $SO_4^{2-}$ . Нами при газовых и химических анализах водных вытяжек флюидов во включениях определялись две граничные формы:  $H_2S$  - высшая степень восстановленной серы ( $S^{2-}$ ) и  $SO_4^{2-}$  - высшая степень окисленной формы ( $S^{6+}$ ). Реакция перехода имеет следующий вид:



Величина окислительно-восстановительного потенциала ее определяется уравнением

$$E = E_0 + RT/nF \ln[SO_4^{2-}][H^+]^{10}/[H_2S][H_2O]^4,$$

где:  $R$  - универсальная газовая постоянная;  $T$  - абсолютная температура;  $n$  - число электронов, участвующих в реакции;  $F$  - константа (число Фарадея);  $E_0$  - стандартный электродный потенциал, связанный со стандартной свободной энергией реакции  $\Delta G_p$  зависимостью:  $E_0 = -\Delta G_p/tinF$ . Уравнение температурной зависимости отношения  $[SO_4^{2-}]/[H_2S]$  будет иметь вид:

$$\lg[SO_4^{2-}]/[H_2S] = [E + \Delta G_p/nF]nF/2,302RT.$$

При переходе от мольных концентраций к массовым процентам получаемые по уравнению величины отношений нужно умножить на 2,8.

Как и в предыдущем случае, были рассчитаны величины отношений  $SO_4^{2-}/H_2S$  в зависимости от  $E$  для отдельных температурных разрезов 25-350°C, которые затем интерполировали до 700°C и вынесли на диаграмму (рис. 1.24). На ней также показан температурный ход изменения стандартного водородного потенциала. Как видно,  $E_0$  водородного потенциала и  $E$  рассчитанной реакции сильно изменяются с температурой, и сравнивать влияние электродного потенциала в зависимости от отношения  $SO_4^{2-}/H_2S$  не удастся. Как отмечают Г.Б.Наумов и др. [1971], в принципе подобное сравнение проводить нельзя, так как изменение  $E_0$  с температурой не отражает изменения его абсолютных величин. Допустимо относительное сравнение в каждом температурном разрезе.

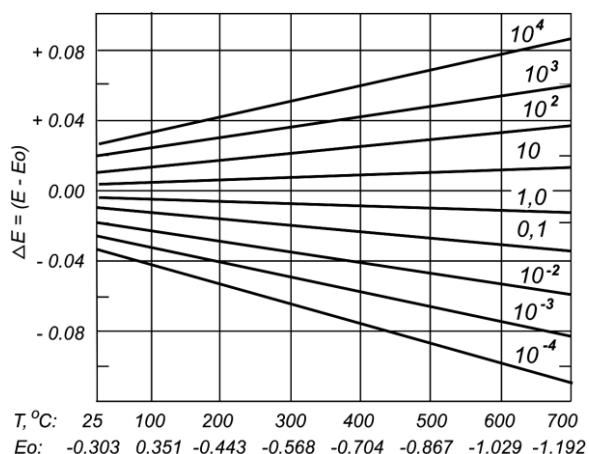


Рис. 1.25. Диаграмма связи форм серы, температуры и изменения величины окислительно-восстановительного потенциала относительно стандартного электродного потенциала ( $\Delta E = E - E_0$ ); цифры возле линий - величины отношений массовых количеств  $SO_4^{2-}/H_2S$ .

Для подобного относительного сравнения построена диаграмма (рис. 1.25), на которой за точку отсчета в каждом температурном разрезе взято  $E_0$ . Определялась величина  $\Delta E = E - E_0$ , при которой может существовать то или иное значение  $SO_4^{2-}/H_2S$ . Так как  $\Delta E$  величина относительная, то сравнение ее можно

проводить и с изменением температуры. Подсчитаны зависимости отношений  $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$  от  $\Delta E$  для величин от  $10^{-4}$  до  $10^4$ . При положительных значениях среда минералообразования окислительная, при отрицательных - восстановительная. Для удобства работы флюиды по окислительно-восстановительным свойствам разграничены на группы: 1) резко восстановительные,  $\Delta E$  менее -0,03; 2) восстановительные,  $\Delta E$  от -0,03 до -0,01; 3) переходные,  $\Delta E$  от -0,01 до +0,01; 4) окислительные,  $\Delta E$  от +0,01 до +0,03; 5) резко окислительные,  $\Delta E$  более +0,03.

Естественно, что к оценке окислительно-восстановительных свойств флюидов применимы те же ограничения, которые были изложены в предыдущей части раздела при определении кислотно-щелочных свойств природных флюидов.

## УСТАНОВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ

Современное понятие генезиса месторождений включает характеристику ряда явлений и представлений, позволяющих обосновать возникновение рудных скоплений. Важное место занимает источник рудообразующих флюидов, знание которого лежит в основе металлогенических прогнозных построений и научного обоснования перспектив отдельных регионов и рудных объектов на тот или иной вид минерального сырья. Чаще всего для определения источника рудного вещества используется комплекс геологических, минералогических и геохимических признаков. Эти признаки являются качественными и вероятностными, поэтому для установления источников рудного вещества стали привлекать стабильные изотопы свинца, серы, водорода и кислорода.

Было установлено, что породы мантии, нижней и верхней коры характеризуются своими изотопными соотношениями свинца. При его мобилизации флюидами и последующей фиксации в рудах эти соотношения должны сохраняться. Таким образом, может быть получена количественная информация для оценки источника рудных элементов. Однако были установлены геохимическая неоднородность мантии и вариации изотопных отношений свинца в ее породах. Доказано смешение вещества мантии с коровыми породами, что также осложняет первоначальные соотношения изотопов. Кроме того, свинец до его фиксации в рудных минералах мог пройти несколько стадий развития, в результате отношения его изотопов могли существенно меняться. В настоящее время ведется активный поиск критериев учета всех этих факторов, для интерпретации данных предложено большое количество разнообразных моделей. Это позволяет надеяться, что изотопные исследования свинца в скором времени смогут однозначно решать вопрос об источнике рудного вещества конкретных месторождений.

Интерпретация результатов изучения изотопных отношений серы более разработана. По этим данным можно увереннее судить об участии в рудном процессе серы мантийной, коровой (серы эвапоритовых сульфатных отложений) и биогенной морской. Однако многие исследователи доказывают, что наблюдаемые изотопные отношения серы в рудных минералах определяются не только источником, но и такими факторами, как температура, степень окисленности рудоносного флюида, скорость кристаллизации минералов (вернее, уровень достижения равновесия между раствором и минералом). Эти факторы при интерпретации не учитываются, что дает основание сомневаться в широком участии при формировании эндогенных руд некоторых месторождений биогенной морской серы.

Многое дает масс-спектрометрическое изучение изотопных отношений  $H/D$  и  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  в минералах, содержащих ОН-группу, и воды флюидных включений. Оно позволило впервые установить участие в формировании месторождений океанической воды, погребенных седиментных метеорных вод, воды с изотопным  $^{18}\text{O}$ -сдвигом, метаморфических и магматических вод [Тейлор, 1982]. Однако однозначно интерпретировать полученные результаты также удается не всегда. Магматические, метаморфические и седиментные воды вначале могли быть либо морскими, либо

метеорными. При высоких температурах в них происходят фракционирование изотопов водорода и кислорода, а также изотопный обмен с окружающими породами. Кроме того, в одном гидротермальном процессе могут участвовать воды различного происхождения, первоначальные изотопные соотношения в которых могут быть уже значительно изменены. Все это приводит к противоречивым толкованиям получаемых результатов. По данным Х.П.Тейлора [1982], приповерхностные свинцово-цинковые месторождения сформированы метеорными водами, а колчеданные рудные объекты типа Куроко - морскими. Согласно Д.А.Аревадзе и др. [1985], В.З.Ярошевич и др. [1986], в формировании вулканогенных и приповерхностных месторождений весьма существенна роль глубинных флюидов в период образования продуктивных минеральных ассоциаций. Влияние метеорных вод начинает преобладать в заключительной стадии гидротермального процесса. Морская вода во включениях фиксируется крайне редко даже в гидротермально-осадочных рудах.

Как бы нас не интересовало первичное происхождение вод, оно не имеет определяющей роли в образовании месторождений. Из длительной истории вод наиболее важным является период, который непосредственно предшествовал гидротермальному рудообразованию. С ним связано формирование химического состава флюида и обогащение его рудными компонентами. И хотя последующие процессы переноса и отложения рудного вещества оставляют свой отпечаток, химический состав растворов во флюидных включениях минералов руд должен отражать характерные черты условий, в которых он сформировался. Этот признак мы и привлекли для определения источников рудообразующих флюидов.

Систематизация литературного материала позволяет выделить пять подобных источников: 1 - мантийные флюиды, возникающие в результате дегазации и дифференциации мантийных магматических расплавов; 2 - метаморфические флюиды, образующиеся в результате преобразования погружающихся на большие глубины осадков с формированием пород эклогитовой, гранулитовой и других фаций метаморфизма; 3 - флюиды, возникающие при дегазации и кристаллизации кислых магматических расплавов в земной коре; 4 - захороненные подземные воды морского или метеорного происхождения; 5 - поровые растворы вмещающих пород, с участием которых могли осуществляться метаморфизм сформировавшихся руд и мобилизация рассеянного рудного вещества.

Летучие и солевые компоненты магматических и метаморфических пород, захороненных вод и поровых растворов интенсивно изучаются. В настоящее время накоплена обширная информация, указывающая на существенные различия в их составе. Кратко рассмотрим имеющиеся сведения (не претендуя на полный обзор).

*Мантийные флюиды.* Одним из важных открытий в геохимии является обнаружение включений глубинных флюидов в минералах базальтов и ультраосновных нодулей верхней мантии [Базарова и др., 1975; Бакуменко, 1986]. Исследования показали, что в их составе преобладает  $\text{CO}_2$  при малом участии воды. По данным рамановской спектроскопии наряду с  $\text{CO}_2$  фиксируется до 8-12 мол. %  $\text{CO}$  [Наумов и др., 1985]. Это открытие, подтвержденное многочисленными последующими работами, противоречит результатам наблюдений за вулканическими газами, согласно которым вода должна быть главным летучим компонентом глубинных флюидов [Ярмлюк, 1982]. Учитывая возможные величины летучести  $\text{O}_2$  и параметры P-T для минералов глубинного происхождения, А.А.Кадик [1986] пришел к заключению о преобладании водно-углекислотного флюида в областях генерации базальтовых магм. При этом допускаются вариации отношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ . Повышенная растворимость воды в силикатном расплаве основного состава приводит к тому, что газы накапливаются во флюидной фазе, состоящей в основном из  $\text{CO}_2$ . Лишь при низких давлениях - ниже  $(1-0,5) \times 10^8$  Па дегазация основной магмы приводит выделению значительных количеств воды, которая и наблюдается в вулканических эманациях. В целом количество летучих в мантийных расплавах невелико. Тем не менее некоторые исследователи [Коваленко др., 1986] допускают возможность существования в мантии флюидизированных рудно-



магматических систем на основе высокоплотного  $\text{CO}_2$ , способного переносить рудные компоненты, в том числе и сульфиды. В какой-то мере это подтверждают данные Н.В.Грин [1979]. При изучении включений в основных пороодообразующих минералах (оливине, ортопироксене, клинопироксене, гранате и шпинели) гарцбургитов и дунитов им установлено, что  $\text{CO}_2$ -содержащие фазы имеют значительные концентрации Се, Rb, Ва, Pb и других металлов.

Особенность мантийных флюидов заключается и в том, что они содержат большие количества солей. Сложные силикатные, силикатно-солевые, солевые и водно-солевые расплавы были зафиксированы во включениях многих мантийных пород [Базаров и др., 1975, 1986; Пузанов, 1978; Sobolev e. a., 1974]. В некоторых случаях авторы считают, что в многофазных включениях зафиксированы сквозьмагматические флюиды, представляющие сложные водно-солевые расплавы, очень богатые NaCl. Водно-хлоридная магма, по их мнению, отделялась от силикатного расплава и приводила к формированию пегматитов. О присутствии больших количеств солей в мантийных расплавах свидетельствуют и многие геологические наблюдения. Так, только при последнем извержении Безымянного вулкана на Камчатке было вынесено более 20 млн. т растворимых соединений. Встречены линзы каменной соли вдоль разломов, где фации соленосных отложений отсутствуют [Гавриленко и др., 1971]. В последнее время усиленно развивается гипотеза о том, что источником гигантских соляных месторождений являются глубинные флюиды [Долицин и др., 1983]. Особенно велики содержания солей в карбонатитовых магмах. В Танзании при извержении вулкана Ольдоино-Ленгаи изливается карбонатитовая лава с большим количеством ниеререита  $(\text{Na}_{0,62}\text{K}_{0,19})_2(\text{Ca},\text{Sr},\text{Ba})_{0,975}(\text{CO}_3)_2$  и грегориита  $\text{Na}_{1,7}\text{K}_{0,1}(\text{Ca},\text{Sr},\text{Ba})_{0,16}\text{CO}_3$  со сложными замещениями  $\text{CO}_3^{2-}$  на  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{2-}$ ,  $\text{F}^-$  и  $\text{Cl}^-$ ; сильвин, флюорит и Fe-алабандин являются второстепенными магматическими фазами; редко встречаются витерит  $\text{BaCO}_3$  и селлаит  $\text{MgF}_2$  [Даусон, 1969; Keller Jord e.a., 1990]. Во включениях в минералах ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород постоянно присутствуют силикатно-солевые, солевые и водно-солевые расплавы [Панина и др., 1978; Соколов и др., 1978]. Химические анализы показали высокие содержания галогенидов в кальцитовых карбонатитах: F - до 2,52%, Cl - до 3,61% [Dauson e.a., 1980]. В мантийных породах (в толеитовых стеклах) Срединно-Атлантического хребта и Азорского подводного плато установлены: F - до 0,42%, Cl - до 0,34% [Schilling e. a., 1980]. При подводном бурении вблизи зон спрединга встречены жилки, выполненные гипсом, ангидритом, галитом и другими минералами [Drever e. a., 1979]; установлены водорастворимые минералы (галит, сильвин, ольдганит) в пироксенах лунных грунтов [Ашихмина и др, 1978; Богатиков и др. 1980].

Соли оказывают двойное воздействие на мантийные расплавы. Как показали экспериментальные исследования Б.И.Мелентьева и др. [1969], солевые (галогидные, сульфатные, фосфатные и др.) расплавы способствуют более полному и интенсивному прохождению магматической дифференциации с образованием несмешивающихся жидкостей. Это в свою очередь имеет значение для обособления рудных компонентов в самостоятельную фазу, что наблюдается при формировании медно-никелевых месторождений [Дистлер и др., 1979; и мн. др.]. В то же время солевые и водно-солевые расплавы являются хорошими растворителями металлов, в результате чего они используются в металлургии [Беляев и др., 1957]. Расплавы солей представляют собой ионные растворы, способные давать с металлами комплексные соединения. Для них характерны высокая плотность, низкая летучесть и большая подвижность. В технике растворы-расплавы применяются для выращивания кристаллов [Тимофеева, 1978]. Экспериментальные данные А.А.Маракушева и др. [1983] и В.А.Жарикова и др. [1986] показывают, что возникающие при кристаллизационной дифференциации гидротермальные растворы способны извлекать лишь малую долю рудных металлов, присутствующих в силикатах расплавах. Солевые расплавы, образующиеся в результате ликвационной дифференциации силикатных магм, способны избирательно концентрировать в себе цветные и редкие металлы.

Изложенные данные позволяют считать, что рудоносные флюиды мантийного происхождения представляют весьма богатые солевыми и рудными компонентами растворы-расплавы, несущие  $\text{CO}_2$  и небольшие количества  $\text{H}_2\text{O}$ .

*Метаморфические флюиды.* В породах эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма флюидные включения представлены в основном высокоплотными сжиженными  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ ; в минералах амфиболитовой фации развиты двужидкие включения - жидкой  $\text{CO}_2$  и водного раствора [Томиленко и др., 1983; Наумов и др., 1986; Turet e. a., 1986; и мн. др.]. Доля водного раствора во включениях гранулитовой фации не превышает 0,2, в амфиболитовой - около 0.5. А.А.Томиленко и В.П.Чупин [1983] рассчитали, что при анатексисе в условиях гранулитовой фации отношение  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  в метаморфическом флюиде составляет около 0.2, тогда как анатектических выплавках эта величина может достигать 4.0. Для метаморфических флюидов характерны малые содержания солей - обычно не более 10 мас. %, представленных хлоридами Na, в меньшей мере K, Ca и Mg. Только в кварце жильного материала мигматитов, автохтонных гранитов и пегматитов встречены включения водных растворов, пересыщенных солями [Долгов и др., 1976].

Метаморфические комплексы в долгоживущих зонах высокой проницаемости могут формироваться многие сотни миллионов лет. Поэтому метаморфические флюиды, имеющие малую концентрацию солей и отношение  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2+\text{CO}$ , близкое к мантийным, должны играть существенную роль в рудообразовании. Согласно Д. И. Горжевскому и др. [1965], сульфидные месторождения присутствуют только в породах фации альмандин-амфиболитовой и более низких ступеней метаморфизма. Эклогитовая и гранулитовая фации лишены их. Сульфидные минералы неустойчивы в условиях образования этих фаций, и имевшаяся в исходных породах сульфидная минерализация в процессе метаморфизма вынесена и переотложена в верхние горизонты земной коры.

*Флюиды кислых магм корового происхождения.* Изучение включений показало, что в гранитах, наряду с расплавленными силикатными включениями, фиксируется большое количество флюидных. Представлены они в основном водными растворами при подчиненных количествах углекислоты [Бакуменко, 1986; Коваленко и др., 1986; Рейф и др., 1982; и мн. др.]. Концентрации солей во флюидах изменяются в широких пределах, часто они сравнительно высокие - во включениях присутствует твердая фаза, иногда до 70-90%. Как отмечает Л.В.Таусон [1977], не менее 90% летучих компонентов, содержащихся в изначальных силикатных расплавах, покидает магматические очаги при кристаллизации и остывании пород. С этим процессом он связывает формирование не только редкометалльных, но и свинцово-цинковых, медно-молибденовых и медно-колчеданных месторождений.

Большинство исследователей считает, что рудные компоненты выносились гидротермальными растворами, экстрагируя их как из магм, так и из раскристаллизовавшихся пород. А.А.Маракушев [1984] высказал предположение о выносе рудного вещества из кислых магм солевыми расплавами, способными содержать его в высоких концентрациях. На основе экспериментальных данных И.Я.Некрасов [1984] показал, что растворимость цветных и редких металлов в гранитных расплавах, равновесных с флюидом, весьма велика - в них могут содержаться, мас. %: Nb - до 7,8; Mo - до 3,8; Pb - до 12; Sn - до 28,7. При кристаллизационной дифференциации магмы гранитного состава может отделяться кремнекислотный раствор-расплав. Он обогащен летучими и пересыщен рудными металлами. На основании этого им сделан вывод о магматической, а не о гидротермальной природе некоторых типов месторождений. В целом кратко изложенный материал свидетельствует о том, что при формировании месторождений, связанных с гранитоидами, могут участвовать как гидротермальные растворы, так и высококонцентрированные флюиды типа растворов расплавов.

Из приведенного литературного обзора следует, что важным в различии рассматриваемых типов флюидов является величина отношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2+\text{CO}$ . Однако

количественные данные по включениям весьма немногочисленны. В работах Ф.А.Летникова и др. [1977. 1981] имеется большое число анализов газов в породах различного состава и происхождения. В табл. 1.13 для них приведены пределы величин отношения  $H_2O/CO_2+CO$ . В мантийных и метаморфических породах (эклогитовых и гранулитовых) эти отношения близки и изменяются преимущественно от 0,2 до 5,0; в метаморфических гнейсах и в гранитах различного происхождения - от 4 до 20.

Эти результаты подтверждают наблюдения по флюидным и расплавленным включениям. Однако летучие компоненты определялись в целом для породы, и газовая смесь объединяла все возможные формы присутствия летучих: во флюидных и расплавленных включениях; газы, растворенные в кристаллической решетке минералов. Ф.А.Летников считает, что такой подход более объективно отражает состав флюидов при формировании пород. Однако во многих случаях в магматических породах фиксируются сингенетичные расплавные и флюидные включения, указывающие на дегазацию магм [Наумов и др., 1985].

Таблица 1.13. Величины отношения  $H_2O/CO_2+CO$  в породах различного состава и происхождения [Ф.А.Летников и др., 1981]

Типы пород	$H_2O/CO_2+CO$ (в скобках - модальные значения)
Мантийные породы:	
1 - нодулы лерцолитов в базальтах (Удоканский хребет)	0,1-0,6
2 - базальты, трахибазальты, нефелиниты, трахиты и др.	0,2-5,1
3 - породы основного состава	0,4-9,9 (2-5)
Породы метаморфических комплексов	
1 - эклогитовые	0,3-1,1
2 - гранулиты, эндбергиты, чарнокиты	1-15,7 (1-5)
3 - гнейсы и сланцы	2,4-58,5 (7-18)
4 - тела гранофиоров, аляскитов, биотитовых гранитов	8-47 (15-20)
Породы земной коры (палеозойские области Казахстана и Алтая)	
1 - гранитоиды нормальной щелочности	9-47 (10-20)
2 - сиенит-граносиенит-щелочногранитная серия	4-25 (4-18)
Среднее значение для земной коры [У.Файф и др., 1981]	около 40

Ю.П.Трошин [1984] систематизировал материал исследований по распределению летучих компонентов во включениях стекла различного состава в ненарушенных кристаллах оливина, пироксена и других минералов из магматических пород. Эти кристаллы формировались глубоко от поверхности и захватывали капли негазированной магмы. Содержание летучих в них оказалось в 5-20 раз выше, чем в дегазированных стеклах и кристаллизовавшихся из этой магмы породах. На этом основании он пришел к выводу о том, что содержания летучих в магматических породах не отражают их содержания в материнских магмах. Скорость и полнота удаления различных летучих компонентов при кристаллизации магм неодинаковы. По данным автора, у воды и углекислоты эти параметры близки, что дает основание предполагать близость величин их отношения в магме и раскристаллизованных породах.

Нами проведено сравнительное изучение состава летучих во флюидных и расплавленных включениях, а также растворенных в кристаллической решетке газов двух образцов кварца из субвулканических липаритовых порфиров Николаевского месторождения (Рудный Алтай). В нем присутствовали довольно крупные и в большом количестве флюидные и расплавные включения [Мергенов, Париллов и др., 1984]. При нагревании кварца на кривых выделились три группы пиков (рис. 1.26). Изучение зерен минералов под микроскопом в иммерсионном масле показало, что вскрытие флюидных включений происходило при 400-720°C, расплавленных при 800-900°C. Дальнейший нагрев до 1200°C не приводил к заметным изменениям в структуре кварца, и газовыделение при 1000-1140°C обусловлено летучими компонентами, растворенными в кристаллической решетке минерала. Газы проанализированы для

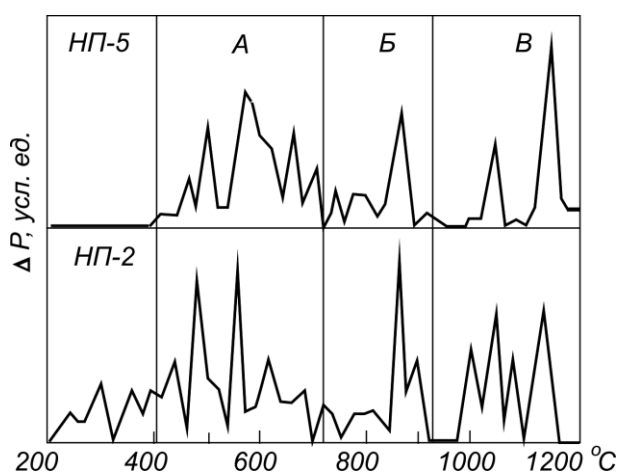


Рис. 1.26. Характер газовыделения при нагревании кварца липаритовых порфиров Николаевского месторождения: А - вскрытие флюидных включений, Б - вскрытие расплавных включений, В - выделение газа, растворенного в кристаллической решетке минерала

каждой группы пиков в отдельности, затем суммированы - получен валовой состав летучих кварца. Данные, приведенные в табл. 1.14, показывают, что практически во всех случаях присутствуют одни и те же компоненты, хотя соотношения их варьируют. Однако величины отношений  $H_2O/CO_2+CO$  во флюидных включениях и в валовом составе газа идентичны, что дает основание использовать это отношение в качестве одного из количественных критериев для определения источника флюидов, взяв за основу приведенные в табл. 1.13 данные Ф.А.Летникова.

Таблица 1.14. Состав газов (в мг на 50 г образца) в кварце липаритовых порфиров

Газы	Образец НП-2				Образец НП-5			
	1	2	3	4	1	2	3	4
H <sub>2</sub> O	2,933	0,088	0,454	3,472	2,123	1,020	0,631	3,774
H <sub>2</sub> S	0,073	0,284	1,716	2,073	0,451	1,087	1,991	3,529
CO <sub>2</sub>	1,850	0,360	1,058	3,268	1,938	0,342	0,978	3,258
CO	0,001	0,039	0,052	0,092	0,052	0,022	0,386	0,460
NH <sub>3</sub>	0,427	0,315	0,144	0,886	0,318	0,358	0,616	1,292
H <sub>2</sub>	0,005	0,022	0,130	0,157	0,105	0,043	0,046	0,194
N <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,287	0,162	0,449
Ar	-	-	-	-	-	0,404	0,069	0,473
Сумма	5,289	1,108	3,524	9,991	4,987	3,563	4,879	13,329
Интервал температур, °С	400-740	800-960	980-1180	400-1180	400-720	800-900	1100-1180	400-1180
% относительного количества газов	55,3	11,2	35,5	100,0	37,1	26,6	36,3	100,0
H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> +CO	1,5	0,2	0,4	1,1	1,1	3,0	0,5	1,0

Примечание. 1 - летучие газообразных включений, 2 - летучие расплавных включений, 3 - летучие, растворенные в решетке кварца, 4 - суммарный состав газов

*Подземные воды в качестве источника рудоносных флюидов* распознаются на основании тех же критериев. В большинстве случаев содержания CO<sub>2</sub> в них весьма низкие. Согласно А.М.Овчинникову [1963], углекислотные воды характерны только для регионов с молодой тектономагматической активностью. Наряду с фумаролами и гейзерами областей современного вулканизма существуют и глубоко залегающие углекислотные воды, заключенные в сложных водонапорных системах горно-складчатых сооружений, межгорных котловинах и предгорных впадинах. Чаще всего это хлоридно-натриевые воды, возникшие при выщелачивании соляных толщ, а также древние захороненные морские воды, претерпевшие различные метаморфические изменения. Содержание CO<sub>2</sub> подобных водах изменяется от 1 до 3 г/л, в единичных случаях достигает 37 г/л. Согласно этим данным, величина отношения  $H_2O/CO_2+CO$  выше 100, может достигать 400 и более. Для них характерны низкие содержания H<sub>2</sub>S. Концентрации солей обычно невысокие - редко превышают 100 г/л. Только в седиментогенных рассолах соленосных толщ они достигают 500 г/л [Тарасов. 1984].

Рассмотренные четыре источника рудообразующих флюидов, несмотря на существенные различия, имеют одну сходную черту. Установлена она в основном по данным изучения флюидных включений в минералах сульфидных месторождений. Общим для них оказался сравнительно близкий солевой состав растворов - в нем постоянно преобладают хлориды и сульфаты натрия, калия и аммония. Соотношения между ними колеблются весьма существенно. В подчиненных количествах присутствуют  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ . Образование сульфат-иона мы склонны объяснять окислением сернистых соединений в зоне рудоотложения, считая его вторичным компонентом. Однако в последнее время во включениях магматических пород наряду с хлоридами стали устанавливать значительные содержания сульфатов - до 30-60 об. %. Они не создавали кристаллов и присутствовали в виде аморфной фазы [Solovova e. a., 1991; Salvioli Mariani e. a., 1991]. Встречены сульфат-содержащие флюиды во включениях изумрудов, формирование которых связано с гранитными пегматитами [Chellett e. a., 1991].

*Поровые растворы рудовмещающих пород*, участвующие в формировании и преобразовании руд, устанавливаются тоже по химическому составу флюидов включений. Как отмечал У.Файф и др. [1981], воды, находящиеся в непосредственном контакте с горными породами, по химизму могут приближаться к состоянию равновесия с локальными ассоциациями, в их составе должны преобладать компоненты вмещающих пород. А.М.Блох [1969] показал, что связанные поровые и пленочные воды обладают повышенной способностью растворять минералы и могут содержать высокие концентрации солей и газов. Достижению их насыщения веществом минералов пород способствуют повышенные температуры и давления. Наиболее растворимыми являются карбонатные минералы. Присутствие их в породах даже в небольших количествах приводит к преобладанию в составе поровых растворов гидрокарбонатов кальция и магния. В близповерхностных условиях эти растворы обогащены кислородом, и сульфиды при перекристаллизации и переотложении подвергаются частичному окислению. В результате возникает серная кислота, которая, взаимодействуя с теми же карбонатами, поставляет в раствор дополнительно  $\text{CO}_2$  и сульфаты Ca, Mg и, иногда, Fe. Отметим, что с помощью этих критериев удается обычно четко отбивать на месторождениях рудные образования, возникшие как в процессе динамотермального и дислокационного метаморфизма, так и сформировавшиеся в трещиноватых и брекчированных породах по принципу "альпийских" прожилков.

Таким образом, химический состав флюидов магматических и метаморфических пород, подземных захороненных вод и поровых растворов различается существенно. При изучении химического состава включений в минералах руд можно устанавливать генетическую принадлежность законсервированных флюидов. Разработанные с этой целью критерии сведены в табл. 1.15).

Ограничения этих критериев сводятся к следующему. Прежде всего, они не могут быть использованы для определения источника изливающихся на морское дно гидротермальных растворов, из которых формировались сингенетические сульфидные руды. Газовая составляющая из них частично удалена и не полностью фиксируется во включениях. Второе ограничение касается контактово-метасоматических месторождений. Большое количество  $\text{CO}_2$  во флюидах в данном случае обусловлено метаморфизмом карбонатных пород. Третье ограничение является наиболее неопределенным. Заключается оно в том, что как на путях миграции, так и в зоне рудоотложения глубинные флюиды могут смешиваться с поровыми и трещинными водами, реагировать с окружающими породами. Имеющиеся исследования по путям фильтрации флюидов свидетельствуют о том, что существенно их химический состав изменяться не должен [Пэк, 1968; Иванов, 1969; и мн. др.].

Таблица 1.15. Критерии определения источников рудообразующих флюидов по химическому составу растворов во включениях

Разновидности флюидов	H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> + CO	Концентрации солей	Особенности химического состава	
Мантийные флюиды	0,1-5	Высокие, до солевых расплавов	Среди солей преобладают хлориды, фториды и сульфаты натрия, калия и аммония	Возможны высокие концентрации N <sub>2</sub>
Метаморфические флюиды эклогитовой и гранулитовой фаций	0,4-5	Низкие		
Метаморфические флюиды амфиболитовой фации	7-18, до 50			От низких до высоких
Флюиды гранитоидных магм различного происхождения и состава	15-20, до 50	Низкие и средние		
Глубинные подземные воды	100 и более			
Поровые растворы		Средние и высокие	Преобладают CO <sub>2</sub> , гидрокарбонаты и сульфаты Ca, Mg, иногда Fe	

Примечания. Приняты следующие количественные различия в концентрациях солей, % мас.: низкие - менее 20, средние - 20-50, высокие - 50 и выше

Предложенные критерии еще далеки от совершенства, применять их следует в комплексе как с геологическими признаками оценки источников рудного вещества, так и с данными по стабильным изотопам. Все они дополняют друг друга. Использовать их следует также в случае тщательного и полного изучения химического состава флюидных включений в минералах продуктивных ассоциаций.

Приведем характерные примеры составов растворов во включениях для каждого из источников рудообразующих флюидов (в главе 2 материал изложен подробно).

1. *Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая* локализованы в виде двух протяженных зон - Северо-Восточной и Иртышской, в которых тектоно-магматическая активизация охватила породы земной коры и мантии до глубины более 250 км. Для региона характерны высокая насыщенность месторождениями рудных зон, существенно полиметаллический состав оруденения, массивные текстуры руд, эпигенетичность оруденения, локализация рудных тел в зонах повышенной проницаемости при большом вертикальном диапазоне, интенсивный дорудный метасоматоз, длительное многоэтапное проявление рудного процесса, несколько возрастных уровней оруденения, связь с девонским вулканизмом базальт-андезит-липаритовой формации. Все эти данные свидетельствуют о том, что источник рудоносных флюидов существовал длительное время, был стабильным в пространстве, находился на большой глубине, обладал огромной массой и энергией. Таким источником могла быть верхняя мантия, к чему склоняется большинство исследователей Рудного Алтая.

Не противоречат этому положению и результаты изучения флюидных включений (табл. 1.16). Флюидам присуще малое количество воды - 7-13%, при весьма высоких концентрациях солей - 64-70%, среди которых преобладают галогениды (хлориды и фториды) и сульфаты Na и K, меньше Ca, Mg и Fe. Количество CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S такого же порядка, как и H<sub>2</sub>O, а отношение H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub>+CO изменяется от 0,4 до 4,5. Как видно из табл. 1.15, все это типично для мантийных флюидов.

Колчеданно-полиметаллическим месторождениям этого региона свойственны однотипность изотопных отношений серы, близость их к метеоритному стандарту, что свидетельствует о нижнекоровом или верхнемантийном ее происхождении [Сыромятников и др., 1978]. Данные по изотопам свинца позволяют предполагать единый источник всех месторождений Рудного Алтая и более древний возраст (O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>) руд по сравнению с вмещающими породами (D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>). Н.Г.Сыромятников и др. [1986] объясняют это тем, что при ликвационной дифференциации в закрытых магматических камерах в (O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>) происходило образование концентраций свинца и других металлов в виде сульфидных расплавах, которые извергались из них в более позднее время (D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>).

Таблица 1.16. Состав флюидов во включениях минералов рудных ассоциаций некоторых месторождений меди, свинца и цинка

Минеральные ассоциации	Ко-во анализов	Химический состав флюидов	$\frac{H_2O}{CO_2+CO}$
Месторождения Рудного Алтая (Риддер-Сокольное, Зыряновское, Орловское и Николаевское)			
Тонкозернистый массивный пирит	6	$H_2O^{11}H_2S^{10}CO_2^5(CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^4M^{70}$ $\frac{SO_4^{80}Cl, F^{16}CO_3^4}{Na^{46}K^{20}Ca^{14}Mg^{13}Fe^7}$	$\frac{0,9-3,8}{2,1}$
Халькопирит-пиритовая	5	$H_2O^7H_2S^{11}CO_2^8(CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^6M^{68}$ $\frac{SO_4^{58}Cl, F^{28}CO_3^{14}}{Na^{33}K^{28}Ca^{20}Fe^{14}Mg^5}$	$\frac{0,5-1,2}{0,9}$
Халькопирит-сфалеритовая	2	$H_2O^7H_2S^{12}CO_2^{12}(CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^5M^{64}$ $\frac{SO_4^{66}Cl, F^{20}CO_3^{14}}{Na^{29}Ca^{22}K^{18}Fe^{17}Mg^{14}}$	$\frac{0,4-0,6}{0,5}$
Галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовая	13	$H_2O^{13}H_2S^7CO_2^4(CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^6M^{70}$ $\frac{SO_4^{62}Cl, F^{20}CO_3^{18}}{Na^{38}Ca^{30}K^{16}Mg^{10}}$	$\frac{1,5-4,5}{2,8}$
Месторождения Джунгарского Алатау (Текели, Яблонево)			
Кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовая	2	$H_2O^{70}CO_2^{16}(H_2S, CO, H_2, N_2, Ar)^2M^{12}$ $\frac{Cl, F^{55}SO_4^{45}}{Na^{78}Mg^8Ca^7K^5}$	$\frac{4,0-4,8}{4,4}$
Месторождение Алайгыр (Центральный Казахстан)			
Галенит-кварц-серцитовая	2	$H_2O^{67}H_2S^5(CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^7M^{21}$ $\frac{Cl, F^{51}SO_4^{46}}{Na^{36}K^{24}Ca^{20}Mg^9Fe^8}$	20,0
Галенит-альбит-кварцевая	1	$H_2O^{66}H_2S^4(CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^6M^{24}$ $\frac{SO_4^{78}Cl, F^{11}CO_3^{11}}{Na^{57}K^{21}Ca^{17}}$	21,9
Месторождения Каратау (Миргалимсай, Ачисай, Шалкия, Талап)			
Сульфидно-кварц-карбонатная	8	$H_2O^{75}(H_2S, CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^4M^{20}$ $\frac{Cl, F^{58}SO_4^{29}CO_3^{13}}{Na^{51}Ca^{18}K^{14}Mg^{10}}$	$\frac{35-368}{134}$
Сульфидно-карбонатно-баритовая	4	$H_2O^{79}(H_2S, CO_2, NH_3, H_2)^4M^{17}$ $\frac{SO_4^{52}Cl, F^{43}CO_3^6}{Na^{37}Mg^{23}K^{13}NH_4^{11}Fe^7}$	$\frac{149-407}{253}$
Сульфиды в прожилках альпийского типа	2	$H_2O^{57}CO_2^7(H_2S, CO, N_2, Ar)^7M^{29}$ $\frac{CO_3^{58}SO_4^{23}Cl, F^{19}}{Mg^{38}Ca^{25}Fe^{21}Na^{12}}$	$\frac{3,5-12,2}{7,9}$

Примечания. В формулах химического состава содержания  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$  и других газов, суммарная концентрация солей - M, приведены в массовых процентах; Cl, F,  $SO_4$ , Na, K, Ca и другие компоненты солей - в эквивалентных процентах. В графе  $H_2O/CO_2+CO$  в числителе показаны пределы величин, в знаменателе - средние значения

2. Колчеданно-свинцово-цинковые месторождения Джунгарского Алатау (Текели и Яблонево) расположены в Текелийской зоне смятия, заложенной в докембрии. В каледонское и герцинское время движения по ней возобновлялись. Галенит-сфалерит-пиритовые руды в виде пластообразных тел залегают согласно с углисто-кремнисто-карбонатными породами текелийской свиты, датированной верхами рифея. Подстилающие более древние породы верхнего и нижнего протерозоя претерпели глубокий метаморфизм - представлены гранитогнейсами, биотит-роговообманковыми и кордиерит-биотитовыми плагиогнейсами, кварц-мусковитовыми сланцами и т.д. Комплексное минералого-геохимическое изучение руд и флюидных включений позволило обосновать следующие процессы при формировании этих месторождений: 1) большая часть руд возникла осадочным путем при поступлении рудоносных гидротерм в морской бассейн; 2) отложение руд из гидротерм в нелитифицированных иловых

осадках; 3) гидротермальное формирование сульфидных парагенезисов в литифицированных породах; 4) динамотермальным метаморфизм пород и руд в периоды дислокаций и внедрения поздних интрузий.

Только составы растворов в третьей разновидности руд можно использовать для определения источников рудообразующих флюидов. Кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовые агрегаты этой ассоциации содержат во включениях водный раствор с низким содержанием солей – 12%, представленных галогенидами и сульфатами Na (табл. 1.16),  $H_2O/CO_2+CO = 4,4$ . Из табл. 1.15 видно, что подобный состав характерен для метаморфических пород эклогитовой и гранулитовой фаций. Породы амфиболитовой фации непосредственно подстилают рудовмещающую толщу. Не исключено существование на глубине пород более высоких ступеней метаморфизма.

Вывод подтверждается изотопными исследованиями [Сыромятников и др., 1979]. Сера на обоих месторождениях обогащена тяжелым изотопом  $^{34}S$  - заимствована из пород коры. Модельный возраст свинца галенита составил около 900 млн. лет, близок к возрасту рудовмещающих пород и согласуется с представлением о заимствовании рудного вещества из метаморфических пород.

3. *Свинцовое месторождение Алайгыр* (Центральный Казахстан) локализовано в риолитовых порфирах, внутри контура гидротермально-измененных пород. Изотопные исследования свинца галенита и рудовмещающих порфиров, K/Ag датирование метасоматитов и порфиров, данные по экстракции свинца из порфиров - все свидетельствует о генетической связи оруденения с кислыми магматическими породами [Пучков и др., 1986]. Анализ флюидов во включениях рудных минеральных ассоциаций - галенит-кварц-серицитовой и галенит-альбит-кварцевой (табл. 1.16) показал, что они формировались с участием водных растворов, содержавших 21-24 % солей - хлоридов и сульфатов Na и K;  $H_2O/CO_2 + CO \sim 20$ . Как видно из табл. 1.15, этот состав растворов не противоречит тому, что источником рудоносных флюидов на Алайгыре были коровые гранитоидные магмы.

4. *Свинцово-цинковые месторождения хр. Каратау* локализованы в карбонатных породах фамена и турне как в виде пластовых, так и секущих жило- и линзообразных рудных тел. Галенит, сфалерит и пирит присутствуют в виде послойной вкрапленности, маломощных слойков, образуют сеть прожилков в трещинах, выполняют тектонические и карстовые полости. В районах месторождений полностью отсутствуют магматические образования, которые были бы по времени синхронны с формированием месторождений. Минералогические исследования и изучение флюидных включений на Миргалимсае, Ачисае, Шалкие и Талапе, позволили выделить три типа процессов формирования руд: 1) гидротермально-осадочный, 2) гидротермальный в литифицированных породах, 3) динамометаморфический, приведший к частичному переотложению руд в полостях отслоения, трещинах растяжения и пострудных брекчиях.

В минералах эпигенетических ассоциаций (сульфидно-кварц-карбонатной и сульфидно-карбонатно-баритовой) флюидные включения содержат водные растворы с 17-22 % солей (галогениды и сульфаты Na, K и  $NH_4$ ), имеют малые концентрации  $H_2S$  и весьма высокое отношение  $H_2O/CO_2+CO$  - в среднем от 134 до 257, максимально до 407 (табл. 1.16). Все эти черты присущи глубинным захороненным водам (табл. 1.15), которые и были источником флюидов для свинцово-цинковых месторождений Каратау.

Прообразом подобных флюидов являются металлоносные воды Челикена. Определение в них изотопных отношений H/D и  $^{16}O/^{18}O$  позволило предположить, что это захороненные морские воды, изменившие исходный солевой состав [Гуцало и др., 1978]. Поступают они в красноцветную толщу по зонам разломов. Источником рудных элементов являются нижележащие отложения неизвестного геологического возраста.

На Каратау возраст пород, которые могли служить источником металлов, тоже не установлен. Как показали изотопные исследования галенита, модельный возраст свинца в них на 150-200 млн. лет древнее вмещающих пород. Свинец вмещающих пород в свою очередь контрастно отличается от рудного [Сыромятников, 1986]. В связи с тем, что в кембрийских отложениях присутствует галенит с такими же изотопными



характеристиками, что и в рудах, естественно полагать, что эти породы и послужили источником металлов. Позднее была разработана модель двух стадийного развития свинца Каратау, согласно которой источником рудного материала могли быть и более древние метаморфические комплексы. Данные по изотопам серы однозначно указывают на ее коровое происхождение [Сыромятников и др., 1978].

Сульфиды в поздних прожилках и пострудных брекчиях на месторождениях Каратау некоторые исследователи склонны рассматривать как проявление самостоятельного этапа оруденения. Из табл. 1.16 видно, что в составе растворов включений присутствует около 30% солей, представленных карбонатами и сульфатами Ca, Mg и Fe, повышено в них количество CO<sub>2</sub>. Это наряду с минералогическими критериями позволяет считать, что прожилки сформировались за счет переотложения ранних руд при участии поровых растворов, в составе которых преобладали компоненты вмещающих пород (табл. 1.15).

Таким образом, систематизация литературного материала по составу флюидов магматических и метаморфических пород, подземных вод и поровых растворов, собственные исследования позволили предложить новый метод установления источников рудообразующих растворов, основанных на данных полного и тщательного изучения флюидов включений.

## В Ы В О В Ы

1. Для месторождений цветных металлов характерны тонкозернистое строение руд и метасоматитов, непрозрачность основных рудных минералов (сульфидов), крайне малые размеры флюидных включений (не более 1-3 мкм) и непостоянство соотношений слагаемых фаз. Это не позволяет использовать традиционные методы термобарогеохимии, в основе которых лежит микроскопическое изучение индивидуальных флюидных включений. Более эффективными оказались методы валового изучения включений, когда получают физико-химические параметры минералообразования по большому числу включений.

2. Первый этап исследований заключался в визуально-оптическом изучении руд и метасоматитов. Оно преследовало расшифровку сложной истории формирования месторождений и подбор представительной коллекции образцов для исследования флюидных включений. Микроскопическое изучение включений проводили в масляной иммерсии при увеличении микроскопа до 2000 раз.

3. Для определения температур минералообразования предложен вариант метода вакуумной декрепитации. Большинство минералов сульфидных месторождений термически устойчиво при нагреве в вакууме до 500-600°C. Выявлен механизм вскрытия включений при нагревании - гидравлический разрыв их стенок. Это обуславливает образование трещин в минералах при вскрытии включений при относительно невысоких внутренних давлениях и несущественном перегреве флюидов относительно температур их консервации.

4. Экспериментальная проверка достоверности термометрии применительно к сульфидным месторождениям выполнена путем синтеза включений в кварце, кальците, пирите и сфалерите при температуре 400±5°C, давлениях 200-600x10<sup>5</sup> Па и концентрациях солей в растворах от 10 до 80 мас. %. Относительно температур синтеза метод гомогенизации занижает температуру на 5-15%, метод вакуумной декрепитации - как занижает, так и завышает их максимально на 10%. Для малоглубинных месторождений, к которым относятся изученные рудные объекты, принятие температур гомогенизации и декрепитации за температуры формирования минералов, как это часто делается, вполне оправданно.

5. При определении летучих компонентов включения вскрывали нагреванием в вакууме. Анализ выполняли на вакуумном стеклянном микрогазоанализаторе манометрического типа с твердыми поглотителями. Определялись массовые количества следующих компонентов: H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, HC1, CO<sub>2</sub>, CO, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub> (метан), C<sub>n</sub>H<sub>m</sub>, (сумма прочих углеводородов), O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, Ar (сумма инертных газов).

6. Солевые компоненты анализировали из тех же навесок и тех же флюидных включений, что и летучие. При вскрытии включений в период газового анализа соли совместно с водой и газами по образовавшимся трещинкам переходили на поверхность зерен. Однако при обычной водной вытяжке смыть эти соли не удалось - происходила их сорбция на поверхности минеральных частичек. Для предотвращения этого явления привлекли ионообменные смолы - катиониты и аниониты, с которых затем соли десорбировали и анализировали с применением двух физических микрометодов: изотахофоретического - на  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , и электрофотоколориметрического - на  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ,  $\text{HBO}_2$ . Использовали прием тройной водной вытяжки, который обеспечивал извлечение более 80% солей из включений; около 20% солей терялось на стенках включений и трещин, по которым они изливались флюиды.

7. Анализом газов и солей устанавливался практически полный химический состав растворов во включениях – около 30 компонентов. Это позволило рассчитывать состав флюида в единицах массы (в мас. %).

8. Оценена воспроизводимость определения состава флюидов во включениях по четырем параллельным навескам при использовании разработанного набора методов анализов. Она показала, что основные компоненты растворов, присутствовавшие в содержаниях 5 мас. % и выше, анализировались количественно - ошибки не превышали 20 отн. %; второстепенные компоненты, присутствовавшие в меньших концентрациях, - полуквантитативно и качественно.

9. Экспериментально достоверность определения химического состава растворов проверена путем синтеза включений в кварце из растворов заданного химического состава и их последующего анализа применяемыми методами. Состав растворов во включениях практически полностью отразил состав исходных растворов. Однако около 20 отн. % солей, как в случае с природными минералами, оставались на стенках включений и трещин, по которым изливалось их содержимое на поверхность зерен кварца.

10. Плотность растворов оценивалась путем отнесения массы флюида, полученной при газовом и химическом анализе, на объем включений, который устанавливали одним из методов геометрического количественного минералогического анализа в прозрачных шлифах.

11. Кислотно-основные и окислительно-восстановительные условия минералообразования определяли на основе химического состава флюидов во включениях. Используются отношения компонентов, которые в сильной степени зависят от pH ( $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ ) и E ( $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$ ). Составлены уравнения температурной зависимости этих отношений и соответствующие диаграммы.

12. Обработка и систематизация литературного материала показала, что набор и количество газов и солей весьма существенно различаются во флюидах мантийных магм, метаморфических пород, кислых коровых магм, а также подземных захороненных вод и поровых растворов. Эти флюиды, обогатившись рудным веществом в соответствующих зонах, участвовали в переносе, отложении и преобразовании руд. И хотя все эти процессы оставляют свой отпечаток, химический состав растворов во включениях минералов руд отражает характерные черты тех условий, в которых он сформирован. На этой основе разработаны количественные критерии определения источников рудообразующих растворов по химическому составу флюидных включений.

## **Глава 2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА**

Казахстан является уникальной рудной провинцией - на его территории сосредоточены практически все основные типы месторождений меди, свинца и цинка. Разработанным комплексом методов оценены условия образования крупных и уникальных рудных объектов следующих типов:

1 - стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах (хр. Каратау – Миргалимсай, Ачисай, Шалкия, Талап);

2 - стратиформные колчеданно-свинцово-цинковые месторождения в черносланцевых породах (хр. Джунгарский Алатау – Текели и Яблоневое);

3 - стратиформные барит-свинцово-цинковые месторождения в породах базальт-кремнисто-карбонатной формации (Центральный Казахстан, Атасуйский рудный район – Жайрем);

4 - стратиформные свинцово-цинковые месторождения в тектонических зонах среди карбонатных пород (Центральный Казахстан – Акжал);

5 - стратиформные медные месторождения в песчаниках (Центральный Казахстан – Жезказган);

6 - свинцовые месторождения типа минерализованных зон (Центральный Казахстан - Алайгыр);

7 - контактово-метасоматические полиметаллические месторождения (Центральный Казахстан – Гульшад и Акчагыл);

8 - контактово-метасоматические медные месторождения (Центральный Казахстан – Саякская группа месторождений)

9 - медно-порфиновые месторождения (Северных Казахстан – Бозшаколь; Центральный Казахстан – Айдарлы и Актогай)

10 - колчеданные месторождения в вулканогенных толщах (Центральный Казахстан – Майкаин; Рудный Алтай – Риддер-Сокольное, Зыряновское, Орловское, Николаевское; Южный Урал – Гайское, Учалинское, Сибайское, им. XIX партсъезда).

Единственным не изученным нашими методами среди крупных поставщиков меди остались магматогенные медно-никелевые месторождения. По условиям их образования имеется прекрасный опубликованный материал.

### **СТРАТИФОРМНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ (хр. Каратау – Миргалимсай, Ачисай, Шалкия, Талап)**

Свинцово-цинковые месторождения хребта Каратау (каратауский или миссипский тип) связаны с ранней эпохой герцинского цикла, локализованы в осевой части рудного пояса среди карбонатных пород фамена и турне (рис. 2.1). Рудные тела имеют преимущественно пластовую форму, согласное с вмещающими породами залегание, реже встречаются секущие жилы и линзы. Основные рудные минералы – галенит, сфалерит и пирит, присутствуют в виде вкрапленности и маломощных слойков. Совместно с кварцем, кальцитом и баритом эти минералы образуют густую сеть прожилков в трещинах. Выявлено около 20 месторождений и 50 рудопроявлений, из которых наиболее изучены Миргалимсай, Шалкия и Ачисай.

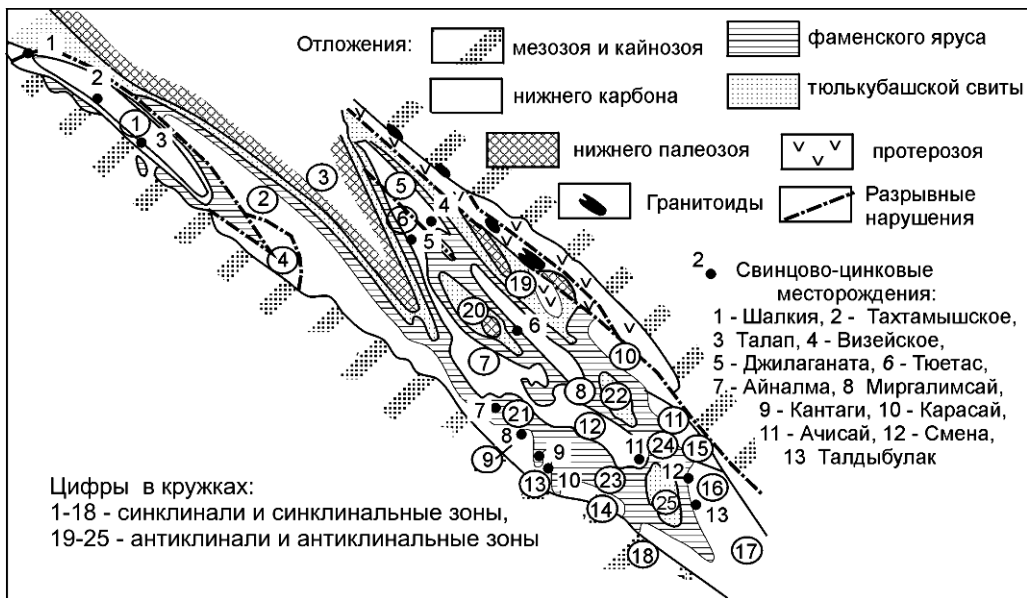


Рис. 2.1. Схема размещения свинцово-цинковых месторождений Центрального Каратау [В.С.Булыго, 1977 г.].

*Месторождение Миргалимсай* расположено в предгорьях Центрального Каратау, сложено (снизу вверх) пестроцветными породами корпешской пачки, рудовмещающими породами фаменского возраста глинисто-доломит-известняковой фации и карбонатными породами турне (рис. 2.2). Основной структурой рудного поля является Миргалимсайская антиклинальная зона, ориентированная в северо-западном направлении, осложненная складками более высокого порядка и разломами. Центральное место в ней занимает Кенкольская антиклиналь второго порядка. Руды послойно-вкрапленные, ритмично-слоистые, вкрапленно-прожилковые, сосредоточены преимущественно во второй ленточной пачке, которая вмещает три пластовых рудных залежи – Основную, Промежуточную и Параллельную. Выделено три минеральных ассоциации,

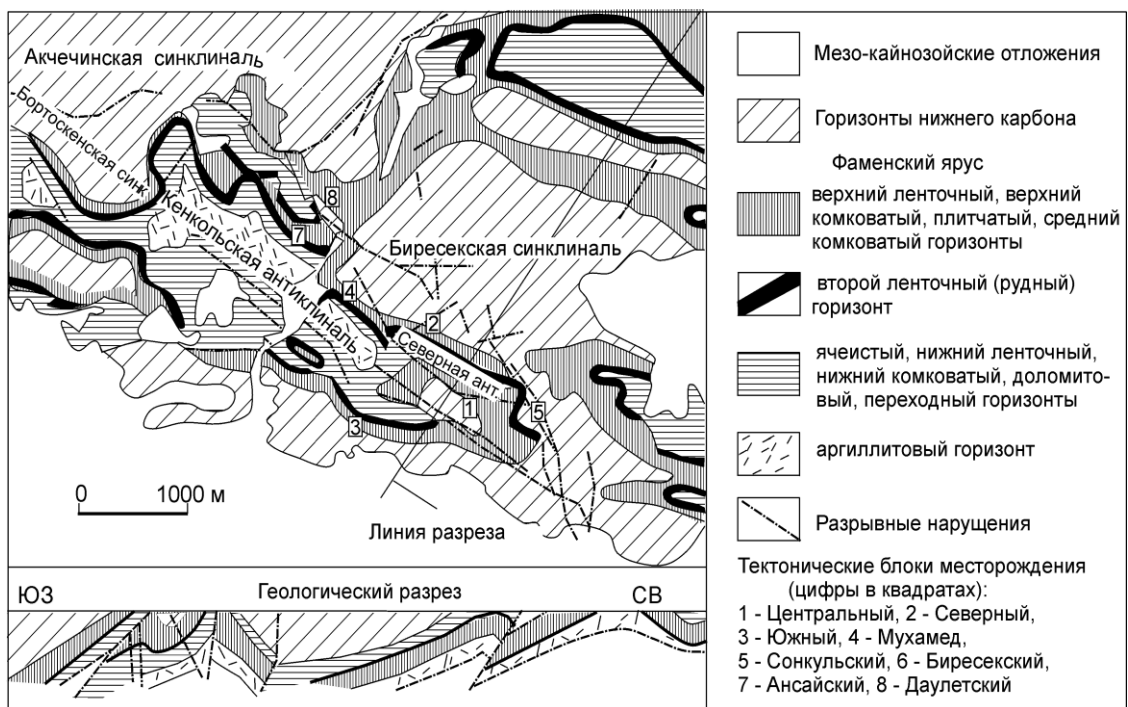


Рис. 2.2. Схематический геологический план и геологический разрез месторождения Миргалимсай [В.В.Овчинников и др., 1987 г.]

сформировавшиеся в два рудных этапа: / – послойная вкрапленность и слои

сульфидов (преимущественно пирита) в карбонатно-кремнистых породах (первый гидротермально-осадочный этап); // – кварц-карбонатно-сульфидные жилы и тела в тектонических зонах, и /// – карбонатно-барит-сульфидные прожилки, жилы и линзовидные тела (последние две ассоциации возникли во второй гидротермальный этап). В осевой зоне рудного поля на всю мощность второй ленточной пачки располагается баритовое оруденение (содержание барита 30-60%, местами 70-80%). По направлению к периферии ее сменяют свинцовая, барит-свинцовая, свинцово-цинковая и цинковая зоны.

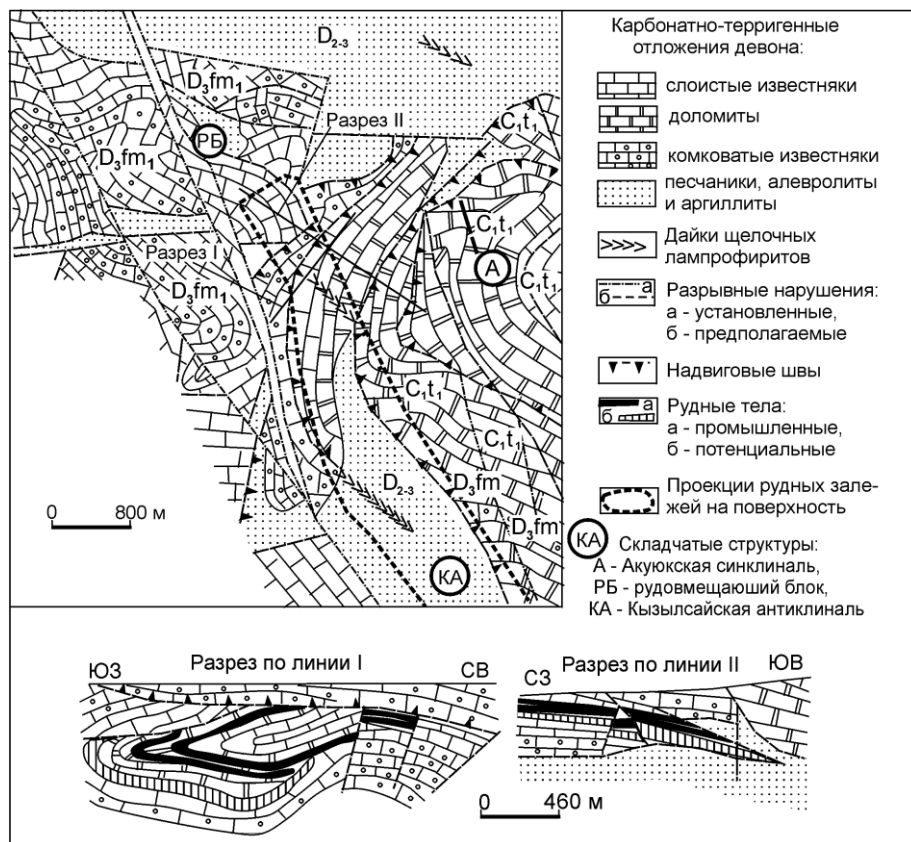


Рис. 2.3. Схема геологического строения и геологические разрезы месторождения Шалкия [В.Н.Хижняк, В.В.Овчинников, 1987 г.]

**Месторождение Шалкия** расположено в северо-западной части хр. Большой Каратау (рис. 2.1), сложено толщей карбонатно-терригенного состава девона (рис. 2.3). Основной структурой является Акуюкская синклиналь. Рудоносный блок погружается под углом 15-20° к юго-востоку и прослеживается на глубине 500-1000 м, рассечен системой поперечных и диагональных крутопадающих разрывов. Оруденение многоярусное, размещено в разрезе средней части верхнего фамена [Митряева,

Искакова, 1976]. Рудная минерализация выявлена во всех разностях пород продуктивной пачки; промышленное оруденение локализуется в узком стратиграфическом интервале мощностью в несколько десятков метров. На месторождении выделено два основных рудных тела – Нижнее и Верхнее. Они имеют пластовую форму, значительную протяженность по простиранию (1600-2500 м) и падению (600-1300 м), смяты в складки и осложнены разрывами. Выделяется три типа руд: 1 - гидротермально-осадочные руды, пиритовые и галенит-сфалеритовые (с пиритом) слойки и послойная вкрапленность в карбонатно-кремнистых породах; 2 - линзовидные тела, представленные сульфидно-кварц-карбонатными прожилковыми рудами гидротермального этапа; 3 - руды, состоящие из сульфидсодержащих кварцевых и карбонатных прожилков альпийского типа в трещинах и пострудных брекчиях; возникли в результате частичного переотложения минерального вещества в период динамического метаморфизма (распространены широко; заключают около 15% общего количества руды).

**Месторождение Ачисай** расположено в предгорьях Центрального Каратау, сложено фаменскими и нижнетурнейскими карбонатными породами. Этот комплекс через бречии "надвигового шва" ложится на мергелисто-известковые отложения. Основная складчатая структура – субширотная Бель-мазарская синклиналь, осложненная складками более высокого порядка и разрывными нарушениями (рис. 2.4). На месторождении

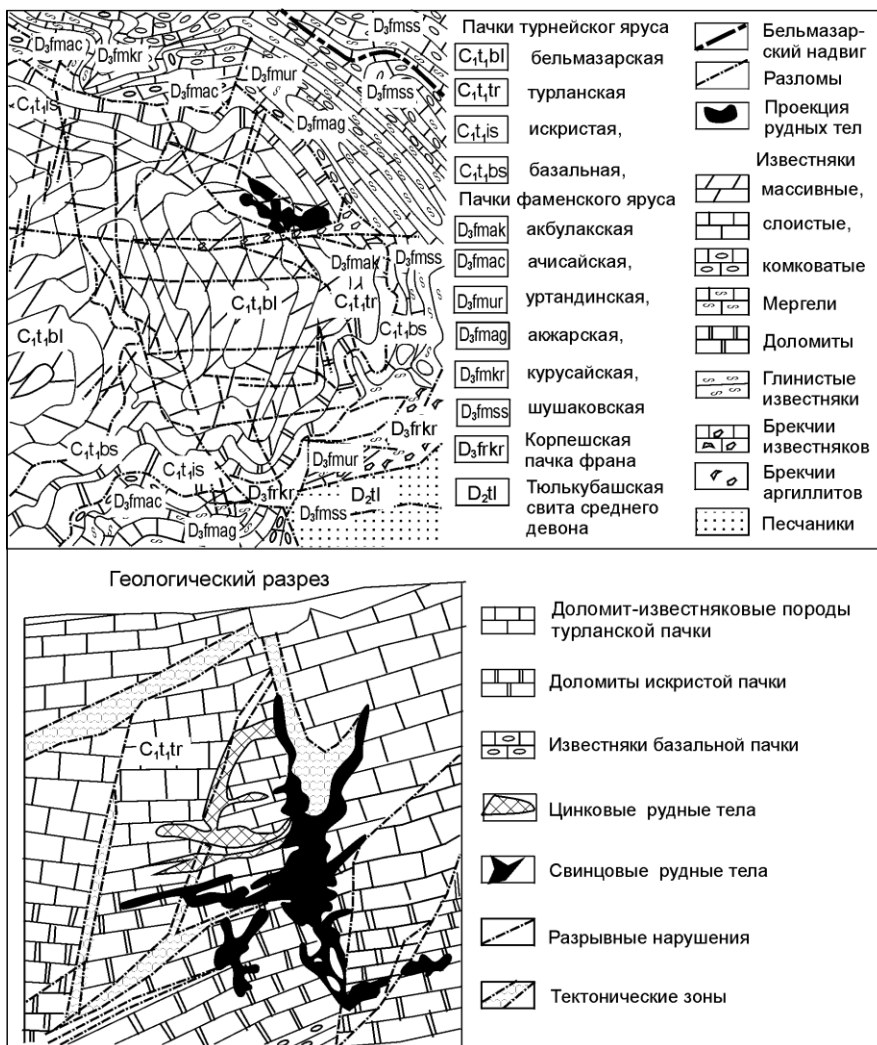


Рис. 2.4. Схематическая геологическая карта и геологический разрез через Основную залежь месторождения Ачисай [составил Ф.Я.Валеев по материалам комбината «Ачполиметалл», 1987 г.]

среди доломитов выявлено 64 рудных тела. Они имеют жило-, трубо-, столбо- и лентообразную формы, приурочены к термокарсту. Наиболее крупная залежь имела размеры более 500 м по простиранию, 60-70 м по падению и 2-5 м по мощности. Руды массивной, полосчатой и брекчиевой текстур. В состав сульфидных руд входят пирит, сфалерит, галенит, кальцит, доломит, барит. Они объединяются в единую минеральную ассоциацию, возникшую в гидротермальный этап.

Более подробно геологическое строение месторождений Каратау описано в монографиях «Металлогения Казахстана».

Месторождения руд свинца и цинка» [1978], В.П.Стеценко [1979]. Н.М.Митряева [1976, 1977] и С.А.Юшко [1969] в целом на

месторождениях выделили 4 основные рудные минеральные ассоциации: I – послойная вкрапленность и слойки пирита (Ia) и пирит-галенит-сфалеритовых агрегатов (Iб) в карбонатно-кремнистых и карбонатных породах (основные на Шалкие и Талапе, на Миргалимсае развита только ассоциация Ia); II – сульфидные сульфидно-кварц-карбонатные жилы и тела в термокарстовых полостях и тектонических зонах (преобладают на Ачисае и Миргалимсае, слабо развита на Шалкие); III – карбонатно-барит-сульфидные прожилки, жилы и линзовидные тела (Миргалимсай); IV – сульфиды в прожилках альпийского типа в трещинных зонах и в пострудных брекчиях (Шалкия, Талап). Принято считать, что I минеральная ассоциация возникла в гидротермально-осадочный этап синхронно с вмещающими породами, II и III связаны с гидротермальным этапом, IV – с дислокационно-морфическим преобразованием возникших руд. Строение типичных минеральных агрегатов, возникших в различные рудные этапы, приведены на рис. 2.5.

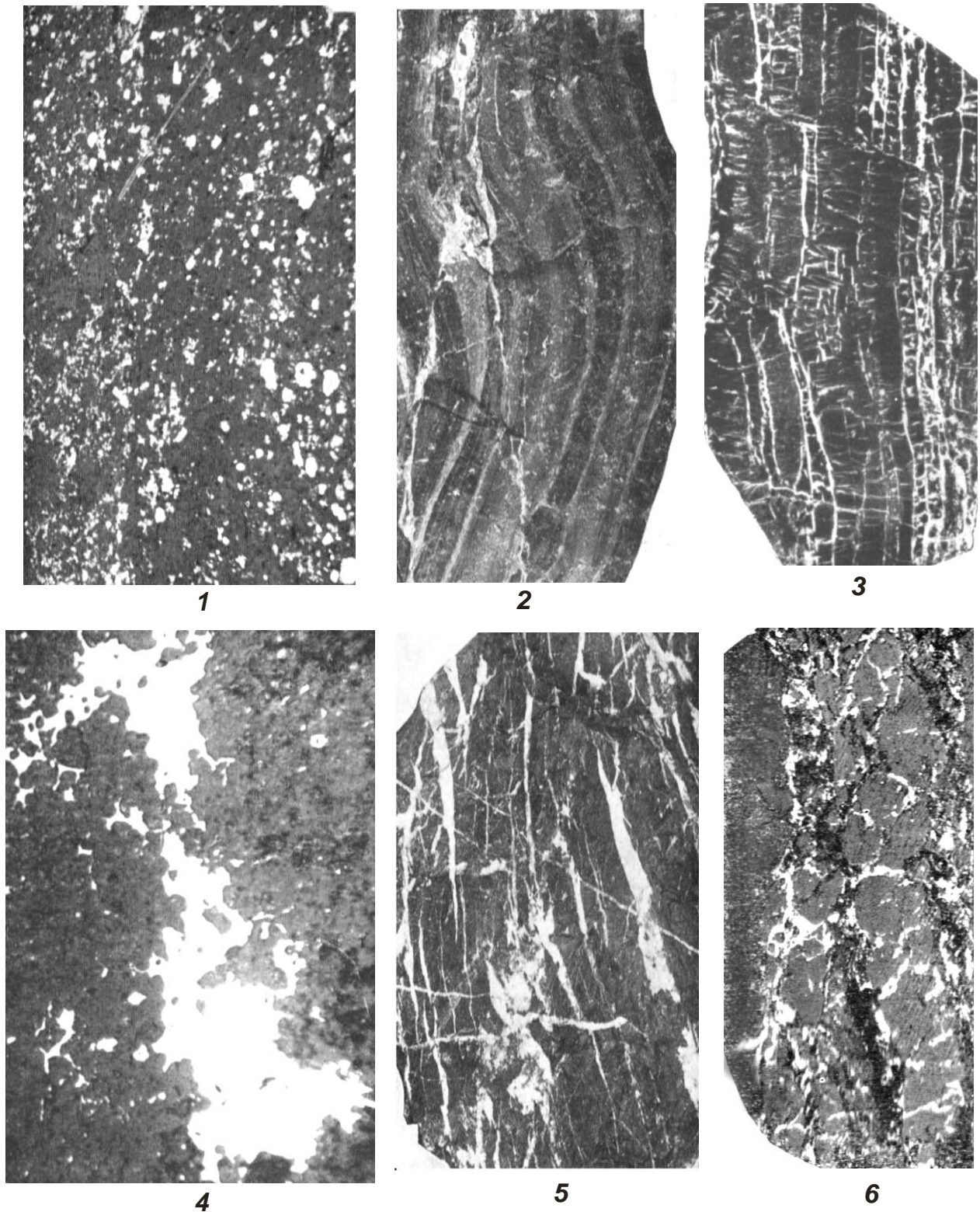


Рис. 2.5. Строение рудных агрегатов месторождений Миргалимсай и Шалкия [Н.М.Митряева, 1976, 1977; А.Г.Бетехтин и др., 1964]: 1-2 – минеральные образования гидротермально-осадочного этапа, равномерная вкрапленность (1) и послойная вкрапленность (2) сульфидов (белое) в слабо деформированной кремнисто-доломитовой породе, ум. 2; 3-4 – минеральные образования гидротермального этапа: 3 – отложение галенита (белое) из гидротермальных растворов в виде послойных и поперечных прожилков в трещинках карбонатной породы (черное), нат. вел.; 4 - характер замещения карбонатной породы галенитом (белое) по трещинкам, ув. 40; 5-6 – минеральные образования, связанные с динамометаморфическим преобразованием сформированных руд: 5 – послойные и секущие прожилки доломит-сфалеритового состава (белое с серым) в деформированной доломитовой породе (выполнение трещин отслоения), ум. 4; 6 - галенит (белое) цементирует пострудные брекчии карбонатной породы, ув. 6

Таблица 2.1. Минеральные ассоциации свинцово-цинковых месторождений хр. Каратау [С.А.Юшко, 1969; Н.М.Митряева и др., 1976; Н.М.Митряева и др., 1979] и физико-химические параметры их образования

Минералы	T, °C	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{CO_2}{CO_3^{2-}}$	$\Delta pH$	$\frac{SO_4^{2-}}{H_2S}$	$\Delta E$	$\frac{H_2O}{CO_2+CO}$
Гидротермально-осадочный этап, ассоциация I - <i>послойная вкрапленность и слои сульфидов в карбонатно-кремнистых породах</i> (Шалкия, Талап, Миргалимсай)									
Пирит, галенит, сфалерит	90-60	4	$H_2O^{73}(H_2S, SO_3, CO, N_2)^4M^{22} \frac{Cl^{37}SO_4^{34}F^{16}CO_3^{13}}{Na^{66}K^{10}Mg^9NH_4^8} H_2SiO_3^1$	1,16	0,3-1,4 (0,8)	+0,1-+0,8 (+0,4)	3,5-3,8 (3,6)	+0,002-+0,001	45-53 (49)
Пирит	80-50	2	$H_2O^{80}(H_2S, CO_2, N_2)^3M^{17} \frac{SO_4^{52}Cl^{27}F^{16}CO_3^5}{Na^{39}Ca^{28}Mg^{11}NH_4^{10}Fe^7}$	1,12	0,6-0,9 (0,7)	+0,2-+0,5 (+0,4)	3,5-10,4 (7,0)	+0,004-+0,002 (+0,002)	48-132 (80)
Гидротермальный этап, ассоциация II - <i>сульфидно-кварц-карбонатные жилы и тела в тектонических зонах и карстовых полостях</i> (Миргалимсай, Ачисай, Байжансай и др.)									
Галенит, сфалерит, кварц, карбонаты	200-60	8	$H_2O^{75}(H_2S, SO_3, CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^4M^{20} \frac{Cl^{38}SO_4^{29}F^{20}CO_3^{13}}{Na^{51}Ca^{18}K^{14}Mg^{10}}$	0,82-1,14	0,1-1,18 (0,7)	+0,2-+2,4 (+0,9)	1,6-2,9 (2,1)	+0,002- -0,002 (-0,001)	35-368 (134)
Гидротермальный этап, ассоциация III - <i>сульфидно-карбонатно-баритовые прожилки, жилы, линзовидные тела</i> (Миргалимсай, участок Мухамед)									
Барит с галенитом	180-70	4	$H_2O^{81}(H_2S, SO_3, CO_2, NH_3, H_2, Ar)^3M^{16} \frac{SO_4^{52}Cl^{25}F^{17}CO_3^6}{Na^{37}Mg^{23}K^{13}NH_4^{11}Fe^7}$	0,79-1,13	0,2-3,8 (2,1)	+0,1-+1,2 (+0,5)	12-20 (15)	+0,010-+0,004 (+0,007)	150-407 (253)
Дислокационный метаморфизм руд, ассоциация IV - <i>сульфиды в прожилках альпийского типа и в пострудных брекчиях</i> (Шалкия, Талап)									
Галенит, сфалерит	110-60	2	$H_2O^{57}CO_2^7(H_2S, CO, N_2, Ar)^7M^{29} \frac{CO_3^{58}SO_4^{23}Cl^{15}F^4}{Mg^{38}Ca^{25}Fe^{21}Na^{12}}$		0,2-1,0	+0,5-+1,4	6,9-8,1	+0,002-+0,001	3,5-12

Примечания. В данной и последующих таблицах в графе "Химический состав растворов" содержания  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CO$  и других газов, суммы солей – М) приведены в массовых процентах;  $SO_4$ ,  $Cl$ ,  $F$ ,  $Na$ ,  $K$ ,  $Mg$  и других солевых компонентов - в эквивалентных процентах; в графах  $CO_2/CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}/H_2S$  и других даны пределы величин, в скобках - средние значения.



Исследования флюидных включений на месторождениях Каратау проведены впервые на Миргалимсае, Шалкие и Ачисае; небольшой объем работ выполнен по Байджансаю, Аксурану, Дарбазе, Аралтау и Талапу. Температуры определены в 50 образцах, из них в 20 проанализирован состав флюидов во включениях.

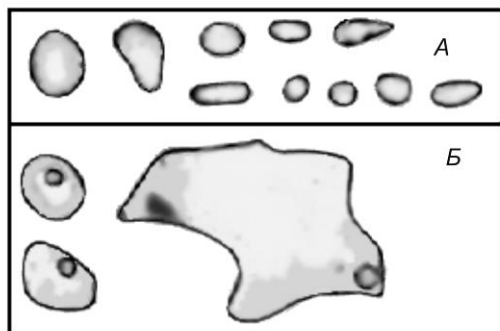


Рис. 2.6. Разновидности флюидных включений в минералах месторождений хр. Каратау: **А** - в кварце и карбонатах, возникших синхронно с гидротермально-осадочными сульфидами (I ассоциация), **Б** - в кварце, кальците и доломите в эпигенетических минеральных ассоциациях - II и III

I минеральная ассоциация представлена послойной вкрапленностью и тонкими слоями сульфидов в карбонатных и кремнисто-карбонатных породах (рис. 2.5, 1-2). При больших увеличениях в кварце и карбонатах, возникших синхронно с сульфидами, наблюдаются гомогенные жидкие включения овальной и удлиненной форм, редко в них фиксируются кристаллики твердой фазы (рис. 2.6, А). В галените и сфалерите температуры вакуумной декрепитации включений составили 90-80°C (рис. 2.7); средний состав растворов, мас. %: вода - 73, газы ( $H_2S$ ,  $SO_3$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) - 4, соли - 22 (табл. 2.1, рис. 2.8). В послойном пирите включения вскрываются при 70°C. Растворы в нем имеют большее участие воды и невысокую концентрацию солей. Если во включениях галенита и сфалерита преобладают хлориды и фториды Na и K, присутствует кремниевая кислота до 3%, то во включениях пирита ведущее значение имеют сульфаты Na, Ca и Mg.

Эти данные не противоречат представлению о накоплении сульфидов первой минеральной ассоциации осадочным путем синхронно с вмещающими карбонатными и карбонатно-кремнистыми породами. Однако составы растворов во включениях минералов слоистых руд, а также состав вмещающих пород значительно отличают Шалкию, Миргалимсай и Талап от типично осадочных свинцово-цинковых месторождений [Страхов, 1962]. Фациальная принадлежность пород показывает, что осадконакопление происходило в мелководных морских бассейнах с активной тектонической обстановкой. Рудное вещество, накапливаемое в осадках, имело, вероятно, эндогенную природу – могло поставляться в морской бассейн по тектоническим разломам гидротермальными растворами (гидротермально-осадочное рудоотложение).

Переменяемость в разрезе доломитов, кремнистых и кремнисто-карбонатных пород, различная насыщенность их либо сульфидами свинца и цинка, либо пиритом, отличия в температурах и составе растворов во включениях обусловлены периодичностью поступления в бассейн рудного вещества и изменением состава изливающихся в морской бассейн гидротермальных растворов.

Образования сингенетических руд Каратау сходно с современным рудоотложением во впадинах Красного моря, где сульфиды осаждаются при 60-40, максимально при 104°C из хлоридных натриевых рассолов с содержанием солей около 25% [Крейг, 1974; Bignell, 1976]. Отличие изученных месторождений в том, что солевой состав растворов сложнее.

II минеральная ассоциация - сульфидно-кварц-карбонатная, имеет четко выраженный эпигенетический характер. Она проявлена в виде густой сети мелких секущих и послойных прожилков и жил в трещинах скалывания, иногда в ней проявлены признаки метасоматического замещения вмещающих пород сульфидами (рис. 2.5, 3-4). Этими рудами сложены довольно крупные тела в тектонических зонах и карстовых полостях.

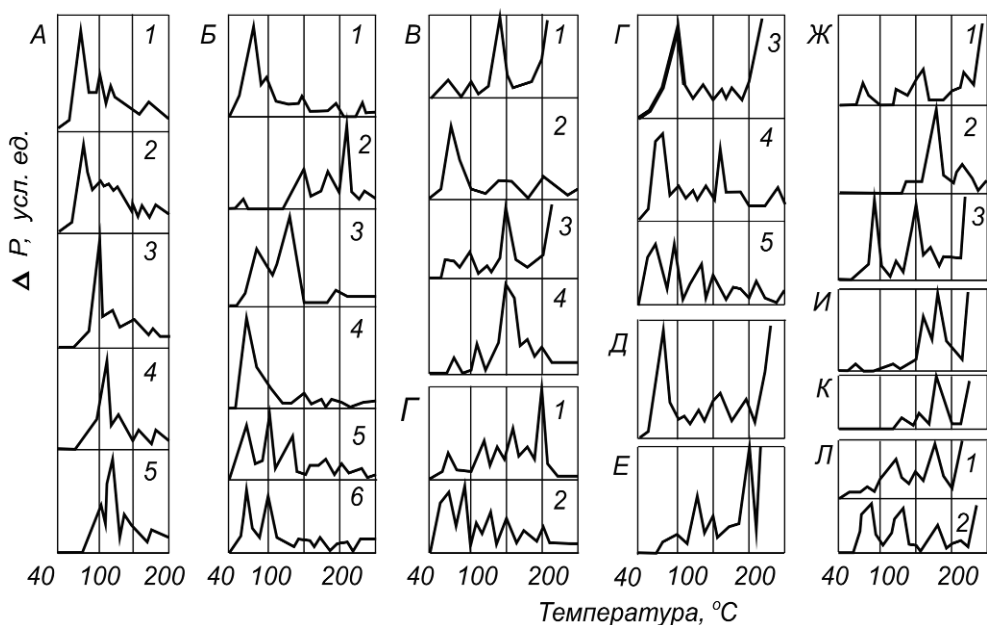


Рис. 2.7. Графики вакуумной декрепитации включений в минералах из месторождений хр. Каратау: **А** - Шалкия: 1-2 – I минеральная ассоциация: 1 - пиритовые и 2 - галенит-сфалеритовые (с пиритом) слоистые руды в кремнисто-карбонатных породах; 3-5 – IV ассоциация: 3 - галенит-сфалеритовые руды перекристаллизованные; 4 - галенит и сфалерит в цементе брекчий; 5 - сульфидно-кварц-карбонатные прожилки; **Б** - Миргалимсай: 1 - сингенетичные сульфиды (I минеральная ассоциация), 2-4 - сульфидно-кварц-карбонатные агрегаты (II ассоциация) из крупнокристаллических жил (2), мелких прожилков (3) и тончайших прожилков и вкраплений (4); 5-6 - сульфидно-карбонатно-баритовые агрегаты (III ассоциация) из среднекристаллических жил (5) и тончайших прожилков (6); **В** - Ачисай, II минеральная ассоциация: крупнокристаллические галенит (1) и сфалерит (2), галенит-сфалерит-пиритовые агрегаты массивного (3) и полосчатого (4) строения; **Г** - Байжансай, образцы из секущих тел: 1 - галенитовый прожилок с кальцитом, 2-3 - брекчированная порода, сцементированная галенитом, 4-5 - массивный тонкозернистый пирит с прожилками и вкраплениями галенита; **Д** - Аксуран, полосчатый галенит-кальцитовый агрегат из послойного тела; **Е** - Аралтау, кальцит-галенитовое гнездо среди известняков в зоне дробления; **Ж** - Дарбаза: 1-2 - тонкозернистые галенит-кальцитовые агрегаты в зоне дробления известняков, 3 - тонкий прожилок галенита в доломите; **И** - рудопроявление 2, кристаллы галенита в кальцитовом прожилке; **К** - рудопроявление Кенможе, массивный пирит с вкраплениями галенита в зоне дробления; **Л** - участок Мухаммед (Миргалимсай), барит серый полосчатый (1) и белый мелкокристаллический (2) из пластового тела. В некоторых образцах при температуре 200°C и выше происходит разложение церуссита, возникшего при частичном окислении галенита

На Ачисае, где преобладают агрегативные разновидности руд, флюидные включения в кварце, кальците и сфалерите газожидкие с маленькими газовыми пузырьками и гомогенные жидкие (преобладают в сфалерите). Иногда в них присутствуют округлые обособления жидких углеводородов (?). Температуры декрепитации составили, °C: в полосчатом галенит-сфалерит-пиритовом агрегате - 160-150, крупнокристаллических галените - 140-100, и сфалерите - 70 (рис. 2.7, В). Растворы во включениях этих агрегатов содержат, мас. %: воду - 72-74, газы (**CO<sub>2</sub>**, **H<sub>2</sub>S**) - 2-8, соли (хлориды, фториды и сульфаты Na и Ca) - 19-24 (табл. 2.1, рис. 2.8, В).

На Миргалимсае в относительно мощных средне- и крупнокристаллических жилах и гнездах рудных минералов в кварце и кальците присутствуют мелкие газожидкие включения с малыми газовыми пузырьками, иногда с жидким CO<sub>2</sub>. Декрепитация включений происходит в несколько растянутом температурном интервале, °C: в крупнокристаллических галените - 210-150 и сфалерите - 190-140, в мелкозернистых сфалерит-галенит-кальцитовых агрегатах - 130-120. Растворы во включениях содержат, мас. %: воду - 81-84, газы (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>) - 1-4, соли (хлориды и фториды Na при подчиненных SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>) - 14-15. В небольших кварц-кальцитовых прожилках с вкраплениями галенита, сфалерита и пирита наряду с газожидкими присутствуют и гомогенные включения, выполненные водным раствором. Температуры их вакуумной декрепитации 130-60°C. В тончайших жилках (0,5-1 мм) того же минерального состава присутствуют только гомогенные жидкие включения с температурой декрепитации 90-60°C. Растворы в этих агрегатах имеют большую

концентрацию солей - до 25%. В их составе повышена роль сульфатов Ca и Mg, хотя хлорид Na, по-прежнему, остается

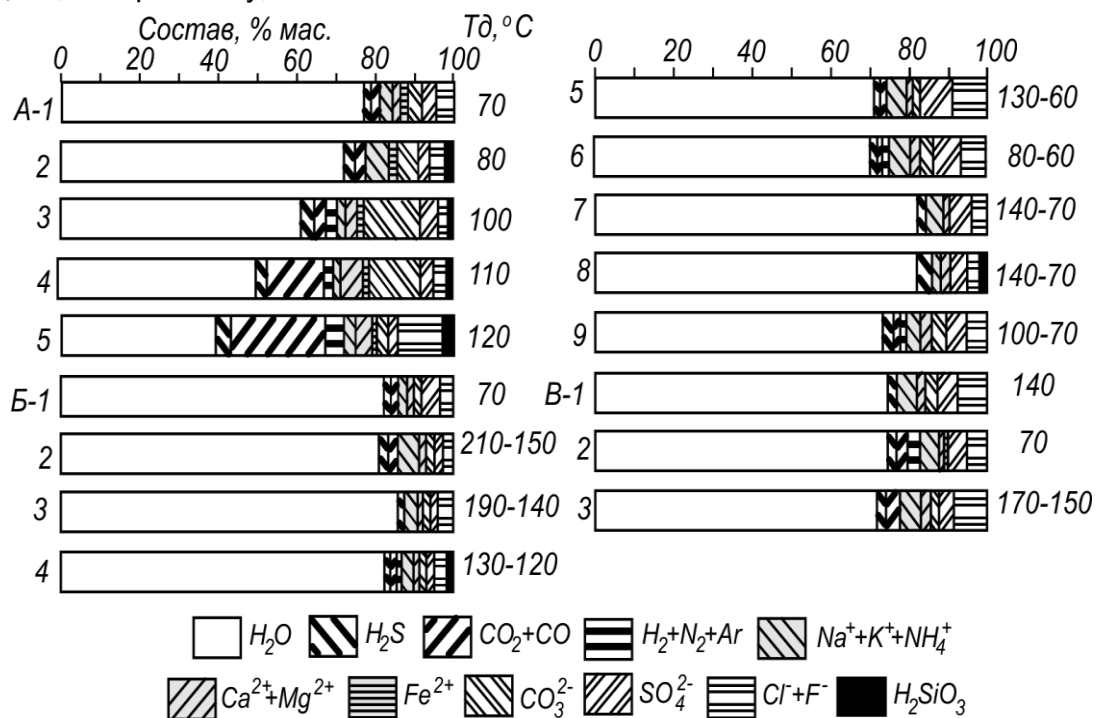


Рис. 2.8. Состав растворов во флюидных включениях руд хр. Каратау: **А** – Шалкия, 1-2 - I минеральная ассоциация: 1 - пиритовые и 2 - галенит-сфалеритовые (с пиритом) слоистые руды, 3-5 – IV ассоциация: 3 - галенит-сфалеритовые слоистые руды перекристаллизованные, 4 - галенит и сфалерит из цемента оруденелых брекчий, 5 - сульфидно-кварц-карбонатные прожилки; **Б** - Миргалимсай: 1 - послойные вкрапления и тонкие слои пирита (I ассоциация), 2-6 - минералы II ассоциации (сульфидно-кварц-карбонатной): 2 - галенит и 3 - сфалерит крупнокристаллические, 4 - галенит-сфалеритовый мелкозернистый агрегат, 5 - галенит-сфалерит-пиритовый мелкозернистый агрегат, 6 - галенит из тончайших прожилков, 7-9 - минералы III ассоциации (сульфидно-карбонатно-баритовой): 7 - барит мелкозернистый с гнездами сульфидов из пластового тела, 8 - барит крупнокристаллический из секущей жилы, 9 - барит-галенитовые тонкие прожилки и вкрапления в известняке; **В** – Ачисай, II минеральная ассоциация: 1 - галенит и 2 - сфалерит крупнокристаллические, 3 - полосчатый галенит-сфалеритовый агрегат

ведущим компонентом. С переходом от крупных жил к мелким прожилкам существенно возрастает окисленность растворов (табл. 2.1).

На других рудных объектах, где проявлена II минеральная ассоциация, температуры вакуумной декрепитации следующие, °C: на Банжайсае - 200-60, Дарбазе - 250-90, Аралтау - 80-70, Кенможе - 190-180, рудопроявлении 2 - 180-160 (рис. 2.7).

Приведенные данные показывают близость условий образования этой минеральной ассоциации на различных месторождениях Каратау. Обращает внимание неоднородность флюидных включений - переменный объем газовых пузырьков и сочетание газожидких и гомогенных жидких включений в небольших агрегатах и отдельных кристаллах. В результате на кривых газовой выделения имеется несколько температурных пиков. Обусловлено это тем, что рост минералов происходил длительное время при постепенном понижении температуры. Разность температур между началом и концом заполнения трещин иногда достигала 50°C. В целом температурный интервал образования этой ассоциации составляет - 200-90°C, редко опускаясь до 60 и поднимаясь до 250°C.

Наблюдается закономерное понижение температуры и повышение солёности растворов при переходе от более крупных трещин к мелким. Это обусловлено повышением теплоотдачи в связи с уменьшением скорости фильтрации и увеличением влияния поровых растворов на состав исходных гидротерм. Как видно из табл. 2.1, усредненный состав этих растворов практически идентичен составу рассолов, сформировавших сингенетические галенит и сфалерит I ассоциации. Отличие заключается в более широком наборе газов и роли кальция в составе солей. Эти

ассоциации, хотя и сформировались различными способами, имеют одинаковый минеральный состав.

III минеральная ассоциация - сульфидно-карбонатно-баритовая, слагает относительно крупные тела тонкозернистого строения, средне- и крупнокристаллические жилы. Независимо от этого, в минералах этой ассоциации присутствуют как гомогенные жидкие, так и газожидкие включения с газовыми пузырьками, объем которых не превышает 15%. Вакуумная декрепитация их происходит в интервале температур от 180 до 70°C (рис. 2.7). Состав растворов во включениях как из линзовидных тел мелкозернистого барита, так и из крупнокристаллических жил оказался идентичным, мас. %: вода - 81, газы ( $H_2S$ ,  $SO_3$ ,  $NH_3$ ,  $H_2$ ) - 3, соли (сульфаты, хлориды и фториды Na и Mg) - 16. В тонких прожилках наряду с понижением температуры, в составе растворов увеличивается количество солей - до 20% (рис. 2.8).

Как видно из табл. 2.1, условия образования этой ассоциации по температуре весьма близки к предыдущей. Однако в составе растворов среди газов преобладает  $SO_3$ , а не  $H_2S$ , как было ранее, среди солей, концентрации которых ниже, - сульфаты Na и Mg. Отличительная их особенность - высокая величина отношения  $SO_4^{2-}+SO_3/H_2S$  - от 11,6 до 20,2, в среднем 15;  $\Delta E = +0,007$ . Все это указывает, что рудоотложение происходило в окислительной обстановке, что обусловило отложение барита -  $BaSO_4$ , и высокие содержания  $SO_4^{2-}$  в растворах, сохранившихся во включениях.

IV минеральная ассоциация - сульфидно-кварц-карбонатные прожилки и гнезда, наиболее проявлена на Шалкие и Талапе. По внешнему облику они не отличимы от минеральных агрегатов II ассоциации (рис. 2.5, 5-6). Возникли они в период складчатости, когда исходные руды более ранних ассоциаций подверглись дислокационному метаморфизму. Породы и синхронные с ними сульфиды испытали неравномерную перекристаллизацию и частичное переотложение в трещинах и брекчиях. Включения в кварце и кальците однообразные газожидкие, декрепитация их происходит при 110—100°C (табл. 2.1). Состав растворов отличается от предыдущих: в нем мало воды - 56%, около 10% газов ( $CO_2$  - 8%) и 29% солей (гидрокарбонаты и сульфаты Ca, Mg, Fe). Как видно из табл. 1.15, по всем признакам эти флюиды представляют не что иное, как поровые растворы, состав которых определяется характером среды, в которой происходили процессы метаморфизма. Окисленность этих растворов невысокая -  $\Delta E = +0,001$ , обусловлено это тем, что минералообразование происходило в небольших замкнутых трещинах.

Температурный интервал формирования руд Каратау, оцененный вакуумной декрепитацией в 200-60°C, согласуется с определениями палеотемператур другими методами. На основании ТЭДС галенитов С.А.Юшко [1969] определила следующие значения температур их образования, °C: на Миргалимсае - 220-180, Ачисая - 220-180, Байжансая 210-50, Аралтау - 220-180. А.Д.Генкин и др. [1980] по распределению кадмия и марганца между галенитом и сфалеритом на Миргалимсае установили температуру 298-254°C. В целом образование свинцово-цинковых руд этого региона низкотемпературное. При формировании каждой ассоциации первые порции растворов в крупных нарушениях имели температуру порядка 200°C, которая постепенно понижалась по мере заполнения растворами сети тончайших трещин до 70-60°C.

Температуры и составы растворов, установленные на месторождениях Каратау, близки к тем, которые получены для их зарубежных аналогов - месторождениях миссисипского типа. Для рудных объектов США и Канады температуры гомогенизации включений составили 50-140°C; на основании данных других методов (атомные соотношения углерода и водорода в битумах, совершенство кристаллической решетки иллита, вычисление глубины формирования рудных тел и геотермального градиента) температуры не превышали 150°C [Leach, 1979; Macqueen e.a., 1979; Kylo, 1980; Sverjensky, 1981]. По криометрическим определениям растворы содержали 14-23% солей (экв. NaCl). В центральной части Миссури имеются небольшие более высокотемпературные месторождения барита, сформировавшиеся путем выполнения пустот в карбонатных породах. На юге Миссури барит отлагался из низкотемпературных растворов (менее 50°C), соленость которых изменялась даже в период роста отдельных

кристаллов от 4 до 10% [Leach, 1979]. Газожидкие включения в сфалерите этих рудных объектов гомогенизировались при 80-100°C в рассолы с соленостью 22 %. В Силезско-Краковском районе Польши в свинцово-цинковых рудах температура гомогенизации включений составила 90-140°C, рассолы в них содержат Cl, Na, Ca, жидкую и газообразную углекислоту [Karwowski e. a., 1979; Kozlowski e. a., 1980]. Сульфидная минерализация среди гипса Минтенграбена (Австрия) возникла при 100°C [Tufar, 1980]. Жильное сульфидное оруденение, ассоциирующее со стратиформной минерализацией, показывает более высокие температуры гомогенизации включений в кварце - до 180, местами до 250°C [Arnold e. a., 1980]. Свинцово-цинковое месторождение в песчаниках Лайсвол (Швеция), по данным изучения флюидных включений в сфалерите, возникло при 180-120°C при участии хлоридных натриево-кальциевых рассолов с соленостью 24% (экв. NaCl) [Rickard e.a., 1979].

Таким образом, результаты наших исследований и литературный материал свидетельствуют о том, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения каратауского или миссисипского типа формировались при сочетании трех основных процессов: гидротермально-осадочного накопления сульфидов в морских бассейнах, гидротермального эпигенетического отложения рудных минералов и динамометаморфического преобразования сформировавшихся руд. Процессы протекали при низких температурах, редко превышающих 200°C. Рассолы гидротермально-осадочных руд были довольно плотными - 1,1-1,2 г/см<sup>3</sup>, плотность гидротермальных растворов колебалась примерно от 0,8 до 1,1 г/см<sup>3</sup> (табл. 2.1). Рудоотложение во всех случаях протекало в близонейтральных и слабощелочных средах - ΔрН в среднем составляло от +0,4 до +1,0. Судя по величине ΔЕ, условия были переходными от восстановительных к окислительным, последние часто преобладали.

Связь этого типа месторождений как на Каратау, так и в других регионах мира с каким-либо магматизмом установить не удастся, и вопрос об источниках рудных компонентов остается открытым [Стеценко, 1979]. Большинство американских геологов придерживается так называемой бассейновой рассольной гипотезы их происхождения [Ohle, 1980]. Согласно этим представлениям, ионы металлов, входящие в состав морских осадков, при литификации пород экстрагируются поровыми растворами, переносятся ими и отлагаются. Как показали наши исследования, участие поровых растворов на месторождениях Каратау зафиксировано только в процессах дислокационного метаморфизма сформировавшихся руд.

Использование предложенных термобарогеохимических критериев установления источников рудообразующих флюидов, как отмечалось, возможно только для эпигенетических руд. Сульфидно-кварц-карбонатная и сульфидно-карбонатно-баритовая минеральные ассоциации Миргалимская и Ачисая, наложенные на литифицированные породы, содержат во включениях 17 и 20% солей, которые представлены сульфатами и галогенидами щелочных металлов (табл. 2.1). Значение отношения H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub>+CO в них весьма велико - соответственно 134 и 257 (максимально до 407). Как видно из табл. 1.15, эти признаки присущи глубинным захороненным водам, которые, видимо, и были источником рудоносных флюидов при формировании месторождений.

Прообразом подобных флюидов являются металлоносные воды Челикена. Определение в них изотопных соотношений водорода и кислорода позволило предположить, что это захороненные морские воды, изменившие свой исходный солевой состав [Гуцало и др., 1978]. Поступают они по зонам разломов в красноцветную толщу, где и отлагают свою рудную нагрузку. Источником металлов считаются нижележащие отложения неизвестного геологического возраста.

На Каратау возраст пород, которые могли быть источником металлов изученных месторождений, тоже не определен. По изотопным исследованиям галенита, модельный возраст свинца в них на 150-200 млн. лет древнее вмещающих пород, свинец которых в свою очередь контрастно отличается от рудного [Сыромятников, 1986]. В связи с тем, что в кембрийских отложениях присутствует галенит с такими же изотопными характеристиками, что и в рудах, было высказано предположение о том, что он и

послужил источником рудного вещества. Позднее была разработана модель двух стадийного развития свинца, согласно которой источником рудного материала могли быть и более древние метаморфические породы нижнего рифея. Данные по изотопам серы сульфидов однозначно свидетельствуют об ее коровом происхождении [Сыромятников, 1978].

## ВЫВОДЫ

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах фамена и турне хр. Каратау – Миргалимсай, Ачисай, Шалкия, Талап и др., являются типичными представителями каратауского или миссипского типа. Они локализованы в осевой части Центрального Каратау, образование их связано с ранней эпохой герцинского цикла. Рудные тела имеют пластовую форму, согласное с вмещающими породами залегание, встречаются жилы и линзы. Формирование руд происходило в два рудных этапа – гидротермально-осадочный и гидротермальный. дислокационный метаморфизм руд привел к частичной перекристаллизации и переотложению сульфидных минералов.

В гидротермально-осадочный этап возникли пиритная и галенит-сфалеритовая минеральные ассоциации - тонкие слойки и послоную вкрапленность в карбонатных и карбонатно-кремнистых породах. Минералообразование проходило при 90-50°C из рассолов, содержавших, мас. %: H<sub>2</sub>O - 73-80, газы (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) - 3-4, соли - 17-23 (при отложении сульфидов Pb и Zn преобладали галогениды Na и K, при отложении пирита - сульфаты Na, Ca, Mg).

В гидротермальный этап возникли две минеральные ассоциации - сульфидно-кварц-карбонатная ассоциация и сульфидно-карбонатно-баритовая. Отложение руд происходило при 200-70°C из гидротермальных растворов, мас. %: H<sub>2</sub>O – 75-81, газы (H<sub>2</sub>S, SO<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, NH<sub>3</sub>) – 3-4, соли (хлориды и фториды Na, K и Mg) – 20, в близнейтральной и щелочной среде, в обстановке переходной от восстановительной к окислительной. Эти ассоциации слагают тела неправильной формы и жилы. Руды прожилково-вкрапленные - в трещинах и полостях отслоения пород, редко массивные - при отложении в термокарстовых полостях..

Завершилось минералообразование на месторождениях в период складчатости, когда руды и породы подверглись дислокационному метаморфизму. Возникла сульфидно-кварц-карбонатная ассоциация в виде прожилков альпийского типа и в пострудных брекчиях. По внешнему виду она не отличается от сульфидно-кварц-карбонатной ассоциации гидротермального этапа. Образовалась эта ассоциация при температуре 100-110°C (разогрев за счет деформации пород). Переотложение вещества происходило при участии трещинных вод и поровых растворов, мас. %: H<sub>2</sub>O - 57, газы (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO) - 14, соли (карбонаты и сульфаты Ca, Mg и Fe) - 29.

Наиболее вероятным источниками рудоносных растворов были захороненные глубинные воды, которые на путях миграции выщелачивали рудные компоненты из нижележащих (по изотопным данным – кембрийских) пород. Прообразом подобных флюидов являются металлоносные воды Челикена. Определение в них изотопных соотношений позволило предположить, что это захороненные морские воды, изменившие свой исходный солевой состав. Поступают они по зонам разломов в красноцветную толщу, где и отлагают свою рудную нагрузку. Источником металлов считаются нижележащие отложения неизвестного геологического возраста.

## СТРАТИФОРМНЫЕ КОЛЧЕДАНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ПОРОДАХ (хр. Джунгарский Алатау – Текели и Яблоневое)

Месторождения Текели и Яблоневое в Джунгарском Алатау являются представителями наиболее древних стратиформных колчеданно-свинцово-цинковых месторождений с прожилково-вкрапленными рудами. Они возникли в раннюю эпоху байкальского цикла, локализованы в черносланцевых породах верхнего рифея, расположены в нескольких километрах друг от друга в пределах Текелийской зоны смятия. Зона представляет крупный крутопадающий разлом, оперяющийся серией мелких дизъюнктивных нарушений, часто трассирующихся дайками.

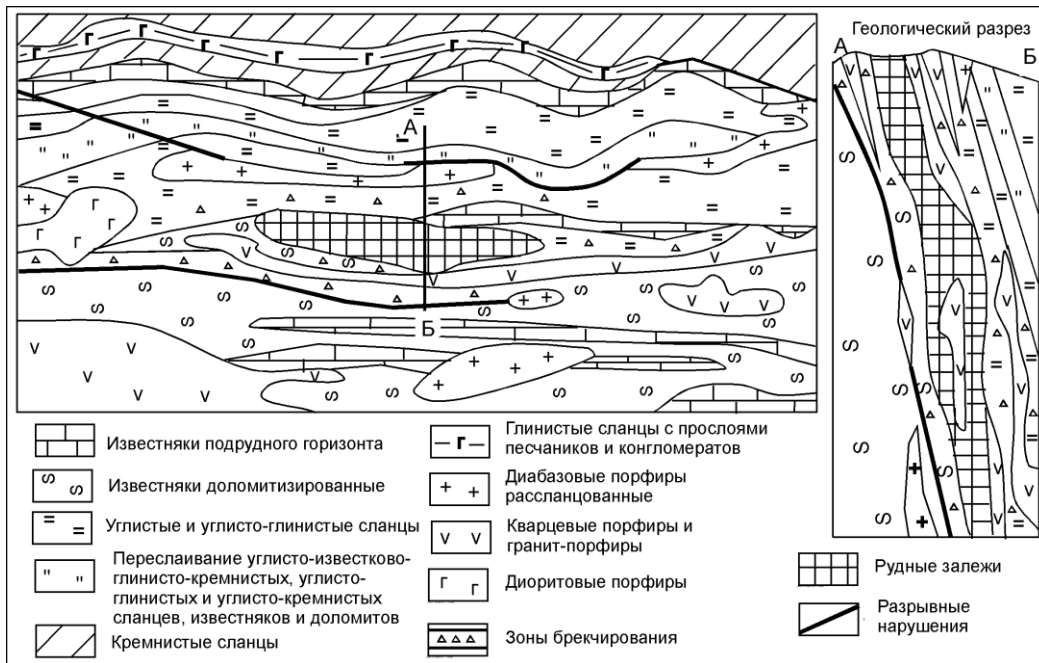


Рис. 2.9. Схематическая геологическая карта и геологический разрез месторождения Текели [Р.А.Декарев, 1971 г.]

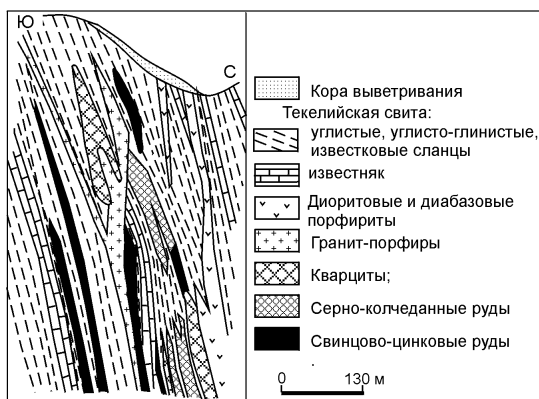


Рис. 2.10. Геологический разрез Яблоневого месторождения [Г.Б.Паталаха, 1988]

Свинцово-цинковое оруденение локализовано в углистых, кремнистых и кремнисто-сланцевых отложениях верхами рифея. Более древние породы нижнего и верхнего протерозоя претерпели глубокий метаморфизм - представлены гранитогнейсами, биотитроговообманковыми и кордиеритбиотитовыми плагиогнейсами, кварцмусковитовыми сланцами, слюдистыми кварцитами и т.д. Зафиксировано большое количество послонных и секущих даек каледонского и герцинского возраста. Рудные тела сложены галенит-

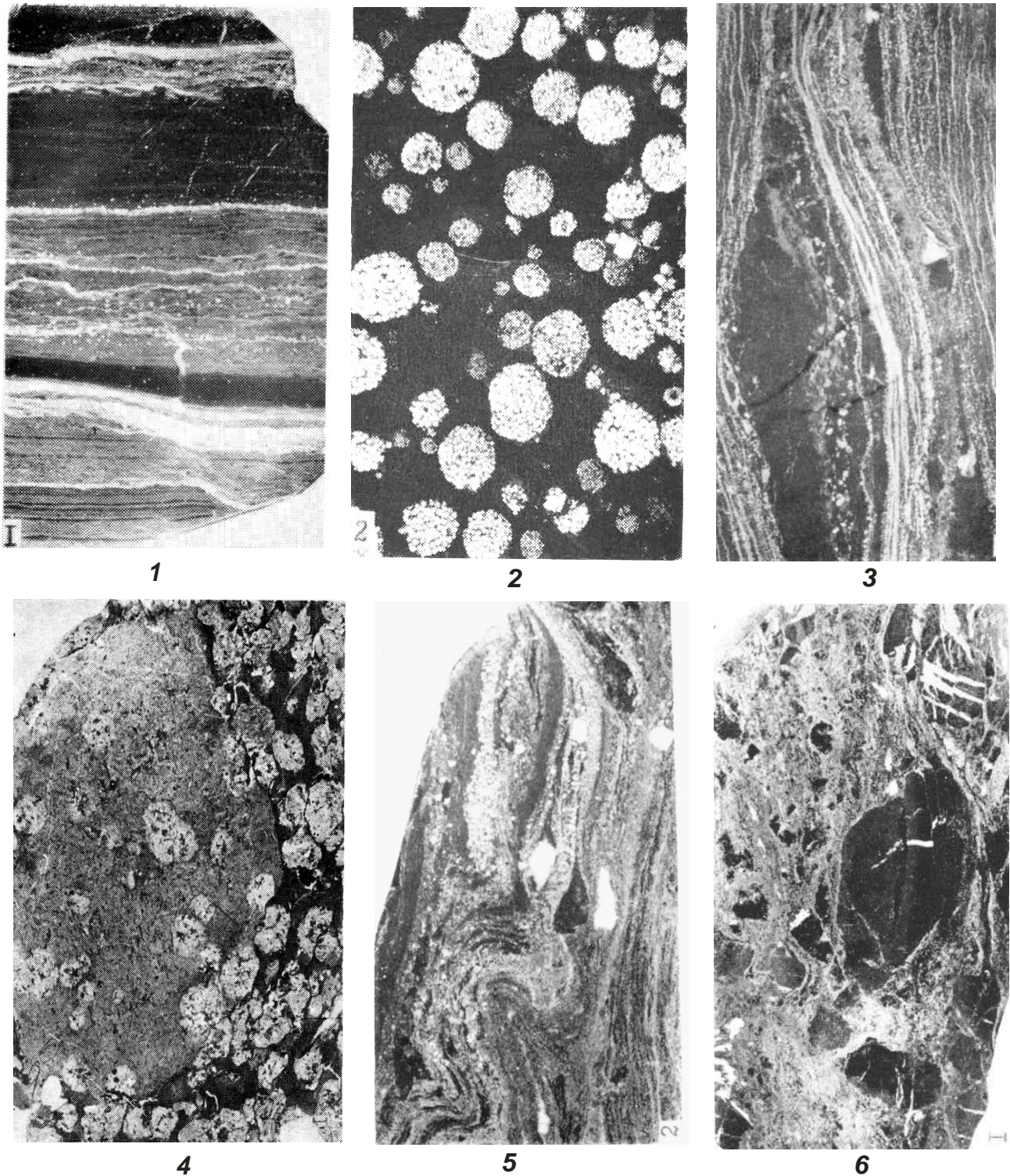


Рис. 2.11. Строение минеральных агрегатов руд Текели [Г.Б.Паталаха, 1981, 1985]: 1-4 –руды I типа (гидротермально-осадочные): 1 – тонкослоистая пиритовая руда - чередование тонких пиритовых (белое), пирит-кремнистых (серое) и кремнистых слоев, ассоциация Ia, натур. вел.; 2 – фрамбоидальное строение осадочного пирита (деталь фото 1), ув. 500; 3 – слои пирит-сфалерит-галенитовой руды (светлое) в черном углисто-кремнистом сланце (белое – кальцит) – ассоциация Ib, натур. вел.; 4 – кварц-сульфидные микроконкреции (светлые) в углистом сланце (черное), и более крупная серая кремниевая конкреция (слева) с захваченными при росте сульфидными микроконкрециями (рост при диагенезе осадков), ассоциация Ia, ув. 4; 5-6 – метаморфические руды, III типа: 5 – метаморфическая слоистая пирит-сфалерит-галенитовая руда (пластичное течение сульфидной массы), ум. 1,5; 6 - массивная пирит-сфалерит-галенитовая руда брекчиевидной структуры (подвешенные в сульфидной массе обломки черного пиритизированного сланца не подверглись метасоматическому замещению и гидротермальному изменению), натур. вел.



Таблица 2.2. Минеральные ассоциации месторождений Джунгарского Алатау [по Г.Б.Паталахе, 1981, 1985 г.]  
и физико-химические параметры их формирования

Минеральные типы руд (месторождения)	Tд, °C	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{CO_2}{CO_3^{2-}}$	$\Delta pH$	$\frac{SO_4^{2-}}{H_2S}$	$\Delta E$	$\frac{H_2O}{CO_2+CO}$
<i>Гидротермально-осадочные руды I типа - послойные и конкреционные обособления сульфидов в углистых и карбонатно-сланцевых породах</i>									
<i>Ia.</i> Пиритовая (Текели, Яблоневое)	90-60	2	$H_2O^{76}(H_2S, CO_2, H_2)^2M^{21} \frac{Cl^{43}SO_4^{41}CO_3^{12}F^4}{Na^{48}Ca^{16}Mg^{16}Fe^{12}NH_4^8}$	1,17	0,1-1,0	0,0-+1,0	9,0-9,2	+0,002-+0,004	69-840 (454)
<i>Iб, Iв.</i> Галенит-сфаленит-пиритовая (Текели)	80-70	2	$H_2O^{74}(H_2S, CO_2, N_2)^3M^{21} \frac{Cl^{41}F^{31}SO_4^{26}Br^8}{Na^{36}Mg^{27}NH_4^{21}Fe^{16}}$	1,15	1,0-1,3	+1,0-+0,3	1,5-6,0	+0,002- -0,002	56-74
<i>Гидротермальные руды II типа - прожилково-вкрапленные и гнездовые обособления сульфидов (пластовые и линзообразные тела)</i>									
<i>IIa.</i> Галенит-сфалерит-флюоритовая (Яблоневое)	180-190	1	$H_2O^{80}(H_2S, CO_2, N_2)^2M^{18} \frac{F^{42}SO_4^{29}CO_3^{25}}{Na^{74}K^9Ca^8Mg^7}$	1,01	0,4	+1,8	3,7	0,000	77
<i>IIб.</i> Кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовая (Яблоневое)	290-260	2	$H_2O^{70}CO_2^{16}(H_2S, CO, H_2, N_2, Ar)^2M^{12} \frac{SO_4^{45}Cl^{44}F^{11}}{Na^{78}Ca^7Mg^8K^5}$	0,64-0,89	14-18	+0,8-+0,9	2,8-8,7	+0,002- -0,002	4,0-4,8
<i>Метаморфические руды III типа - жилы, гнезда и секущие тела в дизъюнктивных нарушениях и брекчированных зонах</i>									
<i>IIIa.</i> Галенит-сфалерит-пиритовая (Текели) <i>IIIб.</i> Галенит-сфалерит-карбонатная (Текели)	550-500 350-280	2	$H_2O^8H_2S^8CO_2^6(CO, H_2, N_2, Ar)^2M^{76} \frac{SO_4^{56}F^{18}Cl^{15}CO_3^{10}}{Ca^{58}Mg^{31}Fe^6Na^5}$		0,4-1,1		2,8-15	+0,010- -0,006	0,5-2,2
<i>Метаморфические руды IV типа - жилы и гнезда сульфидов в метаморфических структурах</i>									
<i>IVa.</i> Карбонатно-галенит-сульфоантимонитовая (Яблоневое)	370-360	1	$H_2O^{74}(H_2S, CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^7M^{19} \frac{Cl^{50}SO_4^{35}F^{15}}{Mg^{44}Ca^{38}Na^{11}}$	0,84	29	+0,5	5,0	+0,002	26
<i>IVб.</i> Кварц-кальцит-сульфидная (Яблоневое)	130-80	1	$H_2O^{76}(H_2S, CO_2, NH_3, H_2, N_2, Ar)^5M^{19} \frac{SO_4^{66}CO_3^{11}Cl^{10}F^{13}}{Ca^{65}Na^{16}Mg^{12}K^7}$	1,16	0,8	+0,8	9,0	+0,004	32

сфалерит-пиритовыми рудами, имеют форму пластообразных залежей и плоских линз, залегающих согласно с вмещающими породам (рис. 2.9 и 2.10).

Г.Б.Паталахой [1989] на каждом месторождении выделено несколько одновременных минеральных ассоциаций, совмещенных в пространстве. В целом они объединены в четыре типа руд. Руды I типа имеют гидротермально-осадочное происхождение, слоистые пиритовые - Ia, галенит-сфалеритовые – Ib, и конкреционные галенит-сфалеритовые Ic (рис. 2.11, 1-4). Первая и вторая разновидности представляют послойное выделение и вкрапленность сульфидов в кремнистых сланцах - чередование, часто ритмичное, кремнистых и сульфидных слоев. В конкреционных рудах, локализованных в плотных черных фтанитах, сульфиды совместно с кварцем и карбонатами стянуты в конкреции размером 0,5-3 мм (рис. 2.11, 1-4).

Руды II типа развиты на Яблонево, возникли из гидротермальных растворов, представляют собой прожилки, гнезда и вкрапления сульфидов совместно с ротавкитом (землистым флюоритом), кварцем и кальцитом. Они имеют скрыто- и тонкокристаллическое строение. В образованиях ранней галенит-сфалерит-флюоритовой ассоциации – IIa, проявлены признаки их диагенетического преобразования, т.е. рудоотложение происходило в несцементированных осадках, тогда как агрегаты более поздней кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовой ассоциации - IIб, имеют четко выраженный наложенный характер на литифицированные породы. Этими рудами сложены протяженные пласто- и линзообразные тела, согласные с вмещающими породами.

Руды III типа развиты на Текели. Как и руды I типа, они имеют галенит-сфалерит-пиритовый состав, такой же набор редко встречающихся минералов и элементов-примесей. В них проявлено «течение» слоистых и конкреционных сульфидных руд I типа с образованием массных, брекчиевых и брекчиевидных богатых руд. Подвешенные ориентированные обломки пород и ранних руд цементируются сульфидами совместно с кварцем и карбонатами (рис. 2.11, 5 и 6). В забоях горных выработок и штуфах, удается проследить, как сдавленные и деформированные конкреционные руды превращаются в прожилковые и послойно-струйчатые. Сульфиды из конкреций перемещались в трещинки катаклаза и образовывали серии жил. Одновременно происходили частичная перекристаллизация и переотложение вещества кремнистых и карбонатных пород. Образование этой богатой сульфидными разновидностями руд за счет бедных слоистых руд I типа и рассеянной вкрапленной минерализации обусловлено динамотермальным метаморфизмом.

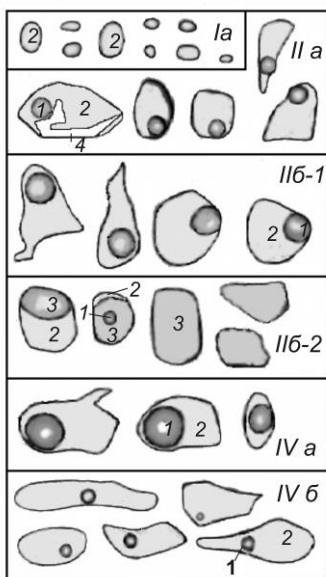


Рис. 2.12. Разновидности флюидных включений в минералах Текели и Яблонево: Ia - в кварце слоистых пиритовых агрегатов, IIa - в минералах галенит-сфалерит-флюоритовой ассоциации, IIб - в минералах кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовой ассоциации: 1 - газожидкие включения (водный раствор и газ), 2 - включения с участием жидкой углекислоты, IVa - в карбонатно-галенит-сульфоантимонитовой ассоциации, IVб - в кварц-кальцит-сульфидных прожилках. Обозначения цифр: 1 - газовый пузырек, 2 - водный раствор, 3 - жидкая углекислота, 4 - твердые фазы

Руды IV типа, проявленные на Яблонево, подобны рудам III типа Текели. Они представляют жилы и гнезда неправильной формы в метаморфических структурах, возникших при перекристаллизации и переотложения в основном руд II типа. Исследования флюидных включений выполнены на месторождениях в 29 образцах (по 2-4 образцам для каждой минеральной разновидности руд), из них в 11 образцах определен химический состав флюидов.

В кварце руд I типа первичные гомогенные жидкие включения удлиненной и изометричной форм (рис. 2.12). В карбонатах, легко подвергающихся перекристаллизации, развиты изогнутые трубчатые включения, прерывистой каймой

о окружающие зерна кальцита и доломита. Температуры декрепитации составили на Текели, °С: в слоистых пиритовых рудах (Ia) - 60, слоистых галенит-сфалерит-пиритовых (Iб) - 70, конкреционных галенит-сфалеритовых (Iв) - 80; на Яблонево - в слоистых пиритовых рудах 90-80 (рис. 2.13). Растворы во включениях водные (H<sub>2</sub>O - 69-84%) с низкими содержаниями газов (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) - 2-3%, при довольно высоких концентрациях солей (хлориды, фториды и сульфаты Na, Ca, Mg) - 15-24% (рис. 2.14, табл. 2.2). Растворы, из которых отлагались конкреционные руды во фтанитах, содержали до 5% кремниевой кислоты; при образовании слоистых пиритовых руд в них повышено содержание Fe.

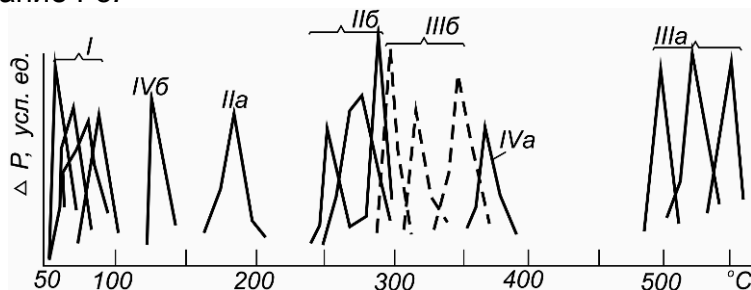


Рис. 2.13. Сводный график температур вакуумной декрепитации в минералах Текели и Яблонево: I - в рудах I типа; II - в рудах II типа: IIa - галенит-сфалерит-флюоритовая и IIб - кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовая ассоциации; III - в рудах III типа: IIIa - галенит-сфалерит-пиритовая и IIIб - галенит-сфалерит-карбонатная ассоциации; IV - в рудах IV типа: IVa - карбонатно-галенит-сульфоантимонитовая и IVб - кварц-кальцит-сульфидная ассоциации

Полученный материал подтверждает образование этого типа руд сингенетичным путем синхронно с вмещающими породами. Сложный состав рассолов свидетельствует о его эндогенном происхождении и о том, что не только рудное, но и часть кремнистого и, возможно, карбонатного вещества пород поставлялись в морской бассейн гидротермами. Неравномерная подача материала и его переменный состав отразились как в составе растворов во включениях, так и в структурно-текстурных и минералогических особенностях руд и вмещающих пород.

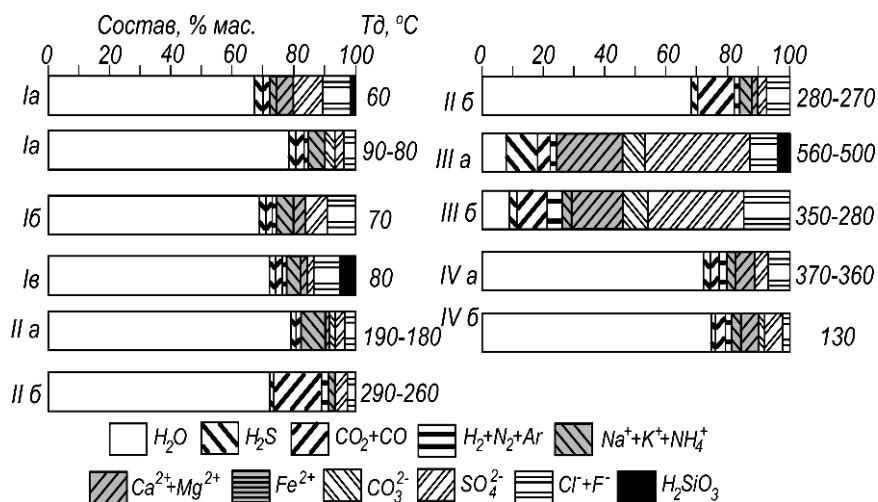


Рис. 2.14. Состав растворов во включениях минералов Текели и Яблонево: I - руды I типа: а - слоистый пиритовый агрегат, Текели и Яблонево, б - слоистая галенит-сфалерит-пиритовая руда, в - конкреционная галенит-сфалеритовая руда, Текели; II - руды II типа, Яблонево: а - галенит-сфалерит-флюоритовая и б - кварц-галенит-сфалеритовая ассоциации; III - руды III типа, Текели: а - галенит-сфалерит-пиритовая и б - галенит-сфалерит-карбонатная ассоциации; IV - руды IV типа, Яблонево: а - карбонатно-галенит-сульфоантимонитовая и б - кварц-кальцит-сульфидная ассоциации

В прозрачных минералах руд II типа - галенит-сфалерит-флюоритовой ассоциации (IIa) включения газожидкие, иногда с кристалликами твердой фазы, соотношение газ-жидкость сравнительно постоянное. Температура декрепитации их

190-180°C. Растворы во включениях водные, с малым содержанием газов при концентрации солей около 18% - фториды, сульфаты и карбонаты Na. В кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовой ассоциации (IIб) включения двух разновидностей (рис. 2.12): газожидкие (газ + водный раствор, с относительно крупными газовыми пузырьками) и с жидким CO<sub>2</sub>, присутствующим как самостоятельно, так и совместно с водным раствором. Температуры их декрепитации 290-270°C (рис. 2.13). По данным изотопов серы в сосуществующих минералах Н.И.Замятин оценил температуру образования этой ассоциации в 260°C. Растворы во включениях водно-углекислотные (в среднем содержат H<sub>2</sub>O – 70%, CO<sub>2</sub> – 16%), количество солей 12% (хлориды и сульфаты Na; рис. 2.14, табл. 2.2). Полуденные данные подтверждают эпигенетический характер образования этих двух минеральных ассоциаций, возникших при невысоких температурах при участии водных и водно-углекислотных гидротермальных растворов.

В минералах руд III типа флюидные включения распространены неравномерно, состоят из твердых фаз, жидкости и газа, соотношения между ними варьируют. В более ранней галенит-сфалерит-пиритовой ассоциации (IIIa) температуры декрепитации оказались высокими и непостоянными - изменялись от 550 до 500°C (рис. 2.13). Методом вакуумной декрепитации были изучены и другие минеральные образования, возникшие синхронно с этой ассоциацией. В них включения вскрываются в том же температурном интервале, °C: гидротермально измененная дайка диоритового порфирита (2 образца) - 480 и 550; кварцевая жила с пирит-сфалеритовой минерализацией - 540-530; безрудная кварцевая жила среди углисто-кремнистых сланцев - 540-530; перекристаллизованный углистый доломит - 490-420. В более поздней галенит-сфалерит-карбонатной ассоциации (IIIб) температуры более низкие, тоже имеют значительный разброс - от 350 до 280°C. Состав флюидов в обеих ассоциациях оказался довольно близким и необычным: в нем мало воды – 8%, повышенное содержание газов (преобладают CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S) – 16%, и высокие концентрации солей (сульфаты Ca и Mg при малом участии хлоридов, фторидов и карбонатов) – 76%. Все компоненты этих растворов заимствованы из окружающих пород. Высокие содержания H<sub>2</sub>S и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> обусловлены тем, что в составе руд и пород широко развит пирит, при окислении которого они поступали во флюид.

Эти данные совместно с геолого-минералогическими признаками, материалами по распределению радиоактивных элементов и по изотопному составу свинца однозначно указывают на образование этих руд при динамотермальном метаморфизме более ранних руд I типа [Сыромятников и др., 1977, 1978]. Процесс был двухстадийным и протекал при высоких температурах около 500 и около 300°C, в неравномерном термическом поле, что обусловило разброс температур декрепитации. Породы прогревались за счет нескольких источников тепла. Наличие большого количества даек и крупного гранитного массива указывает на значительное участие внутреннего тепла Земли. Термические эффекты от механического дробления пород и их скольжения по кливажу могли создавать дополнительные приращения температур.

Несмотря на высокие температуры, реакции между кремнеземом и карбонатами с образованием новых минералов не протекали. Одна из причин в том, что зерна породообразующих минералов покрыты углистым веществом, затрудняющим взаимодействие компонентов [Robinson, 1971]. Другая причина заключалась в малом количестве воды в период прогрева. Как показали исследования включений, значительная их часть выполнена твердой фазой, содержание воды во флюиде составило всего 6-9%.

Физическую сущность метаморфических флюидов расшифровать трудно. Они были гетерогенными, на что указывают изменение соотношений слагаемых фаз во включениях, а также неравномерное распределение самих включений. Флюиды обладали повышенной вязкостью. Это обусловило их движение только по трещинам и заполнение полостей среди катаклазированных пород и руд, закономерную ориентировку обломков в жилах и т.д. (рис. 2.11, 5 и 6). В.В.Золотухин и др. [1976] экспериментально доказали, что при 500°C и всестороннем давлении (1-2)×10<sup>8</sup> Па

стрессовые нагрузки приводят к пластичному течению сульфидов, которые залечивают механические нарушения пород. При более низких температурах в них проявлены хрупкие деформации. На Текели присутствие солевого флюида, по сути водно-солевого расплава, способствовало пластичному течению сульфидов и при более низких температурах.

Руды IV типа, проявленные на Яблонево месторождении, по условиям локализации подобны рудам III типа Текели. Они представляют жилы и гнезда неправильной формы в метаморфических структурах. Отличие заключается в том, что включения в минералах газожидкие (рис. 2.12). Температуры декрепитации их составили, °С: в карбонатно-галенит-сульфоантимонитовой ассоциации (IVa) - 370-360, в кварц-кальцит-сульфидной (IVб) - 130 (рис. 2.13). По данным Н.И.Замятина, на основании изотопов серы температура образования первой ассоциации составила 380°С. Растворы в обеих ассоциациях близкие: H<sub>2</sub>O - 74-76%, большой набор газов при суммарном содержании 5-7%, соли – 19% (сульфаты, карбонаты и хлориды Ca и Mg). Все эти данные позволяют утверждать метаморфическое происхождение и этой разновидности руд. Однако возникли они при более низких температурах, чем на Текели, при участии растворов, в солевом составе которых тоже преобладали компоненты вмещающих пород.

Изучение руд этих наиболее древних стратиформных колчеданно-свинцово-цинковых месторождений показывает сложную и длительную историю их формирования. Исходные руды возникли при совмещении гидротермально-осадочного и низкотемпературного гидротермального процессов в раннюю эпоху байкальского цикла. Второй процесс сближен с первым - он начался еще до полной литификации осадков. В каледонскую и герцинскую эпохи тектоно-магматической активизации руды и вмещающие их породы претерпели двух стадийный метаморфизм. Он был как гидротермальным (на Яблонево), так и динамотермальным с участием флюидов типа водно-солевого расплава (на Текели).

Гидротермально-осадочные и наложенные на нелитифицированные осадки минеральные ассоциации формировались из флюидов с плотностью 1,0-1,2 г/см<sup>3</sup> (табл. 2.2). Плотность растворов, сформировавших эпигенетические минеральные ассоциации, ниже - 0,6-0,9 г/см<sup>3</sup>. Отложение и преобразование руд во всех случаях происходили в близнейтральных и щелочных средах (рН колебалось от 0 до +1,0). По величине ΔЕ (от -0,002 до +0,004) это были переходные условия от восстановительных к окислительным.

Рассмотрим кратко другие точки зрения на происхождение руд, которых придерживаются некоторые исследователи. Ю.И.Казанин, А.Г.Дубовский и ряд других исследователей] считали руды гидротермальными и связывают их образование либо с каледонским, либо с герцинским магматизмом. Для пиритовой минерализации Б.И.Вейц [1972] допускала седиментное происхождение. Г.Н.Щерба [1964] высказал предположение о вулканогенно-осадочном образовании руд Текели. Эта идея развивалась в работах Ш.А.Байкенева, К.И.Груздева и др., считавших руды либо гидротермально-осадочными, либо осадочными, возникшими в зонах фациальной смены отдельных горизонтов пород текелийской свиты. Эти идеи не подтвердились. С одной стороны, в районе месторождений отсутствуют вулканические или интрузивные образования, которые по времени были бы синхронными с оруденением. Многие дайки и субвулканические тела, проявленные на месторождении, связаны с каледонским и герцинским магматизмом, они секут и метаморфизуют руды [Г.Б.Паталаха, 1989]. С другой стороны, выявилось, что частая смена пород рудного горизонта имеет не фациальную, а тектоническую природу [Е.И.Паталаха, 1974].

## В ы в о д ы

Стратиформные колчеданно-свинцово-цинковые месторождения в черносланцевых породах хр. Джунгарский Алатау – Текели и Яблонево, возникли в

раннюю эпоху байкальского цикла, локализованы в крупной крутопадающей Текелийской зоне смятия в *углистых, кремнистых и кремнисто-сланцевых отложениях верхами рифея*. Галенит-сфалерит-пиритовыми рудами, залегают согласно с вмещающими породам в виде пластообразных залежей и плоских линз. Формирование руд происходило в два этапа - гидротермально-осадочного и гидротермального, и двух стадийного динамотермального метаморфизма руд.

В гидротермально-осадочный этап образовались слоистые пиритовые и галенит-сфалерит-пиритовые и *конкреционные галенит-сфалеритовые* руды в виде пластовых тел. Они возникли осадочным путем (при излиянии гидротерм на морское дно) при 90-60°C из рассолов, мас. %:  $H_2O$  - 75, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) - 2-3, соли (хлориды, фториды и сульфаты Na) - 21.

Руды гидротермального этапа представляют пластовые и линзообразные тела с прожилково-вкрапленными и гнездовыми обособлениями сульфидов. Ранняя галенит-сфалерит-флюоритовая ассоциация отложилась в несцементированных осадках при 190-180°C из следующих растворов, мас. %:  $H_2O$  - 80, газы - 2, соли (галогениды и сульфаты Na) - 18. Следующая кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовая ассоциация наложена на литифицированные породы при 290-260°C, флюиды содержали, мас. %:  $H_2O$  - 70, газы - 18 ( $CO_2$  - 16), соли (состав тот же) - 12. Гидротермальные растворы имели с плотность 0,6-1,0 г/см<sup>3</sup>, среда рудоотложения была в щелочной, переходной от восстановительной к окислительной. Источником рудоносных растворов были метаморфические породы эклогитовой и гранулитовой фаций (породы амфиболитовой фации подстилают рудовмещающую толщу).

Гидротермально-осадочные руды первого этапа на Текели претерпели интенсивный динамотермальный метаморфизм. В результате возникли секущие рудные тела руд того же минерального состава в тектонических разломах. Процесс проходил при температурах 550-280°C с участием своеобразного водно-солевого флюида типа раствора-расплава, мас. %:  $H_2O$  - 8, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ) - 16, соли (сульфаты Ca и Mg) - 76. Водно-солевой расплав возник в результате резкой тепловой мобилизации поровых и пленочных вод (несет в своем составе компоненты вмещающих пород). Наличие водно-солевого расплава способствовало течению сульфидов. В результате из бедных слоистых и вкрапленных руд возникли массивные рудные залежи. Метаморфизм руд был высокотемпературным, разогрев происходил за счет крупных магматических тел, внедрявшихся в период каледонской и герцинской тектоно-магматической активизации.

Руды гидротермального этапа на Яблонево претерпели перекристаллизацию и переотложение с образованием богатых жил и гнезд в метаморфических структурах. Процесс происходил при 370-130°C с участием водных растворов, мас. %:  $H_2O$  - 75, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ , CO,  $NH_3$  и др.) - 6, соли (сульфаты, галогениды и карбонаты Ca и Mg) - 19. Эти растворы представляли не что иное, как поровые и трещинные воды, в составе которых преобладали компоненты, заимствованные из пород. Прогрев при внедрении малых интрузивных тел привел к их активизации и метаморфическому преобразованию руд.

Модельный возраст свинца галенита Текели и Яблоневого около 900 млн. лет, близок к возрасту текелийской свиты. Это подтверждает близкое по времени накопление сульфидов и пород. Сера сульфидов обогащена тяжелым изотопом, что свидетельствует о ее заимствовании из пород коры. Химический состава флюидов во включениях эндогенных минеральных ассоциаций (руд II типа) отвечает составу метаморфических флюидов эклогитовой и гранулитовой фаций. Породы амфиболитовой фации метаморфизма подстилают рудоносную толщу. Не исключено на глубине существование пород и более высоких ступеней метаморфизма.

## СТРАТИФОРМНЫЕ БАРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПОРОДАХ БАЗАЛЬТ-КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ (Центральный Казахстан, Атасуйский рудный район – Жайрем)

Барит-свинцово-цинковое месторождение Жайрем является суперкрупным. При невысоких содержаниях запасы свинца и цинка в этом рудном объекте превосходят запасы этих металлов всех вместе взятых месторождений Рудного Алтая. Оно располагается в Жайльминской мульде – одной из крупнейших рифтовых впадин фамен-раннекаменноугольного возраста (рис. 2.15). В пределах мульды локализованы также крупные свинцово-цинковые (Ушкатын I, Ушкатын III, Бестюбе) и железо-рудные

(Каражал, Ктай и др.) месторождения. В отличие от всех других рифтовых впадин, субпараллельных простиранию Центрально-Казахстанской палеорифтовой системе, Жайльминская мульда ориентирована поперек ее простиранию [Шабалина, 2005]. Разрез мульды подстилается вулканическими комплексами девонского наземного вулкано-плутонического пояса, которые несогласно залегают на линейных складчатых структурах каледонского основания и разделяющих их глубинных разломах. Центральная часть мульды расположена над скрытым Тасжарган-

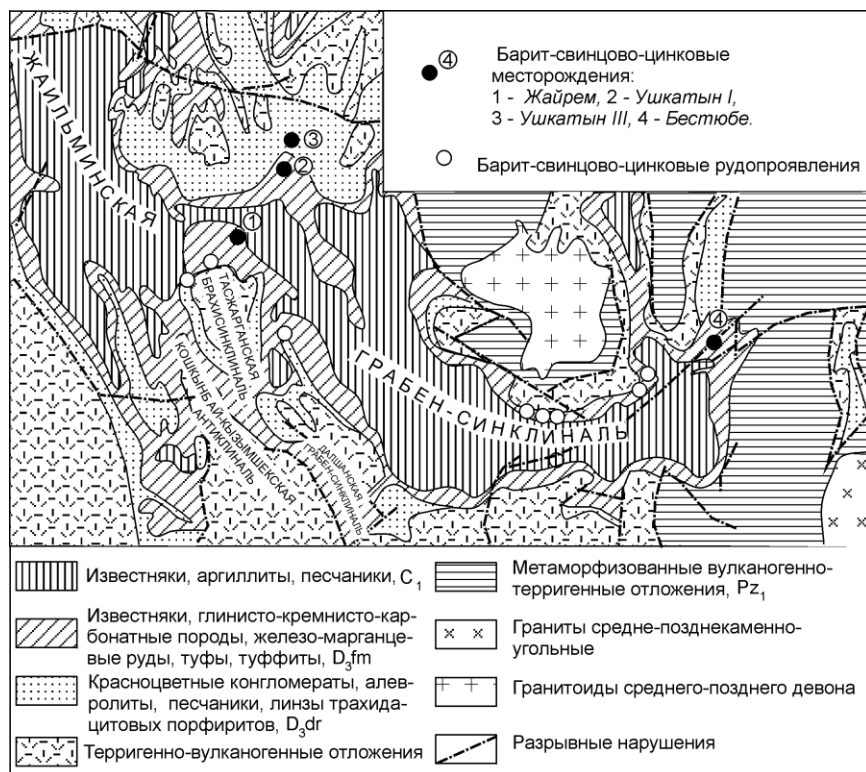


Рис. 2.15. Схема геологического строения Атасуйского рудного района [Е.И.Бузмаков, В.И.Щибрик, 1976]

Жиландинским разломом, представляющим собой широкий глубинный раздвиг, ориентированный поперек мульды. В осевой части раздвиговой зоны локализован Жайрем, в бортовых частях – прочие свинцово-цинковые и железорудные месторождения.

Жайремское рудное поле включает три участка, практически три самостоятельных месторождения: Восточный, Западный и Дальнезападный (рис. 2.16). Приурочены они к Жайремской брахиантиклинальной структуре в центральной части Жайльминской грабен-синклинали [Рожнов и др., 1972]. Ядро Жайремской брахиантиклинали сложено порфиритами, игнимбритами, конгломератами и песчаниками франского яруса. Перекрывающие их фаменские отложения состоят из глинисто-кремнисто-карбонатных пород, известняков, прослоев железистых яшм, гематит-магнетитовых руд, углистых пиритовых ритмитов. Завершается разрез красноцветной существенно карбонатной пачкой с прослоями железистых яшм и гематит-магнетитовых руд. Среди магматических пород вскрыты диабазовые порфириты, трахибазальтовые порфириты и трахитовые порфириры. Основные структуры рудного поля – Жайремская и Срединная антиклинали, осложненные складками более высокого порядка.

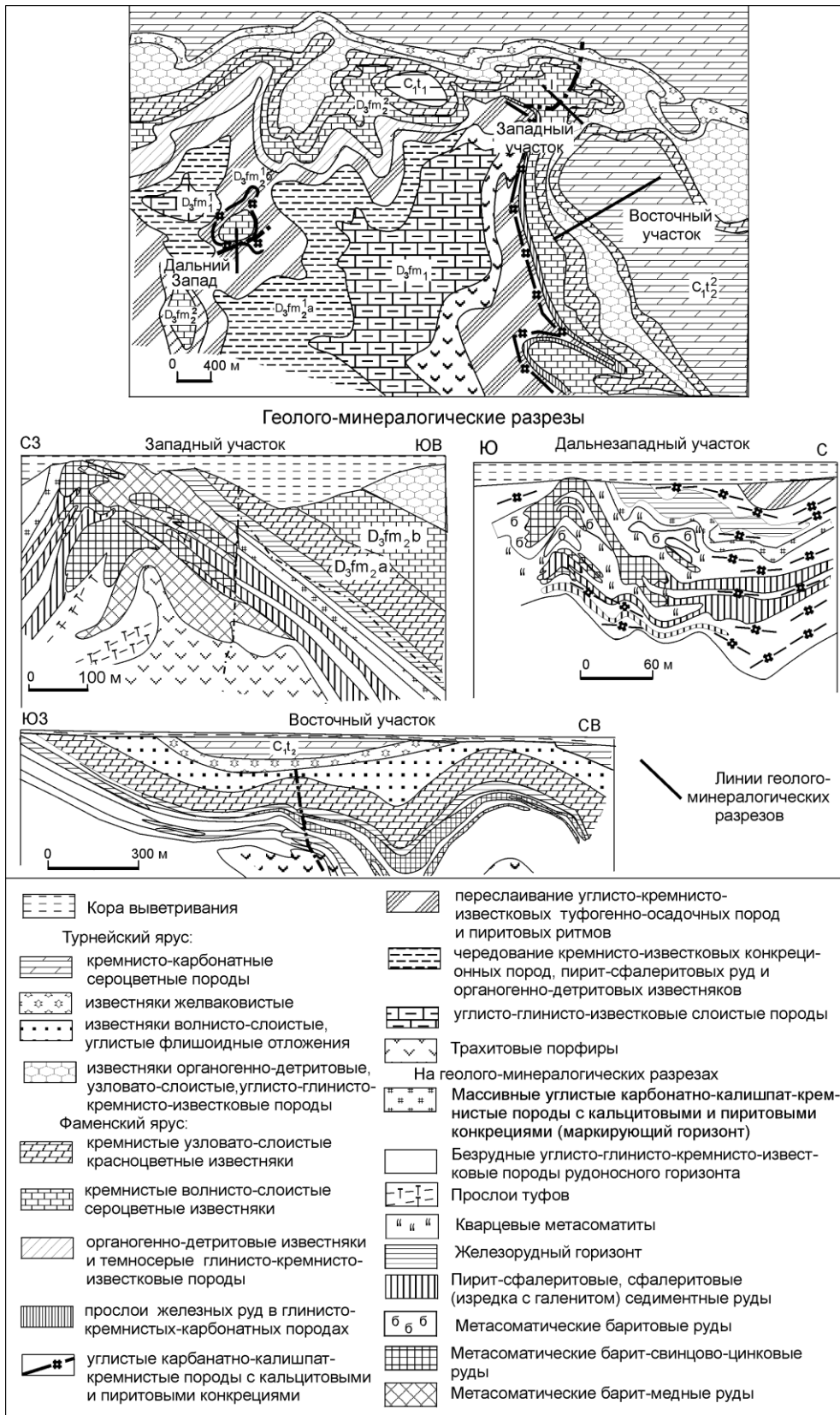


Рис. 2.16. Схема геологического строения месторождения Жайрем и геолого-минералогические разрезы Западного, Дальнезападного и Восточного участков [по А.А.Рожнову, М.Бигалиеву, Н.М.Митряевой]

Оруденение локализовано в отложениях фамена, тяготея к флишоидной пачке, представленной углисто-кремнисто-карбонатными породами с прослоями туфов, пород карбонатно-калишпатового, альбит-карбонатного, альбит-хлоритового, кремнисто-карбонатного состава, железистых яшм и гематит-магнетитовых руд (рис. 2.16)



[Бузмаков и др., 1976]. Из магматических пород наиболее интересны субвулканические тела "трахитовых порфириров".

Месторождение сформировалось в три этапа (табл. 2.3) [Митряева, 1979]. Руды I этапа представляют углисто-кремнистые сланцы с послойной вкрапленностью пирита (Ia) и пирита со сфалеритом (Iб). Широкое площадное распространение этих руд, их согласное залегание с вмещающими породами, отсутствие гидротермальных изменений, пластовая и линзовидная форма рудных тел, вкрапленные и слоистые текстуры руд (рис. 2.17, 1) – свидетельствуют об их сингенетичном накоплении. Сульфидные обособления имеют фрамбоидальное строение, свидетельствующее об их образовании при диагенезе коллоидных сгустков (рис. 2.17, 2 и 3). В период складчатости руды претерпели дислокационный метаморфизм - перекристаллизацию и переотложение (Iв).

Зоны долгоживущих разломов были местами проявления II рудного этапа - возникли сфалерит-карбонатно-альбит-кварцевая (IIa), пирит-кварц-кальцитовая (IIб), галенит-сфалерит-кварцевая (IIв) и сфалерит-галенит-баритовая (IIг) минеральные ассоциации. Последняя ассоциация является ведущей на месторождении - ею сложены мощные линзообразные барит-сульфидные тела с многочисленными ответвлениями по зонам послойных срывов. Она наложена на руды I этапа (рис. 2.17, 4-5), а также внедряется по зонам разломов в брахиформные складки, флексурные перегибы и другие мелкие структурные формы (рис. 2.17, 6-7).

После временного перерыва, проявления новых тектонических подвижек и становление субвулканических тел «трахитовых порфириров» проявился III рудный этап. Вначале его возникли эксплозивные брекчии, в цементе которых развиты кварц-альбитовая (IIIa) и доломитовая (IIIб) минеральные ассоциации. Затем проявился щелочной метасоматоз - хлорит-кальцит-калишпатовая (IIIв) и кварц-кальцит-альбитовая (IIIг) ассоциации. В рудную стадию последовательно образовались кварц-баритовая (IIIд), халькопирит-баритовая (IIIе) и гематит-баритовая (IIIж) ассоциации. Руды II и III этапов пространственно совмещены с рудами I этапа.

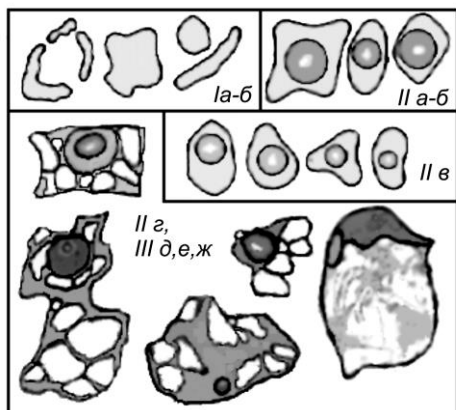


Рис. 2.18. Разновидности флюидных включений в минералах Жайрема: I – ассоциации руд I этапа: а - пирит-сфалеритовая и б - пиритовая; II – ассоциации руд II этапа: а - сфалерит-карбонатно-альбит-кварцевая, б - пирит-кварц-кальцитовая, в - галенит-сфалерит-кварцевая г - сфалерит-галенит-баритовая; III – минеральные ассоциации III рудного этапа: д - кварц-баритовая, е - халькопирит-баритовая, ж - гематит-баритовая

Характерно зональное строение руд. В центре Западного и Восточного участков находятся халькопирит-баритовые руды, которые к периферии сменяются галенит-баритовыми, галенит-сфалерит-баритовыми, слоистыми пирит-сфалеритовыми, за которыми следуют слоистые пиритовые (рис. 2.16, геолого-минералогические разрезы).

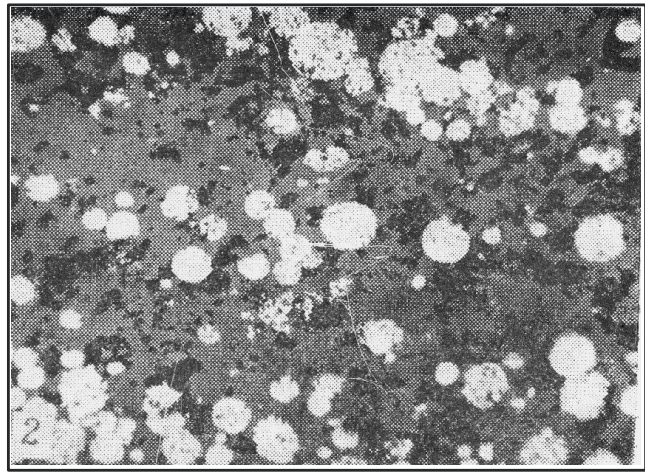
Флюидные включения изучены по 2-5 образцам в каждой минеральной ассоциации - всего 42 образца, из которых в 14 выполнено определение состава флюидов.

В синхронных с сульфидами кремнистых образованиях руд I этапа присутствует большое количество мелких гомогенных включений изометричной и вытянутой формы (рис. 2.18, Ia-б). В кальците, легко подвергающемуся перекристаллизации, развиты включения преимущественно по периферии зерен.

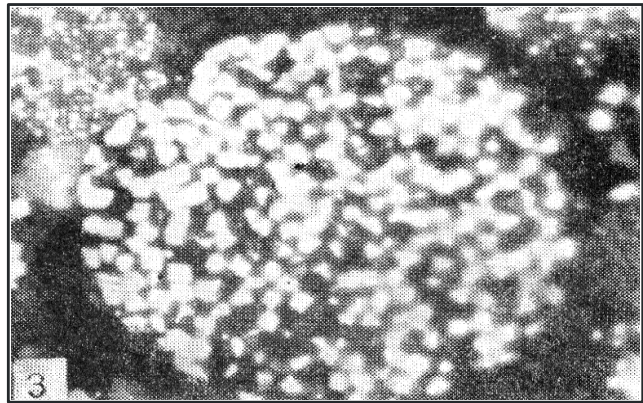
Температуры декрепитации в слоистых пиритовых и пирит-сфалеритовых рудах составили соответственно 40 и 70°C (рис. 2.19), Растворы в них представлены рассолами с содержанием солей 12 и 27% (хлориды и сульфаты Na, K, Ca, Mg; рис. 2.20, Ia-б; табл. 2.3). Растворы, отложившие пирит-сфалеритовые руды, имели более высокие температуры, газонасыщенность,



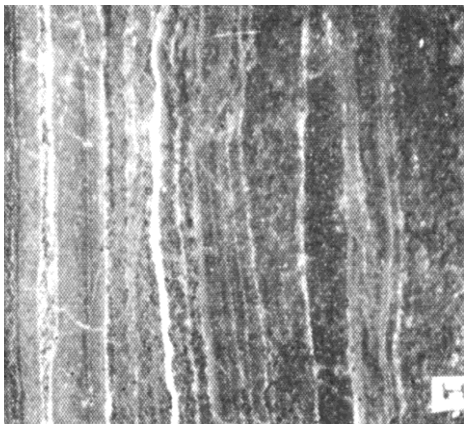
1



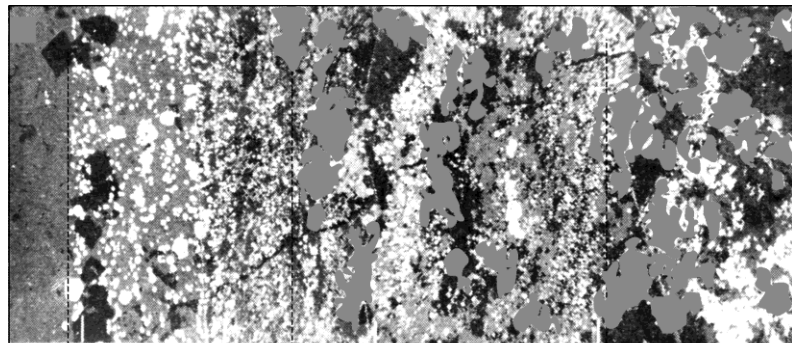
2



3



4

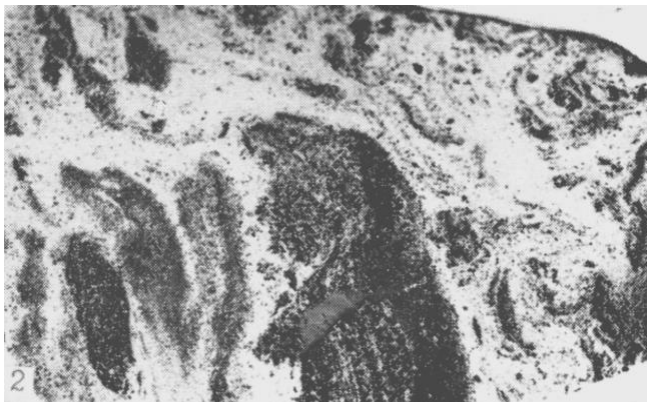


Кремнистый прослой с фрамбоидальными пиритом и сфалеритом

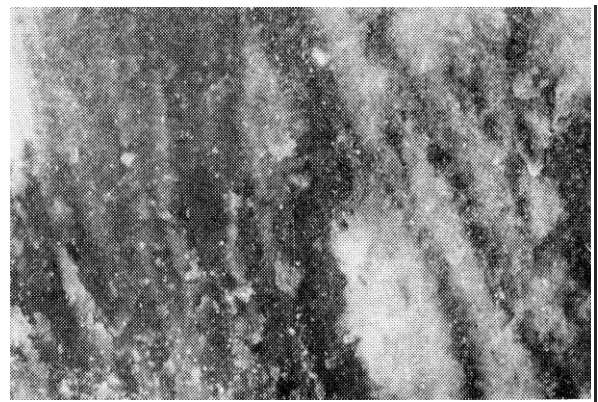
Кремнисто-пирит-сфалеритовый прослой с метасоматическим баритом (отдельные наиболее крупные зерна неправильных очертаний)

Существенно барит-сфалеритовый с галенитом метасоматический прослой

5



6



7

Рис. 2.17 Строение минеральных агрегатов руд Жайрема [по Н.М.Митряевой, 1976, 1981]. 1 – гидротермально-осадочная руда I этапа - ритмичное чередование слоев глинисто-кремнисто-карбонатного состава в различной степени насыщенных вкраплениями пирита (минеральная ассоциация Ia), ув. 1,5; 2 и 3 – фрагменты фото 1, 2 - фрамбоидальное строение пиритовых вкраплений, ув. 270; 3 – внутреннее строение фрамбоидов пирита, ув. 1700; 4 - слоистая гидротермально-осадочная пирит-сфалеритовая руда, подвергшаяся гидротермальной баритизации: чередуются слои барит-сфалеритовые с галенитом (белые и светло-серые, ассоциация IIa), пирит-сфалеритовые (темно-серые, ассоциация IIб) и углисто-глинисто-кремнисто-карбонатного состава (черные), ув. 1,2; 5 - фрагмент фото 4, строение баритизированного слоя пирит-сфалеритовой руды (баритизация носит характер послыоного замещения), ув. 40; 6-7 – руда II этапа (ассоциация IIa): 6 - сплошная барит-сульфидная руда (светлое) с большим количеством подвешенных обломков гидротермально-осадочной слоистой пирит-сфалеритовой руды (черное) [обломки волоклись и деформировались флюидом не подвергаясь гидротермальным преобразованиям], ув. 1,2; 7 – сплошная барит-сфалерит-галенитовая руда со слабовыраженной гнездово-полосчатой структурой [в жидком состоянии исходный флюид был расслоен – обособления барита (белое) подвешены в сульфидной массе (серое и темно-серое) и ориентированы (вытянуты) по направлению движения флюида], ув. 1,5

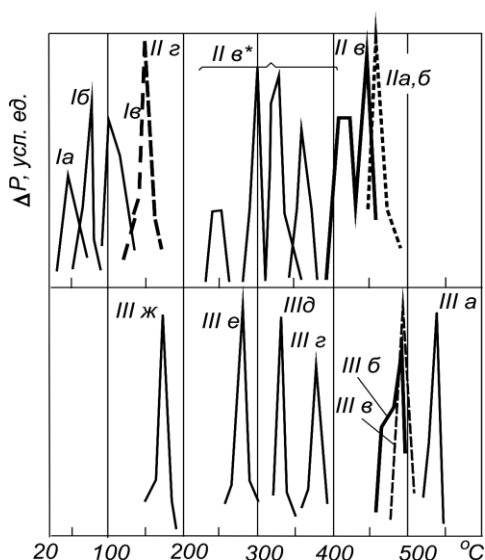


Рис. 2.19. Температуры вакуумной декрепитации включений в минералах Жайрема: I – минеральные ассоциации руд I этапа: а - слоистые пиритовые, б - слоистые пирит-сфалеритовые, в – дислоцированные слоистые пиритовые руды; II – минеральные ассоциации руд II этапа: а - сфалерит-карбонат-альбит-кварцевая, б - пирит-кварц-кальцитовая, в - галенит-сфалерит-кварцевая, в\* - крупнокристаллические галенит и сфалерит, присутствующие в виде гнезд и жил среди галенит-сфалерит-кварцевых образований, з - сфалерит-галенит-баритовая; III - минеральные ассоциации руд III этапа: а - кварц-альбитовые и б – доломитовая в цементе взрывных брекчий, в - хлорит-кальцит-калишпатовая, з - кварц-кальцит-альбитовая, д - кварц-баритовая, е - халькопирит-баритовая, ж - гематит-баритовая

соленость и концентрации кремниевой кислоты и железа по сравнению с рассолами пиритовых руд. Это обусловлено тем, что пирит-сфалеритовые руды формировались ближе к выходам гидротерм на морское дно, тогда как слоистые пириты развиты по их периферическому обрамлению. По мере удаления от центров излияния гидротерм происходили понижение температуры рассолов и

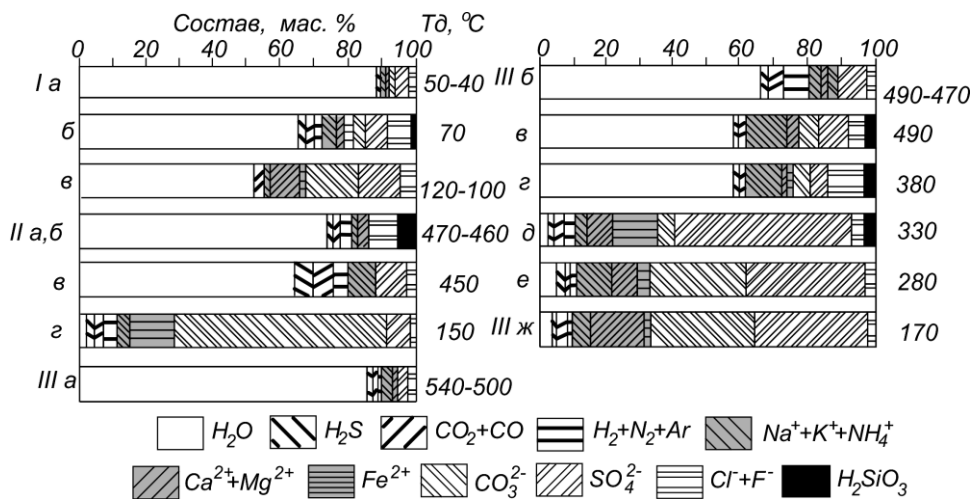


Рис. 2.20. Состав растворов во включениях минералов Жайрема (обозначение минеральных ассоциаций см. на рис. 2.19)

Таблица 2.3. Минеральные ассоциации месторождения Жайрем [по Н.М.Митряевой, 1979] и физико-химические параметры их формирования

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\Delta\text{pH}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta E$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
<i>I рудный этап (гидротермально-осадочный, глинисто-кремнисто-карбонатно-сульфидные ассоциации)</i>									
<i>Ia.</i> Пирит-сфалеритовая	70	1	$\text{H}_2\text{O}^{66}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{N}_2)^6\text{M}^{27} \frac{\text{Cl}^{52}\text{SO}_4^{41}\text{CO}_3^6}{\text{Na}^{36}\text{Ca}^{28}\text{Fe}^{20}\text{Mg}^{11}\text{K}^5}$	1,23	1,7	+0,1	4,5	0,00	43
<i>Iб.</i> Пиритовая	50-40	1	$\text{H}_2\text{O}^{88}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{N}_2)^{0.5}\text{M}^{11.5} \frac{\text{SO}_4^{66}\text{Cl}^{20}\text{CO}_3^{14}}{\text{Na}^{60}\text{Ca}^{28}\text{K}^8}$	1,09	0,02	+1,5	12,8	+0,008	440
<i>Дислокационный метаморфизм (частичные переотложение и перекристаллизация руд)</i>									
<i>Iв.</i> Дислоцированный слоистый пирит	120-110	1	$\text{H}_2\text{O}^{51}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^3\text{M}^{46} \frac{\text{SO}_4^{42}\text{CO}_3^{41}\text{Cl}^{17}}{\text{Ca}^{81}\text{Fe}^{11}\text{Na}^5}$		0,2	+2,0	6,4	+0,010	17,5
<i>II рудный этап</i>									
<i>IIa.</i> Сфалрит-карбонатно-альбит-кварцевая	470	1	$\text{H}_2\text{O}^{75}\text{CO}_2^3(\text{H}_2\text{S}, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{12} \frac{\text{F}^{65}\text{Cl}^{35}}{\text{Mg}^{55}\text{Ca}^{33}\text{Na}^9} \text{H}_2\text{SiO}_3^6$		27,3		0,1	-0,022	27,8
<i>IIб.</i> Пирит-кварц-кальцитовая	450								
<i>IIв.</i> Галенит-сфалерит-кварцевая	450-400	1	$\text{H}_2\text{O}^{65}\text{CO}_2^7(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{H}_2, \text{NH}_3, \text{N}_2, \text{Ar})^7\text{M}^{21} \frac{\text{SO}_4^{95}\text{Cl}^5}{\text{Na}^{53}\text{K}^{22}\text{Fe}^{20}}$		6,5		1,4	-0,010	5,7
<i>IIг.</i> Сфалерит-галенит-баритовая	150	1	$\text{H}_2\text{O}^1(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^2\text{M}^{97} \frac{\text{CO}_3^{87}\text{SO}_4^{10}\text{Cl}^3}{\text{Fe}^{93}\text{Ca}^5}$	2,31	0,1		15,6	+0,006	1,5

Продолжение табл. 2.3

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\Delta\text{pH}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta E$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
<i>III рудный этап</i>									
<i>Формирование цемента взрывчатых брикетов</i>									
<i>IIIа.</i> Кварц-альбитовая	540-500	1	$\text{H}_2\text{O}^{86}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{10} \frac{\text{SO}_4^{53}\text{Cl}^{43}}{\text{Na}^{64}\text{Mg}^{18}\text{Ca}^{10}}$		9,8		4,3	+0,002	65,9
<i>IIIб.</i> Доломитовая	490-470	1	$\text{H}_2\text{O}^{68}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{12}\text{M}^{20} \frac{\text{SO}_4^{73}\text{CO}_3^{20}\text{Cl}^6}{\text{Na}^{44}\text{Mg}^{25}\text{Ca}^{18}\text{K}^{13}}$		0,7		8,0	+0,008	17,8
<i>Образование метасоматитов</i>									
<i>IIIв.</i> Хлорит-кальцит-калишпатовая	490	1	$\text{H}_2\text{O}^{58}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^3\text{M}^{36} \frac{\text{CO}_3^{39}\text{SO}_4^{39}\text{Cl}^{22}}{\text{K}^{46}\text{Mg}^{19}\text{NH}_4^{13}\text{Ca}^{12}\text{Na}^6}$		0,05		9,8	+0,010	82,6
<i>IIIг.</i> Кварц-кальцит-альбитовая	380	1	$\text{H}_2\text{O}^{57}(\text{H}_2\text{S}, \text{NH}_3, \text{N}_2)^2\text{M}^{38} \frac{\text{Cl}^{35}\text{F}^{25}\text{SO}_4^{20}\text{CO}_3^{20}}{\text{Na}^{53}\text{NH}_4^{14}\text{Fe}^{12}\text{Ca}^9\text{K}^7\text{Mg}^5} \text{H}_2\text{SiO}_3^3$		0,2	+3,0	15,8	+0,010	141,8
<i>Стадия рудоотложения</i>									
<i>IIIд.</i> Кварц-баритовая	330	1	$\text{H}_2\text{O}^3\text{CO}_2^4(\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_3, \text{N}_2, \text{Ar})^5\text{M}^{83} \frac{\text{SO}_4^{91}\text{CO}_3^6}{\text{Ca}^{51}\text{Fe}^{28}\text{Mg}^9\text{Na}^6} \text{H}_2\text{SiO}_3^5$		0,09		93,9	+0,020	0,6
<i>IIIе.</i> Халькопирит-баритовая	280	1	$\text{H}_2\text{O}^5\text{CO}_2^3(\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^3\text{M}^{89} \frac{\text{SO}_4^{53}\text{CO}_3^{38}\text{Cl}^8}{\text{Na}^{31}\text{Ca}^{28}\text{Fe}^{23}\text{K}^9\text{Mg}^6}$		0,06		40,2	+0,012	1,7
<i>IIIж.</i> Гематит-баритовая	170	1	$\text{H}_2\text{O}^2\text{CO}_2^3(\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{91} \frac{\text{SO}_4^{54}\text{CO}_3^{40}\text{Cl}^5}{\text{Ca}^{62}\text{Mg}^{10}\text{Na}^8\text{NH}_4^8\text{Fe}^7\text{K}^5}$		0,1		209,8	+0,022	0,8

уменьшение в них солей в результате смешения их с морской водой. Соответственно изменялась плотность растворов от 1,2 до 1,1 г/см<sup>3</sup>, возрастали их щелочность (рН от +0,1 до +1,5) и окислительно-восстановительный потенциал ( $\Delta E$  варьировало от 0,0 до +0,008). В целом накопление этих руд по своим параметрам подобно гидротермально-осадочному образованию сульфидов на месторождениях Каратау и Джунгарского Алатау.

Метаморфизм руд I этапа происходил при 120-100°C с участием поровых растворов, в них отмечается существенно более высокая концентрация солей – 46 %, представленных гидрокарбонатами и сульфатами Ca и Fe (типичный состав поровых растворов; табл. 1.15).

В минералах ранних щелочных метасоматитов II этапа распространены газо-жидких включений с большим объемом газовых пузырьков (рис. 2.18, IIа-б), температура их декрепитации 470-450°C. В составе флюидов преобладает вода – 75%. Среди газов развиты CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub> - 7%, среди солей - хлориды, фториды Mg, Ca и Na - 12%; количество кремниевой кислоты – 6% (рис. 20, IIа-б). В последующей галенит-сфалерит-кварцевой ассоциации выделены две разновидности образований: тонкозернистые метасоматиты - IIв, и крупнокристаллические жилы и гнезда галенита и сфалерита среди этих метасоматитов - IIв\*. В тонкозернистых образованиях температуры декрепитации включений 450-400°C. В крупнокристаллическом сфалерите распространены газо-жидкие включения с сильно колеблющимися объемами газовых пузырьков (рис. 2.18, IIв), в результате температура декрепитации их изменяется от 380 до 240°C (рис. 2.19, IIв\*). Крупнокристаллические агрегаты росли длительный период при постепенном понижении температуры гидротермальных растворов. Флюиды во включениях мелкозернистых агрегатов представлены газо-гидротермальными растворами, состоящими из, мас. %: воды - 65, газов (H<sub>2</sub>S - 3, CO<sub>2</sub> - 7) - 14, солей (преимущественно сульфаты Na, K, Fe) – 21 (рис. 2.20, б). Крупнокристаллические минералы проанализировать не удалось. Судя по включениям, они образовались из гидротермальных растворов с меньшей концентрацией газов.

Включения в минералах сфалерит-галенит-баритовой ассоциации имеют неоднородное строение – от существенно жидких с подчиненными газовыми пузырьками и небольшими кристаллическими обособлениями до практически твердофазных (рис. 2.18, IIг). Вскрываются они при 150°C (рис. 2,18, IIг). В составе растворов исключительно низкие содержания летучих компонентов – сумма H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и других газов около 3%, при весьма высоких концентрациях солей – 97%, среди которых резко преобладают карбонаты Fe<sup>2+</sup> (рис. 2.20, IIг, табл. 2.3.).

Перед проявлением III этапа произошло оживление тектонической и магматической деятельности: сформировались тела "трахитовых порфиритов" и взрывных брекчий. Гидротермальный процесс начался при формировании цемента взрывных брекчий (кварц-альбитовая и доломитовая минеральные ассоциации), затем он перешел на метасомагические преобразования пород (щелочной метасоматоз). Температуры постепенно понизились от 540 до 380°C, а концентрации солей в растворах возрастали с 10 до 38%. Количество газов изменялось от 12 до 2% (рис. 2.19, 2.20; III а-г). Компоненты флюидов отражали минеральный состав агрегатов, в образовании которых они участвовали. Завершающие рудный процесс ассоциации с баритом (III д-ж) сходны по условиям образования со сфалерит-галенит-баритовой ассоциацией II этапа (IIг). Включения в минералах чаще трехфазные с различными соотношениями твердого вещества, жидкости и газа, реже до почти твердофазных (рис. 2.17, III д-ж). Встречены включения и с двумя несмешивающимися жидкостями. В относительно крупнокристаллических баритах присутствуют включения, для которых удалось выполнить гомогенизацию.

Температуры образования последовательно возникших минеральных ассоциаций следующие, °C: кварц-баритовой (IIIд) - 330, халькопирит-баритовой (IIIе) - 280, гематит-баритовой (IIIж) - 170. Составы флюидов в них сходны: мало летучих – 9-12% (H<sub>2</sub>O - 2-5, CO<sub>2</sub> - 3-4, H<sub>2</sub>S - 1-3) и много солей - 83-91%. Солевой состав растворов закономерно изменяется при переходе от одной ассоциации к другой: в кварц-баритовой

он сульфатный кальциевый со значительным участием  $H_2SiO_3$  и Fe, в халькопирит-баритовой - карбонатно-сульфатный кальциево-натриевый, в гематит-баритовой - карбонатно-сульфатный кальциевый (табл. 2,3; рис. 2.20, III д-ж).

Полученные данные указывают на эпигенетический характер оруденения II и III этапов. Температуры образования в каждом из них понижались от ранних метасоматических ассоциаций к поздним рудным. Параллельно возрастали концентрации солей в растворах с 10-12 до 91-97%,  $\Delta E$  увеличивалось от -0,022 до +0,022.

В целом в формировании Жайрема принимали участие три типа флюидов: рассолы, отлагавшие пиритовые и пирит-сфалеритовые руды в морском бассейне; гидротермальные растворы, участвующие в образовании метасоматитов и гидротермально-метасоматических ассоциаций с сульфидами; весьма высококонцентрированные флюиды, из которых возникло главное промышленное барит-сульфидное оруденение II и III этапов. Если две первые разновидности соответствуют представлениям о гидротермально-осадочном и гидротермально-метасоматическом минералообразовании, то третья необычна. Микроскопические наблюдения показали, что флюидные включения в этих рудах сходны с включениями растворов-расплавов, которые встречены в пегматитах, щелочных породах, карбонатитах, а также в некоторых проявлениях флюорита и барита. Характер текстур и структур руд, отсутствие синрудных гидротермальных изменений вмещающих пород и другие признаки совместно с изложенными данными по изучению включений позволяют предполагать, что рудные минеральные ассоциации Жайрема сформировались в результате раскристаллизации подобных растворов-расплавов, весьма богатых рудными компонентами.

На происхождение руд Жайрема в разное время высказано большое количество точек зрения: осадочная, эксгаляционно-осадочная, вадозно-гидротермальная и гидротермально-осадочная с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением [Митряева и др., 1962; Щерба и др., 1968]. Результаты исследований флюидных включений полностью совпадают с последним представлением с той разницей, что основные промышленные барит-сульфидные минеральные ассоциации возникли не гидротермально-метасоматическим путем, а путем внедрения высококонцентрированных растворов-расплавов.

Совмещение в пространстве последовательно возникающих минеральных образований обусловлено едиными путями движения рудоносных растворов и единым источником рудного вещества. Им признан длительно существовавший очаг базальтоидной магмы [Щерба, 1968]. Его производными были эффузивы, субвулканические тела, эксплозивные брекчии и руды. Аналогичный вывод получен и на основании изучения изотопов серы и свинца [Сыромятников, 1978].

Результаты исследований флюидных включений подтверждают представление об источнике рудного вещества. Во включениях сфалерит-галенит-баритовой, кварц-баритовой, халькопирит-баритовой и гематит-баритовой ассоциаций отношение  $H_2O/CO_2+CO$  изменяется от 0,6 до 1,7 при весьма высокой концентрации солей - 83-97% (табл. 2.3). Как видно из табл. 1.15, это присуще мантийным флюидам. Однако состав солей здесь необычен - преобладают сульфаты и карбонаты Ca, Mg и Fe при подчиненных Si, Na и K. Объясняется это тем, что сульфаты и карбонаты щелочноземельных металлов и железа заимствовались флюидом в зоне рудоотложения. Наиболее вероятными формами переноса бария были хорошо растворимые сульфидные, гидросульфидные и полисульфидные соединения - BaS, Ba(HS)<sub>2</sub>, BaS<sub>2</sub>, BaS<sub>3</sub> и др. При их окислении образуется BaSO<sub>4</sub> (барит) и большое количество H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. При реакциях серной кислоты с окружающими породами и пиритом ранних руд состав растворов так сильно изменялся, что солевые компоненты исходных флюидов оказались в подчиненных количествах.

## В Ы В О Д Ы

Стратиформные барит-свинцово-цинковые месторождения в породах базальт-кремнисто-карбонатной формации развиты Атасуйском рудном районе Центрального

Казахстана. Типичным представителем является Жайрем. Оно локализовано в пределах крупной рифтовой впадины фамен-раннекаменноугольного возраста, ориентированной поперек простирания Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы. Центральная часть мульды расположена над скрытым широким глубинный раздвигом, ориентированным поперек мульды. В осевой части раздвига локализован Жайрем, в прибортовых частях – прочие железо-марганцевые и полиметаллические месторождения. Формирование руд происходило в три этапа.

В I гидротермально-осадочный этап проходило накопление пиритовой и пирит-сфалеритовой минеральных ассоциаций в кремнисто-карбонатных породах в виде слоев и послойной вкрапленности. Они слагают протяженные линзовидные и пластовые рудные тела, залегающие согласно с вмещающими породами. Отложение минералов происходило из рассолов, мас. %:  $H_2O$  - 66-88, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) - 0,5-6, соли (хлориды и сульфаты Na, K, Ca) - 11-27. Вблизи мест излияния гидротерм формировалась пирит-сфалеритовая ассоциация при  $70^{\circ}C$ , по периферии - пиритовая. при  $40^{\circ}C$

Во II рудный этап вначале возникли гидротермально-метасоматическим путем сфалерит-карбонатно-альбит-кварцевая, пирит-кварц-кальцитовая и галенит-сфалерит-кварцевая ассоциации при  $450-180^{\circ}C$  из газо-водных флюидов, мас. %:  $H_2O$  - 50-75, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) - 7-29, соли (галогениды и сульфаты Na, K, Ca, Mg) - 12-21. Завершился этап основной промышленной барит-сфалерит-галенитовой ассоциацией при низкой температуре -  $150^{\circ}C$ , из флюида, представляющего солевой раствор-расплав, мас. %: летучие - 3, соли - 97.

Перед проявлением III этапа произошло оживление тектонической и магматической активности: сформировались тела "трахитовых порфириров" и взрывных брекчий. Гидротермальный процесс начался при формировании цемента взрывных брекчий (кварц-альбитовая и доломитовая минеральные ассоциации), затем перешел в метасоматические преобразования пород (щелочной метасоматоз). Температуры минералообразования постепенно понизились от  $540$  до  $380^{\circ}C$ , а концентрации солей в растворах возросли с 10 до 38%. Количество газов изменялось от 12 до 2%. Компоненты флюидов отражали минеральный состав агрегатов, в образовании которых они участвовали. Завершили рудных процесс три минеральные ассоциации с баритом при следующих температурах,  $^{\circ}C$ : кварц-баритовая - 330 и 300, халькопирит-баритовая - 280 и 280, гематит-баритовой - 170 и 175. Составы флюидов в ассоциациях сходны между собой и подобны барит-сульфидной ассоциацией второго этапа: в них мало летучих – 9-12% ( $H_2O$  - 2-5,  $CO_2$  - 3-4,  $H_2S$  - 1-3), солей - 83-91%.

Образование ассоциаций с баритом происходило путем внедрения высококонцентрированных флюидов типа растворов-расплавов, приближающихся по своей сути к рудным магмам. В их солевом составе сульфаты и карбонаты Ca, Mg и Fe, которые не характерны для эндогенных растворов. Объясняется это тем, перенос бария происходил в виде хорошо растворимых сульфидных и полисульфидных соединений -  $BaS$ ,  $BaS_2$ ,  $BaS_3$  и др. При повышенных температурах они могут образовывать солевые и водно-солевые расплавы. При их окислении в зоне рудоотложения образовывался  $BaSO_4$  (барит) и большое количество  $H_2SO_4$ . При реакциях  $H_2SO_4$  с окружающими породами и пиритом ранних руд состав растворов, сохранившийся во включениях, сильно изменился относительно исходного флюида. Несмотря на необычно низкие температуры и повышенную вязкость растворов-расплавов, баритовые и барит-сульфидные минеральные ассоциации при внедрении по зонам разломов создали мощные тела массивных руд в брахиформных складках, флексурных перегибах и других структурных формах.

Совмещение в пространстве руд всех трех этапов свидетельствует об единых путях движения флюидов и едином источнике рудного вещества, которым признан очаг базальтоидной магмы. Его производными были эффузивы, субвулканические тела и руды. Аналогичный вывод получен и на основании изучения изотопов серы и свинца.



## СТРАТИФОРМНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ СРЕДИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (Центральный Казахстан – Акжал)

Месторождения этого типа развиты в Северном Прибалхашье (Акжал, Узунжал, Аксоран и др.), возникли в раннюю герцинскую эпоху, локализованы в подвижных зонах. Исследования флюидных включений выполнены по наиболее изученному из них – по месторождению Акжал.

Акжал располагается в восточной части Акжал-Аксоранской тектонической зоны. В геологическом строении месторождения участвуют песчаники франа, карбонатные породы фамена и нижнего турне (рис. 2.21) [Колесников, 1991]. Рудовмещающими являются массивные известняки *D<sub>3fm</sub>*. Они представляют собой тонкозернистые массивные породы, лишенные слоистости. В западной части месторождения они прорваны штоками и дайками диоритовых порфиритов. В приконтактной зоне породы мраморизованы, ороговикованы и скарнированы. Основу складчатой структуры месторождения составляет крупная сжатая синклиналь близширотного простирания, осложненная серией согласно ориентированных складок более высоких порядков. Южная часть месторождения осложнена крупным крутопадающим взбросо-сдвигом.

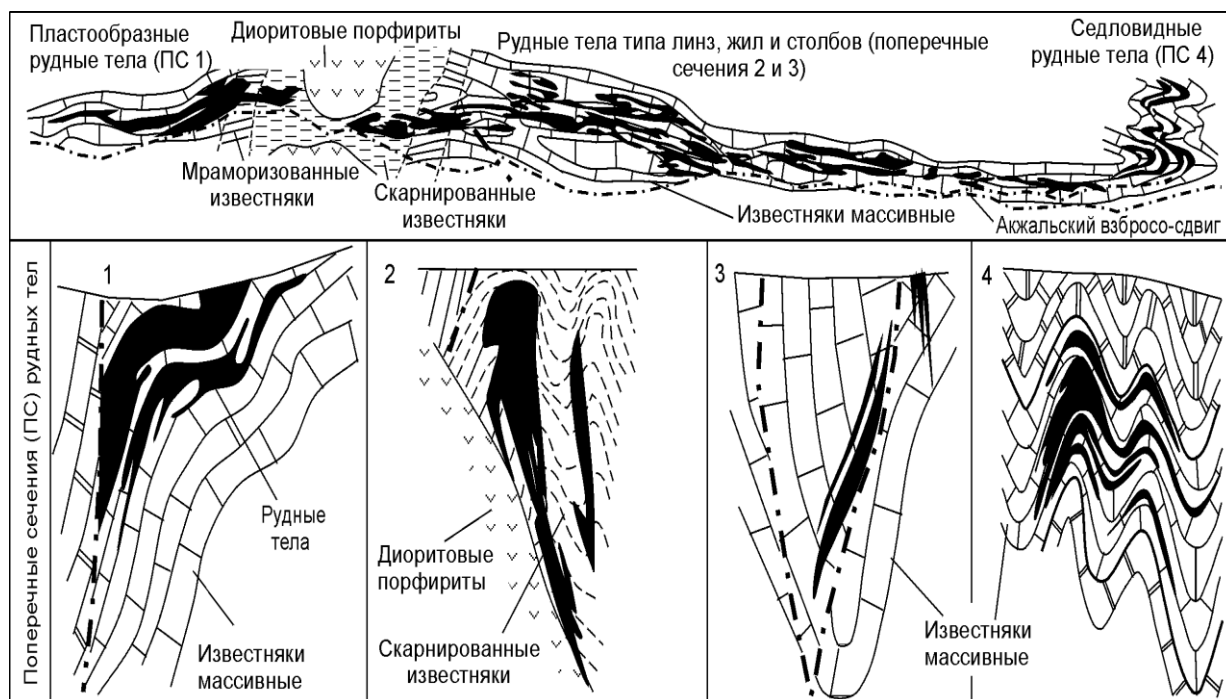


Рис. 2.21. Схематический геологический план и геологические разрезы месторождения Акжал [В.В.Колесников, 1959 г.]

Рудные тела имеют пластообразную (западный фланг), линзовидную (в центральной части) и седловидную (восточный фланг) формы. Они группируются в близширотную согласную с залеганием пород залежь, прослеженную на несколько километров и не выходящую за пределы массивных известняков (рис. 2.21).

Акжал относится к типу малоглубинных свинцово-цинковых месторождений с преимущественным развитием массивных руд, локализованных среди карбонатных пород в тектонических ослабленных зонах. Оно отличается от месторождений в карбонатных породах хр. Каратау, которые имеют прожилково-вкрапленный карбонатно-барит-сульфидный характер оруденения. Оруденение на Акжале считалось гидротермально-метасоматическим, его формированием связывали телами малых интрузий [Колесников, 1991]. Г.Б.Паталаха [1975] показала, что диоритовые порфириды являются пострудными. Они рвут, метаморфизуют и перекристаллизуют руды постмагматическими растворами даже на значительном удалении от интрузий. Формирование руд произошло в три этапа (табл. 2.4). В первый этап отложились

галенит-сфалеритовые руды, которые имеют преимущественно массивное колломорфное строение. Сфалерит в них представлен тонкозернистым метаколлоидным клейофаном, тесно срастающимся с кальцитом и баритом. Во вмещающих известняках отсутствуют признаки гидротермального преобразования. Отмечается только их перекристаллизация в непосредственном контакте с рудами. Обломки известняков распространены внутри массивных руд, где они деформованы и перекристаллизованы (рис. 2.22, 1-4). Во второй этап проявилось динамометаморфическое преобразования руд – возникли прожилки альпийского типа. Третий этап связан с внедрением малых интрузий и проявлением постмагматических гидротермальных растворов, которые сопровождалась частичным привнесом железа и других рудных элементов. Известняки в контакте с интрузивными телами интенсивно мраморизованы и скарнированы. Руды первого этапа претерпели вначале контактовый термальный, а затем гидротермальный метаморфизм под воздействием постмагматических растворов - перекристаллизация и частичная перегруппировка рудного вещества (рис. 2.22, 5-7).

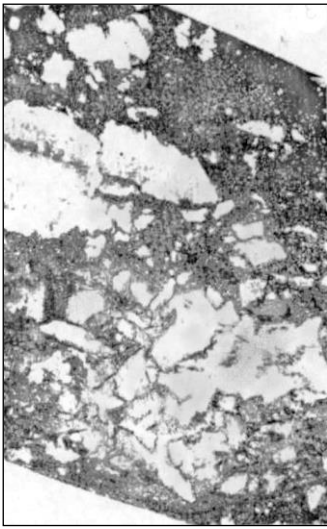
Таблица 2.4. Минеральный состав руд Ажкала [по Г.Б.Паталахе, 1975]

Этапы	Минералы
Отложение руд	Рудные: сфалерит (клеюфан), галенит, пирит, геокронит, буланжерит, пираргирит, стефанит, полибазит, фрейбергит, герсдорфит, фаматинит, аргентит, дискразит, самородное серебро, гессит (?). Нерудные: кальцит, барит, кварц, доломит, гипс
Образование кальцит-сульфидных прожилков и гнезд	Рудные: сфалерит, пирит, галенит, блеклая руда, халькопирит. Нерудные: кальцит, доломит, кварц, барит
Контактовый и гидротермальный метаморфизм руд	Рудные: сфалерит темноокрашенный, пирит, галенит, арсенопирит, халькопирит, , пирротин, сульфотеллурантимонит серебра, электрум. Нерудные: кальцит, барит, кварц, доломит, волластонит, таумасит, андрадит, гроссуляр, флюорит, датолит, эпидот, диопсид и другие

Выделено несколько минеральных ассоциаций, различающихся по составу и строению. Для более удобной систематизации полученного материала каждая из них обозначена римскими цифрами, под которыми они описаны в тексте, а также показаны в таблице 2.5 и на рисунках. Приведем перечень этих ассоциаций в последовательности, в которой они возникли: *I* - массивные колломорфные (комковатые) галенит-сфалеритовые (клеюфановые) руды; *II* - массивные тонкокристаллические галенит-сфалеритовые руды; *III* - прожилки и гнезда кальцита с вкраплениями галенита и сфалерита внутри массивных руд; *IV* - крупно- (*IVa*) и среднекристаллические (*IVб*) массивные галенит-сфалеритовые (марматитовые) руды вблизи интрузии гранодиоритовых порфириров; *V* - прожилки и гнезда пирита внутри и вблизи интрузии гранодиоритов; *VI* - мелко- (*VIa*) и среднекристаллические (*VIб*) галенит-сфалеритовые руды, развитые по всему месторождению; *VII* - крупнокристаллические сфалеритовые (клеюфановые) руды (участок Каскайгыр).

Флюидные включения изучены во всех типах минеральных и структурных разновидностей руд - 50 образцов, из них в 27 образцах определен химический состав растворов во включениях.

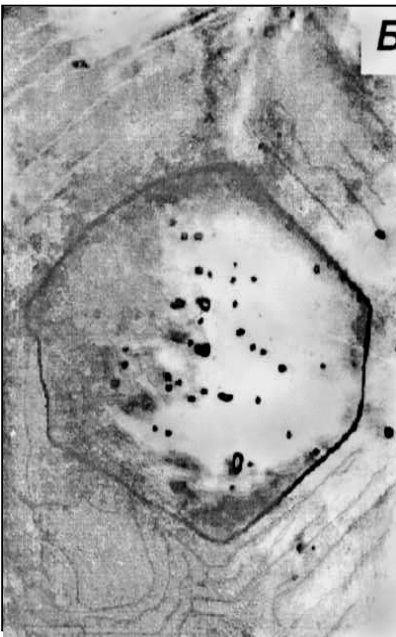
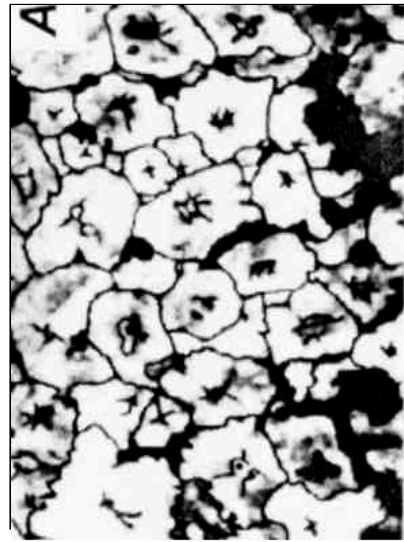
Во всех разновидностях минеральных агрегатов флюидные включения распространены широко, размеры их чаще 1-3 мкм. В прозрачном сфалерите колломорфных, тонко-, мелко- и среднекристаллических рудных агрегатов (*I*, *II*, *VI* минеральные ассоциации) присутствуют довольно однообразные кристаллофлюидные включения, состоящие из твердых солевых фаз, иногда в преобладающем количестве, водного раствора и жидкого CO<sub>2</sub> (рис. 2.23, А). В начале наблюдений в жидком CO<sub>2</sub> имеется газовый пузырек, который быстро гомогенизируется за счет нагрева от осветителя. В сфалерите и кальците из поздних прожилков и гнезд (*III* ас-



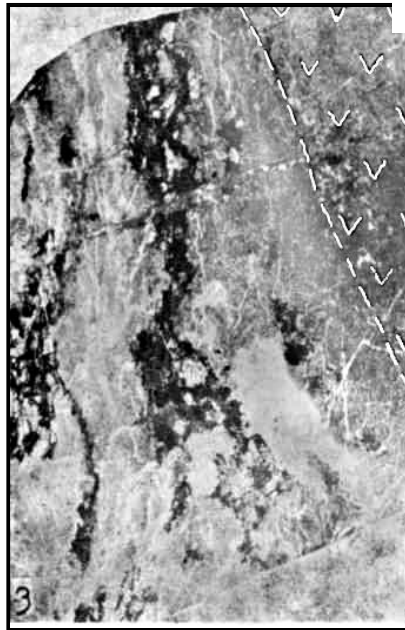
1



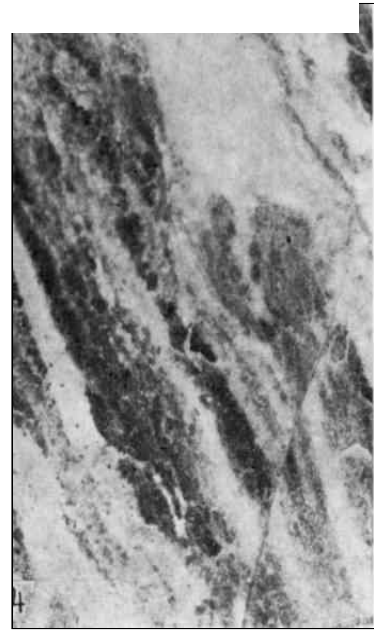
2



4



5



6



Рис. 2.22. Строение минеральных агрегатов руд Акжала [по Г.Б.Паталахе, 1975 г.]: 1-4 – I и II минеральные ассоциации: 1 - сплошная галенит-сфалеритовая руда пересыщена обломками рудовмещающих перекристаллизованных известняков (светлое), натур. вел.; 2 - сплошная галенит-сфалеритовая руда колломорфной текстуры; темные участки обогащены галенитом, светлое – сфалерит; натур. вел.; 3 - слабопрозрачный розетковидный сфалерит (светлое) и колломарфной галенит (черное), участок сплошной галенит-сфалеритовой руды, проходящий свет, ув. 300; 4 - строение сфалеритовой розетки: кристаллический зародыш в центральной части обрастает по периферии зонками колломорфного сфалерита; видны контуры флюидных включений, проходящий свет, ув. около 1000; 5-7 – IV минеральная ассоциация; 5 и 6 - сплошная метаморфическая полосчатая галенит-сфалеритовая руда: чередование полосок галенита (черное) и сфалерита с кальцитом и баритом (серое и белое), на фото 5 справа показан контакт руды с диоритовым порфиритом, ум. 2; 7 - кристаллический сдвойникованный сфалерит (марматит), возникший при контактовом метаморфизме колломорфного клейофана; ув. 240

Таблица 2.5. Типы минеральных образований месторождения Акжал [по Г.Б. Паталахе, 1975 г.]  
и физико-химические параметры их образования

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализ ов	Химический состав растворов	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta\text{pH}$	$\Delta\text{E}$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
I. Массивные колломорфные (комковатые) галенит-сфалеритовые (клеюфановые) руды	450-440	5	$\text{H}_2\text{O}^{27}\text{H}_2\text{S}^7\text{CO}_2^{12}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2)^3 \text{M}^{51} \frac{\text{Cl}^{50}\text{SO}_4^{34}\text{CO}_3^{14}}{\text{Na}^{63}\text{Ca}^{13}\text{K}^9\text{Mg}^9\text{NH}_4^6}$	1.3-9.0 (4.2)	1.0-3.7 (2.2)		-0.002	1.0-3.3 (2.2)
II. Массивные тонкокристаллические галенит-сфалеритовые (клеюфановые) руды	410-360	5	$\text{H}_2\text{O}^{31}\text{H}_2\text{S}^{13}\text{CO}_2^{26}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^5 \text{M}^{35} \frac{\text{SO}_4^{39}\text{Cl}^{31}\text{CO}_3^{29}}{\text{Na}^{52}\text{Ca}^{18}\text{NH}_4^{13}\text{K}^{10}\text{Mg}^7}$	2.4-10.4 (4,7)	0.2-1.5 (0.8)		-0.015	0.6-3.1 (1.5)
III. Прожилки и гнезда кальцита с вкраплениями сульфидов	320-260	2	$\text{H}_2\text{O}^{68}\text{H}_2\text{S}^5\text{CO}_2^5(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2)^2 \text{M}^{20} \frac{\text{CO}_3^{70}\text{SO}_4^{24}\text{Cl}^5}{\text{Ca}^{39}\text{Na}^{34}\text{Mg}^{12}\text{NH}_4^8\text{K}^7}$	0.7-1.7 (1.2)	0.5-1.1 (0.8)	2.5-2.3 (+2.2)	-0.010	9.5-21.6 (15.6)
IV. Крупно- (IVa) и среднекристаллические (IVб) галенит-сфалеритовые (марматитовые) руды вблизи контакта с интрузией гранодиоритов	540-460	a-2	$\text{H}_2\text{O}^{31}\text{H}_2\text{S}^9\text{CO}_2^5(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^5 \text{M}^{50} \frac{\text{SO}_4^{73}\text{CO}_3^{27}\text{Cl}^9}{\text{Ca}^{64}\text{Na}^{25}\text{Mg}^8}$	1.0-2.2 (1.6)	2.5-3.6 (3.2)		-0.003	5.3-6.7 (6.0)
	520-510	б-2	$\text{H}_2\text{O}^9 \text{H}_2\text{S}^{12}\text{CO}_2^9(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^7 \text{M}^{63} \frac{\text{SO}_4^{53}\text{Cl}^{35}\text{F}^7\text{CO}_3^5}{\text{Na}^{65}\text{Ca}^{19}\text{K}^{11}\text{Mg}^8}$	4.1-17.8 (11)	2.5-3.1 (2.8)		-0.005	0.7-1.1 (0.9)
V. Прожилки и гнезда пирита	550-500	1	$\text{H}_2\text{O}^{65}\text{H}_2\text{S}^{19}\text{CO}_2^6(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^5 \text{M}^5 \frac{\text{Cl}^{71}\text{CO}_3^{17}\text{SO}_4^{10}}{\text{Na}^{35}\text{NH}_4^{27}\text{Mg}^{25}\text{Ca}^{16}}$	12.8	0.02		-0.027	9.0
VI. Мелко- (VIa) и среднекристаллические (VIб) галенит-сфалеритовые руды, развитые по всему месторождению на удалении от интрузии гранодиоритов	530-520	a-4	$\text{H}_2\text{O}^{35}\text{H}_2\text{S}^{11}\text{CO}_2^8(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2)^3 \text{M}^{43} \frac{\text{Cl}^{35}\text{CO}_3^{34}\text{SO}_4^{21}}{\text{Na}^{56}\text{K}^{17}\text{Ca}^{15}\text{NH}_4^9}$	0.6-2.5 (1.4)	0.4-1.5 (0.8)		-0.012	3.0-4.9 (4.2)
	480-450	б-5	$\text{H}_2\text{O}^{40}\text{H}_2\text{S}^{12}\text{CO}_2^{14}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2)^4 \text{M}^{30} \frac{\text{CO}_3^{48}\text{SO}_4^{31} \text{Cl}^{19}}{\text{Na}^{70}\text{K}^{10}\text{NH}_4^9\text{Ca}^7}$	1.3-3.0 (1.9)	0.4-1.1 (0.6)		-0.020	2.6-3.4 (3.0)
VII. Крупнокристаллические галенит-сфалеритовые (клеюфановые) руды	260-230	1	$\text{H}_2\text{O}^{62}\text{CO}_2^{28}(\text{H}_2\text{S}, \text{NH}_3, \text{H}_2)^3 \text{M}^7 \frac{\text{CO}_3^{75}\text{SO}_4^{22}}{\text{Na}^{54}\text{Ca}^{16}\text{K}^{15}\text{Mg}^{15}}$	10.1	0.7	+0.9	-0.013	2.2

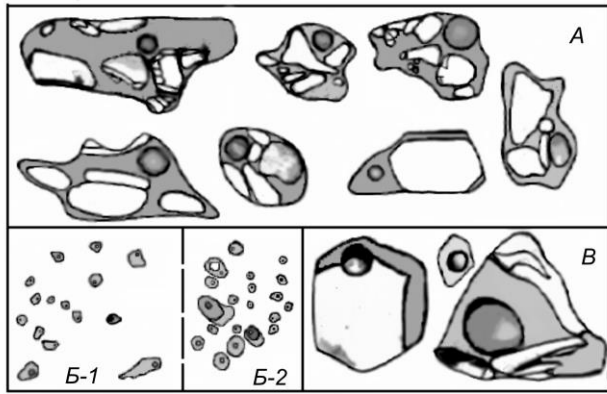


Рис. 2.23. Разновидности флюидных включений в минералах Акжата: А - кристаллофлюидные (твердая фаза + водный раствор + жидкий  $\text{CO}_2$ ) включения в сфалерите колломорфных, тонко-, мелко- и среднезернистых руд (I, II, VI минеральные ассоциации); Б - газожидкие и углекислотно-водные включения в сфалерите (1) и кальците (2) пострудных прожилков и гнезд (III минеральная ассоциация); В - существенно углекислотно-водные с твердыми фазами включения в средне- и крупнокристаллическом прозрачном сфалерите (VI, VII минеральные ассоциации)

других ассоциаций. На основании обработки этих данных построен сводный график частот встречаемости температур вакуумной декрепитации (рис. 2.24).

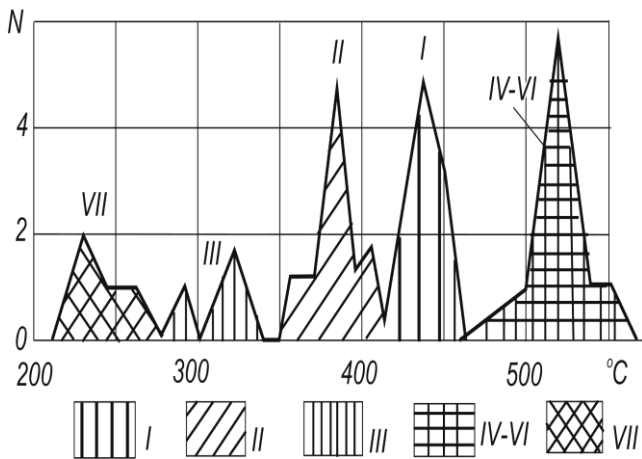


Рис. 2.24. Частоты встречаемости (N) температур вакуумной декрепитации включений в минералах Акжала: I - колломорфные галенит-сфалеритовые руды - преобладают температуры 450-430°C; II - тонкокристаллические галенит-сфалеритовые руды - 410-390°C; III - пострудные кальцитовые прожилки - 320-280°C; IV - крупно- и среднекристаллические галенит-сфалеритовые руды (контактово-метаморфизованные) - 540-460°C; V-VII - минеральные образования, возникшие с участием постмагматических растворов: V - прожилки и гнезда пирита - 550-500°C; VI - мелко- и среднекристаллические галенит-сфалеритовые обособления - 530-460°C; VII - крупнокристаллический сфалерит на значительном удалении от интрузий (участок Каскайгыр) - 260-230°C

I минеральная ассоциация представлена массивными галенит-сфалеритовыми агрегатами колломорфного (комковатого) строения (рис. 2.22, 1-2). Сфалерит (клеюфан) в проходящем свете имеет розетковидное строение (рис. 2.22, 3). При больших увеличениях видно, что центральные части розеток состоят из прозрачного кристаллика сфалерита зонального строения (рис. 2.22, 4). Он, вероятно, представлял зародыш кристалла, на который нарастал криптокристаллический сфалерит. Галенит имеет тоже колломорфное строение и развит преимущественно в интерстициях сфалеритовых розеток. Флюидные включения удается наблюдать в довольно большом количестве в центральных частях кристаллического сфалерита. Они кристаллофлюидные (рис. 2.23, А). Температуры их декрепитации составили 450-440°C (рис. 2.24, I). Раствор во включениях высококонцентрированный - суммарное содержание солей около 50%, среди которых преобладают сульфаты и галогениды Na (табл. 2.5, рис. 2.25, I). По составу летучих флюид сероводородно-углекислотно-водный, мас. %:  $\text{H}_2\text{O}$  - 27,  $\text{CO}_2$  - 12,

поздних прожилков и гнезд (III ассоциация) присутствуют газожидкие и реже углекислотно-водные включения (рис. 2.23, Б). В средне- и крупнокристаллических сфалеритах (клеюфанах, VI, VII ассоциации) включения достигают 10 мкм, преимущественно углекислотно-водные (с жидким и газообразным  $\text{CO}_2$ ), иногда с твердыми солевыми фазами (рис. 2.23, В).

При подготовке проб для исследований из образцов выделяли какую-либо одну ведущую разновидность руд. В ней в том или ином количестве присутствовали другие минеральные агрегаты, которые механическим путем отделить не удается. Поэтому на кривых вакуумной декрепитации обычно несколько пиков. Основной пик отвечал температуре вскрытия включений в минералах ведущей разновидности руд, а один-два мелких обусловлены примесью

$H_2S$  - 7, прочие газы ( $CO$ ,  $NH_3$ ,  $H_2$ ) - 3. Сульфиды отлагались в переходных условиях от восстановительной среды к окислительной ( $\Delta E$  в среднем  $-0,002$ ; табл. 2.5). Эта разновидность галенит-сфалеритовых руд возникла в период первого этапа эндогенного рудоотложения при довольно высоких температурах в результате быстрой раскристаллизации высококонцентрированных флюидов типа растворов-расплавов. Это и обусловило крипнокристаллическое (колломорфное) строение рудных агрегатов.

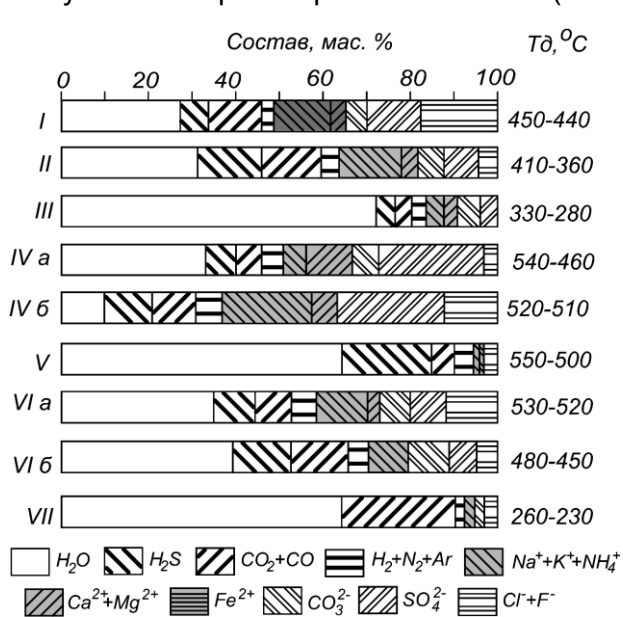


Рис. 2.25. Состав растворов во включениях минеральных образований Акжала (обозначения римских цифр см. в табл. 2.5 и на рис. 2.24);  $T_d$  - температура вакуумной декрепитации

автометаморфической переработки исходных колломорфных руд. При воздействии растворов, которые освобождались при их отложении, а также поровых и трещинных вод вмещающих известняков, руды подвергались частичной перекристаллизации. В пользу этого свидетельствуют постепенные переходы от колломорфных руд к тонкокристаллическим, более низкие температуры их образования, обогащение остаточных растворов летучими, появление в их составе карбоната  $Ca$ , (заимствование из рудовмещающих известняков). Среда преобразования руд была восстановительной ( $\Delta E$  изменялось от  $-0,005$  до  $-0,003$ ).

III ассоциация - тонкие прожилки и мелкие гнезда кальцита со сфалеритом и галенитом среди двух предыдущих ассоциаций. Включения в них газожидкие и углекислотно-водные, температура их вскрытия  $320-230^\circ C$ . В растворах летучие составляют 80% (вода - 68%). Солевые компоненты представлены карбонатами и сульфатами  $Ca$  и  $Na$  (рис. 2.25, III, табл. 2.5). Это остаточными растворами в еще большей степени обогащенными водой и компонентами известняков (рис. 2.26). При их циркуляции в тонких трещинках переотлагали рудные минералы, формировали мелкие гнезда и прожилки кальцита с вкраплениями галенита и сфалерита.

IV минеральная ассоциация представлена массивными крупнокристаллическими галенит-сфалеритовыми агрегатами (IVa), развитыми в непосредственной близости и в виде ксенолитов внутри интрузии диоритовых порфиров. В них распространен бурый грубо двойникованный железистый сфалерит - марматит (рис. 2.22, 5-7). Галенит дает обособленные скопления с кубической формой кристаллов. С удалением от интрузии рудные агрегаты постепенно переходят в среднекристаллические (IVб). Температура вакуумной декрепитации включений в крупнокристаллических агрегатах изменяется от  $540$  до  $460^\circ C$  (рис. 2.24). Концентрации солей в растворах около 50%, представлены сульфатами и карбонатами  $Ca$  и  $Na$  (рис. 2.25, IVa). Среди летучих преобладает вода - около 30%, повышена роль  $H_2S$  и  $CO_2$ . В среднекристаллических рудах температуры

II минеральная ассоциация представлена массивными галенит-сфалеритовыми рудами тонкокристаллического строения с прозрачным сфалеритом (клеюфаном) и галенитом чаще колломорфного строения. Они присутствуют в тесном сростании с предыдущей минеральной ассоциацией. Под микроскопом удается наблюдать постепенные переходы между ними. Температура вакуумной декрепитации включений в тонкокристаллических минералах ниже, чем в колломорфных, - от  $410$  до  $360^\circ C$ , в большинстве образцов  $390^\circ C$ . Растворы в них менее концентрированные - содержат в среднем 35% солей, среди которых наряду с галогенидами и сульфатами  $Na$  развит карбонат  $Ca$ . Летучие присутствуют в количестве 65%, состав их, по-прежнему, сероводородно-углекислотно-водный.

Образование тонкокристаллических агрегатов можно объяснить как результат

вскрытия включений несколько ниже - 520-510°C. Концентрации солей более высокие – 63%, преобладают, по-прежнему, сульфаты и карбонаты *Na* и *Ca*. Среди летучих близкие соотношения  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ . Из тройных диаграмм видно, что растворы этой разновидности руд характеризуются наиболее высокими концентрациями сульфата *Ca* (рис. 2.26).

Возникли эти руды путем перекристаллизации массивных колломорфных и тонкокристаллических руд в результате прогрева в период внедрения магматических расплавов, из которых кристаллизовались диоритовые порфириты (прогрессивный контактовый метаморфизм). На это указывают резко возросшие температуры, крупно- и среднекристаллическое строение минеральных агрегатов и своеобразие химического состава флюидов. При прогреве произошла резкая активизация поровых растворов, обладающих высокой концентрацией солей. При перекристаллизации в близповерхностных условиях сульфиды подвергались частичному окислению с образованием серной кислоты, которая, реагируя с окружающими карбонатными породами, обогащала остаточные флюиды  $H_2S$ ,  $CO_2$ , карбонатами и сульфатами *Ca*. Резкие колебания соотношений химических компонентов флюидов во включениях свидетельствуют о неоднородности поровых растворов. В этот период было подвижно железо (привнесено при внедрении магм). В результате сфалерит приобрел темно-бурую окраску. Обстановка была переходной от восстановительной к окислительной ( $\Delta E$  изменялось от -0,005 до -0,003; табл. 2.5).

*V* минеральная ассоциация представлена прожилками среднекристаллического пирита, которые распространены внутри интрузии диоритовых порфиритов, в скарнированных известняках и крупнокристаллических галенит-сфалеритовых рудах. Температуры вакуумной декрепитации включений в них составили 550–500°C, флюид сероводородно-водный (65%  $H_2O$  и 19%  $H_2S$ ) при очень низкой концентрации солей - 5% (хлориды *Na*,  $NH_4$ , *Mg* и *Ca*). Образовался пирит при участии постмагматических растворов, химический состав которых резко отличался от флюидов, сформировавших предыдущие минеральные ассоциации.

*VI* минеральная ассоциация представлена мелко- (*VIa*) и среднекристаллическими (*VIb*) массивными галенит-сфалеритовыми агрегатами, распространенными по всей рудной залежи в виде неправильных обособлений в деформированных участках. Сфалерит в них прозрачный (клеюфан), сдвойникован, галенит имеет кристаллическое кубическое строение. В ассоциации *IVa* температура вакуумной декрепитации включений 530-520°C (рис. 2.24). Растворы в них имеют повышенные концентрации солей - в среднем 43%, хлориды, карбонаты и сульфаты *Na*, *K*, *Ca*,  $NH_4$  (рис. 2.25, табл. 2.5). Среднекристаллические руды имеют более низкую температуру декрепитации включений - 480-450°C, и более низкую концентрацию солей - около 30% (карбонаты, сульфаты и хлориды *Na* при повышенной роли *K*,  $NH_4$  и *Ca*). Состав летучих компонентов в обоих случаях близок, мас. %:  $H_2O$  - 35 и 40;  $H_2S$  - 11 и 12,  $CO_2$  - 8 и 14. Эти флюиды, с одной стороны, близки к постмагматическим гидротермальным растворам, отложившим пиритовые прожилка (высокие содержания  $H_2S$ ,  $CO_2$ , постоянное присутствие  $NH_3$ ), с другой - к поровым растворам (повышенная роль сульфатов и карбонатов). Наиболее вероятно, образовалась эта ассоциация при перекристаллизации массивных руд первого этапа под воздействием постмагматических гидротермальных растворов. Они просачивались по системам трещин и, охлаждаясь, довольно интенсивно меняли свой исходный состав, реагируя с известняками и рудами, а также смешиваясь с поровыми растворами (регрессивный контактово-гидротермальный метаморфизм). Он протекал в восстановительной среде ( $\Delta E$  от -0,027 до -0,012).

*VII* минеральная ассоциация представлена крупнокристаллическими сфалеритовыми (клеюфановым) рудами. Им присуща низкая температура декрепитации включений - 260-230°C. Состав растворов в них углекислотно-водный ( $H_2O$  – 62%,  $CO_2$  – 28%). Концентрации солей низкие - 7%, развиты карбонаты и сульфаты *Na* при сравнительно близких содержаниях *K*, *Ca* и *Mg* (рис. 2.25; табл. 2.5).

Подобный состав не характерен для эндогенных флюидов. Вероятно, эта минеральная разновидность возникла при участии постмагматических растворов в местах локального переотложения массивных руд первого этапа.

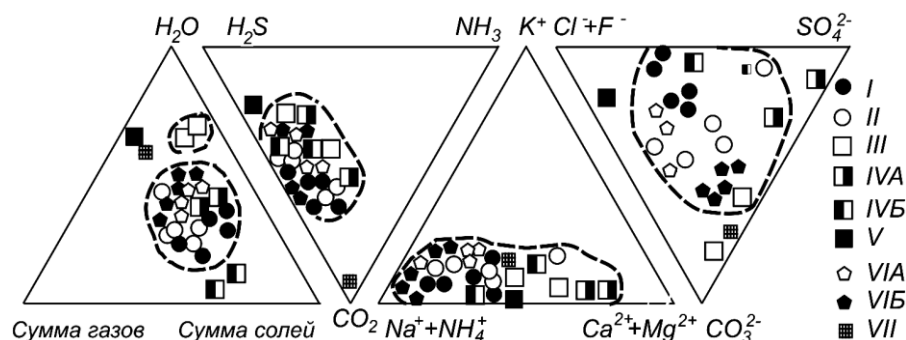


Рис. 2.26. Соотношение  $H_2O$  – сумма солей – сумма газов и компонентов химического состава растворов во включениях различных минеральных образований месторождения Акжал: I - колломорфные галенит-сфалеритовые руды - преобладают температуры 450-430°C; II - тонкокристаллические галенит-сфалеритовые руды - 410-390°C; III - пострудные кальцитовые прожилки - 320-280°C; IV - крупно- и среднекристаллические галенит-сфалеритовые руды контактово-метаморфизованные - 540-460°C; V-VII – минеральные образования, возникшие с участием постмагматических растворов: V – прожилки и гнезда пирита - 550-500°C; VI - мелко- (А) и среднекристаллические (Б) галенит-сфалеритовые обособления - 530—460°C; VII - крупнокристаллический сфалерит (участок Каскайгыр) - 260-230°C

Полученные материал подтверждают представление Г.Б.Паталахи [1975] о том, что руды сформировались в один эндогенный рудных этап. Они имеют галенит-сфалеритовый состав, массивное колломорфное строение, возникли при внедрении и быстрой раскристаллизации высокотемпературных - 450-440°C, высококонцентрированных флюидов типа растворов-расплавов. Далее руды (I ассоциация) претерпели сложную историю преобразований. В период остывания руд при участии остаточных растворов вначале возникли массивные мелкокристаллические агрегаты при 410-360°C (II ассоциация), а затем тонкие прожилки и мелкие гнезда кальцита со сфалеритом и галенитом при 320-230°C (III ассоциация). Этот процесс по своей природе близок к автометаморфизму. Внедрение малых интрузивных тел диоритовых порфириров, привело к высокотемпературному – 540-460°C, контактовому метаморфизму руд (IV ассоциация) при активизации поровых растворов, а затем воздействию постмагматических гидротермальных растворов в интервале температур 550-230°C (V-VII минеральные ассоциации). Как видно из рис. 2.26, это создало большое разнообразие в составе флюидов, которые закономерно изменялись при проявлении того или иного процесса (рис. 2.26).

Судить об источнике рудообразующих флюидов на основе химического состава включений можно только для I минеральной ассоциации. Как видно из табл. 2.5, в них очень мало воды – 21%, высокое содержание солей - 51%, хлориды и сульфаты Na, K и  $NH_4$ ; отношение  $H_2O/CO_2+CO$  изменяется от 1 до 3,3. Все эти параметры присущи, флюидам мантийных магм (см. табл. 1.15). Их производными были не только руды, но и тела диоритовых порфириров. В целом это согласуется с локализацией Акжала в вытянутых подвижных зонах, ограниченных разломами.

Данные по стабильным изотопам оказались неожиданными [Сыромятников и др., 1978]. Модельный возраст рудного свинца составил около 230 млн. лет, существенно моложе свинца рудовмещающих пород. Исследователи пришли к заключению о мезозойском возрасте руд месторождения. Мезозойский возраст был получен также и для других полиметаллических месторождений северного Прибалхашья, что противоречит геологическим данным Аномалия в изотопах свинца, видимо, не связана с геологическим возрастом оруденения, а обусловлена геохимическими особенностями региона, так как присуща только ему. Сера сульфидов Акжала и подобных ему рудных объектов обогащена легким изотопом, что принято рассматривать как ее заимствование



при рудоотложении из осадочных пород, прошедших биогенный цикл. Это тоже не увязывается с геологическим материалом.

## ВЫВОДЫ

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в тектонических зонах среди карбонатных пород в Центральном Казахстане. Типичным представителем является Акжал. *Месторождение локализовано* среди карбонатных пород в линейно вытянутой подвижной зоне глубинного заложения, ограниченной тектоническими разломами. Рудные тела сложены *массивными рудами*, имеют пластообразную, линзовидную и седловидную формы, залегают согласно с вмещающими породами. Породы и руды прорваны малыми интрузиями диоритовые порфириты. В приконтактной зоне породы мраморизованы, ороговикованы и скарнированы, руды метаморфизованы и перекристаллизованы.

Галенит-сфалеритовые (клеюфановые) руды возникли в один рудный этап. Отложение их происходило при 450-440°C из маловодных флюидов типа раствора-расплава, мас. %:  $H_2O$  - 27, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ) - 20, соли (галогениды и сульфаты  $Na$ ,  $K$ ,  $NH_4$ ) - 51. Внедрение и быстрая раскристаллизация этого пересыщенного рудными компонентами вязкого флюида обусловило колломорфный (криптокристаллический) облик рудных агрегатов, обилие в рудах подвешенных обломков вмещающих пород, отсутствие признаков гидротермального преобразования вмещающих известняков. С понижением температуры возникшие руды подвергались частичной перекристаллизации - при 410-360°C, с образованием тонкокристаллических агрегатов, а затем и частичному переотложению - при 410-260°C, с образованием поздних прожилков и гнезд кальцита с вкраплениями сульфидов. В этих процессах участвовали остаточные растворы. По мере понижения температуры в них возрастало количество воды – от 31 до 70%, снижалось количество солей – с 35 до 20% (в их составе стали преобладать компоненты вмещающих пород и поровых растворов).

При внедрении малых интрузий вблизи контакта руды превращены в крупно- и среднекристаллические галенит-сфалеритовые (марматитовые) агрегаты. Преобразования проходили при 540-480°C при мобилизации поровых растворов, мас. %:  $H_2O$  - 9-31, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ) - 19-28, соли (сульфаты, карбонаты и галогениды  $Ca$ ,  $Na$ ) - 50-83. Дальнейшие преобразования руд связаны с перекристаллизацией под воздействием постмагматических растворов, которые вдоль тектонических нарушений наблюдается на значительном удалении от интрузивных тел. В тектонических зонах возникли мелко- и среднекристаллические галенит-сфалеритовые (клеюфановые) агрегаты. В зависимости от удаленности от интрузии, температура снижалась от 530 до 230°C. Перекристаллизация проходила при участии газо-водных растворов. По мере понижения температуры количество воды в них возрастало с 35 до 62%, содержание солей снижалось с 43 до 7%. В этом же направлении менялся и солевой состав. При высоких температурах в нем преобладали компоненты постмагматических растворов - галогениды  $Na$  и  $K$ . С понижением температуры постепенно в них стали преобладать карбонаты и сульфаты  $Ca$  и  $Mg$  – компоненты поровых растворов и вмещающих пород.

Вероятным источником рудного вещества могли быть флюиды мантийных магм. Их производными были не только руды, но и тела диоритовых порфиритов. Это согласуется с локализацией Акжала и других подобных ему рудных объектов в линейно вытянутых подвижных зонах, ограниченных тектоническими разломами.

## СТРАТИФОРМНЫЕ МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ (Центральный Казахстан – Жезказган)

За привычным названием этого типа месторождений - «медистые песчаники», прочно закрепилось представление об их осадочном генезисе. Однако это далеко не так. На происхождение руд Жезказгана были высказаны практически все возможные точки зрения, которые существуют на генезис сульфидного оруденения: сингенетично-осадочное, эксгальционно-осадочное, гидротермально-осадочное, гидрогенно-диагенетическое, инфильтрационно-гидротермальное, вадозно-гидротермальное, гидрогенно-эпигенетическое, гидротермальное, высокотемпературное гидротермально-метасоматическое, образование из высококонцентрированных сульфидно-солевых растворов-расплавов и, наконец, из высокотемпературных сульфидных расплавов. Так что вопрос о происхождении руд месторождений этого типа до сих пор остается дискуссионным.

Жезказганское рудное поле расположено в герцинской орогенной молассовой впадине, приурочено непосредственно к месту пересечения трех крупных региональных разломов глубинного заложения – Восточно-Улутауского, Теректинского и Едыгейского (рис. 2.27). Оно тяготеет также к узлу сочленения трех крупных складчатых структур – антиклиналей и синклиналей, оси которых полого погружаются в южном направлении и сходятся в районе месторождения. Центральное рудное поле расположено в замковой части Кенгирской антиклинали, в области ее юго-западного погружения. Здесь породы осложнены вторичной складчатостью – куполами, депрессиями, флексуобразными перегибами пластов. Выделено три локальных купольных структуры - Покровский, Крестовский и Анненский купола, которые осложнены трещинной тектоникой.

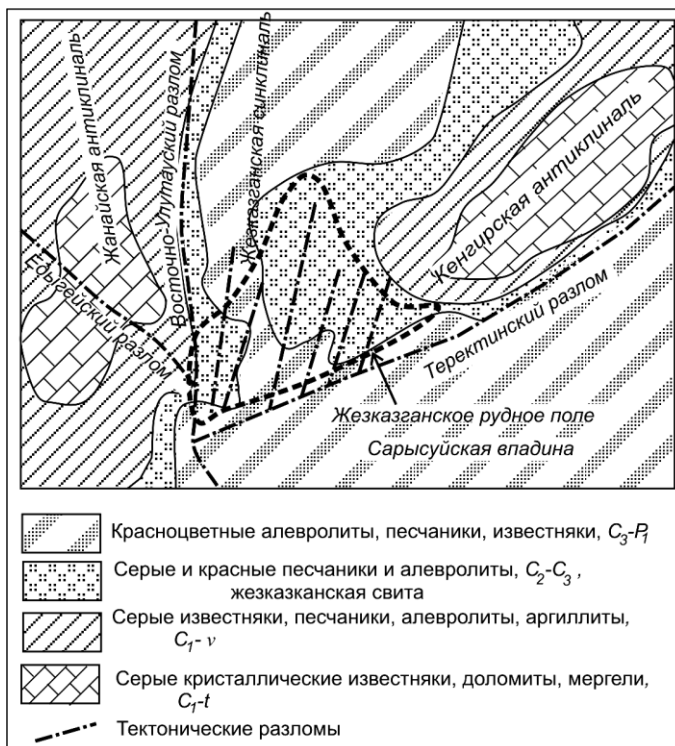


Рис. 2.27 Схема геолого-тектонического положения Жезказганского рудного поля [по К.И.Сатпаеву, Ю.А.Зайцеву и др.; Нуралин, 1978]

Жезказганская рудоносная толща на разделена на три подсвиты – нижнюю, среднюю и верхнюю (рис. 2.28). Нижняя подсвита, имеющая более кремнистый состав рудовмещающих песчаников, объединяет рудоносные горизонты 1 и 2; отделяется от средней подсвиты пластом красноцветных алевро-литов со слоем окремненных известняков. В средней под-свите минерализация приуро-чена к конгломератам и грубозернистым песчаникам; она объединяет рудоносные горизон-ты 3, 4, 5 и 6. Верхняя подсвита характеризуется более известковистым составом цемента серых рудовмещающих песчани-ков; в нее входят рудоносные горизонты 7, 8 и 9. Руды локализованы в 27 рудных залежах или ярусах, которые имеют мощность от 1,5 до 27 м и прослеживаются в виде широких лент на многие километры. Наиболее богатое оруденение контролируется тектоническими структурами. Оно

тяготеет к куполам, сжатым синклиналям и сопряженным флексурным перегибам, а также к внутрипластовым нарушениям и зонам трещиноватости. Наряду с согласными, широко развиты секущие рудные тела – жилы массивных сульфидов. Они пересекают

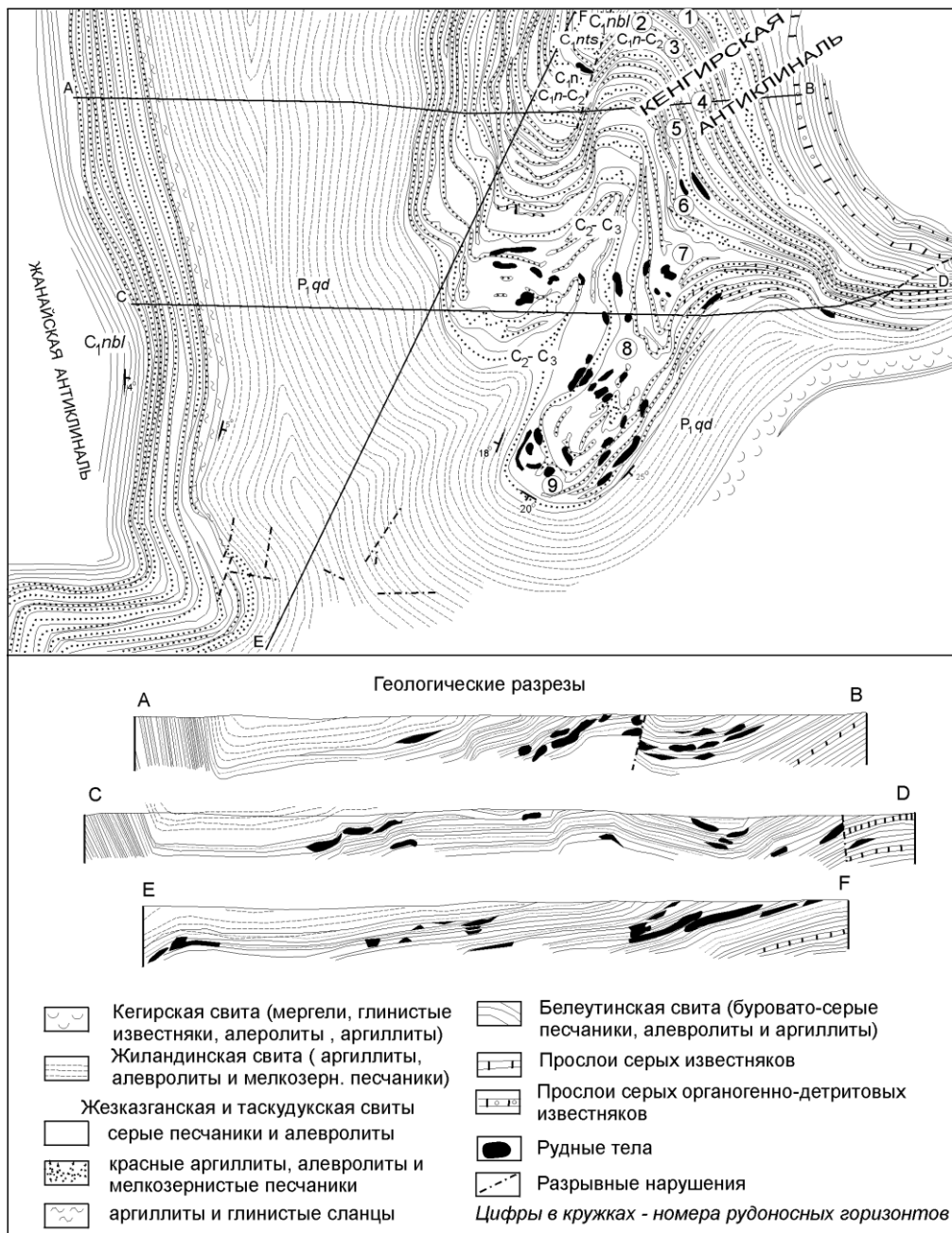


Рис. 2.28. Геологическая карта и геологические разрезы Центрального рудного поля Жезказганского месторождения [по К.И.Сатпаеву, Ю.А.Зайцеву и др.; М.К.Сатпаева, 1985а]

безрудные прослои и соединяют стратиформные рудные залежи между собой.

По Т.А.Сатпаевой [1958] и М.К.Сатпаевой [1985], рудные минералы представлены халькопиритом, халькозином, борнитом, блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом, альгодонитом, смальтином, саффоритом, бетехтенитом, джезказганитом, шромейеритом, аргентитом и многими другими. Среди жильных минералов развиты кварц, кальцит, барит, арагонит. Месторождение Жезказган уникально не только в отношении меди. Оно является крупным поставщиком свинца, серебра и рения. В рудах также содержатся цинк, молибден, кобальт, никель, кадмий, осмий.

Рудоотложение в песчаниках происходило в два этапа (в скобках римскими цифрами обозначены минеральные ассоциации, под которыми они приведены в тексте, на рисунках и в таблицах). В I этапе сформировались халькозиновые и галенит-халькозиновые руды (I ассоциация; рис. 2.29, 1-6). Они сосредоточены преимущественно на нижних - 1 и 2 горизонтах, и верхнем 9 горизонте (галенитовая залежь). Руды II этапа борнитовые и халькопирит-борнитовые (II ассоциация). В чистом виде они сосредоточены в средней

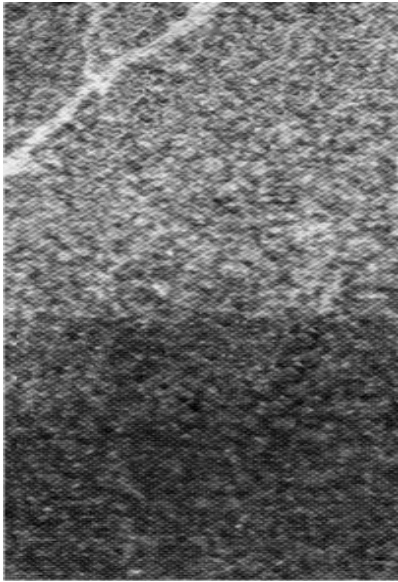
части разреза - горизонты 6 и 7, на прочих рудных залежах они наложены на руды I этапа (рис. 2.29, 7-10).

Рудоносные жилы представляют заполненные рудным веществом трещины и зоны трещиноватости. Каждому рудному этапу свойственны собственные жилы. Предполагается, что их образование предшествовало отложению руд в песчаниках, и они служили путями следования рудоносных флюидов. В зависимости от внутреннего строения они делятся на жилы массивных кристаллических зернистых сульфидов (III минеральная ассоциация, рис. 2.29; 14) и жилы массивных колломорфных скрытокристаллических сульфидов (IV ассоциация, рис. 2.29; 15). В жилах встречаются «плавающие» обломки вмещающих песчаников. Нередки случаи частичного заполнения рудным веществом трещин. В этом случае они представляют крупнокристаллические агрегаты, либо отдельные крупные кристаллы сульфидов (V минеральная ассоциация; рис. 2.29; 16-19). Особенностью халькопирита явилось широкое развитие колломорфных образований: покровы, обволакивающие обломки и стенки трещин песчаника; сфероидальные образования; мелкие почковидные агрегаты (VI ассоциация; рис. 2.29, 20-21). Наряду с жилами заполнения в рудных залежах распространены минерализованные трещинки, выполненные кварцем, кальцитом и сульфидами (кварц-кальцит-сульфидные прожилки, VII ассоциация; рис. 2.29, 22-23). Поздними образованиями, близкими по времени к кварц-кальцит-сульфидным прожилкам, являются конкреции сульфидов (преимущественно галенита) среди оруденелых песчаников (VIII минеральная ассоциация).

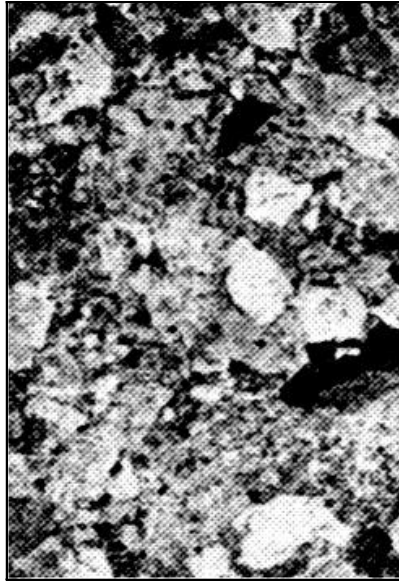
Многолетнее изучение руд Жезказгана привело М.К.Сатпаеву [1985<sub>2</sub>] к выводу о том, что месторождение сформировано инъекцией высокотемпературного флюида типа сульфидного расплава в толщу переслаивающихся песчаников и алевролитов. Кратко систематизируем материал, подтверждающий это положение.

1. Породы жезказганской толщ представляли аллювиально-озерные отложения, образовались в условиях сухого аридного климата, имели первоначально монотонную красную окраску. По В.Д.Шутову [1972], процесс постседиментационных преобразований достигал стадии эпигенеза. В послепермское время на крайнем юго-западе (т.е. непосредственно в районе Жезказганского месторождения) ограниченный участок пород претерпел сильнейшие стрессовые напряжения и был изменен до стадии метакристаллизации. Максимальные изменения зафиксированы в наиболее грубозернистых песчаниках. Интенсивной деформации пород способствовало то, что в районе месторождения приурочен к месту пересечения трех крупных региональных разломов глубокого заложения и к узлу сочленения трех крупных складчатых структур – антиклиналей и синклиналей, оси которых сходятся в районе месторождения (рис. 2.27). Участки трещиноватости и смятия пород способствовали вторжению рудных масс (глубинных сульфидных расплавов), которые дополнительно деформировали и ассимилировали породы.

2. Отметим еще два случая, когда руды, аналогичные жезказганским, были признаны магматогенными. Месторождение медистых песчаников Удокан вначале считалось осадочным, затем гидротермальным и, наконец, магматогенным [Конников и др., 1986]. В районе Мессина (ЮАР) имеется месторождение халькозин-борнит-дигенитовых руд в архейских породах. Всестороннее геологическое и минералогическое изучение привело исследователей к заключению о том, что руды возникли в результате одноактного внедрения высококонцентрированного магматического флюида (расплава) с начальной температурой более 650°C [Jacobsen e.a., 1976]. Если на Удокане и в районе Мессина имеются интрузивные породы, несущие медное оруденение, то на Жезказгане синхронный оруденению магматизм отсутствует. В разрезе рудоносной свиты зафиксированы только пепловые туфы, которые слагают линзы протяженностью до 4 км при мощности до 7 м. На глубине под месторождением геофизическими методами прослежены тела гипербазитов, которые и могли быть поставщиками рудоносных расплавов, т.е. источником рудоносных флюидов могла быть верхняя мантия [Геология и полезные ископаемые Джезказганского района, 1975].



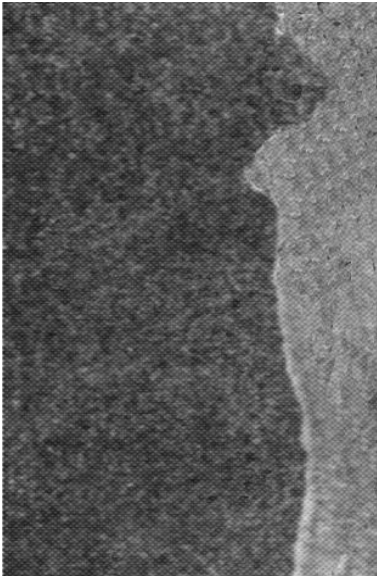
1



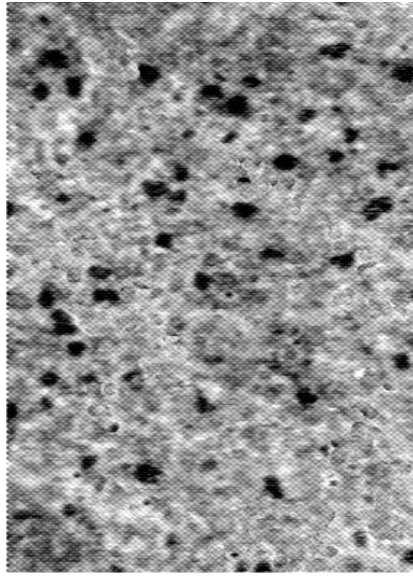
2



3



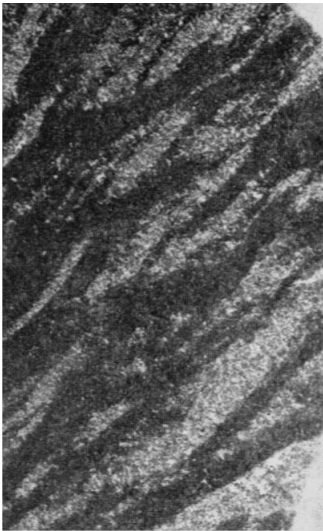
4



5



6



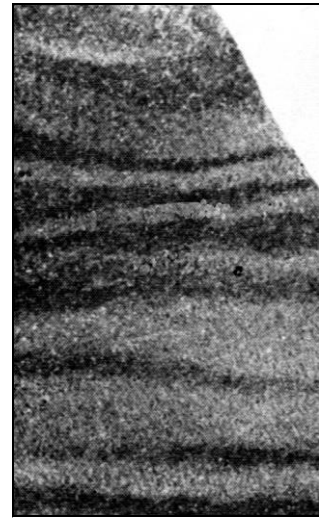
7



8



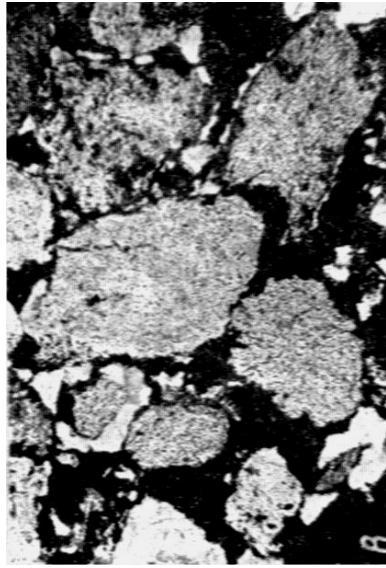
9



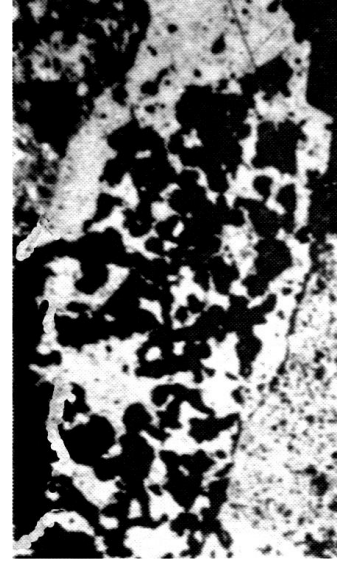
10



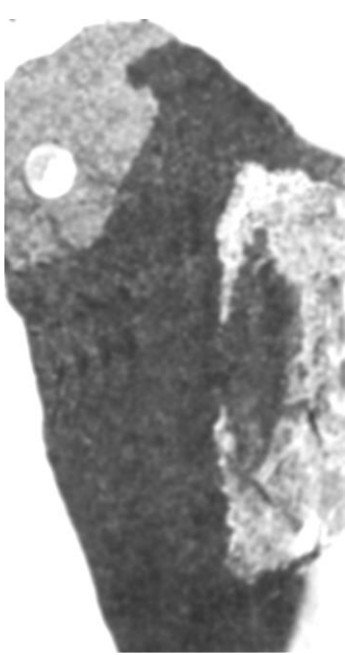
11



12



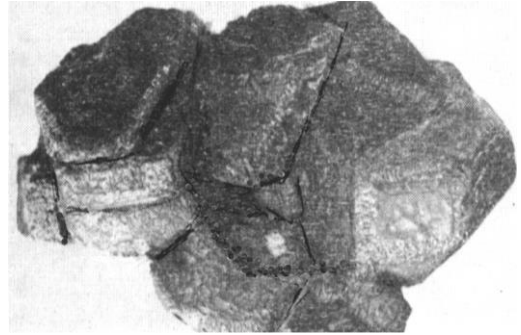
13



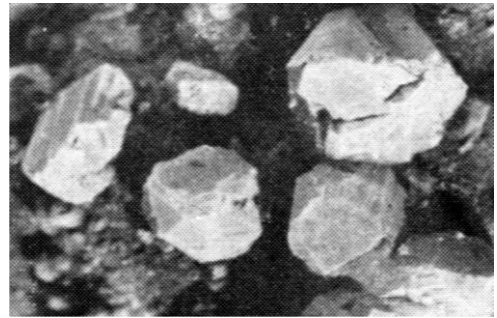
14



15



16



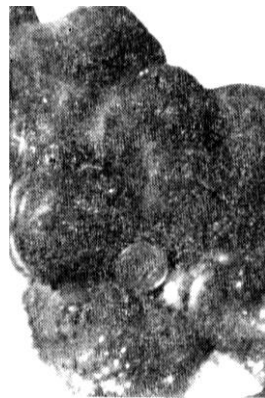
17



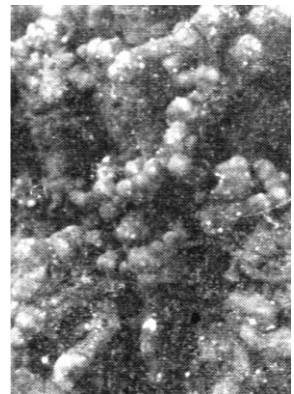
18



19



20



21

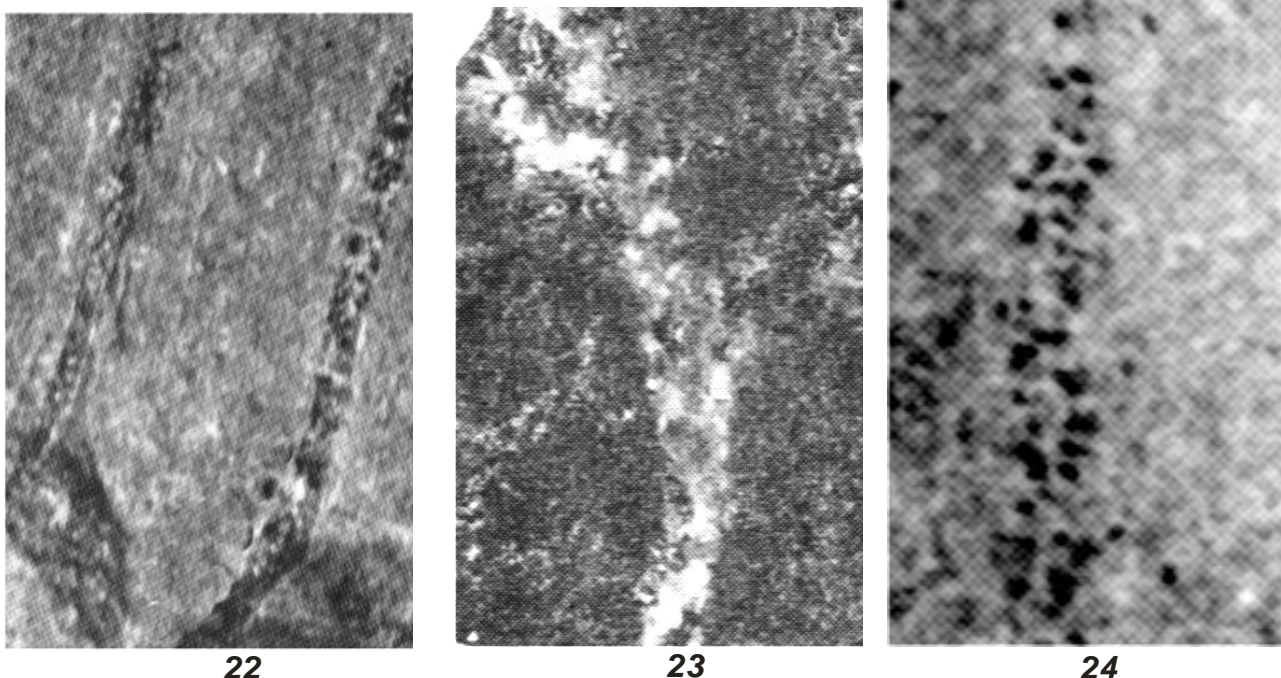


Рис. 2.29. Строение минеральных агрегатов месторождения Жезказган [по М.К.Сатпаевой, 1985<sub>1</sub>, 1985<sub>2</sub>].

1-6 – контакты сульфидных руд (*I* минеральной ассоциации) с вмещающими породами и характер околорудных изменений: 1 – четкий припаянный контакт богатой халькозиновой руды (снизу черное) с безрудным серо-цветным песчаником, ув. 4; 2 – прозрачный шлиф из верхней части обр. 1, безрудный песчаник без следов какого-либо гидротермального воздействия; состоит из плотно упакованных слабо окатанных зерен (0,2-0,45 мм) кварца, кварцита и полевого шпата, ув. около 100; 3 – прозрачный шлиф из нижней части обр. 1, халькозиновая руда, от первичного песчаника сохранились в ней лишь разрозненные разъеденные и деформированные зерна, пропитанные сульфидами, ув. около 100; 4 – припаянный контакт богатой халькозиновой руды (черное слева) с обесцвеченным красным алевролитом, ув. 1,5; 5 – прозрачный шлиф из обр. 4, осветленный алевролит вблизи контакта с рудами, видны зерна магнетита (в результате прогрева рассеянный гематит обособился в виде магнетита), ув. 80 (в непосредственном контакте руды с алевролитом развиты магнетит-халькозиновые сростания); 6 – прозрачный шлиф из обр. 4, богатая халькозиновая руда с включениями разъеденного и пропитанного сульфидами песчаника и угловатыми обломками осветленного алевролита, ув. 200;

7-10 – взаимоотношение минеральных типов руд, возникших в различные этапы (штуфы полированные): 7 – галенитовое оруденение в песчаниках (*I* минеральная ассоциация) пересекается струями борнита (черное, *II* ассоциация), натур. вел.; 8 – подвешенный обломок неизменного песчаника (светлое) в борнитовой струе (черное) среди галенитовых руд (серое), ув. 2 (борнитовый поток волок и деформировал песчаник); 9 – халькозиновая руда (*I* ассоциация) сечется струями борнита (*II* ассоциация), натур. вел.; 10 – борнитовая руда пересекается более поздними халькопиритовыми струями (светлое), оба минерала относятся ко *II* минеральной ассоциации), натур. вел.;

11-13 – изменение песчаников под воздействием флюидов, несущих сульфидную минерализацию (шлифы прозрачные, черное – сульфиды): 11 – отторжения и дробление песчаника флюидом, ув. 70; 12 – окатывание песчинок и растворение их с поверхности зерен, ув. 200; 13 – практически полная ассимиляция кластических минералов сульфидным флюидом (от зерен сохраняются лишь скопления разрозненных частиц - «теневые контуры», по которым невозможно определить исходный состав обломка);

14 – жила крупнокристаллического борнита в песчанике, образец, *III* минеральная ассоциация, ум. 2; 15 – образец колломорфного скрытокристаллического халькопирит-борнитового агрегата из жилы в песчанике, *IV* минеральная ассоциация, натур. вел.;

16-19 – кристаллы сульфидов на стенках полых трещин в песчанике, *V* минеральная ассоциация: 16 – сростки кристаллов галенита, натур. вел.; 17 – кристаллы халькозина, ув. 2; 18 – сросток кристаллов борнита, натур. вел.; 19 – кристаллы халькопирита, 0,7 натур. вел.;

20-21 – своеобразные «покровы» халькопирита в полых трещинах, *VI* минеральная ассоциация: 20 – халькопиритовый агрегат обволакивает обломки песчаника, ум. 2; 21 – халькопирит покрывает стенки трещины песчаника, ув. 2;

22-23 – кварц-кальцит-сульфидные прожилки, *VII* минеральная ассоциация: 22 – в песчаниках, 23 – в массивной сульфидной руде, натур. вел.;

24 – цепочки сферических пустот с гладкой внутренней поверхностью («газовых пузырьков») в богатой халькозиновой руде, натур. вел.

3. Стратиформные рудные залежи Жезказгана, по мнению М.К.Сатпаевой, представляют своеобразные рудные силлы - аналоги *пластообразных* интрузивных тел в толщах слабодислоцированных пород. При формировании силлов проявляется высокая механическая активность внедряющейся магмы (раздвигание и уплотнение пород, приподнимание вышележащих слоев, тектонические разрывы, внутри- и межпластовые смещения и пр.). Внедрение силикатных расплавов приводит к плавлению части вмещающей толщи с образованием гибридных пород. Внедрению силлов сопутствует переход вмещающих пород в пластическое состояние. Силлы могут разрастаться на значительные расстояния за короткие периоды времени при относительно невысоком напоре (проявление гидравлического разрыва). Особенно благоприятно внедрению расплавов наличие проницаемого пласта под непроницаемой кровлей. Сульфидные расплавы при внедрении оказывают не только механическое воздействие на породы, но и химическое. Они обладают текучестью, малой вязкостью и высокой химической активностью. Они взламывают, дробят окружающие породы, перемешиваются с ними и частично ассимилируют их. Рудные тела, возникшие при инъекции сульфидных расплавов, состоят из сплошных и густо вкрапленных руд, имеют резкие контакты, следы отрыва и дробления боковых пород, несут угловатые обломки пород.

Все перечисленные признаки силлов наблюдаются в рудах Жезказгана. Стратиформные рудные залежи приурочены к наиболее грубозернистым породам осадочной толщи, представленной перемежаемостью пластов серых средне- и крупнозернистых песчаников и конгломератов с красноцветными алевролитами и аргиллитами. Полого залегающие, осложненные флексурными перегибами породы джезказганской толщи перекрываются глинистыми отложениями перми.

Под воздействием химически агрессивных сульфидных расплавов песчаники ассимилировались и превращались в подвижные песчано-рудные массы, способные инжецировать в окружающие породы. Появлялись песчаниковые дайки, оползневые и вихревые структуры, свидетельствующие о высокой пластичности пород, охваченных оруденением. Происходило проседание почвы формирующихся рудных залежей, дробление и разрушение пропластков хрупких алевролитов. Образовывались «подземные русла» сульфидных потоков. Они фиксируются в горных выработках в виде «размылов» вмещающих пород и выдержанных полос исключительно богатых руд, внутри которых присутствуют деформированные «плавающие» обломки вмещающих пород (рис. 2.30).

4. Распределение рудных компонентов, как в разрезе месторождения, так и в отдельных залежах неравномерное. Рудные минералы образуют сплошную массу, включающую реликты песчаника. Наиболее богатые массивные руды локализованы в залежах в виде лент шириной от 10 до 120 м, прослеживающихся по простиранию на расстояниях от нескольких сотен метров до нескольких километров. Они имеют четкие границы и заключены в массе рядовых руд.

5. На месторождении развиты секущие рудные тела в трещинах и тектонических зонах. В большинстве случаев они представляют жилы массивных сульфидов кристаллически-зернистого и колломорфного строения (образцы жил показаны на рис. 2.29, 14-15). Они пересекают безрудные прослои пород и соединяют между собой стратиформные рудные залежи. Минерализованные трещины и тектонические зоны могли быть путями движения рудоносных флюидов.

6. Минеральный состав руд магматических медно-никелевых месторождений разнообразен, однако круг главных рудных минералов ограниченный. По В.В.Дистлеру и др. [1979], рудные парагенезисы представляют собой не столько ассоциации различных рудообразующих сульфидов, сколько ассоциации одних и тех же минеральных видов, отличающихся химическим составом. Также присуще и парагенезису медных минералов Жезказгана. Он включает: ковеллин  $Cu_{1,1-1,6}S$ , дигенит  $Cu_9S_5$ , джарлеит  $Cu_{1,96}S$ , халькозин  $Cu_2S$ , борнит  $Cu_{4,89}Fe_{0,98}S_4$ , железистый (оранжевый) борнит  $Cu_{4,5-4,9}Fe_{0,96-0,98}S_4$ , медистый (розовый) борнит  $Cu_{5,32}Fe_{0,95}S_4$ , борнито-дигенит («серо-голубой халькозин»)  $Cu_{6,11}Fe_{0,54}S_4$ , халькопирит



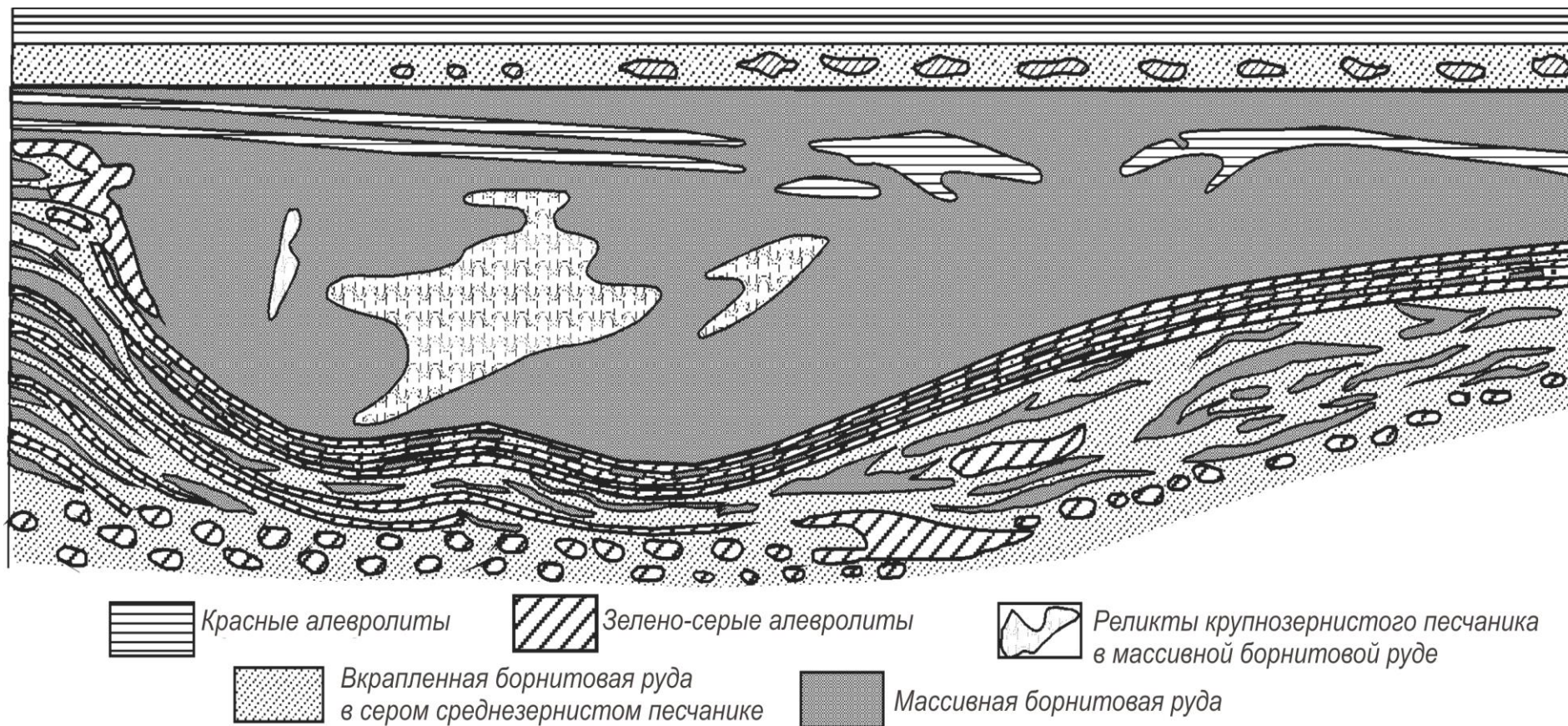


Рис. 2.30. Сечение рудной залежи купола Покро [по Л.Ф.Наркелюну; М.К.Сатпаева, 1985а]

Деформированные ориентированные обломки песчаников и алевролитов в большом количестве присутствуют как в сплошной, так и во вмещающей ее вкрапленной руде. Это свидетельствует о том, что при формировании залежи купола Покро была подвижной не только «сплошная борнитовая руда», но и вся борнит-песчаная рудная масса.

$Cu_{0,98-1,01}Fe_{0,98-0,99}S_2$ , пуроранит  $Cu_{1,03-1,23}Fe_{0,99-1,06}S_2$  (кубический халькопирит), минеральная фаза халькопиритового состава с частично упорядоченной структурой  $Cu_{0,99-1,07}Fe_{0,89-0,98}S_2$ . Последние два минерала ранее были встречены только в магматогенных медно-никелевых месторождениях. Образование их возможно при температурах выше 550-600°C в условиях быстрого охлаждения.

В.Л.Левин [1986], изучая сульфиды из руд Жезказгана под электронным микроскопом, установил их микрогетерогенное строение. Оптически диагностируемый борнит представляет тончайшую структуру распада твердого раствора борнита и дигенита. Халькозин состоит из тончайших сростков халькозина, дигенита, джарлеита и анилита (структура распада более сложной фазы). Это указывает на то, что в начале это были высокотемпературные твердые растворы, распавшиеся при быстром охлаждении рудоносного флюида.

7. Для руд Жезказгана характерна минералогическая зональность. В нижних залежах (1 и 2 рудоносные горизонты) сосредоточена основная масса халькозиновых и халькозин-галенитовых руд. Выше, в ленточных залежах 3, 4 и 5-го горизонтов, широко распространены халькозиновые, галенитовые и борнитовые руды. Следующие выше по разрезу залежи 6, 7 и отчасти 8-го рудоносных горизонтов сложены борнитом при существенном участии халькопирита. В верхних залежах (9-й горизонт) главный, а нередко единственный рудный минерал - халькозин. Венчается месторождение небольшой залежью галенитовых руд. Подобная вертикальная зональность руд медно-никелевых месторождений объясняется расслоением рудных расплавов. Вероятная причина зональности как в целом для месторождения Жезказгане, так и для отдельных рудных залежей – расслоение расплавов на путях движения и в местах локализации.

8. Гидротермальные изменения пород на Жезказгане, несмотря на высокие температуры и интенсивное рудоотложение, распространены крайне слабо - окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, альбитизация и баритизация. Это объясняется тем, что в рудоносных флюидах было мало воды. Исследования М.К.Сатпаевой [1985,] показали, что окварцевание было поздним, оно наложено на сформировавшиеся руды. Высказано также представление о том, что сероцветные песчаники, вмещающие рудные залежи, представляют прерудные гидротермально измененные породы. Они возникли при преобразовании первичных красноцветов волной газо-гидротермальных флюидов, опережающих продвижение сульфидных расплавов. Это представление находит поддержку у других исследователей [Феоктистов и др., 1971].

9. Контакты богатых сульфидных руд с вмещающими песчаниками и алевролитами четкие припаянные, без каких-либо промежуточных переходов (рис. 2.29, 1-6). Песчаники в контакте каких-либо изменений вообще не претерпели. Красноцветные алевролиты обесцветились – в результате прогрева рассеянный гематит преобразовался в магнетит, который обособился в виде самостоятельных мелких индивидов. Магнетит-халькозиновые сростания встречаются только в непосредственном контакте рудной массы с алевролитом. Вблизи контактов в сульфидной руде развиты разрозненные, раздробленные, деформированные, разъеденные, пропитанные сульфидной массой зерна песчаников.

10. Проникновение сульфидных флюидов зафиксировано в рудах Жезказгана в виде небольших по мощности богатых сульфидных полос и линз, которые наложены как на вмещающие породы, так и на более ранние минеральные ассоциации (рис. 2.29, 7-10). Образование их можно объяснить тем, что сульфидный флюид в виде тонких струй проникал по системе трещин и ослабленных зон, растворял и выносил имеющийся материал, и заполнял образовавшиеся полости. В секущих струях присутствуют привнесенные издалека крупные обломки пород. Характерны резкие границы струй с более ранними минеральными образованиями. Возможно, что ассимиляция ранних минералов рудоносным флюидом при внедрении струй явилась одной из причин того, что главные рудообразующие минералы имеют переменный состав и свойства, представляя собой твердые растворы халькозин-борнит-дигенитового ряда, находящиеся на различных стадиях распада. При пересечении халькозином более

ранних руд галенита происходило реакционное взаимодействие между этими минералами с образованием бетехтинита. Таким образом, внедрение сульфидных флюидов происходило не только в виде гигантских потоков массивных сульфидов и сульфидно-песчаных масс, которые наблюдались, например, при заполнении купола Пакро (рис. 2.30), но и в виде тонких струй, пропитывающих всю массу вмещающих пород и ранних руд.

11. Пласты песчаника, заключенные между непроницаемыми породами, явились основным объектом воздействия внедряющегося под большим напором рудоносного флюида. Причем характер изменений свидетельствует о чрезвычайной механической и химической активности флюида. Наблюдаются различные механические деформации песчаников в потоке флюида. Отдельные зерна и агрегаты зерен песчаника отторгаются друг от друга, разбиваются трещинами, растаскиваются и окатываются (рис. 2.29, 3, 6, 11-13). Песчинки активно растворяются флюидом, пропитываются сульфидным материалом. Нередко от песчинок остаются только разрозненные частички – «теневые контуры», по которым трудно определить состав исходного обломка.

12. Консолидация и охлаждение руд происходили под водонепроницаемым покровом, сопровождались образованием закрытых трещин и полостей. Они заполнялись остаточными растворами, которые способствовали частичному переотложению рудного материала и образованию крупных кристаллических обособлений сульфидов в трещинах (рис. 2.29, 16-19), а также «покровов» халькопирита колломорфного строения на обломках и стенках трещин песчаника (рис. 2.29, 20-21). С этим же процессам связано образование наиболее поздних, завершающих минералообразования на Жезказгане кварц-кальцит-сульфидных прожилков как среди рудной массы, так и среди вмещающих песчаников (рис. 2.29, 22-23).

13. Движущей силой сульфидных магматических расплавов признается наличие в них летучих компонентов. Потеря летучих в местах падения давления (зоны трещиноватости или при достижении определенного критического уровня давления) приводит к консолидации рудных масс. Этот процесс в полной мере проявился на Жезказгане. В сплошных сульфидных рудах распространены цепочки сферических пустот с гладкой внутренней поверхностью – «газовые пузыри» (рис. 2.29, 24). С одной стороны они указывают на повышенную газоносность рудоносных флюидов, с другой – они не оставляют сомнения в том, что флюид представлял собой не что иное, как сульфидный расплав.

Таким образом, приведенный материал убедительно доказывает возможность магматогенного образования руд Жезказгана при участии сульфидных расплавов. Это представление практически полностью подтверждается результатами выполненных нами исследований флюидных включений [Парилов, 1980].

Исследования флюидных включений на Жезказгане проводились неоднократно. Выполнялись они по относительно крупным флюидным включениям в сопутствующих прозрачных жильных минералах, которые доступны для изучения распространенными методами термобарогеохимии. Особых результатов они не принесли. Такие включения редки и присутствуют только в поздних кварц-кальцит-сульфидных прожилках. Они показали температуры гомогенизации включений 340-40°C, минерализация растворов в них составляла 15-26% [Хайретдинов и др., 1979; Банников и др. 1982]. Разработанным нами комплексом методов изучено 138 образцов, из них в 69 определен химический состав флюидов.

В кластических зернах кварца оруденелых песчаников мелкие включения (1 мкм и менее), возникшие синхронно с сульфидами, присутствуют в большом количестве. Они группируются вдоль трещинок, пересекающих зерна кварца по сети; на выклинивании рудных жилок, трассируя трещинки, по которым внедрялись сульфиды (рис. 2.31, Б-В). Часто по трещинкам включения перемежаются с такими же по размерам вкраплениями сульфидов. Характер этих взаимоотношений убедительно доказывает, что возникли эти включения синхронно с формированием руд.

Таблица 2.6. Минеральные образования в рудах Жезказгана [по; М.К.Сатпаевой, 1985<sub>1</sub>]  
и физико-химические параметры их формирования

Минералы	Тд, °С	Ко-во анали- зов	Химический состав растворов	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	ΔрН	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	ΔE	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
<i>I. Руды I этапа в песчаниках (густовкрапленные и массивные)</i>								
Халькозин, галенит, борнит	550- 390	5	$\text{H}_2\text{O}^5\text{H}_2\text{S}^{20}\text{CO}_2^{19}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^5\text{M}^{51}$ $\text{SO}_4^{74}\text{CO}_3^{18}\text{Cl}, \text{F}^8$ $\text{Na}^{50}\text{Ca}^{17}\text{K}^{12}\text{Fe}^9\text{Mg}^7\text{NH}_4^5$	1,8- 8,7 (5,0)		0,9- 3,1 (1,5)	-0,008- -0,012 (-0,010)	0,1-0,5 (0,2)
<i>II. Руды II этапа в песчаниках (массивные и густовкрапленные; колломорфные и конкреционные агрегаты)</i>								
Халькопирит, борнит, халькозин	550- 440	8	$\text{H}_2\text{O}^{25}\text{H}_2\text{S}^{10}\text{CO}_2^{10}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{51}$ $\text{SO}_4^{62}\text{CO}_3^{18}\text{Cl}, \text{F}^{20}$ $\text{Na}^{63}\text{K}^{12}\text{Ca}^{11}\text{Mg}^5\text{Fe}^5$	0,4- 5,9 (2,5)		0,9- 3,7 (2,2)	0,000- -0,008 (-0,004)	0,9-4,5 (2,3)
<i>III. Жилы массивных кристаллических зернистых сульфидов</i>								
Халькозин, борнит, халькопирит	720- 500	7	$\text{H}_2\text{O}^{25}\text{CO}_2^{13}\text{H}_2\text{S}^{10}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{17}\text{M}^{35}$ $\text{SO}_4^{59}\text{CO}_3^{21}\text{Cl}, \text{F}^{20}$ $\text{Na}^{59}\text{Ca}^{15}\text{K}^9\text{Fe}^7\text{Mg}^6$	0,01- 1,9 (0,4)		0,3- 1,6 (1,2)	-0,009- -0,025 (-0,012)	0,9-3,1 (1,9)
Халькозин, халькопирит,	480- 450	2	$\text{H}_2\text{O}^{48}\text{CO}_2^{11}\text{H}_2\text{S}^8(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^2\text{M}^{30}$ $\text{SO}_4^{68}\text{CO}_3^{16}\text{Cl}, \text{F}^{16}$ $\text{Na}^{60}\text{Ca}^{15}\text{K}^8\text{Fe}^8\text{NH}_4^5$	0,09-0,3 (0,2)		1,0- 9,7 (5,4)	+0,008- -0,010 (-0,001)	2,6-6,0 (4,3)
<i>IV. Жилы массивных колломорфных сульфидов</i>								
Халькопирит, борнит, халькозин	680- 540	5	$\text{H}_2\text{O}^{32}\text{CO}_2^{11}\text{H}_2\text{S}^{10}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^3\text{M}^{44}$ $\text{SO}_4^{51}\text{CO}_3^{31}\text{Cl}, \text{F}^{18}$ $\text{Na}^{56}\text{K}^{13}\text{Ca}^{12}\text{Fe}^8\text{Mg}^8$	0,1-1,8 (0,7)		0,8- 3,5 (1,6)	-0,002- -0,016 (-0,008)	1,8-4,3 (2,9)

Продолжение табл. 2.6

Минералы	Тд, °С	Ко-во ана- лизоз	Химический состав растворов	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\Delta\text{pH}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta E$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
<i>V. Крупные кристаллы и кристаллические агрегаты сульфидов в полых трещинах</i>								
Халькопирит, пирит, борнит, халькозин, галенит	640- 410	10	$\text{H}_2\text{O}^{55}\text{CO}_2^{10}\text{H}_2\text{S}^5(\text{CO},\text{NH}_3,\text{H}_2)^3\text{M}^{27}$ $\text{SO}_4^{62}\text{CO}_3^{25}\text{Cl},\text{F}^{13}$ $\text{Na}^{57}\text{Ca}^{16}\text{K}^{10}\text{Fe}^7\text{Mg}^5\text{NH}_4^5$	0,09-7,9 (2,7)		0,7-5,9 (2,5)	0,000- -0,009 (-0,004)	2,7-10,7 (5,3)
<i>VI. «Покровы» колломорфного халькопирита на стенках трещин и обломках песчаников</i>								
Халькопирит	680- 180	6	$\text{H}_2\text{O}^{56}\text{H}_2\text{S}^{16}\text{CO}_2^5(\text{CO},\text{NH}_3,\text{H}_2,\text{N}_2,\text{Ar})^4\text{M}^{19}$ $\text{SO}_4^{55}\text{CO}_3^{23}\text{Cl},\text{F}^{22}$ $\text{Na}^{54}\text{K}^{15}\text{Ca}^{11}\text{Mg}^8\text{NH}_4^7\text{Fe}^5$	1,3-3,4 (1,6)	+1,2- +2,0 (+1,6)	0,1- 1,6 (0,4)	+0,002- -0,030 (-0,015)	4,7-25,7 (10,8)
<i>VII. Кварц-кальцит-сульфидные прожилки</i>								
Халькопирит, халькозин,	670- 450	8	$\text{H}_2\text{O}^{30}\text{CO}_2^{11}\text{H}_2\text{S}^8(\text{CO},\text{NH}_3,\text{H}_2,\text{N}_2,\text{Ar})^8\text{M}^{43}$ $\text{SO}_4^{58}\text{CO}_3^{29}\text{Cl},\text{F}^{13}$ $\text{Na}^{59}\text{Ca}^{16}\text{K}^9\text{Fe}^7\text{Mg}^6$	0,5- 3,0 (1,9)		0,6- 4,6 (2,5)	0,000- -0,010 (-0,004)	1,4-4,3 (2,5)
Борнит, галенит	530- 70	14	$\text{H}_2\text{O}^{61}\text{CO}_2^5\text{H}_2\text{S}^4(\text{CO},\text{NH}_3,\text{H}_2,\text{N}_2,\text{Ar})^2\text{M}^{28}$ $\text{SO}_4^{67}\text{CO}_3^{18}\text{Cl},\text{F}^{15}$ $\text{Na}^{60}\text{Ca}^{13}\text{K}^9\text{Mg}^8\text{NH}_4^5\text{Fe}^5$	0,2-1,9 (1,0)	+0,9- +2,8 (+1,9)	1,2- 7,2 (3,6)	+0,004- -0,004 (0,000)	2,3-25,3 (12,2)
<i>VIII. Конкреции галенита среди оруденелых песчаников</i>								
Галенит	360-50	4	$\text{H}_2\text{O}^{64}\text{H}_2\text{S}^3(\text{CO}_2,\text{CO},\text{NH}_3,\text{H}_2,\text{N}_2,\text{Ar})^4\text{M}^{29}$ $\text{SO}_4^{46}\text{CO}_3^{46}\text{Cl},\text{F}^8$ $\text{Na}^{59}\text{Ca}^{15}\text{K}^{12}\text{Mg}^8$	0,02- 0,9 (0,4)	+1,3- +2,8 (+2,0)	3,2- 4,9 (3,8)	+0,002- -0,001 (0,000)	8,5-41,5 (18,8)

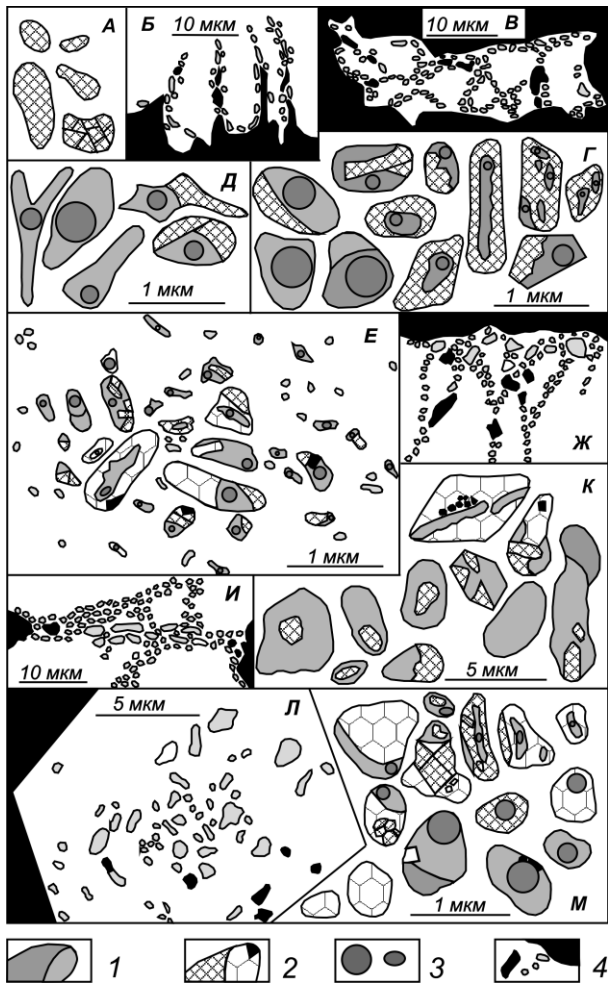


Рис. 2.31. Зарисовки флюидных включений в прозрачных минералах оруденелых песчаников Жезказгана (*I* и *II* минеральные ассоциации): *A* - первичные магматические расплавные включения в зернах кварца, стекловатые и раскристаллизованные; *Б-В* - кластические зерна кварца внутри сульфидных агрегатов: характер распределения в них мелких вторичных включений, возникших синхронно с оруденением; *Г* - внутреннее строение этих включений; *Д* - внутреннее строение включений в кальците, возникшем синхронно и позднее сульфидов; *Е* - характер распределения и внутреннее строение включений в поперечном разрезе кристалла шестоватого кварца, возникшего синхронно с сульфидами; *Ж-И* - характер распределения относительно крупных вторичных включений в кластических зернах кварца; *К* - внутреннее строение этих включений; *Л* - характер распределения флюидных включений в кристалле шестоватого кварца из жилы с галенитом; *М* - внутреннее строение этих включений. Условные обозначения: 1 - жидкие фазы включений (предположительно водный раствор и жидкая уголекислота), 2 - твердые вещества, 3 - газовые пузырьки, 4 - на зарисовках: черное - сульфиды, белое - кварц

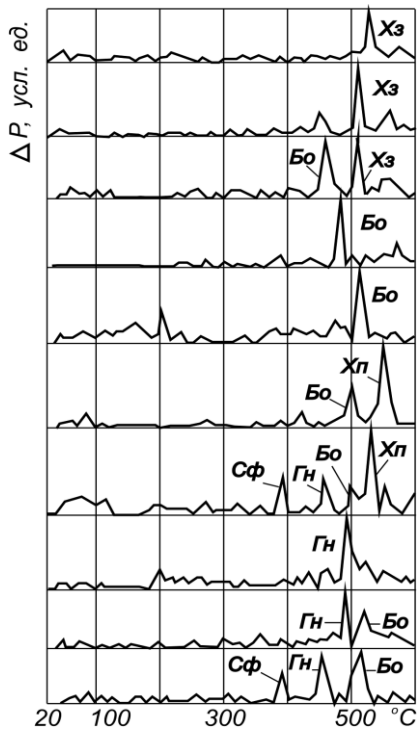
Наиболее крупные включения газожидкие, часто с двумя несмешивающимися жидкостями (рис. 2.31, Г). Газовые пузырьки занимают более 50% объема. Однако основная масса мелких включений содержит значительные количества твердого вещества. Соотношения газовой, жидкой и твердой фаз изменяются даже в отдельных зернах.

В кальците, присутствующем среди сульфидов, распространены также газожидкие включения с малым газовым пузырьком (рис. 2.31, Д). Образование этого минерала продолжалось длительное время, от температур кристаллизации рудоносных флюидов и кончая относительно низкотемпературными растворами.

В контакте с сульфидами в песчаниках встречен шестоватый кварц, который образовался одновременно с отложением сульфидов. Центральные части кристаллов насыщены флюидными включениями, количество и размеры которых быстро уменьшаются к периферии (рис. 2.31, Е). Внутреннее строение их во многом подобно описанному выше.

В кластических зернах кварца присутствует и другая разновидность вторичных более крупных включений по залеченным трещинкам в непосредственной близости с сульфидами (рис. 2.31, Ж-И). Они сопровождаются ранее описанными включениями, а также вкраплениями рудных минералов. В начале наблюдений в них присутствуют газовые пузырьки, которые быстро уменьшаются в объеме и гомогенизируются за счет нагрева от осветителя. Это свидетельствует о том, что жидкость в них представлена сжиженным уголекислым газом. В них присутствует также и твердая фаза, иногда в преобладающем количестве (рис. 2.31, К).

Исследования на вакуумном декрепитометре мономинеральных проб из оруденелых песчаников показали, что пики газовыделения, связанные с вскрытием включений, четкие и контрастные (рис. 2.32, ассоциации *I* и *II*). В полиминеральных агрегатах количество пиков соответствует числу минералов, а величины их



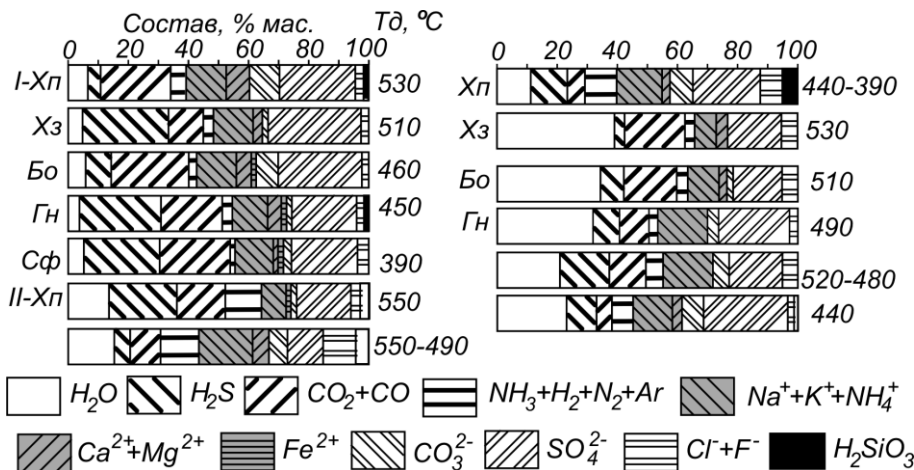
**Рис. 2.32. Характерные кривые вакуумной декрепитации включений в сульфидах из оруденелых песчаников (минеральные ассоциации I и II). Обозначение минералов: Хл - халькопирит, Хз - халькозин, Бо - борнит, Гн - галенит, Сф - сфалерит, Пи - пирит**

пропорциональны содержанию отдельных сульфидов в пробе. Колебания температур вскрытия включений в образцах, отобранных из различных частей месторождения, небольшие, °С (в скобках - количество определений): халькопирит - 550-510 (8), халькозин - 530-500 (26), борнит - 510-450 (18), галенит - 490-460 (9), сфалерит - 410-390 (3), блеклая руда - 280 (1). Синрудные и пострудные кварц и кальцит, когда они присутствуют в пробах сульфидов в заметных количествах, дают небольшие дополнительные пики при температурах 450-70°С.

Как отмечалось, рудоотложение в песчаниках происходило в два этапа. По температурам декрепитации различий установить не представилось возможным, тогда как по химическому составу флюидов во включениях четко выражены эти две минеральные ассоциации. Во включениях минералов I этапа очень мало воды - 2-6%, повышенные количества  $H_2S$  - 3-30%,  $CO_2+CO$  - 10-25%, солей (сульфаты и карбонаты щелочных металлов) - 43-60% (рис. 2.33, табл. 2.6). Флюиды во включениях минералов II этапа содержат больше воды - 13-41%, меньше газов - 19-37% ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ), количество солей прежнее - 35-60%, преобладают сульфаты щелочных металлов.

Все эти данные свидетельствуют о высокотемпературных условиях образования руд в песчаниках - 550-390°С, преимущественно при 500-490°С. Растворы первого периода минералообразования были газо-солевыми, заключительного - газо-водно-солевыми; в обоих

случаях наблюдается существенное преобладание солей.



**Рис. 2.33. Состав флюидов во включениях минералов оруденелых песчаников, I и II минеральные ассоциации. Обозначение минералов: Бо - борнит, Гн - галенит, Пи - пирит, Сф - сфалерит, Хз - халькозин, Хл - халькопирит**

Для жил массивных сульфидов характерно большое разнообразие флюидных включений. Первичные включения в сфалерите мелкие, концентрируются по границам зерен и двойниковым швам (рис. 2.34, А-2), менее развиты внутри кристаллов. В них преобладает твердая фаза при подчиненных количествах жидкости и газа; встречены также существенно газовые включения с капельками жидкости (рис. 2.34, А: 3-6). В кварце, ассоциирующим со сфалеритом, в первичных включениях тоже преобладает твердая фаза (рис. 2.34, Б-2). В кальците из жилы массивного борнита установлено исключительное разнообразие первичных включений: газо-жидкие с объемом пузырька более 50%, газо-твердофазные, с

преобладанием твердой фазы над газом и жидкостью, существенно твердофазные (жидкость и газ в них находятся в интерстициях кристаллов солей), с двумя несмешивающимися жидкостями и твердыми фазами (рис. 2.59, В: 2-5).

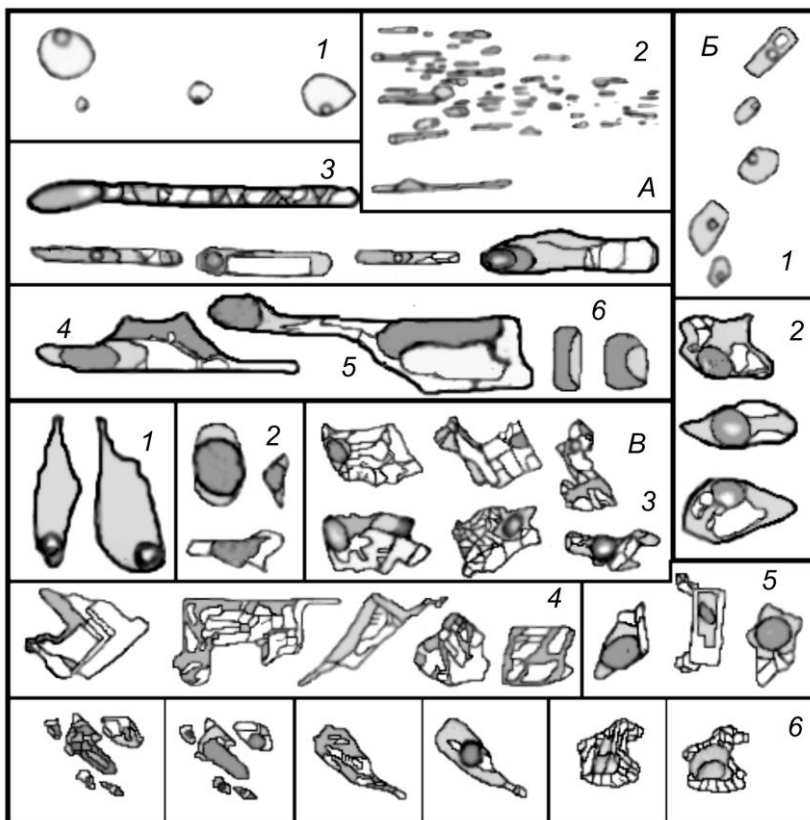


Рис. 2.34. Флюидные включения в минералах из жил массивных сульфидов (III и IV минеральные ассоциации): А - сфалерит: 1 - вторичные газожидкие включения в залеченной трещинке, 2 - характер распределении первичных включений по границам зерен и двойниковым швам, 3 - внутреннее строение этих включений (газ, жидкость и твердые фазы), 4-6 - флюидные включения внутри кристаллов сфалерита: 4 - две жидкости и твердые фазы, 5 - газ, жидкость и кристаллы солей, 6 - газ и капельки жидкости; Б - кварц из ассоциации со сфалеритом: 1 - вторичные газожидкие включения вдоль залеченной трещинки, 2 - первичные включения, состоящие из газа, жидкости и кристаллических веществ; В - кальцит из жилы в массивном борните: 1 - вторичные газожидкие включения, 2-5 - первичные включения: 2 - газожидкие и газотвердофазные, 3 - с преобладанием твердой фазы над газом и жидкостью, 4 - существенно твердофазные, 5 - с двумя несмешивающимися жидкостями и твердой фазой, 6 - существенно твердофазные включения до и после прогрева до 400°С. Размеры вторичных газожидких включений 10-20 мкм, первичных - не более 7 мкм

При нагревании кальцита в термокамере под микроскопом во включениях с преобладанием твердой фазы над газом и жидкостью пузырек гомогенизируется при 165-175°С. После этого начинает растворяться твердая фаза, и во включениях вновь появляется газовый пузырек, который прекращает расти к 230°С; гомогенизация его не происходит до 400°С. Видимо, часть газовой фазы находилась в интерстициях кристаллического вещества и высвобождалась при его растворении. Две несмешивающиеся жидкости гомогенизируются при 230-250°С, при этом твердая фаза растворяется только частично. В существенно твердофазных включениях следы плавления агрегатов солей появляются при 350-400°С (рис. 2.34, В-6). Нагрев кальцита удалось провести только до 400°С. В нем присутствовали тончайшие вкрапления борнита. При повышенной температуре они интенсивно окислялись и увеличивали объем, в результате чего пластинки рассыпались на мелкие зерна.

Отметим, что в этих минералах в залеченных трещинах встречены и более крупные вторичные включения (рис. 2.34, А-1, Б-1, В-1). Они довольно крупные, газожидкие с малым объемом газового пузырька, доступны для изучения общепринятыми методами. Температуры их гомогенизации составили 140-180°С.



Для минералов жил массивных кристаллических зернистых сульфидов (*III* минеральная ассоциация) на кривых вакуумной декрепитации имеется обычно один узкий пик, соответствующий вскрытию включений. Однако температуры декрепитации в одних и тех же минералах, отобранных из различных участков месторождения, существенно колеблются, °С (в скобках - число определений): халькопирит - 649-400 (7), халькозин - 690-480 (5), борнит - 620-590 (2), сростки халькозина и борнита - 720-530 (6); общий интервал температур составил 720-400°С (рис. 2.35, *III*). Растворы во включениях этих минералов газо-водно-солевые, мас. %: вода - 20-50, газы - 23-55 ( $H_2S$ ,  $CO_2$ , в заметных концентрациях  $SO_3$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ), соли (преобладают сульфаты и карбонаты щелочных металлов) - 23-55 (табл. 2.6; рис. 2.36, *III*). С понижением температуры минералообразования наблюдаются закономерное возрастание в составе флюида воды, уменьшение роли газов и солей.

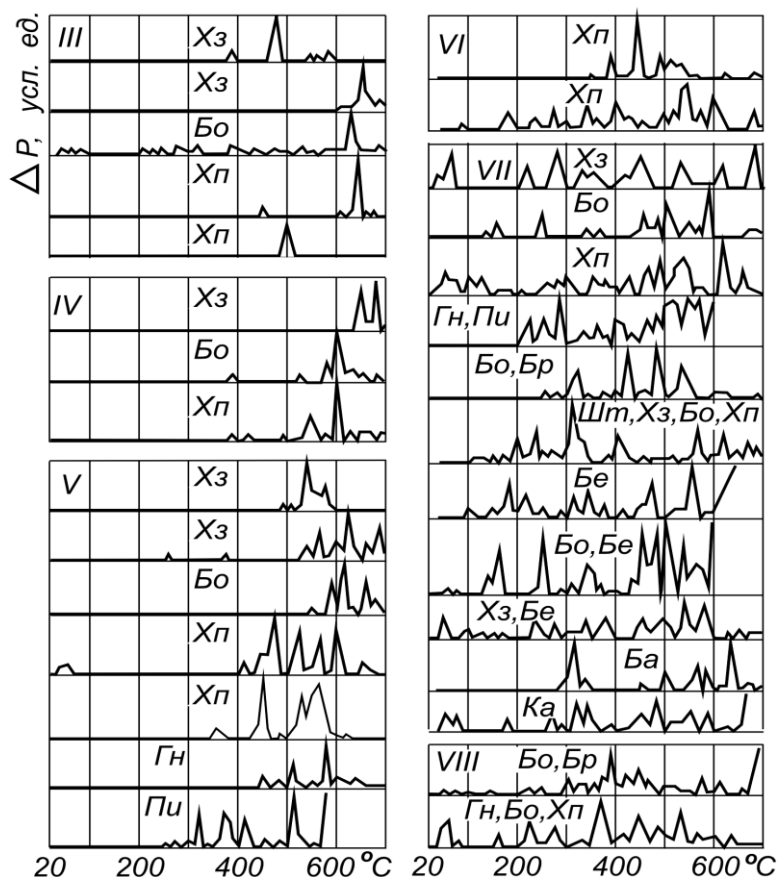


Рис. 2.35. Характерные кривые газовыделения из минералов рудных жил Жезказгана: *III-IV* - жилы массивных сульфидов кристаллического зернистого (*III*) и колломорфного (*IV*) строения; *V* - отдельные кристаллы и крупнокристаллические агрегаты сульфидов в трещинах; *VI* - покровы колломорфного халькопирита на стенках трещин; *VII* - кварц-кальцит-сульфидные прожилки; *VIII* - конкреционные обособления сульфидов среди оруденелых песчаников. Обозначения минералов: *Ба* - барит, *Бе* - бетехтенит, *Бр* - блеклая руда, *Бо* - борнит, *Гн* - галенит, *Ка* - кальцит, *Пу* - пирит, *Сф* - сфалерит, *Хз* - халькозин, *Хп* - халькопирит, *Шт* - штромейерит

В жилах массивных сульфидов колломорфного строения (*IV* ассоциация) на кривых вакуумной декрепитации вблизи основного пика имеется один-два мелких, свидетельствующих о несколько растянутом температурном интервале их образования. Как и в предыдущем случае, температуры декрепитации включения не постоянные, изменяются на различных участках месторождения, °С: халькозин - 680-580 (3), борнит - 600-580 (2), борнит с халькопиритом - 580-430 (3), халькопирит - 600-490 (4), в целом - от 680 до 430 (рис. 2.35, *IV*). Состав флюидов во включениях этих минералов, как и в предыдущей разновидности жил, газо-водно-солевой, мас. %: вода - 27-37, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ , иногда  $SO_3$ ) - 16-34, соли (сульфаты и карбонаты щелочных металлов) - 30-58 (табл. 2.6; рис. 2.36, *IV*). С понижением температуры в составе растворов возрастает роль летучих компонентов и понижается содержание солей. Температуры и составы растворов во включениях минералов жил сходны между собой и подобны флюидам *II* этапа оруденения в песчаниках.

Крупнокристаллические сульфидные минералы и их агрегаты на стенках трещин (*V* минеральная ассоциация) показали следующие температуры вакуумной декрепитации включений, °С: халькозин - 690-560 (2), борнит - 670-520 (2), халько-

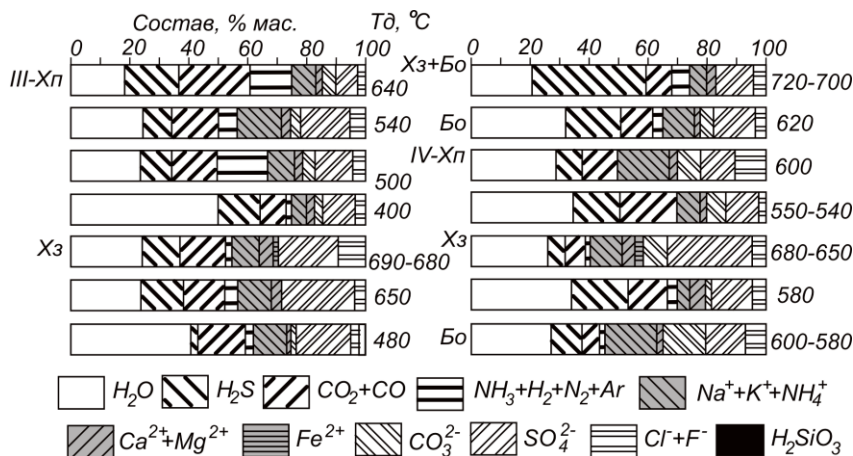


Рис. 2.36. Состав флюидов во включениях минералов жил массивных сульфидов кристаллического зернистого (III ассоциация) и колломорфного (IV ассоциация) строения

зин с борнитом - 690-470 (2), халькопирит - 600-450 (2), галенит - 570-450 (2), пирит - 510-320 (2), в целом - 690-320 (рис. 2.35, V). На кривых вакуумной декрепитации имеется обычно несколько пиков, растянутых по температуре на 50-200°C. Это указывает на то, что кристаллы росли длительное время на фоне постепенного понижения температуры. В составе растворов преобладает вода - 45-68%, количество газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ) - 13-31%, солей (сульфаты щелочных металлов) - 13-39% (табл. 2.6; рис. 2.37, V). Кристаллы в трещинах росли преимущественно из водно-солевых растворов, хотя в ряде случаев количество газов, особенно  $CO_2$ , было **значительным**. В отдельных кристаллах было изучено изменение состава растворов в зависимости от температуры. Более низкотемпературные растворы имеют более высоте содержания воды при пониженной роли газов; концентрации солей изменялись незакономерно. Так, в халькопирите с понижением температуры с 600 до 400°C количество воды возросло с 50 до 58%, газов уменьшилось с 28 до 13%, концентрации солей 22-39%.

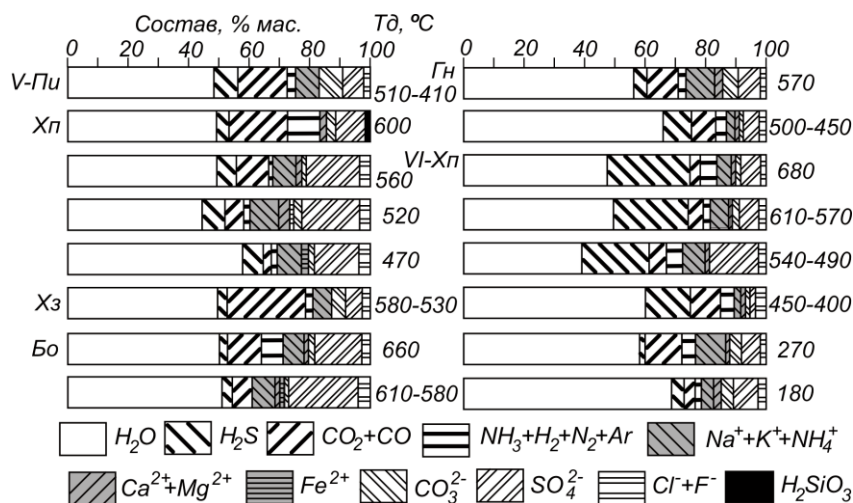


Рис. 2.37. Состав флюидов во включениях отдельных крупных кристаллов сульфидов в открытых трещинах (V) и в колломорфном халькопирите из покровов на стенках трещин (VI)

Следующая VI минеральная ассоциация представлена покровами колломорфного халькопирита на стенках открытых трещин среди песчаников. Температуры декрепитации в них колебались от 680 до 180°C (рис. 2.35, VI). Это указывает на то, что формирование халькопиритовых колломорфных агрегатов началось при высоких температурах в период образования основной массы сульфидных руд в песчаниках и продолжалось длительное время вплоть до их почти полного охлаждения. В этом интервале температур было выполнено шесть последовательных определений состава флюидов во включениях (табл. 2.6; рис. 2.37, VI). Растворы в них водные со значительными участием газов и солей. В высокотемпературной области - 680-490°C, они подобны растворам, приведшим к образованию крупнокристаллических сульфидов V ассоциации.

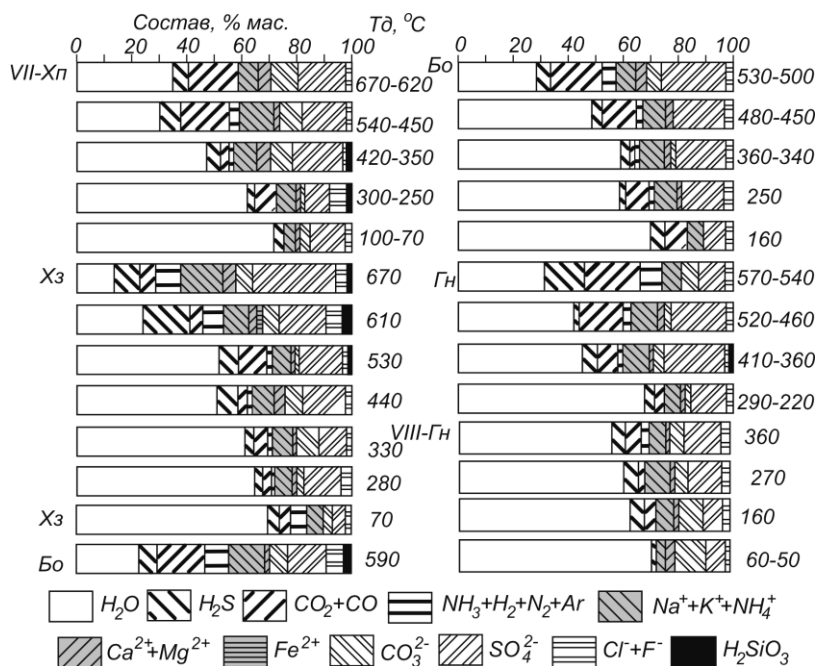


Рис. 2.38. Состав флюидов во включениях минералов кварц-кальцит-сульфидных прожилков (VII минеральная ассоциация) и конкреционных обособлений галенита среди оруденелых песчаников (VIII ассоциация)

Для минералов кварц-кальцит-сульфидных прожилков (VII минеральная ассоциация) характерно такое же разнообразие флюидных включений, что и в массивных сульфидных жилах. Однако преобладающим распространением пользуются газожидкие включения с переменными объемами газовых пузырьков; встречаются и гомогенные жидкие включения, выполненные только водным раствором. При вакуумной декрепитации пики газовой выделения в них прослеживаются от высоких температур до низких (рис. 2.36). Причем, это характерно как отдельным минералам, так и полиминеральным агрегатам, °C: халькозин - 670-70 (5), борнит - 590-160 (1), халькозин с борнитом - 690-60 (5), халькозин с халькопиритом - 510-330 (1), халькопирит - 700-50 (4), борнит с блеклой рудой - 530-320 (1), халькозин с бетехтенитом - 590-160 (1), агрегат штроемeyerита, халькозина, борнита и халькопирита - 620-190 (1), галенит - 620-50 (1), галенит с пиритом - 570-220 (1), барит - 630-300 (2), кальцит - 580-50 (2). Колебания обусловлены тем, что в кварц-кальцит-сульфидные прожилки формировались длительное время от весьма высоких температурах (700-600°C) и до полного охлаждения руд - 70-50°C.

Состав растворов изучался в минералах по отдельным интервалам температур вскрытия включений. При 500°C и выше во включениях в халькопирите, халькозине, борните и галените присутствуют газо-водно-солевые растворы, мас. %: вода - 14-43, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$ ) - 22-32, соли (сульфаты и карбонаты щелочных металлов) - 25-62 (табл. 2.6; рис. 2.38, VII). При более низких температурах флюиды существенно водно-солевые. С понижением температуры во включениях увеличивается количество воды - до 71%, уменьшается содержание газов - до 4%, и солей - до 15%. Эти данные свидетельствуют о том, что кварц-кальцит-сульфидные прожилки зарождались одновременно с жилами массивных сульфидов: в обоих случаях процессы проходили при высоких температурах с участием газо-водно-солевых растворов. В дальнейшем одна часть трещин закупоривалась (в ней сохранялись массивные сульфиды), вторая оказалась доступной для остаточных существенно водно-солевых растворов, при участии которых в дальнейшем формировались кварц-кальцит-сульфидные прожилки.

В колломорфных сульфидах из конкреционных обособлений среди оруденелых песчаников (VIII минеральная ассоциация) температуры вакуумной декрепитации тоже растянуты, °C: халькопирит - 540-390, борнит и блеклой рудой - 430-290, галените - 520-50 (рис. 2.35, VIII). Эти минеральные образования, как и предыдущие, формировались длительный период времени. В составе растворов в галените по мере понижения температуры увеличивается количество воды - до 72%, уменьшается содержание газов

- до 1%, при относительно постоянной концентрации солей - 31-27%, карбонаты и сульфаты натрия и калия (табл. 2,6, рис. 2.38).

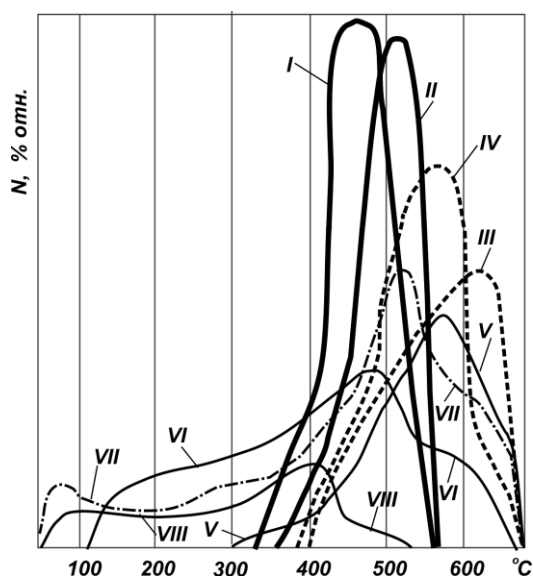


Рис. 2.39. Частоты встречаемости температур вакуумной декрепитации в минеральных ассоциациях руд Жезказгана: I-II - сульфиды раннего (I) и позднего (II) этапов оруденения в песчаниках (стратиформные залежи), 550-400°C; III-IV - жилы массивных сульфидов кристаллического зернистого (III) и колломорфного (IV) строения, 700-450°C; V - крупнокристаллические обособления сульфидов в трещинах, 680-400°C; VI - колломорфный халькопирит из покровов на стенках трещин, 680-180°C; VII - кварц-кальцит-сульфидные прожилки, 670-70°C; VIII - конкреционные обособления сульфидов среди оруденелых песчаников, 550-50°C

Таким образом, изучение флюидных включений позволяет утверждать, что руды Жезказгана формировались при высоких температурах (рис 2.39). Основная часть руд стратиформных залежей возникли при температуре 550-400°C, причем различия в температуре минералообразования первого и второго этапов (I и II минеральные ассоциации) незначительны. Жилы массивных сульфидов кристаллического зернистого и колломорфного строения (III и IV ассоциации) оказались наиболее высокотемпературными образованиями - 700-450°C. К этому же интервалу температур приурочены крупнокристаллические агрегаты и отдельные кристаллы сульфидов в полых трещинах (V минеральная ассоциация). Более **высокие** температуры образования жил относительно оруденения в песчаниках увязываются с представлением М.К.Сатпаевой [1985,], рассматривающей минерализованные трещины и тектонические зоны как пути движения рудоносных флюидов.

Далее следуют три минеральные ассоциации, образование которых весьма растянуто по температуре от очень высоких до низких: VI - покровы колломорфного халькопирита на стенках трещин, 680-180°C, VII - кварц-кальцит-сульфидные прожилки, 670-70°C; VIII - конкреционные обособления сульфидов среди оруденелых песчаников, 550-50°C. Эти минеральные образования формировались длительный период времени - от отложения основной массы руды в песчаниках и до полного ее остывания с участием растворов,

освободившихся при кристаллизации сульфидов основных рудных этапов. С этим процессом связано появление средне- и низкотемпературных минеральных образований.

Составы флюидов во включениях различных минеральных образований сопоставлены на тройных диаграммах (рис. 2.40). По соотношению вода - сумма газов - сумма солей отчетливо выделяются три поля. Флюиды первого этапа оруденения в песчаниках характеризуются наименьшими содержаниями воды и примерно равными количествами газов и солей. Значительные колебания соотношений жидкой, твердой и газообразной фаз, наблюдаемые при микроскопическом изучении включений, свидетельствуют о гетерогенности флюидов при отложении руд. Наиболее вероятно, растворы представляли неоднородную смесь газа и водно-солевого раствора-расплава.

Второе поле на диаграмме занимают флюиды с близким соотношением воды, газов и солей, которые присущи II этапу рудоотложения в песчаниках (II ассоциация), жилам массивных сульфидов кристаллически-зернистого (III) и колломорфного (IV) строения, кварц-кальцит-сульфидным прожилкам (VII) с температурой формирования 500°C и выше. В период кристаллизации сульфидов это были высокотемпературные гетерогенные газо-водносолевые флюиды, в которых соотношение фаз тоже не оставалось постоянным.

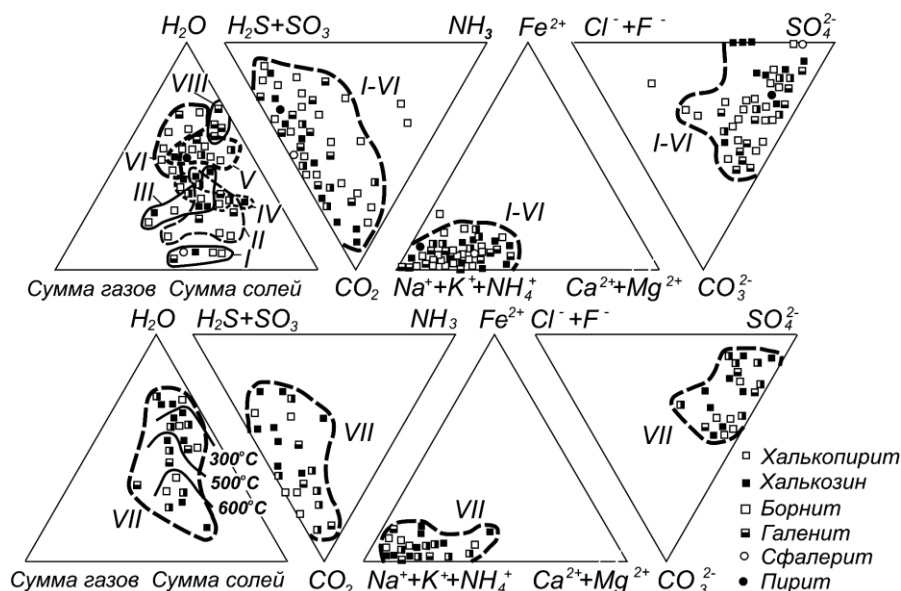


Рис. 2.40. Соотношения  $H_2O$  - сумма солей - сумма газов, химических компонентов флюидов во включениях различных минеральных образований: I-II - сульфиды первого (I) и второго (II) этапов оруденения в песчаниках, III-IV - жилы массивных сульфидов кристаллического зернистого (III) и колломорфного (IV) строения; V - крупнокристаллические агрегаты сульфидов в трещинах; VI - колломорфный халькопирит из покровов на стенках трещин; VII - кварц-кальцит-сульфидные прожилки; VIII - конкреционные обособлений сульфидов среди оруденелых песчаников

Третье поле занимают растворы в крупнокристаллических сульфидов в трещинах (V), карбонатно-сульфидные жилы с температурой образования ниже  $500^{\circ}C$  (VII) и низкотемпературные образования конкреций среди оруденелых песчаников (VIII). В их составе ведущим компонентом является вода при подчиненной роли газов и солей. В период минералообразования это были типичные гидротермальные растворы.

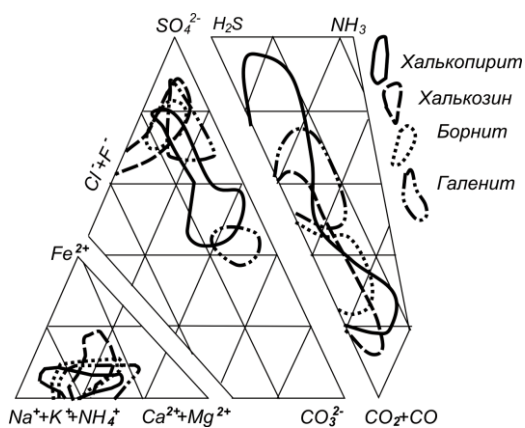


Рис. 2.41 Соотношения газовых и солевых компонентов флюидов во включениях минералов Жезказгана

Как видно из тройных диаграмм, в химическом составе флюидов во включениях различных минеральных ассоциаций среди газов преобладают в  $H_2S$ ,  $CO_2$  и  $CO$ , реже присутствуют повышенные количества  $NH_3$ ; среди солей - сульфаты, реже карбонаты натрия и калия. В целом химический состав флюидов, которые сохранились во включениях различных минеральных образований Жезказгана, удивительно однообразен. Их можно охарактеризовать как сероводородно-углекислотные карбонатно-сульфатные преимущественно натриевые при подчиненной роли  $Cl$ ,  $F$ ,  $K$ ,  $NH_4$ ,  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Fe$ .

Была предпринята попытка выяснить особенности химического состава флюидов в период кристаллизации тех или иных рудных минералов. На тройные диаграммы были вынесены газовые и солевые составы растворов во включениях халькопирита, халькозина, борнита и галенита независимо от их принадлежности к тем или иным ассоциациям. Затем были оконтурены участки с наибольшей плотностью точек. Как видно из рис. 2.41, особых отличий в составе флюидов, отложивших отдельные сульфиды не наблюдается. Только при образовании халькопирита и галенита в ряде случаев во флюидах отмечалось повышенное содержание карбонатов.

По содержанию вода выделено три разновидности флюидов: газо-солевые, газосодержащие и водно-солевые. Для каждой из них вычислены наиболее часто

встречающиеся содержания компонентов (табл. 2.7) и изучены их корреляционные связи.

Газо-солевые флюиды первого этапа рудоотложения в песчаниках (I минеральная ассоциация, халькозиновые и галенит-халькозиновые руды) состояли преимущественно из H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, сульфатов щелочных металлов, были восстановительными ΔE в среднем составляло -0,010. Выделены три группы компонентов с положительными связями: (Cl<sup>-</sup>+F<sup>-</sup>) - (CO<sub>2</sub>+CO) - CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>; (CO<sub>2</sub>+CO) - CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> - (Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>); Na<sup>+</sup>- SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>- H<sub>2</sub>S.

Таблица 2.7. Наиболее часто встречающиеся содержания химических компонентов в составе флюидов во включениях различных минеральных ассоциаций Жезказгана, мас. %

Компоненты	Минеральные ассоциации				
	I	II	III, IV, VIIa	V	VIIб, VIII,
Легучие					
H <sub>2</sub> O	5	25	35	53	66
H <sub>2</sub> S	20	10	9	7	3
CO <sub>2</sub> + CO	25	11	7	13	3
NH <sub>3</sub>	-	3	4	1	-
Сумма	50	49	55	74	72
Солевые					
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup> +NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	13	14	12	7	7
Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup>	3	2	3	2	1
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	28	29	20	12	14
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	3	2	6	3	4
Cl <sup>-</sup> + F <sup>-</sup>	3	4	4	2	2
Сумма	50	51	45	26	28
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /H <sub>2</sub> S	1,4	2,2	1,5	1,7	4,7
Тд, °С	550-400	550-400	700-450	650-400	500-50
Кол-во анализов	5	8	20	17	18

*Примечание.* I – газо-солевые флюиды во включениях минералов первого этапа оруденения в песчаниках; II, III, IV, VIIa – газо-водно-солевые флюиды во включениях второго этапа оруденения в песчаниках (II), в жилах массивных сульфидов кристаллического зернистого (III) и колломорфного (IV) строения и кварц-кальцит-сульфидных прожилков (VIIa - высокотемпературная часть, выше 500°С); V - водно-солевые флюиды во включениях крупнокристаллических агрегатов сульфидов в полых трещинах; VIIб, VIII,- водно-солевые растворы во включениях средне- и низкотемпературных кварц-кальцит-сульфидных прожилков (VIIб) и конкреционных обособлений сульфидов среди оруденелых песчаников (VIII)

Во включениях минералов второго этапа рудоотложения (II минеральная ассоциация, борнитовые и халькопирит-борнитовые руды) развиты газо-водно-солевые флюиды, содержащие равные количества воды и газы (основные H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>) при преобладающем количестве солей. Во многом подобны флюиды во включениях массивных кристаллических зернистых и колломорфных жил (III и IV минеральные ассоциации), отличаясь несколько повышенным количеством воды и меньшим содержанием солей. В этих растворах корреляционные связи проявлены слабее. Положительная связь характерна для следующей группы компонентов: (Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>+NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) - (Cl<sup>-</sup>+F<sup>-</sup>) - (CO<sub>2</sub>+CO).

Объясняются наиболее полно корреляционные связи в I и II минеральных ассоциаций при допущении, что галогениды щелочных металлов и углекислота были исходными в рудоносном флюиде и изменяли свои содержания пропорционально. Сульфаты и карбонаты щелочноземельных металлов в составе растворов были вторичными, возникали в результате реакций флюида с вмещающими породами. По величине ΔE эти флюиды обладали переходной обстановкой от восстановительной к окислительной.

Закономерности, установленные по результатам изучения флюидных включений, а также многие имеющиеся геологические данные позволяют говорить о формировании руд Жезказгана I и II этапов (I-IV минеральные ассоциации) из высокотемпературных

высококонтрированных сульфидно-солевых растворов-расплавов, приближающихся по своей физической сущности к рудным магмам.

Рудоотложение на Жезказгане проходило под водонепроницаемым экраном. Остаточные растворы при кристаллизации руд накапливались в трещинах и порах. В интервале высоких температур – 650-400°C, они привели к образованию крупных кристаллов и кристаллических агрегатов сульфидов в полых трещинах среди песчаников (V минеральная ассоциация). Образование их было растянуто по температуре на 50-200°C. Это указывает на то, что кристаллы росли длительное время на фоне постепенного понижения температуры. Растворы были водно-солевыми углекислотно-сероводородными сульфидно-натриевыми (наследовали химический состав флюидов I и II этапов). В них выделена группа компонентов с положительными связями ( $Na^+ + K^+ + NH_4^+$ ) - ( $Cl^- + F^-$ ) - ( $CO_2 + CO$ ) –  $CO_3^{2-}$ , которые присутствовали в исходном рудоносном флюиде. С ними дает отрицательную корреляцию  $SO_4^{2-}$ ;  $H_2S$  вообще не проявляет корреляционных связей. Содержания этих компонентов определяются окисленностью флюидов: с отношением  $SO_4^{2-}/H_2S$  положительная связь у  $SO_4^{2-}$  и отрицательная у  $H_2S$ . Крупнокристаллические сульфиды отлагались в слабо восстановительной среде.

В низкотемпературной области - 300-50°C, в полостях и трещинах остаточные растворы приводили к образованию кварц-кальцит-сульфидных прожилков и конкреционных обособлений сульфидов среди песчаников (VII и VIII минеральные ассоциации). Состав растворов аналогичен предыдущему, отличаясь увеличенным количеством воды при той же концентрации солей. Корреляционные связи в большинстве случаев отсутствуют. Отрицательные связи проявляют только пары ( $Na^+ + K^+ + NH_4^+$ ) - ( $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ ) и  $SO_4^{2-}$  -  $CO_3^{2-}$ , что указывает на различные источники их поступления в раствор. Резкое ослабление корреляционных связей свидетельствует о том, что остаточные растворы претерпели значительные изменения, в результате первоначальные соотношения компонентов в них нарушены. Имея невысокие температуры, они переотлагали окружающее минеральное вещество в трещинах и полостях.

Результаты изучения флюидных включений согласуются с изложенными в начале раздела геологическими и минералогическими материалами, свидетельствующие об инъекционном образовании руд Жезказга. Полученные данные позволяют утверждать о глубинном происхождении рудоносных флюидов. Флюиды имели высокие концентрации солей, представленных сульфатами и галогенидами Na; величина отношения  $H_2O/CO_2 + CO$  изменялась от 0,1 до 4,5 (табл. 2.6). Эти параметры присущи мантийным флюидам (см. табл. 1.15), которые и были вероятным источником рудного вещества.

Изотопные данные, систематизированные в работе Н.Г.Сыромятникова и др. [1978, 1979], показали исключительную однородность изотопного состава свинца. Возраст оруденения 200-275 млн. лет. Он согласуется с абсолютным возрастом жезказганских руд -  $210 \pm 30$  млн. лет, установленный С.К.Калининым и Э.Е.Файном рений-осмиевым методом. Согласно этим данным, оруденение возникло в перм-триасовое время, намного позже рудовмещающих карбоновых толщ. Сера сульфидов характеризуется узким диапазоном колебаний изотопных отношений, обогащена легким изотопом, что принято объяснять либо ассимиляцией биогенной серы осадочных пород, либо особенностями окислительно-восстановительных условий минералообразования.

## ВЫВОДЫ

Стратиформные медные месторождения в песчаниках Центрального Казахстана – изучен Жезказган. Рудное поле расположено к герцинской орогенной молассовой впадине, приурочено к месту пересечения трех крупных региональных разломов глубокого заложения и к узлу сочленения трех крупных складчатых структур – антиклиналей и синклиналей, оси которых сходятся в районе месторождения. Рудовмещающие осадочные породы характеризуются ритмичной перемежаемостью пластов серых средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников и конгломератов с

красными алевролитами и аргиллитами, претерпели сильнейшие стрессовые нагрузки. Стратиформные залежи приурочены к слоям песчаников и конгломератов. Наиболее богатое оруденение контролируется тектоническими структурами. Оно тяготеет к куполам, сжатым синклиналям и сопряженным с ними флексурным перегибам, а также к внутрипластовым нарушениям и зонам трещиноватости. Наряду с согласными, развиты секущие рудные тела – жилы массивных сульфидов в тектонических нарушениях и зонах трещиноватости. Они пересекают безрудные прослои и соединяют стратиформные залежи. В рудах Жезказгана имеется большое количество признаков, свидетельствующих об их инъекционном происхождении. Стратиформные залежи рассматриваются как своеобразные силлы – аналоги пластообразных интрузивных тел. Они возникли в результате внедрения глубинных флюидов типа сульфидных растворов-расплавов в толщу дислоцированных осадочных пород. Это представление подтверждается многочисленными геологическими признаками и минералогическим изучением руд.

Стратиформные залежи возникли в два этапа при высоких температурах - 550-400°C. Флюиды во включениях халькозиновых и галенит-халькозиновых руд I этапа газо-солевые (средний состав в мас. %): вода – 5, газы (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO) – 45, соли (сульфаты, галогениды и карбонаты Na, K, NH<sub>4</sub>) – 50. Во включениях минералов II этапа рудоотложения (борнитовые и халькопирит-борнитовые руды) развиты газо-водно-солевые флюиды, мас. %: вода – 25, газы – 24 (в основном H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>), соли – 51% (состав прежний). Жилы массивных сульфидов кристаллического зернистого и колломорфного строения более высокотемпературные - 700-450°C. Растворы во включениях во подобны II этапу оруденения в песчаниках, мас. %: вода – 35, газы (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>) – 20, соли - 45 (состав прежний).

На этом эндогенное рудообразование закончилось. Оно проходило **под** водонепроницаемым экраном. Остаточные растворы от кристаллизации руд накапливались в трещинах и порах, производили частичное переотложение рудного вещества. В интервале высоких температур – 650-400°C, они привели к образованию крупных кристаллов и кристаллических агрегатов сульфидов в полых трещинах среди песчаников, а также покровы колломорфных сульфидов на стенках трещин и обломках песчаников. Рост кристаллов происходил довольно длительное время на фоне постепенного понижения температуры на 50-200°C. Растворы были водно-солевыми углекислотно-сероводородными сульфидно-натриевыми (наследовали химический состав флюидов эндогенного рудоотложения). В низкотемпературной области - 400-50°C, в полостях и трещинах образовались кварц-кальцит-сульфидные прожилки и конкреционные обособления сульфидов среди руд и песчаников. Состав растворов аналогичен предыдущему, отличаясь увеличенным количеством воды при той же концентрации солей.

Результаты изучения флюидных включений подтверждают представление об инъекционном образовании руд Жезказгана при высоких температурах с участием сульфидных растворов-расплавов, обладающих повышенной вязкостью. Они были гетерогенными, представляли смеси водно-солевых и газовых фаз. Более **высокие** температуры образования жил относительно стратиформного оруденения в песчаниках увязываются с представлением о том, что трещины и тектонические зоны были путями движения рудоносных флюидов. Закономерности, установленные по результатам изучения флюидных включений, а также многие имеющиеся геологические и экспериментальные материалы позволяют говорить о формировании руд Жезказгана из глубинных мантийных рудоносных флюидов - высокотемпературных, высококонцентрированных, обогащенных летучими компонентами сульфидно-солевых растворов-расплавов («рудные магмы»).



## СВИНЦОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН (Центральный Казахстан - Алайгыр)

В пределах Успенской тектонической зоны в Центральном Казахстане насчитывается более 10 рудных объектов этого типа, месторождение Алайгыр является наиболее крупным представителем. Рудное поле сложено эффузивно-пирокластической толщей ( $D_2-D_3$ ) (рис. 2.42). Выше по разрезу залегает туфогенно-осадочные отложения фамена. В комплексе вулканогенно-осадочных пород фамена выделены дайкообразные тела субвулканических риолитовых порфиров, занимающих согласное и секущее положение. Интрузивные породы представлены небольшими телами кварцевых порфиров и порфириров. В непосредственной близости от месторождения имеется два крупных гранитных массива.

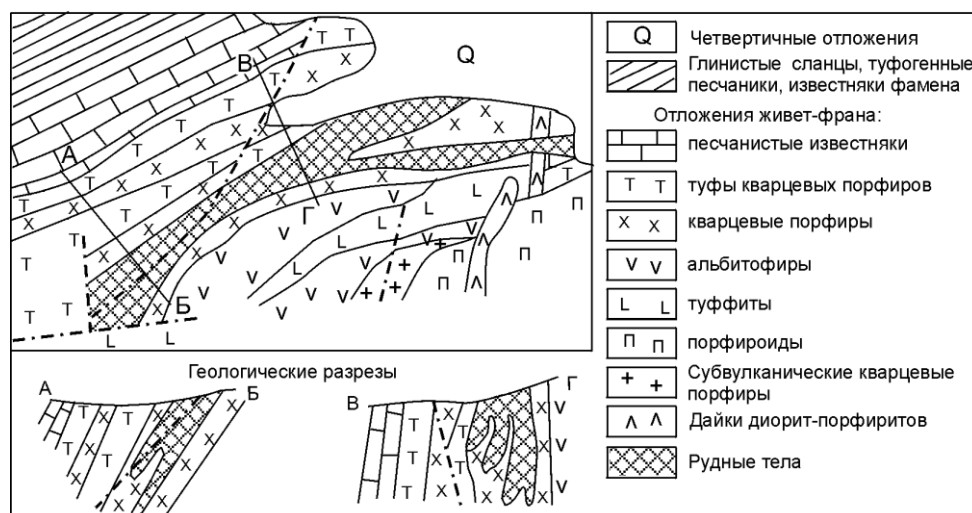
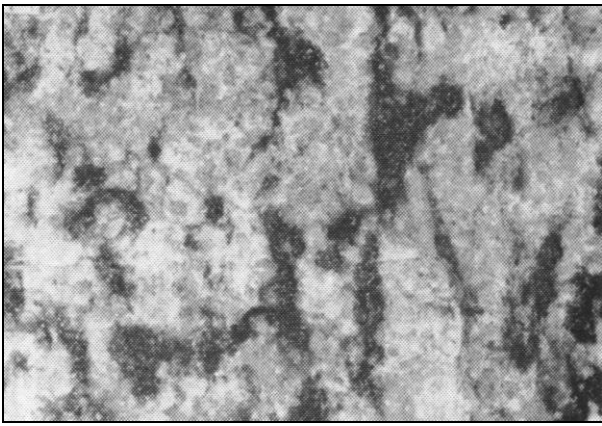


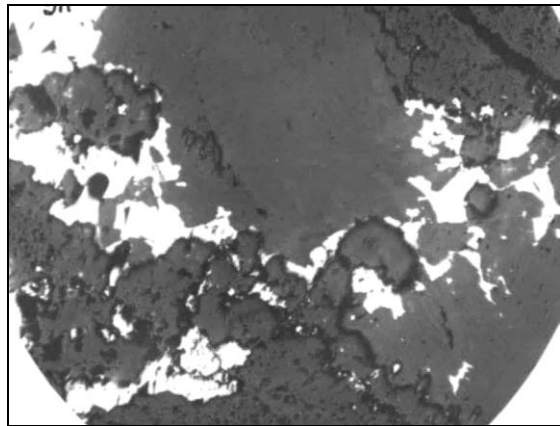
Рис. 2.42. Схематический геологический план и геологические разрезы Западного участка месторождения Алайгыр [Е.Ф.Бурштейн, 1961]

Основной структурой месторождения является сжатая брахиантиклиналь близширотного простирания. Вдоль ее южного крыла проходит крупный разлом, имеющий значение в локализации оруденения. Серией субмеридиональных нарушений месторождение разделено на три участка (практически самостоятельных месторождения): Западный, Средний и Восточный. Рудные тела имеют линзообразную и столбообразную форму. Промышленные галенитовые руды локализованы исключительно в пределах тел риолитовых порфиров, внутри контура гидротермально измененных пород, которые в свою очередь контролируются зонами дробления и трещиноватости.

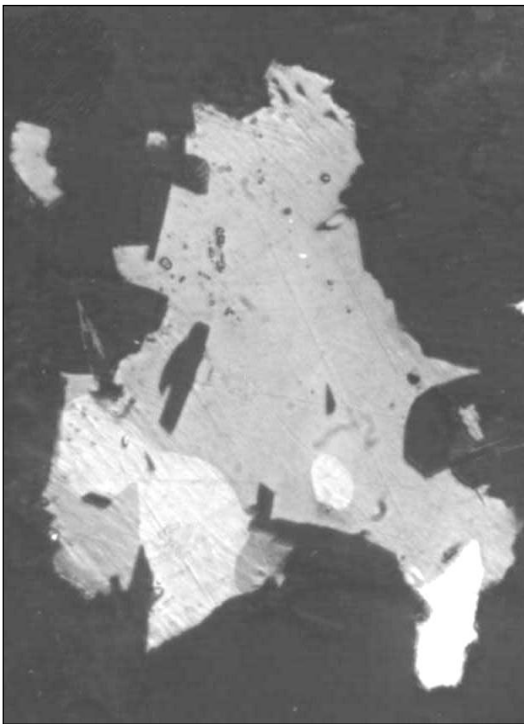
Процесс образование месторождения условно разделен на три стадии. В дорудную стадию широко проявились метасоматические изменения эффузивных пород - серицитизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, баритизация и альбитизация. Они прослеживаются непрерывной полосой вдоль зон тектонических нарушений. Руды, возникшие во вторую стадию, имеют прожилково-вкрапленное и вкрапленное строение, несут все признаки типичного гидротермального метасоматического образования (рис. 2.43). Они имеют исключительно простой минеральный состав. Основной минерал – галенит, присутствует в виде вкраплений, реже в виде тонких жилок в трещинах. Местами, совместно со сфалеритом, пиритом, кальцитом и баритом, галенит слагает небольшие гнезда сплошных руд. В третью завершающую рудный процесс стадию возникли пирит-серицитовые, карбонатные и баритовые прожилки. По геологическим и минералогическим признакам Алайгыр отнесен к малоглубинным гидротермально-метасоматическим месторождениям.



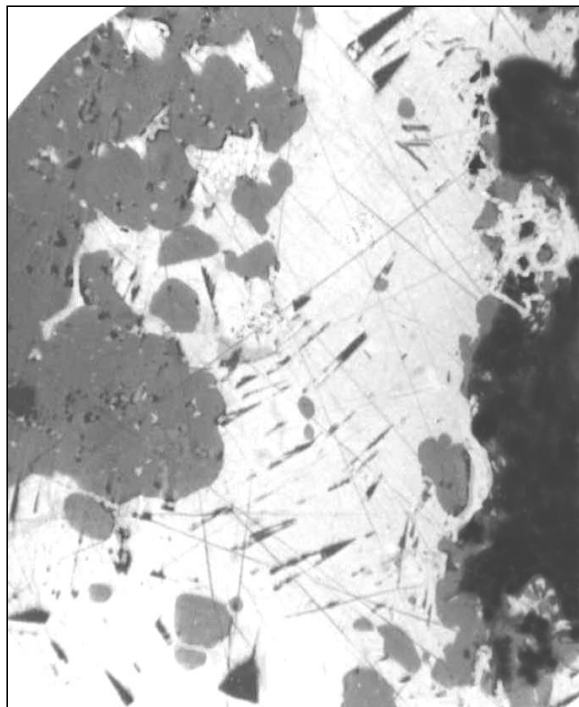
1



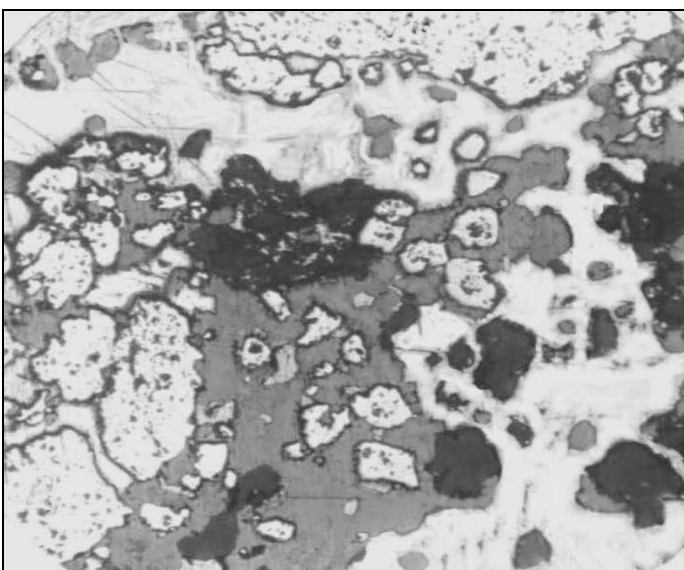
2



3



4



5

Рис. 2.43. Строение минеральных агрегатов месторождения Алайгыр [по М.К.Януловой, 1957 г.]: 1 – типичная прожилково-вкрапленная руда - прожилки галенита (черное) в окварцованном порфире, натур. вел.; 2 - галенит (белое) по трещинке метасоматически замещает дробленную породу (черное), ув. 180; 3 - сульфидный агрегат: халькопирит (темно-серое), блеклая руда (серое) и галенит (белое) метасоматически замещают силикатные минералы (черное), ув. 400; 4 - контакт сульфидного прожилка с породой (черное справа): сульфиды разъедают и замещают породу, галенит (белое) замещает более ранний сфалерит (серое), ув. 210; 5 – прожилок сульфидов: раскрытый пирит (белое рельефное с серым крапом) замещается сфалеритом (серое), а затем эти два ранних минерала замещаются более поздним галенитом (белое); черное – реликты силикатных минералов, ув. 210

Таблица 2.8. Типы минеральных образований месторождения Алайгыр [по М.К.Януловой, 1957 г.]  
и физико-химические параметры их формирования

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{CO_2}{CO_2^{2-}}$	$\Delta pH$	$\frac{SO_4^{2-}}{H_2S}$	$\Delta E$	$\frac{H_2O}{CO_2+CO}$
<i>I. Стадия метасоматического преобразования пород</i>									
1. Ранний тонкозернистый кварц	580-570	1	$H_2O^{78}CO_2^8(H_2S, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^9M^5$ $\frac{SO_4^{51}Cl^{32}CO_3^{11}F^6}{Na^{53}Ca^{27}Mg^{10}K^9}$	0,18	28,2		1,1	-0,01	7,9
2. Перекристаллизованный альбит	550-540	1	$H_2O^{91}(H_2S, CO_2, NH_3, H_2, N_2, Ar)^3M^6$ $\frac{SO_4^{66}CO_3^{25}Cl^8}{Na^{65}K^{23}Ca^6Mg^5}$	0,12	1,1		9,4	+0,01	15,2
3. Кварц-серицитовые (а) и серицитовые (б) метасоматиты с пиритом	520-490	а-1	$H_2O^{76}H_2S^4SO_3^6(CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^5M^9$ $\frac{SO_4^{93}Cl^5}{Na^{47}K^{21}Mg^{15}Ca^{13}}$	0,29-0,34	15,3-17,7 (16)		1,3-2,8 (2,0)	-0,008	23-36 (29)
		б-1	$H_2O^{78}H_2S^5(SO_3, CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^9M^8$ $\frac{SO_4^{73}F^{16}Cl^6CO_3^5}{Na^{55}K^{19}Ca^{17}Mg^5}$						
4. Кварц-хлорит-карбонатные метасоматиты	450	1	$H_2O^{72}CO_2^5(H_2S, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^6M^{16}$ $\frac{SO_4^{85}CO_3^{11}}{Na^{32}Ca^{32}K^{29}Mg^6}$	0,51	6,4		11	+0,012	11,3
<i>II. Рудная стадия</i>									
1. Галенит-кварц-серицитовая ассоциация	490	1	$H_2O^{67}H_2S^5(CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^7M^{21}$ $\frac{SO_4^{46}F^{28}Cl^{23}}{Na^{36}K^{24}Ca^{20}Mg^9Fe^8}$	0,58	42,4		1,3	-0,009	20,2
2. Галенит-альбит-кварцевая ассоциация	470	1	$H_2O^{66}H_2S^4(CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^6M^{24}$ $\frac{SO_4^{78}Cl, F^{11}CO_3^{11}}{Na^{57}K^{21}Ca^{17}}$	0,65	2,4		3,0	-0,004	21,9
<i>III. Стадия образования пострудных прожилков</i>									
1. Пирит-серицитовые прожилки	450	1	$H_2O^{72}H_2S^9(CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^{12}M^7$ $\frac{SO_4^{71}F^{12}Cl^{11}CO_3^5}{K^{34}Ca^{23}Na^{21}Mg^{17}Fe^5}$	0,55	12,2		0,4	-0,018	14,8
2. Карбонатные прожилки	420-350	1	$H_2O^{79}(H_2S, CO_2, CO, NH_3, H_2, N_2, Ar)^6M^{15}$ $\frac{SO_4^{94}}{Na^{53}Ca^{28}K^{12}Mg^6}$	0,70	24,1	+0,9	12	+0,01	22,7
3. Баритовые прожилки	310-260	1	$H_2O^{83}(H_2S, CO_2, NH_3, H_2, N_2, Ar)^4M^{13}$ $\frac{SO_4^{63}CO_3^{27}Cl^5F^5}{Na^{38}K^{22}Mg^{21}Ca^{14}}$	0,83	1,3	+2,0	15	+0,01	39,7

Включения изучены в 20 образцах (по 2 с каждой минеральной ассоциации), из них в 10 образцах определен химический состав флюидов.

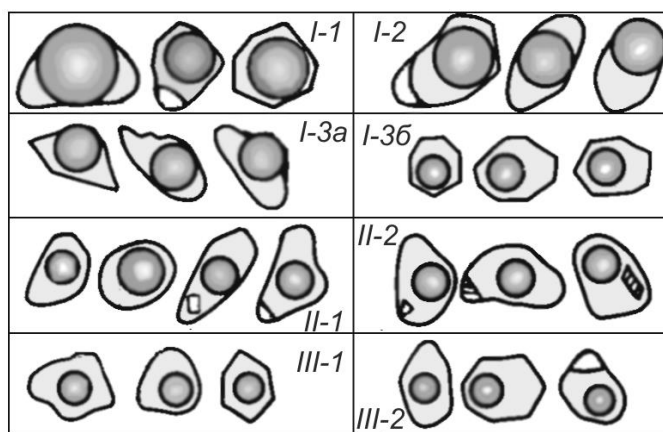


Рис. 2.44. Разновидности флюидных включений в минералах Алайгыра: I дорудная стадия: 1 - ранний тонкозернистый кварц, 2 - перекристаллизованный альбит, 3 - кварц-серицитовые (а) и существенно серицитовые (б) метасоматиты; II - рудная стадия: 1 - галенит-кварц-серицитовая ассоциация, 2 - галенит-альбит-кварцевая ассоциация; III - пострудные прожилки: 1 - пирит-серицитовые, 2 - карбонатные

Ранние дорудные кварц и альбит (стадия I, ассоциации 1 и 2), развитые по эффузивам, содержат флюидные включения с большими газовыми пузырьками, занимающими до 70% объема, иногда в них присутствуют две несмешивающиеся жидкости и мелкие кристаллики твердой фазы (рис. 2.44, I-1 и I-2). Температуры декрепитации их составили в кварце 580-570°C, в альбите - 550-540°C (рис. 2.45). Во включениях в кварце присутствует водный раствор с 17% газов (CO<sub>2</sub> - 8%, остальное - H<sub>2</sub>S, CO, NH<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>, Ar) и 5% солей (сульфаты и хлориды Na; рис. 2.46; табл. 2.8). Во включениях альбита раствор водный с еще меньшими содержаниями газов - 3 %, и солей - 6% (состав компонентов прежний). Возникли эти минералы при участии пневматолитовых растворов - плотность их составляла 0,12-0,18 г/см<sup>3</sup>, в период аутометасоматической переработки кислых субвулканических пород. Привноса новых компонентов не происходило, и новообразования кварца и альбита обусловлены перекристаллизацией силикатных пород.

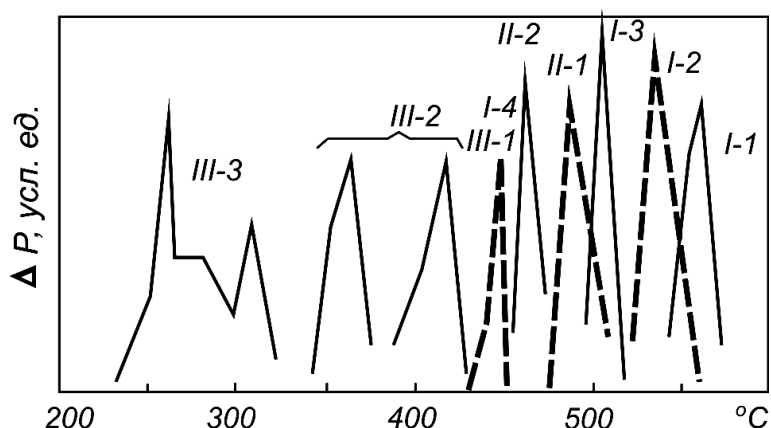


Рис. 2.45. Температуры вакуумной декрепитации включений в минералах Алайгыра (обозначения цифр см. на рис. 2.44 и 2.46)

Последующие минеральные ассоциации - кварц-серицитовая (I-3а) и серицитовая (I-3б), содержат газожидкие включения с объемами газовых пузырьков около 50% (рис. 2.44); температуры декрепитации их 520-510 и 490°C (рис. 2.45). Состав растворов в обоих случаях близок, мас. %: вода - 76-78, газы (H<sub>2</sub>S, SO<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub> и др.) - 14-15, соли (сульфаты, хлориды и фториды Na и K) - 8-9 (табл. 8, рис. 2.46). Отличительной

особенностью их явилось высокое содержание  $H_2S$  - 4-5%, и  $SO_3$  - 2-6%. Соединяясь с водой,  $SO_3$  приводил к образованию  $H_2SO_4$ , что обусловило кислую обстановку этого периода минералообразования. Выщелачиваемое из пород железо фиксировалось сероводородом в виде пирита. Высокая температура, недосыщенность растворов солевыми компонентами, повышенная кислотность способствовали высокой химической активности этих гидротерм. Следствием этого явилось широкое развитие на месторождении процессов серицитизации.

В кварц-хлорит-карбонатных метасоматитах (I-4), завершающих дорудную стадию, присутствует большое количество газожидких включений с объемами пузырьков около 40%, температура декрепитации их  $450^\circ C$ . В составе растворов, %: вода - 72, газы ( $CO_2$  - 5 %) - 12, соли (сульфаты и карбонаты Na, K и Ca) - 16.

Таким образом, метасоматиты возникли при высоких температурах с участием газо-гидротермальных растворов с плотностью  $0,3-0,5 \text{ г/см}^3$ .

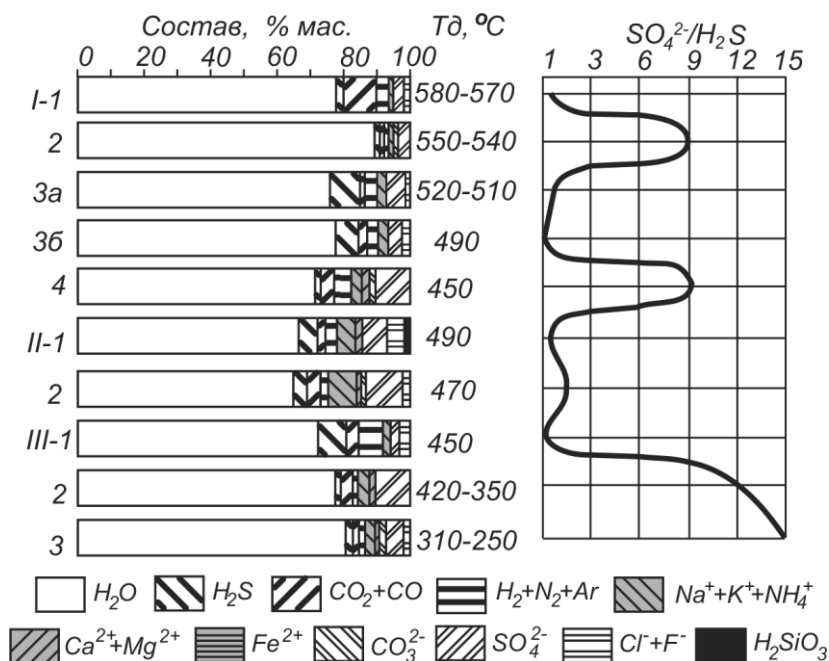


Рис. 2.46. Состав растворов во включениях минералов Алайгыра: I - дорудная стадия: 1 - ранний тонкозернистый кварц, 2 - перекристаллизованный альбит, 3 - кварц-серицитовые (а) и существенно серицитовые (б) метасоматиты, 4 - кварц-хлорит-карбонатные метасоматиты; II - рудная стадия: 1 - галенит-кварц-серицитовая ассоциация, 2 - галенит-альбит-кварцевая ассоциация, III - стадия образования прожилков: 1 - пирит-серицитовые прожилки, 2 - карбонатные прожилки, 3 - баритовые прожилки

В рудную стадию (II) произошло отложение галенита совместно с кварцем, серицитом и альбитом в виде двух минеральных ассоциаций. Включения в жильных минералах газожидкие с объемами пузырьков около 50%, почти постоянно с кристалликами твердых фаз (рис. 2.44, II-1 и II-2). Декрепитация их происходит при  $490^\circ C$  в минералах галенит-кварц-серицитовой (II-1) и при  $470^\circ C$ , в более поздней галенит-альбит-кварцевой (II-2) ассоциаций (рис. 2.45). Растворы во включениях водные ( $H_2O$  - 66-67%), повышена роль газов - ( $H_2S$  - 4-5%, остальное -  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ) - 10-12%, и солей - 21-24% (преобладают сульфаты и галогениды Na и K ; рис. 2.46, табл. 2.8).

Пострудные прожилки - пирит-серицитовые, кальцитовые и баритовые (соответственно III-1, III-2 и III-3 ассоциации), характеризуются распространением газожидких включений. Объемы газовых пузырьков в них уменьшаются в последовательности образования прожилков, а температуры декрепитации их составили соответственно 450, 420-350 и  $310-260^\circ C$ . В составе растворов постепенно увеличивается количество воды с 72 до 83%, уменьшается содержание газов с 21 до

4%; концентрация солей 7-15% (сульфаты, галогениды и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов).

Процесс минералообразования в рудную стадию проходили при участии газо-гидротермальных растворов с плотностью 0,6-0,7 г/см<sup>3</sup>. Только при отложении прожилков растворы становились гидротермальными, плотность их достигала 0,8 г/см<sup>3</sup>. Во всех случаях в минералообразовании на Алайгыре участвовали водные флюиды с невысокими содержаниями солей и газов (табл. 2.8). Окисленность их изменялась существенно. Как видно из рис. 2.46, в период окварцевания, серицитизации, отложения галенита и пирита преобладали восстановительные условия ( $SO_4^{2-}/H_2S = 0,4-2,9$ ,  $\Delta E$  от -0,018 до -0,003), при альбитизации, хлоритизации, карбонатизации и баритизации среда была окислительной ( $SO_4^{2-}/H_2S = 9-15$ ,  $\Delta E$  от +0,01 до +0,12).

Полученные данные показывают, что гидротермально-метасоматический процесс на Алайгыре был высокотемпературным. Е.В.Пучков и др. [1986] связывают формирование руд с риолитовыми порфирами. Структура этих пород свидетельствует о том, что в составе исходного магматического расплава было значительное количество летучих компонентов. По данным рентгенометрических исследований полевых шпатов температура кристаллизации пород оценена в 650-590°C. Автометасоматическая переработка пород началась при 580-540°C.

Большинство исследователей рассматривают Алайгыр как близповерхностное месторождение, оруденение связывается с глубинными магматическими очагами предшествующего вулканизма. По данным Е.И.Пучкова и др. [1986], время оруденения близко к времени внедрению риолитовых порфиров: по свинцово-изотопным данным модельный возраст рудного свинца 250-300 млн. лет; по K/Ar датированию биотитов и серицитов возраст риолитовых порфиров 320 млн. лет. Этими исследователями были проведены эксперименты по выщелачиванию свинца из риолитовых порфиров солянокислыми водными растворами. За 6 ч в раствор переходило 50-70% этого металла от его общего содержания в породе. Большая его часть находится в риолитовом порфире в формах, легко извлекаемых растворами. Некоторые исследователи отмечали, что гидротермально измененные породы на месторождении обеднены Pb, Ba, Sr, и считали их вынесенными и переотложенными растворами. Все это свидетельствует в пользу генетической связи оруденения с кислыми породами.

Не противоречат этому представлению и данные изучения флюидных включений. Рудные минеральные ассоциации - галенит-кварц-серицитовая и галенит-альбит-кварцевая, формировались при участии водных растворов, содержавших 21-24 % солей - хлоридов и сульфатов Na и K; отношение  $H_2O/CO_2+CO$  в них около 20 (табл. 2.8). Эти параметры характерны для флюидов коровых гранитоидных магм (см. табл. 1.15), глубинные очаги которых могли быть источником как рудовмещающих субвулканических кислых пород, так и рудообразующих флюидов. Первая стадия гидротермального процесса обусловлена автометасоматозом риолитовых порфиров, в расплавах которых присутствовало большое количество воды, вторая - поступлением флюидов из тех же глубинных очагов гранитоидных магм, третья - с завершающими гидротермальный процесс пострудными растворами.

По многим признакам Алайгыр сходен с месторождениями порфиривого типа, которые характерны не только для меди, но и для молибдена, олова, вольфрама, золота и серебра. Как и другие порфиривые месторождения, Алайгыр генетически связан с порфиривыми интрузиями. В его рудах полезным компонентом является один металл - свинец. Галенит присутствует в виде вкрапленности и мелких прожилков, образовался одновременно с метасоматитами в ассоциации с бессернистыми минералами. Отложению галенита предшествовала высокотемпературная гидротермальная переработка (кислотное выщелачивание) больших масс окружающих пород, что также присуще порфиривым месторождениям.

## В ы в о д ы

Свинцовые месторождения типа минерализованных зон в Центральном Казахстане, типичным крупным представителем является Алайгыр. Месторождение локализовано в региональной зоне смятия среди рассланцованных эффузивно-пирокластических пород ( $D_2$ - $D_3$ ). Рудные тела линзо- и жиллообразные. Основной рудный минерал - галенит, присутствует в виде вкраплений и тонких жилок.

Процесс минералообразования был единым, непрерывным, условно разделен на три стадии. В дорудную стадию широко проявились метасоматические преобразования эффузивных пород вдоль зон тектонических нарушений. Наиболее ранний автометасоматоз риолитовых порфиров происходил при  $580$ - $540^\circ\text{C}$  с участием пневматолитовых (плотностью  $0,12$ - $0,18 \text{ г/см}^3$ ) растворов, мас. %:  $\text{H}_2\text{O}$  -  $78$ - $91$ , газы ( **$\text{H}_2\text{S}$** ,  **$\text{SO}_3$** ,  **$\text{CO}_2$** ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{Ar}$ ) -  $3$ - $17$ , соли (сульфаты и галогениды  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ) -  $5$ - $6$ . При снижении температуры до  $520$ - $450^\circ\text{C}$  сформировались кварц-серицитовые, серицитовые и кварц-хлорит-карбонатные метасоматиты по эффузивным породам из газо-гидротермальных (плотностью  $0,3$ - $0,5 \text{ г/см}^3$ ) растворов, мас. %:  **$\text{H}_2\text{O}$**  -  $72$ - $76$ , газы -  $11$ - $15$ , соли -  $8$ - $16$ . В рудную стадию возникли галенит-кварц-серицитовая и галенит-кварц-альбитовая ассоциации при  $490$ - $470^\circ\text{C}$  из газо-гидротермальных (плотностью  $0,6$ - $0,7 \text{ г/см}^3$ ) растворов, мас. %:  $\text{H}_2\text{O}$  -  $66$ - $67$ , газы ( **$\text{H}_2\text{S}$** ,  **$\text{CO}_2$** ,  $\text{CO}$  и др.) -  $10$ - $12$ , соли (сульфаты и галогениды  $\text{Na}$  и  $\text{K}$ ) -  $21$ - $24$ . Пострудные прожилки - пирит-серицитовые, кальцитовые и баритовые, формировались при постепенном снижении температуры с  $450$  до  $260^\circ\text{C}$  из существенно водно-солевых типично гидротермальных растворов (плотность их достигала  $0,8 \text{ г/см}^3$  и более).

В целом минералообразование на Алайгыре было высокотемпературным гидротермально-метасоматическим, проходило в близповерхностных условиях. Источником рудного вещества являлись либо рудовмещающие вулканические породы, претерпевшие метасоматические преобразования, либо глубокие очаги кислых гранитоидных магм, с которыми связано формирование кислых вулканитов и интрузий.

## КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Центральный Казахстан – Гульшад и Акчагыл)

В Северном Прибалхашье развиты типичные контактово-метасоматические месторождения. Наиболее известны и описаны в литературе Гульшад (свинцово-цинковое) и Акчагыл (полиметаллическое), на которых и были проведены исследования флюидных включений.

Гульшадское рудное поле располагается в восточной краевой части Тасарал-Кызылэспинской антиклинальной структуры, в ядре одноименной антиклинали. Наиболее древние отложения представлены комплексом осадочно-вулканогенных и метаморфических пород силура (рис. 2.47). На них залегают комплекс мраморизованных известняков и доломитов ордовика, эффузивы основного состава ( $D_2$ - $D_3$ ?) и эффузивы кислого состава ( $C_1$ ?). Значительная часть эффузивных пород превращена во вторичные кварциты. Интрузивные породы, занимающие большую часть рудного поля, представлены многофазовой интрузией нижнекарбонového комплекса. Метаморфические и контактово-метасоматические образования представлены перекристаллизованными доломитами, зернистыми мраморами, ороговикованными кремнистыми и известково-кремнистыми сланцами, скарноидами и скарнами. Среди продуктов гидротермального метасоматоза распространены кварц (резко преобладает), тремолит, актинолит, карбонаты. В рудный этап образовались галенит-сфалеритовые руды в известняках, мраморах и скарнах [Мирошниченко, 1960; Газизова, 1962].

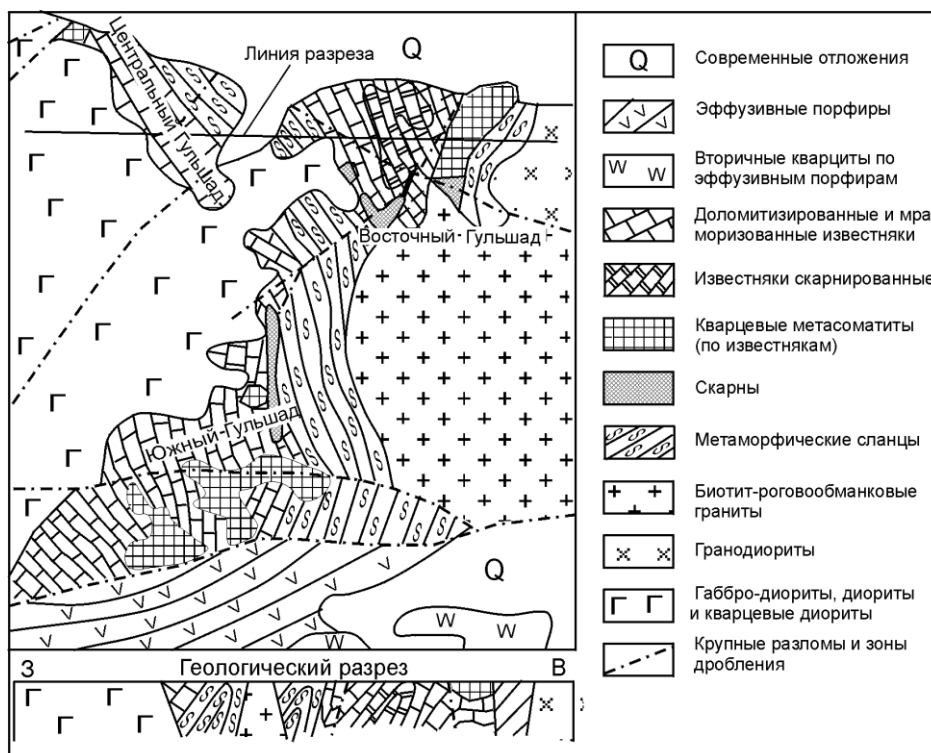


Рис. 2.47.  
Схематическая геологическая карта и геологический разрез Гульшадского рудного поля [Газизова, 1962]

На Южном и Восточном Гульшаде рудные тела тяготеют к зоне метасоматитов и скарнов вдоль разломов, проходящих по контакту известняков со сланцами и гранодиоритами. Они имеют линзообразную форму с раздувами и пережимами. На Центральном Гульшаде рудные тела локализованы в известняках, доломитах и метасоматитах. Они представляют выдержанные по простиранию и падению линзообразные залежи, которые имеют как секущее, так и согласное положение относительно простирания вмещающих пород.

Месторождение Акчагыл приурочено к останцу осадочно-туфогенных пород среди девонских гранитоидов. Останец сложен мраморизованными известняками ордовика, перекрытыми толщей силурийских известняково-железистых, глинисто-карбонатно-кремнистых пород, туфопесчаников с горизонтами яшмоидов, девонскими порфирами и их туфами (рис. 2.47а). Широко развиты дайки основного



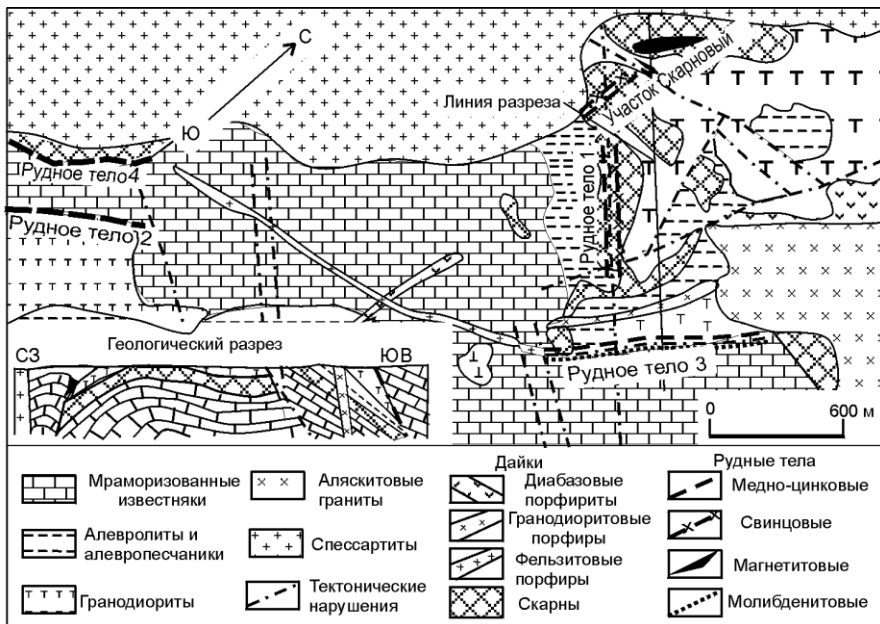


Рис. 2.47а.  
Схема геологического строения месторождения Акчагыл [Л.А.Мирошниченко, 1978]

и кислого состава. Оруденение приурочено к гранатовым и пироксеновым скарноидам, развитым по железистым глинисто-карбонатно-кремнистым и кремнисто-карбонатным породам основания силурийской толщи. Выделено три типа оруденения: железорудное, редкометалльное (*Sn-W-Mo*) и полиметаллическое, которые проявлены в нескольких последовательно возникших минеральных ассоциациях [Цигикалова, 1959: г.; Еникеева, 1959]. Промышленное значение имеют сфалерит-халькопиритовая и галенит-халькопирит-сфалеритовая рудные ассоциации. Рудные тела в пределах скарновых зон имеют форму пластов и линзообразных залежей, не выдержанны по мощности и простиранию. Оруденение неравномерное, с резкими переходами от прожилково-вкрапленных руд к густовкрапленным и сплошным.

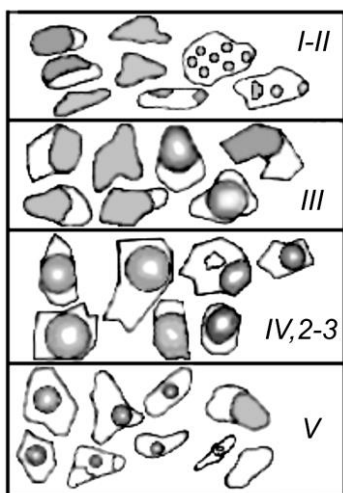


Рис. 2.48. Разновидности флюидных включений в минералах Акчагыла и Гульшада: I-II - мраморы, гранатовые и пироксеновые скарны, III - кварц-пироксеновые метасоматиты, IV - сфалерит и кварц из галенит-халькопирит-сфалеритовой (2) и галенит-сфалеритовой (3) ассоциаций, V - пострудные прожилки флюорита, кварца и кальцита

В целом для месторождений выделены следующие стадии минералообразования: I – контактовый метаморфизм (возникли кристаллические мраморы и кварц-биотитовые роговики); II – контактовый гидротермальный метасоматоз (гранатовые, пироксеновые и волластонитовые скарны); III – гидротермальный метасоматоз (кварцевые и кварц-пироксеновые метасоматиты); IV – рудная стадия: 1 – молибденит-арсенопиритовая, 2 – галенит-халькопирит-сфалеритовая и 3 – галенит-сфалеритовая минеральные ассоциации; V – стадия образования пострудных прожилков. Под этими номерами минеральные образования рассматриваются в тексте, приведены в таблице и на рисунках.

Флюидные включения исследованы в 42 образцах, из них в 19 выполнено определение химического состава. Изучить удалось только главные разновидности руд и метасоматитов.

В наиболее ранних кристаллических мраморах (I) преобладают одно- и двухфазные включения, заполненные жидкостями (рис. 2.48). Иногда в них удается наблюдать довольно крупные газовые пузырьки, которые гомогенизируются

Таблица 2.9. Минеральные образования месторождений Акчагыл и Гульшад (по Т.Н.Цигикаловой, 1959; Г.Н.Еникеевой, 1959; К.С.Газизовой, 1962; и др.) и физико-химические параметры их формирования

Минеральные ассоциации	Изученные минералы	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	ρ, г/см <sup>3</sup>	CO <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔрН	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> S	ΔЕ	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> +CO
<i>I. Контактный метаморфизм</i>										
Мраморы, кварц-биотитовые роговики	Кристаллический мрамор	690-640	1	H <sub>2</sub> O <sup>44</sup> CO <sub>2</sub> <sup>51</sup> (H <sub>2</sub> S,CO,H <sub>2</sub> ) <sup>3</sup> M <sup>6</sup> SO <sub>4</sub> <sup>58</sup> CO <sub>3</sub> <sup>29</sup> Cl,F <sup>13</sup> Ca <sup>33</sup> K <sup>22</sup> Na <sup>20</sup> Mg <sup>15</sup> NH <sub>4</sub> <sup>10</sup>	0,15	59		1,5	+0,006	0,8
<i>II. Контактный гидротермальный метасоматоз</i>										
Скарны	Гранат, пироксен	600-540	2	H <sub>2</sub> O <sup>46</sup> CO <sub>2</sub> <sup>43</sup> (H <sub>2</sub> S,CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ) <sup>6</sup> M <sup>5</sup> Cl <sup>42</sup> SO <sub>4</sub> <sup>32</sup> CO <sub>3</sub> <sup>22</sup> F <sup>4</sup> Mg <sup>28</sup> K <sup>24</sup> Na <sup>20</sup> Ca <sup>19</sup>	0,19-0,21	96-135		0,2-1,5	0,00- -0,026	0,8-1,4
<i>III. Гидротермально-метасоматическая стадия</i>										
Кварцевые метасоматиты	Пироксен, кварц	560-490	3	H <sub>2</sub> O <sup>45</sup> CO <sub>2</sub> <sup>32</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ) <sup>5</sup> M <sup>18</sup> Cl <sup>63</sup> SO <sub>4</sub> <sup>27</sup> CO <sub>3</sub> <sup>7</sup> Na <sup>52</sup> K <sup>17</sup> NH <sub>4</sub> <sup>10</sup> Ca <sup>9</sup> Mg <sup>9</sup>	0,25-0,29	12-72 (42)		1,5-8,0 (5,3)	+0,002- +0,008 (+0,005)	1,2-1,5 (1,3)
<i>IV. Рудная стадия</i>										
IV-1. Молибденит-арсенопиритовая	Арсенопирит	530-510	1	H <sub>2</sub> O <sup>40</sup> CO <sub>2</sub> <sup>27</sup> H <sub>2</sub> S <sup>5</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ) <sup>1</sup> M <sup>27</sup> SO <sub>4</sub> <sup>50</sup> Cl <sup>35</sup> CO <sub>3</sub> <sup>13</sup> Na <sup>69</sup> NH <sub>4</sub> <sup>11</sup> K <sup>10</sup> Ca <sup>6</sup>		18,2		2,1	-0,002	1,5
IV-2. Галенит-халькопирит-сфалеритовая	Халькопирит, сфалерит	520-460	2	H <sub>2</sub> O <sup>49</sup> CO <sub>2</sub> <sup>21</sup> H <sub>2</sub> S <sup>13</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ) <sup>2</sup> M <sup>15</sup> SO <sub>4</sub> <sup>58</sup> CO <sub>3</sub> <sup>37</sup> Cl,F <sup>5</sup> Na <sup>57</sup> K <sup>20</sup> Ca <sup>16</sup>	0,46	6,1-13		0,4-0,6	-0,020- -0,022	1,8-2,8
IV-3. Галенит сфалеритовая а - в скарнах б - в мраморах	Галенит, сфалерит, пирит,	520-470	а-3	H <sub>2</sub> O <sup>53</sup> CO <sub>2</sub> <sup>20</sup> H <sub>2</sub> S <sup>12</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,) <sup>4</sup> M <sup>11</sup> SO <sub>4</sub> <sup>59</sup> CO <sub>3</sub> <sup>21</sup> Cl <sup>19</sup> Na <sup>52</sup> NH <sub>4</sub> <sup>19</sup> K <sup>17</sup> Ca <sup>6</sup>		11-39 (25)		0,4-0,5 (0,4)	-0,018- -0,022 (0,020)	1,4-5,9 (2,8)
		410-380	б-3	H <sub>2</sub> O <sup>57</sup> CO <sub>2</sub> <sup>16</sup> H <sub>2</sub> S <sup>4</sup> (CO,N <sub>2</sub> ) <sup>3</sup> M <sup>20</sup> SO <sub>4</sub> <sup>48</sup> CO <sub>3</sub> <sup>27</sup> Cl <sup>22</sup> Na <sup>48</sup> K <sup>14</sup> NH <sub>4</sub> <sup>13</sup> Ca <sup>13</sup> Mg <sup>7</sup>		4,4-10 (7,0)	+2,0- +2,6	0,9-2,3 (1,8)	-0,002- -0,010	2,9-3,6 (3,2)
<i>V. Стадия образование пострудных прожилков</i>										
Пострудные прожилки	Флюорит, кварц, кальцит, цеолиты	390-80	4	H <sub>2</sub> O <sup>83</sup> (H <sub>2</sub> S,CO <sub>2</sub> ,CO,NH <sub>3</sub> ) <sup>7</sup> M <sup>10</sup> Cl <sup>44</sup> SO <sub>4</sub> <sup>33</sup> CO <sub>3</sub> <sup>15</sup> F <sup>8</sup> Na <sup>45</sup> NH <sub>4</sub> <sup>19</sup> K <sup>13</sup> Ca <sup>10</sup> Mg <sup>7</sup>	0,67-1,03	0,8-1,3 (1,0)	+1,0- +3,0	1,2-2,3	0,000- -0,004	16-42 (27)

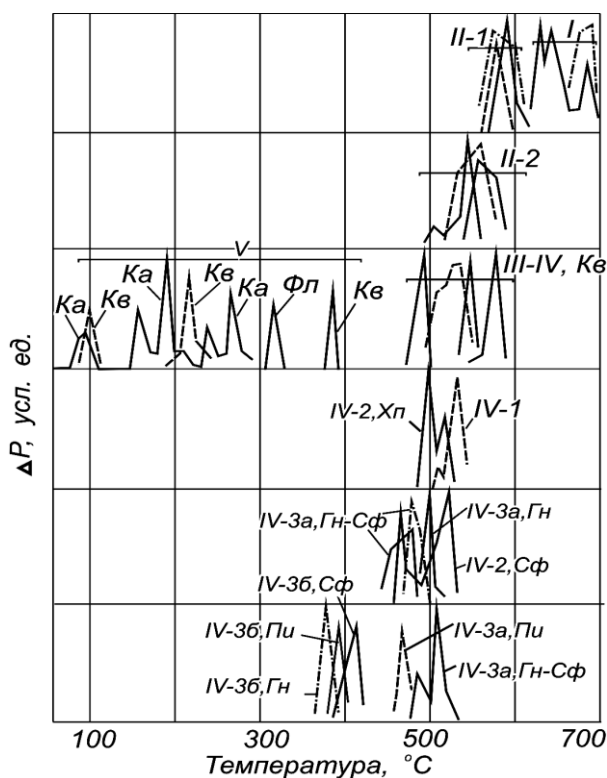


Рис. 2.49. Сводный график температур вакуумной декрепитации включений в минералах Гульшада и Акчагыла: *I* - мраморы; *II* - контактово-метасоматические образования: 1 - гранаты, 2 - моноклинные пироксены и кварц-пироксеновый агрегат; *III-IV* - кварц из гидротермальных метасоматитов и предрудный кварц; *IV* - минералы рудных ассоциаций: 1 - арсенопирит-молибденовой, Акчагыл; 2 - халькопирит-сфалеритовой, Акчагыл; *Хп* - халькопирит и *Сф* - сфалерит; *IV-3а* - галенит-сфалеритовой в скарнах: *Гн* - галенит, *Гн-Сф* - сфалерит-галенитовые агрегаты, *Пи* - пирит; *IV-3б* - галенит-сфалеритовой из окварцованных мраморов, Гульшад; *Сф* - сфалерит, *Гн* - галенит, *Пи* - пирит; *V* - минералы поздних пострудных прожилков: *Ке* - кварц, *Фл* - флюорит, *Ка* - кальцит, иногда с цеолитом

за счет нагрева от осветителя микроскопа (включения выполнены жидким  $\text{CO}_2$ ). Реже присутствуют газовые включения, на стенках которых наблюдаются капельки водного раствора, и с кристалликами твердых фаз. В трех образцах мраморов температуры декрепитации составили 700, 690-640 и 670°C (рис. 2.49, *I*). Растворы во включениях содержат, мас. %: воду - 40,  $\text{CO}_2$  - 51, прочие газы - 3, соли (сульфаты и карбонаты *Ca*, *Mg*, *K*, *Na*) - 2-6 (табл. 2.9, рис. 2.50, *I*). Как видно, в них преобладают компоненты, заимствованные из вмещающих пород. Они получили подвижность в результате прогрева и пропаривания флюидами магматических расплавов.

В контактово-метасоматических образованиях (*II*) - гранатовых и пироксеновых скарнах, характер включений аналогичен предыдущим, хотя декрепитация их происходила при более низких температурах: в гранатах - при 600-580°C (3 образца), в пироксене - 570-540°C (2 образца; рис. 2.49, *II-1* и *II-2*). Состав флюидов подобен предыдущему. Количество воды в них больше, а среди солей преобладают хлориды, что указывает на большее участие магматических (вернее, постмагматических) растворов.

В обоих рассматриваемых случаях растворы были пневматолитовыми - плотность их составляла 0,15-0,21 г/см<sup>3</sup>, углекислотно-водными с малым содержанием солей - 5-6%. Они не приносили заметного количества минеральных веществ, и новообразования обусловлены диффузионной подвижностью компонентов пород. В результате происходили перекристаллизация известняков и доломитов, формирование скарнов по контакту силикатных и карбонатных пород.

Полученные значения температур вакуумной декрепитации близки к температурам образования подобных минеральных ассоциаций на контактово-метасоматических железорудных месторождениях, данные по которым довольно многочисленны. Для периода метаморфизма пироксен-роговообманковой фации они оценены в 800-645°C [Kuzniarski, 1976]. В известковых и пироксеновых скарнах гомогенизация включений происходила при 740-430°C, в пироксен-гранатовых скарнах - при 530-490°C. При образовании метасоматитов температуры были следующими, °C: в пироксен-альбитовых, пироксен-диопсидовых, пироксен-скапо-литовых - 700-540, эпидот-актинолит-альбитовых, альбит- и скаполит-амфиболовых - 600-400 [по данным А.М.Дымкина, Г.Б.Князева, М.П.Мазурова, и др.].

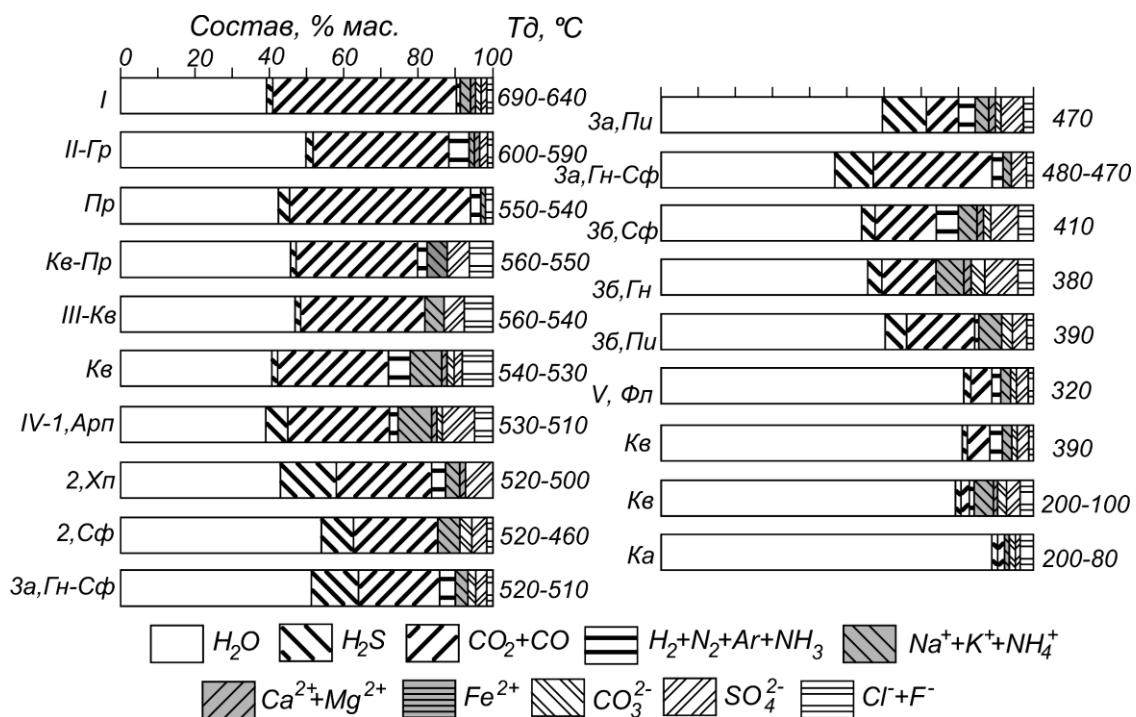


Рис. 2.50. Состав флюидов во включениях минералов Акчагыла и Гульшада: I - мрамор, Гульшад; II – контактово-метасоматические образования: Гр – гранат, Пр - пироксен, Акчагыл; Кв-Пр – кварц-пироксеновый агрегат, Гульшад; III - гидротермальные метасоматиты: Кв - кварц метасоматитов, Акчагыл и Гульшад; IV – минералы рудных ассоциаций: 1 – молибденит-арсенопиритовой, Арп - арсенопирит, Акчагыл; 2 – халькопирит-сфалеритовой: Хл – халькопирит, Сф - сфалерит, Акчагыл; 3а – галенит-сфалеритовой в скарнах: Гн-Сф - галенит со сфалеритом, Пу – пирит, Акчагыл и Гульшад; 3б – галенит-сфалеритовой в мраморах, Гульшад; Сф - сфалерит, Гн – галенит, Пу - пирит; V – минералы пострудных прожилков: Фл - флюорит и Кв – кварц, Акчагыл, Кв – кварц, Гульшад, Ка - кальцит с цеолитом, Акчагыл

Кварц-пироксеновые и кварцевые метасоматиты (III) содержат двухфазные жидкие (водный раствор + жидкий  $\text{CO}_2$ ) и газожидкие включения, в которых газовые пузырьки занимают большую часть объема (рис. 2.48). Температура декрепитации их в кварц-пироксеновом агрегате составила  $560-520^\circ\text{C}$ , в кварце -  $570-490^\circ\text{C}$  (рис. 2.49). Во включениях примерно такие же количества воды, как и в скарнах – 40-45%. Отличаются они меньшими содержаниями  $\text{CO}_2$  и возросшей концентрацией солей - 16-22% (хлориды Na и K при незначительном участии карбонатов Ca и Mg; табл. 2.9, рис. 2.50). По своей плотности -  $0,3 \text{ г/см}^3$ , растворы приближаются к пневматолитовым.

В кварце и сфалерите рудной стадии (IV) развиты газожидкие включения с пузырьками, занимающими в ранних ассоциациях до половины объема; иногда в них встречается жидкая углекислота. Температуры декрепитации включений в рудных минеральных ассоциациях, наложенных на скарны, следующие,  $^\circ\text{C}$ : в молибденит-арсенопиритовой (IV-1) -  $530-510$ , галенит-халькопирит-сфалеритовой (IV-2) -  $520-460$ , галенит-сфалеритовой (IV-3а) -  $520-470$ . В составе растворов включений в этой последовательности происходит увеличение количеств воды с 40 до 53%, и  $\text{H}_2\text{S}$  - с 5 до 12%, уменьшались содержания  $\text{CO}_2$  - с 27 до 16%, и солей - с 27 до 11% (сульфаты, хлориды и карбонаты Na, K,  $\text{NH}_4$ ). При отложении галенит-сфалеритовой ассоциации среди мраморов (IV-3б) на значительном удалении от интрузий температуры декрепитации включений более низкие -  $410-380^\circ\text{C}$  (рис. 2.49), а растворы состоят из большего количества воды - 57%, и солей - 20% (состав компонентов прежний), при меньшем участии  $\text{CO}_2$  – 16%, и  $\text{H}_2\text{S}$  – 4% (табл. 2.9; рис. 2.50). Плотность флюидов рудного этапа около  $0,5 \text{ г/см}^3$ , они представляли гетерогенные газо-водно-солевые растворы.

Завершилось минералообразование кварцевыми и кальцитовыми прожилками с флюоритом и цеолитами (V). Включения в них газожидкие с малыми газовыми пузырьками, температура их декрепитации от  $390$  до  $80^\circ\text{C}$ . Растворы были водными,

типично гидротермальными, %: вода - 78-88, газы - 4-8, и соли – 8-15; плотность - 0,67-1,03 г/см<sup>3</sup> (табл. 2.9, рис. 2.50, V). Набор газовых компонентов возрос - установлены все определяемые газы, кроме O<sub>2</sub>. Среди солей при температурах выше 300°C преобладали сульфаты Na с подчиненными количествами хлоридов, при 200°C и ниже - хлориды Na с подчиненной ролью сульфатов и карбонатов.

В целом процесс минералообразования на контактово-метасоматических месторождениях был единым, длительным и протекал практически от температур магматических расплавов до 100°C и ниже. Соответственно менялись состав и агрегатное состояние флюидов. Пневматолитовые водно-углекислотные растворы в период перекристаллизации карбонатных пород и образования скарнов (I-II) имели плотность порядка 0,15-0,20 г/см<sup>3</sup> и очень низкие концентрации солей. В период прерудной гидротермально-метасоматической переработки пород (III) они сменились газогидротермальными углекислотными растворами с более высокими концентрациями солей и плотностью - 0,25-0,30 г/см<sup>3</sup>. Отложение сульфидов (IV) происходило тоже при участии газо-гидротермальными сероводородно-углекислотных гетерогенных флюидов, плотность которых была существенно более высокой - 0,4-0,7 г/см<sup>3</sup>. Завершился процесс низкотемпературными водными растворами с плотностью около 1 г/см<sup>3</sup>, с участием которых возникли пострудные прожилки.

Окисленность флюидов была невысокой  $\Delta E$  изменялась от -0,022 до +0,006. Наибольшие ее значения присущи ранним контактово-метаморфическим и метасоматическим образованиям, а также пострудным прожилкам. В период рудоотложения условия были восстановительными.

Месторождения Гульшад и Акчагыл рассматривается большинством исследователей типично скарновыми, генетически связаны с гранитоидами верхнедевонского-нижнекарбонатового возраста. Оруденение возникло в раннюю герцинскую эпоху. Однако данные по стабильным изотопам, как уже отмечалось ранее, показали более модельный мезозойский возраст свинцов этих месторождений [Сыромятников и др., 1978]. Иная точка зрения на генезис «так называемых скарновых месторождений» Северо-Западного Прибалхашья высказана Г.Н.Щербой (Щерба и др., 1983). Они считают, что первоначально в породах ордовика-силура существовало вулканогенно-осадочное гидротермально-метасоматическое оруденение, аналогичное атасуйскому. Впоследствии оно подвергалось динамотермальному метаморфизму и контактово-метасоматическому воздействию с переотложением рудного вещества. Каких-либо существенных доказательств в пользу этого представления авторы не приводят. Третью точку зрения доказывает И.В.Витовская [1960]. Изучая распределение элементов в породах Акчагыла и Кызылэспе, она пришла к выводу о выносе свинца, цинка и меди под влиянием высокотемпературного метаморфизма карбонатных пород. Эти металлы, по ее представлению, могли быть вовлечены в гидротермальный процесс и образовать рудные тела. Таким образом, вопрос об источнике рудного вещества на Акчагыле и Гульшаде остается открытым.

Данные изучения флюидных включений, как и результаты геолого-минералогических исследований, свидетельствуют в пользу контактово-метасоматического происхождения этих месторождений. Продуктивные минеральные ассоциации возникли из гидротермальных растворов, в составе которых преобладали сульфаты и хлориды Na и K, хотя рудоотложение проходили в карбонатной среде. Источником рудообразующих флюидов могли быть очаги кислых магм, производными которых были и гранитоидные интрузии. Часть рудного вещества могла поступать и из силикатных и карбонатных пород в процессе высокотемпературного метаморфизма, как это доказывает И.В.Витовская [1960]. Для всей группы месторождений характерен однородный состав серы сульфидов и ее близость, к метеоритному стандарту. По мнению Н.И.Замятина [Сыромятников и др., 1978], это свидетельствует о нижнекоровом или мантийном источнике серы и высоких температурах отложения руд.

Контактово-метасоматические полиметаллические месторождения в Центральном Казахстане – типичные представители Гульшад и Акчагыл. *Гульшад* расположен среди известняков и доломитов  $O_2$ , эффузивов основного и кислого состава ( $D_2$ -  $C_1$ ?) вблизи гранодиоритовой интрузией  $C_1$ ?. Контактный метаморфизм и метасоматоз привели к образованию мраморов, скарноидов и скарнов по карбонатным породам и вторичных кварцитов по силикатным породам. В рудную стадию образовались галенит-сфалеритовые ассоциации в метасоматитах, мраморах и скарнах. Рудные тела представляют линзообразные залежи, которые имеют как секущее, так и согласное положение относительно простирания вмещающих пород. *Акчагыл* приурочен к останцу ордовик-силурийских карбонатных, глинисто-кремнисто-карбонатных и эффузивных пород ( $O$ - $S$ ?) среди интрузии гранитоидов  $D$ ?. В раннюю стадию сформировались мраморы, скарны и скарноиды, в рудную – на них наложены железорудная, редкометалльная и полиметаллическая минеральные ассоциации. Рудные тела имеют форму пласто- и линзообразных залежей, невыдержанных по мощности и простиранию. Оруденение неравномерное, с резкими переходами от прожилково-вкрапленных руд к сплошным.

Формирование месторождений было сходным. Образование мраморов при контактовом метаморфизме происходило при 700-640°C, гранатовых и пироксеновых скарнов при контактовом метасоматозе - при 600-540°C. Растворы в обоих случаях были углекислотно-водными с малым содержанием солей, мас. %:  $H_2O$  - 40-46,  $CO_2$  - 43-51, прочие газы - 3-6, соли (сульфаты, хлориды и карбонаты Ca, Mg, Na, K) - 5-6. Предрудные кварц-пироксеновые и кварцевые метасоматиты сформированы при 570-490°C из газо-водно-солевых растворов, мас. %:  $H_2O$  - 48,  $CO_2$  - 32, прочие газы - 5, соли (хлориды Na, K,  $NH_4$ ) - 18. Температуры образования минералов сульфидных ассоциаций в скарнах следующие, °C: молибденит-арсенопиритовой - 530-510, галенит-халькопирит-сфалеритовой - 520-460, галенит-сфалеритовой - 500-380. В составе растворов в этом направлении увеличивалось количество воды с 40 до 53%, и  $H_2S$  - с 5 до 12%, уменьшались содержания  $CO_2$  - с 27 до 16%, и солей - с 27 до 11% (сульфаты, хлориды и карбонаты Na, K,  $NH_4$ ). При отложении галенит-сфалеритовых ассоциаций среди мраморов на значительном удалении от интрузий температуры были ниже - 410-380°C, а растворы состояли из большего количества воды - 57%, и солей - 20% (состав прежний), при меньшем участии  $CO_2$  - 16%, и  $H_2S$  - 4%. Завершилась гидротермальная деятельность на месторождениях кварцевыми и кальцитовыми прожилками при 390-80°C с участием водно-солевых растворов, %: вода - 78-88, газы - 4-8, соли - 8-15 (хлориды, сульфаты и карбонаты Na, K,  $NH_4$ ).

В целом процесс минералообразования был единым, длительным, протекал практически от температур магматических расплавов до 100°C и ниже. Соответственно менялись состав и агрегатное состояние флюидов. Пневматолитовые водно-углекислотные растворы на стадиях перекристаллизации карбонатных пород и образования скарнов имели плотность порядка 0,15-0,20 г/см<sup>3</sup> и очень низкие концентрации солей. В стадию предрудного метасоматоза они сменились газо-гидротермальными углекислотными растворами с более высокими концентрациями солей и плотностью 0,25-0,30 г/см<sup>3</sup>, а затем в стадию отложения сульфидов перешли в газо-гидротермальные гетерогенные углекислотно-сероводородные флюиды с плотностью 0,4-0,7 г/см<sup>3</sup>. Завершился процесс низкотемпературными водными растворами с плотностью около 1 г/см<sup>3</sup>, с участием которых возникли пострудные ассоциации.

Наиболее вероятный источник рудообразующих флюидов - очаги кислых магм, производными которых были и гранитоидные интрузии. Часть рудного вещества могла поступать из силикатных и карбонатных пород в процессе высокотемпературного метаморфизма и метасоматоза пород.

## КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Центральный Казахстан – Саякская группа месторождений)

Саякская группа медных контактово-метасоматических месторождений расположена в Северном Прибалхашье, приурочена к грабенсинклинальной структуре, которая сложена ниже-среднекарбовыми вулканогенно-осадочными породами, интрузиями гранодиоритов и многочисленными дайками среднего и кислого состава (рис. 2.51). Среди вулканогенно-осадочных пород присутствует мощный (до 200 м) горизонт карбонатных пород. В контактовой зоне с интрузиями они превращены в протяженные тела скарнов. Основные месторождения группы – Саяк I, Тастау, Саяк III, Саяк IV.

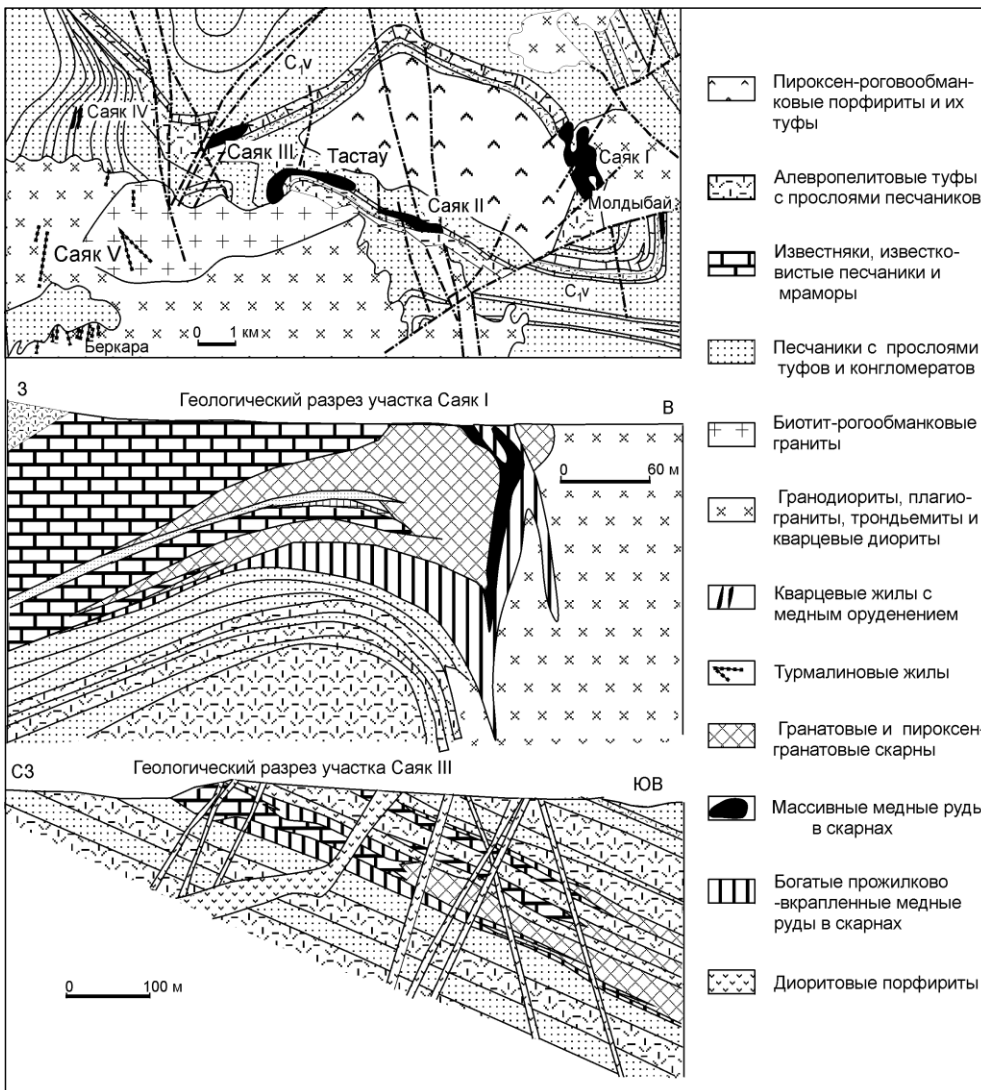


Рис. 2.51.  
Схема геологического строения Саякского рудного поля и геологические разрезы по месторождениям Саяк I и Саяк III [Н.М. Жуков и др., 1996]

В зоне экзоконтакта широко развиты метасоматические образования. В скарнах и метасоматитах локализовано молибденово-медное оруденение. Внутри гранитоидов развито аналогичное молибденово-медная оруденение в зонах повышенной трещиноватости (порфировый тип) и в виде кварц-турмалиновых жил (жильный тип). Все разновидности руд представляют синхронное проявление одной и той же минерализации в различных геологических обстановках [Мирошниченко, Фомичев и др., 1971]. Все разнообразие минеральных образований на месторождениях систематизировано в ассоциации (табл. 2.10), которые имеют четкую рудно-метасоматическую зональность (рис. 2.52).

Флюидные включения изучены в 76 образцах, из них в 37 определен химический состав флюидов. На месторождениях имеется большое разнообразие разновременных минеральных ассоциаций, представленных одними и теми же минералами. Каждой

ассоциации приданы цифровые обозначения, которые приведены в тексте таблиц и на графиках.

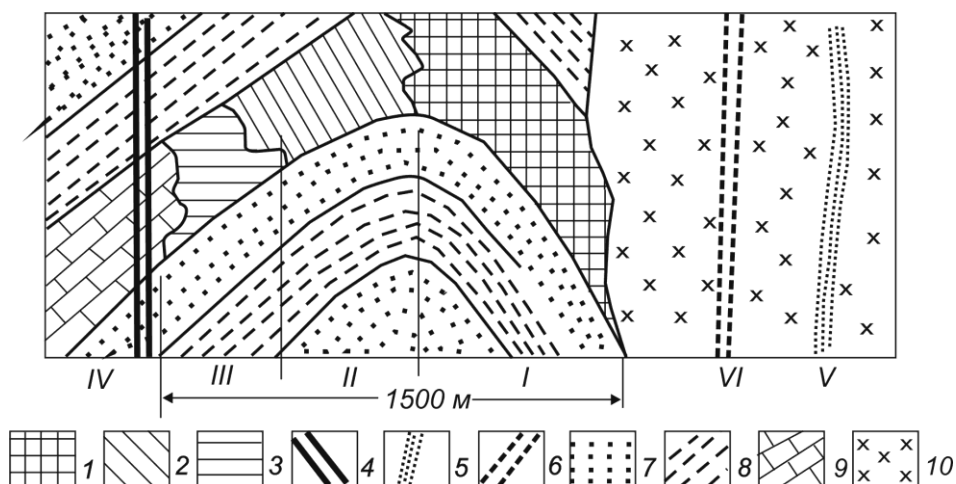


Рис. 2.52. Схема рудно-метасоматической зональности Саякской группы месторождений [по В.И.Фомичеву]: I-IV – оруденение в экзоконтакте интрузий: I - гранатовая зона с магнетитом и молибденит-борнит-халькопиритовыми рудами, II - актинолитовая зона с халькопирит-пирротинным оруденением, III - кварц-хлорит-кальцитовая зона с герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновой минерализацией, IV - жильная кварц-хлорит-кальцитовая зона с галенитом и сфалеритом; V-VI - оруденение внутри интрузий: V - молибденит-халькопирит-борнитовое в зонах повышенной трещиноватости (порфировый тип) и VI - в кварц-турмалиновых жилах (жильный тип). Условные обозначения: 1 – гранатовые и пироксеновые скарны с молибденит-борнит-халькопиритовыми рудами, 2 – эпидот-актинолитовые породы с халькопирит-пирротинным оруденением, 3 – кварц-кальцит-хлоритовые породы с герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновой минерализацией, 4 – кварц-кальцит-хлоритовые жилы с галенитом и сфалеритом; 5 – зоны повышенной трещиноватости внутри интрузий и 6 – кварц-турмалиновые жилы с молибденит-халькопирит-борнитовым оруденением, 7 - песчаники; 8 - туфоалевролиты; 9 - известняки; 10 - гранодиориты и диориты

В эндоконтактовой зоне гранодиоритов (I) минералообразование началось формированием пироксен-гранатовых скарнов (ассоциация I-1). Флюидные включения в них состоят из переменных количеств твердой фазы, жидкости и газа, менее развиты типичные газожидкие включения с большими газовыми пузырьками (рис. 2.53). Декрепитация их происходила при 660-650°C (рис. 2.54). Растворы во включениях состоят из близких количеств воды - 35%, газов (преобладает CO<sub>2</sub>) - 37%, и солей (сульфаты, хлориды и фториды Ca и Na) - 27% (табл. 2.10, рис. 2.55).

В минералах следующей турмалин-калишпатовой (жильной) ассоциации (I-2) включения разнообразны: от чисто газовых и газожидких с большими объемами пузырьков до практически твердофазных, наряду с водными растворами в них присутствует жидкий CO<sub>2</sub>. Температуры декрепитации их в последовательно возникших, минералах (турмалин, калишпат, альбит) понижаются от 640 до 440°C, опускаясь в сериците до 250°C. Флюиды в среднем содержат 39% воды, около 30% газов (CO<sub>2</sub> - 21%) и около 30% солей (сульфаты, хлориды и фториды Na, Ca и K).

Эти данные показывают, что большая часть минералов скарновой и турмалин-калишпатовой ассоциаций сформировалась при участии пневматолитовых растворов с относительно невысокими содержаниями солей, плотность их составляла 0,15-0,3 г/см<sup>3</sup>.

В рудную стадию возникла молибденит-борнит-халькопиритовая ассоциация (I-3). Температуры декрепитации включений в предрудном кварце составили 640-500°C, состав раствора тоже углекислотно-водный, мас. %: H<sub>2</sub>O - 40, CO<sub>2</sub> - 29, соли (галогениды и карбонаты Na и K) – 26 (рис. 2.55). Температуры вакуумной декрепитации включений в сульфиде составили, °C: в халькопирите – 500-410



Таблица 2.10. Минеральные образования месторождений Саякской группы (по Л.А.Мирошниченко и др., 1971) и физико-химические параметры их формирования

Изученные минералы	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	ρ, г/см <sup>3</sup>	CO <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔрН	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> S	ΔЕ	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> + CO
<b>I. Минеральные ассоциации внутри интрузивных комплексов:</b>									
<i>I-1. Стадия контактового метасоматоза – образование скарнов</i>									
Пироксен-гранатовый скарн	660-650	1	H <sub>2</sub> O <sup>36</sup> CO <sub>2</sub> <sup>32</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>5</sup> M <sup>27</sup> SO <sub>4</sub> <sup>45</sup> Cl <sup>33</sup> F <sup>22</sup> Ca <sup>60</sup> Na <sup>23</sup> NH <sub>4</sub> <sup>12</sup> K <sup>5</sup>	0,15	315		18,4	+0,016	1,1
<i>I-2. Стадия гидротермального метасоматоза - турмалин-калишпатовая (жильная) ассоциация</i>									
Турмалин, калишпат, альбит, серицит	640-440-250	4	H <sub>2</sub> O <sup>39</sup> CO <sub>2</sub> <sup>21</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>8</sup> M <sup>30</sup> SO <sub>4</sub> <sup>53</sup> Cl <sup>30</sup> F <sup>9</sup> CO <sub>3</sub> <sup>8</sup> Na <sup>45</sup> Ca <sup>19</sup> K <sup>15</sup> NH <sub>4</sub> <sup>12</sup> Mg <sup>8</sup>	0,19-0,30	21-239 (149)		1,5-14 (6,4)	+0,004-0,010 (-0,004)	0,7-5,5 (1,8)
<i>I-3. Рудная стадия - молибденит-халькопирит-борнитовая ассоциация</i>									
Ранний кварц	640-500	1	H <sub>2</sub> O <sup>40</sup> CO <sub>2</sub> <sup>30</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>4</sup> M <sup>26</sup> Cl <sup>53</sup> CO <sub>3</sub> <sup>29</sup> F <sup>12</sup> SO <sub>4</sub> <sup>6</sup> Na <sup>62</sup> K <sup>22</sup> NH <sub>4</sub> <sup>12</sup> Fe <sup>4</sup>	0,16	7,5		1,8	-0,008	1,3
Халькопирит, борнит	500-420	3	H <sub>2</sub> O <sup>50</sup> CO <sub>2</sub> <sup>22</sup> H <sub>2</sub> S <sup>7</sup> (CO, H <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> ) <sup>5</sup> M <sup>16</sup> SO <sub>4</sub> <sup>68</sup> Cl <sup>25</sup> F <sup>5</sup> Na <sup>25</sup> K <sup>21</sup> Ca <sup>19</sup> NH <sub>4</sub> <sup>16</sup> Mg <sup>10</sup> Fe <sup>9</sup>	(0,35)	10-12 (11,7)		0,5-4,8 (2,4)	-0,014-0,024 (-0,014)	1,4-4,0 (2,2)
<i>I-4. Стадия поздних кварц-кальцит-цеолитовых прожилков</i>									
Кварц и кальцит	400-150-	2	H <sub>2</sub> O <sup>55</sup> CO <sub>2</sub> <sup>16</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>5</sup> M <sup>24</sup> SO <sub>4</sub> <sup>49</sup> Cl <sup>34</sup> CO <sub>3</sub> <sup>10</sup> F <sup>7</sup> Na <sup>33</sup> K <sup>24</sup> Ca <sup>18</sup> Mg <sup>13</sup> NH <sub>4</sub> <sup>10</sup>	0,62-0,79	1,6-7,5 (4,6)	+0,3-+0,4	1,6-7,4 (4,5)	+0,004-0,004 (0,000)	2,2-5,6 (3,9)
Кальцит из поздних прожилков	90-70	1	H <sub>2</sub> O <sup>74</sup> CO <sub>2</sub> <sup>5</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>5</sup> M <sup>19</sup> CO <sub>3</sub> <sup>80</sup> Cl <sup>10</sup> SO <sub>4</sub> <sup>7</sup> F <sup>3</sup> Na <sup>56</sup> K <sup>17</sup> Ca <sup>11</sup> NH <sub>4</sub> <sup>9</sup> Mg <sup>4</sup>	0,92	1,8	+0,5	1,8	-0,002	12,4
<b>II. Минеральные ассоциации в экзоконтактовой зоне интрузивных комплексов:</b>									
<i>II-1. Стадия контактового метаморфизма – образование мраморов</i>									
Мрамор	500	1	H <sub>2</sub> O <sup>29</sup> CO <sub>2</sub> <sup>35</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>2</sup> M <sup>33</sup> Cl <sup>49</sup> CO <sub>3</sub> <sup>28</sup> SO <sub>4</sub> <sup>23</sup> Ca <sup>90</sup> Na <sup>5</sup>	0,11	8,6		8,6	+0,008	0,8

Продолжение табл. 2.10

Изучные минералы	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	ρ, г/см <sup>3</sup>	CO <sub>2</sub> /CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔpH	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /H <sub>2</sub> S	ΔE	H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> +CO
<i>II-2. Стадия контактового метасоматоза – образование скарнов</i>									
Гранат, волластонит	660-480	3	H <sub>2</sub> O <sup>25</sup> CO <sub>2</sub> <sup>27</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , Ar) <sup>10</sup> M <sup>36</sup> SO <sub>4</sub> <sup>51</sup> CO <sub>3</sub> <sup>32</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>17</sup> Ca <sup>39</sup> Na <sup>32</sup> K <sup>17</sup> NH <sub>4</sub> <sup>7</sup> Fe <sup>5</sup>	0,14-0,24	6,6-15 (9,8)		6,6-15 (9,7)	+0,010-+0,004 (+0,008)	0,4-2,1 (0,9)
<i>II-3. Стадия гидротермального метасоматоза</i>									
<i>II-3(1). Магнетит-эпидот-актинолитовая ассоциация</i>									
Эпидот, ильваит	630-540	2	H <sub>2</sub> O <sup>27</sup> CO <sub>2</sub> <sup>24</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>10</sup> M <sup>35</sup> Cl <sup>59</sup> SO <sub>4</sub> <sup>28</sup> F <sup>8</sup> CO <sub>3</sub> <sup>5</sup> Ca <sup>37</sup> K <sup>19</sup> Na <sup>14</sup> Mg <sup>13</sup> NH <sub>4</sub> <sup>10</sup> Fe <sup>7</sup>	0,17	20-147 (84)		3,4-21 (12)	+0,002- -0,002 (0,000)	0,9-1,5 (1,1)
Магнетит		1	H <sub>2</sub> O <sup>24</sup> CO <sub>2</sub> <sup>20</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , N <sub>2</sub> , Ar) <sup>19</sup> M <sup>35</sup> CO <sub>3</sub> <sup>32</sup> F <sup>32</sup> Cl <sup>21</sup> SO <sub>4</sub> <sup>15</sup> Na <sup>48</sup> K <sup>26</sup> Fe <sup>16</sup> NH <sub>4</sub> <sup>8</sup>	(0,32)	3,4		12	+0,012	1,2
Актинолит		1	H <sub>2</sub> O <sup>27</sup> CO <sub>2</sub> <sup>45</sup> (H <sub>2</sub> S, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>3</sup> M <sup>25</sup> SO <sub>4</sub> <sup>57</sup> Cl <sup>33</sup> F <sup>10</sup> Ca <sup>30</sup> K <sup>23</sup> Na <sup>21</sup> Mg <sup>21</sup> Fe <sup>5</sup>	0,32	45		10	+0,010	0,6
<i>II-3(2). Калишпат-аксинитовая и кварц-кальцит-хлоритовая ассоциации</i>									
Гематит, калишпат, аксинит, хлорит	530-410-210	5	H <sub>2</sub> O <sup>51</sup> CO <sub>2</sub> <sup>15</sup> (H <sub>2</sub> S, CO, NH <sub>3</sub> , N <sub>2</sub> , Ar) <sup>8</sup> M <sup>26</sup> SO <sub>4</sub> <sup>58</sup> Cl <sup>27</sup> CO <sub>3</sub> <sup>11</sup> F <sup>4</sup> Na <sup>40</sup> Ca <sup>30</sup> K <sup>15</sup> Mg <sup>11</sup>	0,39-0,59	2,3-31 (14)		2,6-9,7	+0,010- -0,002 (+0,005)	1,0-4,6 (3,3)
<i>II-4. Рудная стадия</i>									
<i>II-4(1). Герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая ассоциация</i>									
Арсенопирит	590-540	1	H <sub>2</sub> O <sup>59</sup> H <sub>2</sub> S <sup>14</sup> CO <sub>2</sub> <sup>13</sup> (CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>4</sup> M <sup>10</sup> SO <sub>4</sub> <sup>54</sup> CO <sub>3</sub> <sup>32</sup> Cl <sup>14</sup> Na <sup>42</sup> Mg <sup>28</sup> K <sup>22</sup> NH <sub>4</sub> <sup>8</sup>		8,4		0,3	-0,020	4,5
<i>II-4(2). Эмплектит-халькопирит-пирротиновая ассоциация</i>									
Пирит-пирротиновый агрегат	490-470	1	H <sub>2</sub> O <sup>62</sup> CO <sub>2</sub> <sup>22</sup> H <sub>2</sub> S <sup>4</sup> (CO, NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> ) <sup>2</sup> M <sup>10</sup> SO <sub>4</sub> <sup>48</sup> Cl <sup>32</sup> CO <sub>3</sub> <sup>19</sup> Na <sup>37</sup> Ca <sup>27</sup> Fe <sup>14</sup> K <sup>12</sup> Mg <sup>6</sup>		23		1,0	-0,009	2,7

Продолжение табл. 2.10

Изученные минералы	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	ρ, г/см <sup>3</sup>	CO <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔрН	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> S	ΔЕ	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> + CO
<i>II-4(3). Молибденит-халькопирит-пиритовая ассоциация</i>									
Молибденит	520-480	2	$H_2O^{39}CO_2^{10}H_2S^9(CO, NH_3, H_2)^3M^{39}$ $SO_4^{63}CO_3^{19}Cl^{11}F^7$ $Na^{39}K^{28}Ca^{14}NH_4^9Mg^6$		0,9-13 (7,0)		1,6-2,3 (2,0)	-0,001- -0,003 (-0,002)	2,5-5,3 (3,9)
Халькопирит, борнит	510-350	3	$H_2O^{40}CO_2^{17}H_2S^{12}(CO, NH_3, H_2)^2M^{28}$ $SO_4^{49}CO_3^{30}Cl, F^{21}$ $Ca^{30}Na^{24}K^{23}Mg^{17}$	(0,61-0,66)	4,1-18 (9,5)		0,3-2,1 (1,3)	-0,004- -0,020 (-0,010)	1,7-3,9 (2,3)
<i>II-4(4). Галенит-сфалеритовая ассоциация</i>									
Галенит	460-410	1	$H_2O^{38}CO_2^{24}H_2S^6(CO, NH_3, H_2)^3M^{29}$ $SO_4^{65}Cl^{27}F^8$ $Na^{63}Ca^{17}NH_4^9Mg^7$		23	+1,5	2,6	-0,004	1,3
<i>II-5. Стадия поздних прожилков</i>									
<i>II-5(1). Кварц-кальцитовые прожилки</i>									
Кварц	440-320	1	$H_2O^{56}CO_2^{17}(H_2S, CO, NH_3, H_2)^6M^{18}$ $SO_4^{74}CO_3^{13}F^7Cl^6$ $Ca^{46}K^{21}Na^{17}NH_4^8$	0,47	17	+1,3	4,2	0,000	2,9
Кальцит	180-70	1	$H_2O^{48}CO_2^{21}(H_2S, CO, NH_3, H_2)^7M^{24}$ $SO_4^{48}CO_3^{26}Cl^{26}$ $Ca^{34}Na^{30}K^{27}NH_4^5$	0,59	7,8	+0,5	12,3	+0,004	2,3
<i>II-5(2). Кальцит-таумаситовые прожилки</i>									
Кальцит	310-190	1	$H_2O^{78}(H_2S, CO_2, CO, H_2)^3M^{17}$ $Cl^{45}SO_4^{28}CO_3^{21}F^6$ $Na^{30}NH_4^{22}Mg^{16}K^{15}Ca^{13}$	0,71	0,6	+2,5	2,3	0,000	55,7
<i>II-5(3). Кальцит-цеолитовые прожилки</i>									
Цеолит	70-50	1	$H_2O^{80}(H_2S, CO_2, NH_3, H_2, N_2, Ar)^3M^{17}$ $Cl^{48}SO_4^{42}CO_3^6F^4$ $K^{29}Na^{29}Mg^{21}Ca^{19}$	0,96	0,9	0,0	3,9	+0,002	184,4

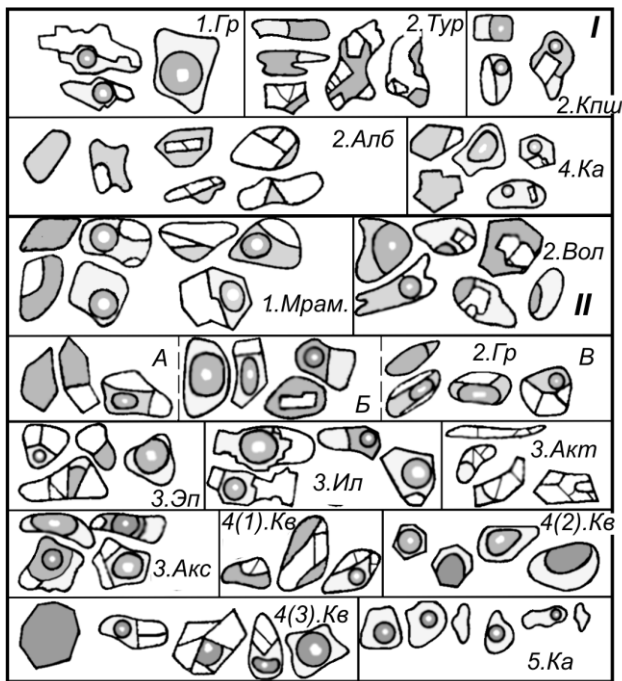


Рис. 2.53. Разновидности флюидных включений в минералах Саякской группы месторождений: I – минеральные образования внутри интрузий: 1 – пироксен-гранатовый скарн, Гр - гранат; 2 – турмалин-калишпатовая ассоциация: Тур - турмалин, Кпш - калишпат, Алб - альбит; 4 – кварц-кальцитовые прожилки, Ка – кальцит; II – минеральные образования в экзоконтакте интрузий: 1 – контактовый метаморфизм, мрамор; 2 – контактовый метасоматоз, скарны: Вол - волластонит; Гр - гранаты: А – мелко-, Б - средне- и В - крупнокристаллические; 3 – гидротермальный метасоматоз: магнетит-эпидот-актинолитовая ассоциация; Эл - эпидот, Ил - ильваит, Акт - актинолит; калишпат-аксинитовая ассоциация: Акс - аксинит; 4 – рудная стадия: 4(1) - арсенопирит-кобальтиновая ассоциация, Кв - кварц; 4(2) - халькопирит-пирротиновая ассоциация, Кв - кварц; 4(3) - молибденит-халькопирит-борнитовая ассоциация, Кв – кварц; 5 - кварц-кальцитовая ассоциация: Ка - кальцит

иногда с водным раствором и кристаллическими фазами (рис. 2.53). Вначале наблюдений под микроскопом многие включения выглядят как газожидкие, но пузырек в них быстро гомогенизируется за счет нагрева от осветителя микроскопа. Температуры декрепитации их в среднекристаллических мраморах составили 520-510°C, в мелкозернистых - 500-480°C. Раствор во включениях газо-водно-солевой, мас. %: вода - 29, CO<sub>2</sub> - 35, и соли – 33 (хлориды, сульфаты и карбонаты Са; рис. 2.54 и 2.55).

В скарнах и скарноидах (стадия контактового метасоматоза, ассоциация II-2) флюидные включения аналогичные, температуры декрепитации изменяются от 660 до 480°C (зависит от близости контакта с магматическими породами). Состав флюидов во включениях отличается набором солевых компонентов - наряду с солями Са существенно участие Na и K, постоянно присутствует H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> (табл. 2.10).

Далее на месторождении проявилась стадия гидротермального метасоматоза (II-3). В минералах магнетит-эпидот-актинолитовой ассоциации II-3(1) во включениях присутствует значительное количество твердого вещества неоднородного строения. Флюидная фаза представлена водным раствором, иногда с большим количеством жидкого и газообразного CO<sub>2</sub>. Температуры декрепитации их от 630 до 540°C. Состав растворов подобен двум предыдущим ассоциациям.

(4 образца), халькопирите с пиритом и молибденитом - 500-440, халькопирите с борнитом - 450-430, халькопирите с молибденитом - 460, борните - 420. Флюиды во включениях газо-водные, мас. % H<sub>2</sub>O - 48-52, H<sub>2</sub>S - 3-15, CO<sub>2</sub> - 13-35, с низкими концентрациями солей - 13-18 (сульфаты и галогениды Na, K, Ca, Mg; табл. 2.10, рис. 2.54 и 2.55). В период минералообразования он состоял из 2-3 фаз: водно-солевого раствора, газообразного и жидкого CO<sub>2</sub>, что и обусловило переменное соотношений фаз во включениях. Плотность флюида около 0,35 г/см<sup>3</sup>.

В минералах кварц-кальцит-цеолитовой ассоциации (I-4), завершающей минералообразование внутри гранитоидов, развиты газожидкие включения, температура декрепитации изменяется от 400 до 150°C, опускаясь до 70°C в поздних кальцит-цеолитовых прожилках. В составе включений, мас. %: вода - 55-74, CO<sub>2</sub> - 5-16, соли - 24-19 (в кварц-кальцитовой ассоциации - сульфаты и хлориды Na и K, в кальцит-цеолитовой - карбонаты Na и K). При повышенных температурах раствор был газожидкий с плотностью 0,6-0,8 г/см<sup>3</sup>, при низких – водный плотностью около 1,0 г/см<sup>3</sup>.

В экзоконтактной зоне интрузий (II) наиболее ранними минеральными образованиями были мраморы (ассоциация II-1). В них, независимо от размеров зерен, развиты мелкие (не более 2 мкм) включения жидкого CO<sub>2</sub>,

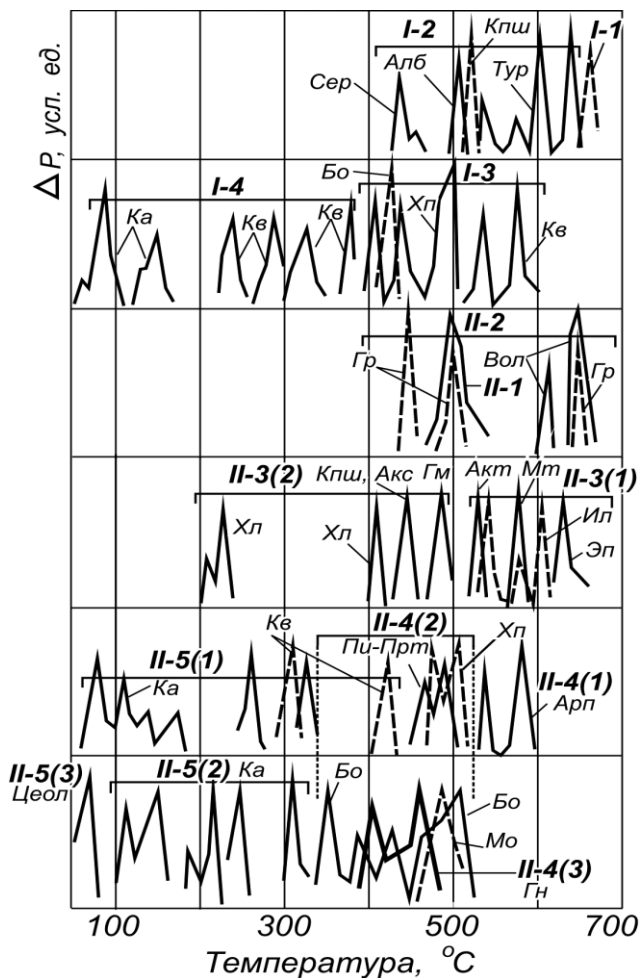


Рис. 2.54. Температуры вакуумной декрепитации включений в минеральных образованиях Саяжской группы месторождений.

I – минеральные образования внутри интрузивных комплексов: 1 – пироксен-гранатовый скарн; 2 – турмалин-калишпатовая ассоциация: Тур – турмалин, Кпш – калишпат, Алб – альбит, Сер – серицит; 3 – молибденит-халькопирит-борнитовая ассоциация: Кв – кварц, Хл – халькопирит, Бо – борнит; 4 – кварц-кальцит-цеолитовая ассоциация (прожилки): Кв – кварц, Ка – кальцит.

II – минеральные образования в экзоконтакте интрузий: 1 – мрамор, 2 – пироксен-гранатовый скарн: Гр – гранат, Вол – волластонит; 3 – гидротермальные метасоматиты: 3(1) – магнетит-эпидот-актинолитовая ассоциация: Мт – магнетит, Эл – эпидот, Ил – ильваит, Акм – актинолит; 3(2) – калишпат-аксинитовая ассоциация: Кпш – калишпат, Акс – аксинит, Гм – гематит, Хл – хлорит; 4 – рудные минеральные ассоциации: 4(1) – герсдорфит-арсенопирит-кобаль-нитовая, Арп – арсенопирит; 4(2) – молибденит-халькопирит-пиритовая: Хл – халькопирит, Пу-Прт – пирит-пирротинный агрегат, Бо – борнит, Мо – молибденит; 4(3) – галенит-сфалеритовая, Гн – галенит; 5 – поздние прожилки: 5(1) – кварц – кальцитовые; 5(2) – кальцит-таумаситовые; 5(3) – цеолитовые, Цеол – цеолит

Рассмотренные три ассоциации в экзоконтакте интрузии формировались в условиях, подобных образованию эндоскарнов. Растворы были высокотемпературными пневматолитовыми водно-углекислотными, плотность их составляла 0,14-0,30 г/см<sup>3</sup>. Для них характерно повышенное содержание солей – 25-36%, часто превышающее количество воды – 24-27%. В период минералообразования подобный флюиды были гетерогенным. В них, наряду с обособленными фазами водного раствора и углекислоты, мог самостоятельно существовать водно-солевой расплав. Эта гетерогенность флюидов и обусловила неоднородность включений в минералах.

Следующие две минеральные ассоциации II-3(2) – калишпат-аксинитовая и кварц-хлорит-кальцитовая, характеризуются распространением газо-жидких включений, часто тоже с кристалликами твердых веществ и жидким CO<sub>2</sub>. Температуры их декрепитации в последовательно возникших минералах составили, °C: в гематите – 530-480, калишпате – 460, аксините – 450-440, кварце – 440-310, хлорите – 430-210 (рис. 2.54). Состав растворов преимущественно водный – в среднем в нем присутствует, мас. %: вода – 51 (максимально 77), CO<sub>2</sub> – 15, прочие газы – 8, соли – 20 (сульфаты и хлориды Na и Ca; табл. 2.10, рис. 2.55).

Далее в экзоконтактовой зоне возникли четыре рудные ассоциации: герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая – II-4(1), эмплектит-халькопирит-пирротиновая – II-4(2), молибденит-халькопирит-борнитовая – II-4(3), и галенит-сфалеритовая – II-4(4). Сульфиды сопровождаются кварцем, который возник как синхронно ними (в этом случае он насыщен тонкой вкрапленностью рудных минералов), так и позднее их. В синрудном кварце включения весьма разнообразны: газо-жидкие с пузырьками, занимающими до 50-70% объема; с двумя несмешивающимися жидкостями (водный раствор + жидкий CO<sub>2</sub>); газовые; газо-твердофазные; газо-жидкие с кристаллическими фазами (рис. 2.53).

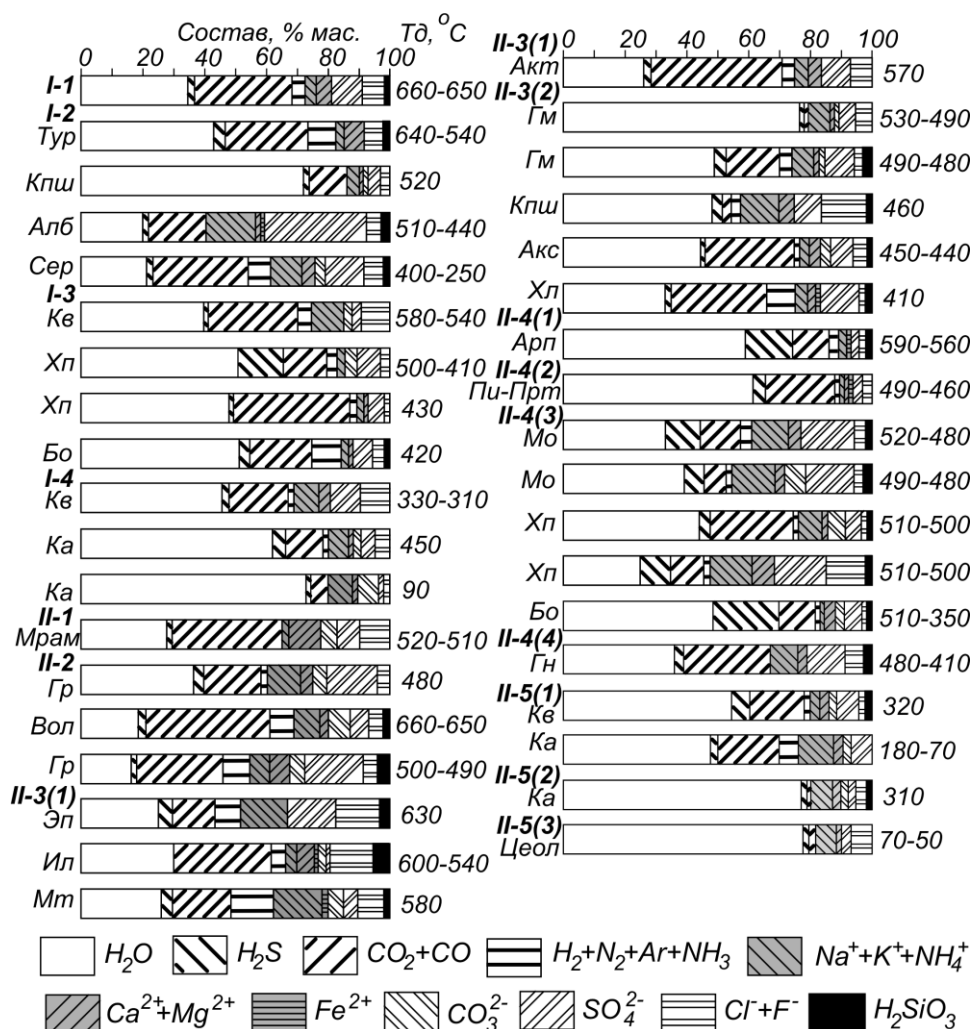


Рис. 2.55. Составы флюидов во включениях минералов Саяжской группы месторождений. Обозначение цифр и минералов см. в табл. 2.10 и на рис. 2.54

Температуры декрепитации их в последовательно сформированных минералах следующие, °С: в арсенопирите - 590-540, пирите крупнокристаллическом - 500-470, пирит-пирротинином агрегате - 490-460, халькопирит-пирротинином агрегате - 490, молибдените - 520-480, борните - 510-350, галените - 460-410 (рис. 2.54). По составу растворов обособились две группы ассоциаций. В гередорфит-арсенопирит-кобальтиновой и эмплектит-халькопирит-пирротининовой ассоциациях они водные, содержат, мас. %: воду - 59-62,  $H_2S$  - 4-14,  $CO_2$  - 13-22, соли - 10 (сульфаты, хлориды и карбонаты  $Na$ ,  $Mg$ ,  $Ca$  и  $K$ ; в пирит-пирротининовых агрегатах повышенное количество  $Fe$ ). Во включениях молибденит-халькопирит-борнитовой и галенит-сфалеритовой ассоциаций существенно меньше воды - 38-40%, и резко возросшее количество солей - 29-39% (состав их прежний; табл. 2.10, рис. 2.55). В период минералообразования это были гетерогенные газо-водно-солевые растворы плотностью порядка 0,6-0,7 г/см<sup>3</sup>.

Минералы пострудных прожилков кварц-кальцитовой - II-5(1), кальцит-таумаситовой - II-5(2), и кальцит-цеолитовой - II-5(3), ассоциаций насыщены газожидкими включениями. Объемы газовых пузырьков в них сильно варьируют, а в кальцит-цеолитовой ассоциации распространены и гомогенные включения водного раствора. Встречаются в них также жидкий  $CO_2$  и кристаллики твердой фазы. Температуры декрепитации включений, °С: в кварце - 440-320, кальците - 340-70, таумасите - 210-190. В последовательно сформированных ассоциациях в составе растворов возрастает количество воды от 56 до 89%, резко уменьшается содержание газов - с 23 до 3%. Концентрации солей сравнительно постоянные - 17-24%: при средних температурах в их составе преобладают сульфаты и карбонаты  $Ca$  (компоненты

вмещающих пород), при низких – хлориды и сульфиты щелочных металлов (компоненты остаточных растворов рудоносных флюидов). Формирование этих минеральных образований происходило из гомогенных гидротермальных растворов с плотностью 0,7-0,9 г/см<sup>3</sup>.

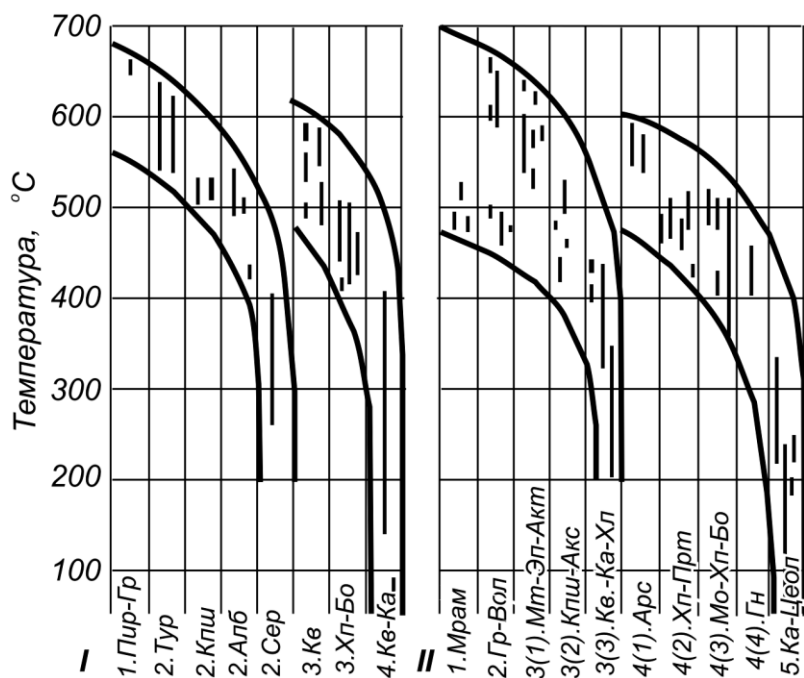


Рис. 2.56. Схема температурного режима минералообразования на Саякской группе месторождений:

I - минералообразование внутри интрузий: 1 - пироксен-гранатовый скарн; 2 – турмалин-калишпатовая ассоциация: Тур - турмалин, Кпш - калишпат, Алб - альбит, Сер – серицит; 3 - рудная молибденит-халькопирит-борнитовая ассоциация: Кв - кварц, Хл-Бо – халькопирит и борнит; 4 – пострудные кварц-кальцитовая и кальцит-цеолитовая ассоциации, Кв-Ка – кварц и кальцит;

II - минералообразование в экзоконтактовой зоне интрузий: 1. Мрам – мраморы; 2. Гр-Вол.- скарны, гранат и волластонит; 3(1). Мт-Эп-Акт - магнетит-эпидот-актинолитовые; 3(2). Кпш-Акс - калишпат-аксинитовые, и 3(3). Кв-Ка-Хл - кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты; 4 - рудные минеральные ассоциации: 4(1) Арс - арсенопирит-кобальтиновая, 4(2). Хл-Прт – эмплектит-халькопирит-пирротиновая, 4(3). Мо-Хл-Бо - молибденит-халькопирит-борнитовая, 4(4). Гн - галенит-сфалеритовая; 5. Ка-Цеол - кварц-кальцитовые, кальцит-таумаситовые и кальцит-цеолитовые прожилки

В целом по Саякской группе месторождений на основании температур вакуумной декрепитации включений в различных минеральных образований четко выделяется двух стадийное формирование, которое проявилось синхронно как в эндо-, так и в экзоконтактовой зонах интрузий. Процессы происходили преимущественно при высоких температурах (рис. 2.56). В каждую стадию основная часть минералов образовывалась от 650 до 400°С, опускаясь в завершающие периоды до 200°С и ниже.

В I стадию проявился метаморфизм и метасоматоз пород. Внутри интрузий последовательно возникли пироксен-гранатовые скарны при 660-650°С, турмалин-калишпатовая ассоциация при 640-440°С, которая завершилась поздней серицитизацией при температурах 400-250°С. В экзоконтактовой зоне в первую стадию температура в последовательно возникших образованиях составляла, °С: в мраморах - 520-480, скарнах - 660-480, в магнетит-эпидот-актинолитовой - 630-540, калишпат-аксинитовой – 510-430, кварц-кальцит-хлоритовой ассоциациях - 440-210.

Со II стадией связано отложение рудных минералов. Внутри интрузий молибденит-халькопирит-борнитовой ассоциации как порфирового, так и жильного типа возникла при 500-370°С, ранний кварц имеет более высокую температуру образования – 640-500°С. Пострудная кварц-кальцит-цеолитовая ассоциация возникла при 400-70°С.

В экзоконтактовой зоне в рудную стадию образовались ассоциации: °С: герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая – 590-540, эмплектит-халькопирит-

пирротиновая – 490-470, молибденит-халькопирит-пиритовая – 520-350, галенит-сфалеритовая – 460-410. Пострудные прожилки возникли, °С: кварц-кальцитовые – при 440-70, кальцит-таумаситовые – 310-190, кальцит-цеолитовые – 70-50.

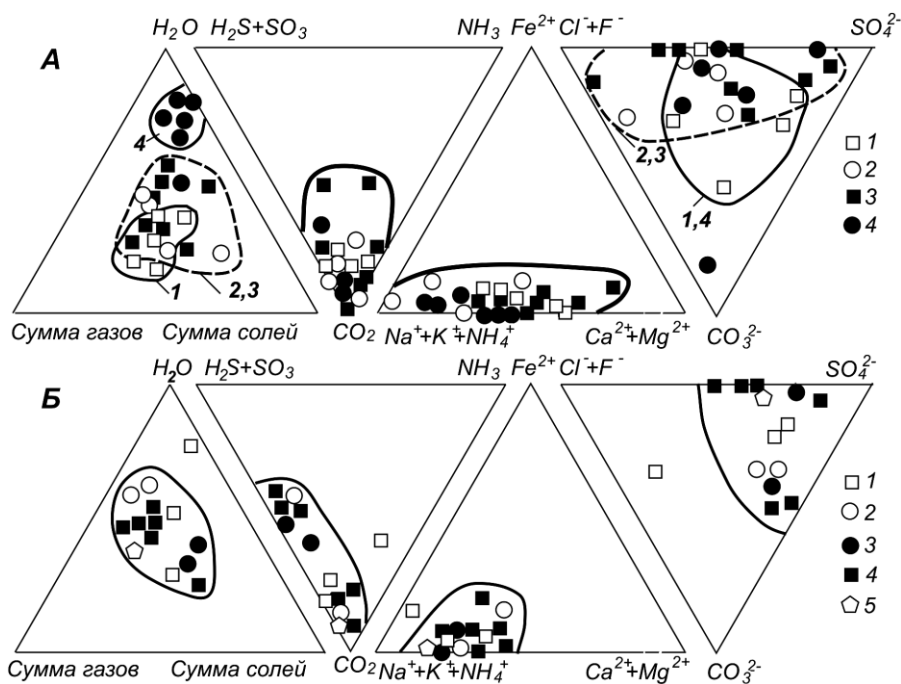


Рис. 2.57. Соотношение вода - сумма газов - сумма солей, компонентов химического состава флюидов во включениях минералов Саяжской группы месторождений. А: 1-3 – дорудные образования (первая стадия минералообразования): 1 - мраморы и скарны, 2 - метасоматиты по гранитоидам, 3 - метасоматиты экзоконтактовой зоны; 4 - пострудные ассоциации. Б – вторая рудная стадия: 1 - магнетит и гематит, 2 - арсенопирит, пирротин и пирит, 3 - молибденит, 4 - халькопирит и борнит, 5 – галенит

Метасоматиты и руды возникли при участии флюидов с относительно близкими содержаниями воды, газов и солей (рис. 2.57). Только образованию низкотемпературных прожилков характерны водные растворы. При формировании метасоматитов среди газов преобладал  $CO_2$ , при отложении сульфидов наряду с  $CO_2$  часто в таких же количествах присутствовал  $H_2S$ . Среди солей в растворах, с участием которых возникли скарны и метасоматиты экзоконтактовой зоны, в близких содержаниях присутствуют галогениды, сульфаты и карбонаты  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ; при формировании метасоматитов внутри интрузий и поздних прожилков преобладали сульфаты и галогениды  $Na$  и  $K$ . При отложении сульфидов ведущими были сульфаты  $Na$  и  $K$ . Для получения количественных характеристик были рассчитаны наиболее часто встречающиеся концентрации компонентов для основных четырех групп минеральных образований (табл. 2.11).

Флюиды, сформировавшие мраморы и скарны, были пневматолитовыми с плотностью 0,15-0,25 г/см<sup>3</sup>, окислительными ( $\Delta E$  от +0,008 до +0,016), водно-углекислотными, среди солей в них развиты сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов при общем содержании около 30%. Выделены две группы компонентов флюидов с положительными связями:  $(Na^+ + K^+ + NH_4^+) - SO_4^{2-} - H_2S$  и  $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (Cl^- + F^-) - CO_2$ , между компонентами которых связи либо отрицательные, либо вообще отсутствуют. Компоненты первой группы были привнесены растворами, тогда как  $Ca$ ,  $Mg$  и  $CO_2$  заимствованы из окружающих пород. Положительная связь  $Ca$  и  $Mg$  с галоидами обусловлена, видимо, тем, что во флюидах эти металлы способны накапливаться в виде хлоридных соединений.

Растворы при образовании метасоматитов в экзоконтактовой зоне были переходными от пневматолитовых к гидротермальным, плотность их 0,2-0,6 г/см<sup>3</sup>,  $\Delta E$  от -0,004 до +0,012 (среда переходная от восстановительной к окислительной). Химический состав их аналогичен предыдущей разновидности флюидов. В них выделена крупная группа компонентов с положительными связями:  $(Na^+ + K^+ + NH_4^+) - (Cl^- + F^-)$



+ F<sup>-</sup>) - Fe<sup>2+</sup> - H<sub>2</sub>S - H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>. Все они привнесены гидротермальными растворами, тогда как Ca, Mg и CO<sub>2</sub> заимствованы из окружающих пород, а SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> возник при окислении H<sub>2</sub>S.

Таблица 2.11. Наиболее часто встречающиеся содержания компонентов флюидов во включениях минеральных образований Саякской группы месторождений, мас. %

Компоненты	Мраморы, скарны	Метасоматиты		Сульфидные руды	Пострудные прожилки
		экзоконтактовой зоны	в гранитоидах		
Летучие компоненты					
H <sub>2</sub> O	30,5	36,5	50,5	46,0	71,5
H <sub>2</sub> S	1,5	1,5	1,5	7,5	1,5
CO <sub>2</sub> +CO	32,5	36,5	20,0	17,5	5,5
NH <sub>3</sub>	1,0	1,0	1,5	2,0	0,5
Сумма	65,5	75,5	73,5	73,0	79,0
Солевые компоненты					
Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> +NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	6,0	4,0	8,0	7,5	6,0
Ca <sup>2+</sup> +Mg <sup>2+</sup>	5,0	3,0	1,0	1,0	1,0
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	6,0	1,5	1,5	2,0	1,0
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	12,0	11,0	7,5	11,0	7,0
Cl <sup>-</sup> +F <sup>-</sup>	4,0	3,0	6,0	4,0	5,0
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> +HBO <sub>2</sub>	1,5	1,5	2,5	1,5	1,0
Сумма	34,5	24,0	26,5	27,0	21,0
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /H <sub>2</sub> S	8,0	7,3	5,0	1,5	4,7
К-во анализов	5	9	5	11	7

Растворы, отложившие сульфидные руды, были гидротермальными с различным участием пневматолитовой фазы, плотность их составляла 0,4-0,7 г/см<sup>3</sup>. Они были восстановительными (ΔЕ от -0,009 до -0,019), имели сероводородно-углекислотноводный состав (H<sub>2</sub>S в среднем 7,5%) с суммарным содержанием солей около 27% (преобладали галогениды и сульфаты Na и K). Положительная связь присуща (Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>+NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) - (Cl<sup>-</sup>+F<sup>-</sup>) - H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>, которые были привнесены флюидом. H<sub>2</sub>S не проявляет связей с этими компонентами, так как его значительная часть израсходована при отложении сульфидов и на образование SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> при окислении флюида.

Растворы пострудных прожилков были гомогенными водно-солевыми, состав их был аналогичен предыдущим, их плотность составляла 0,6-1,0 г/см<sup>3</sup>, они имели переходные окислительно-восстановительные условия - ΔЕ от 0,00 до +0,004.

Исследования флюидных включений подтверждают представление о высокотемпературном контактово-метасоматическом происхождении месторождений Саякской группы. Геологический возраст вмещающих пород на Саяке - нижний-средний карбон, абсолютный возраст гранитоидов по K/Ar датированию 314-320 млн. лет, модельный возраст свинца руд по изотопным данным 310 млн. лет - средний-верхний карбон [Сыромятников и др., 1978]. Изотопный состав серы близок к метеоритному стандарту и указывает на ее глубинный источник. Все данные согласуются с представлением о контактово-метасоматическом образовании Саякской группы месторождений и их связи с гранитоидным магматизмом.

## ВЫВОДЫ

Контактово-метасоматические медные месторождения Саякской группы приурочены к грабенсинклинальной структуре, которая сложена вулканогенно-осадочными породами (C<sub>1</sub>-C<sub>2</sub>) и интрузиями гранодиоритов. Среди вулканогенно-осадочных пород присутствует мощный горизонт карбонатных пород. В контактовой зоне интрузий они превращены в протяженные пластовые тела мраморов и скарнов. Широко развиты метасоматические образования. В скарнах и метасоматитах как внутри интрузий, так и в их экзогенной зоне локализовано молибденово-медное оруденение.

Выделено две стадии в формировании месторождений, которые проявились синхронно как в эндо-, так и в экзоконтактовой зонах. Процессы происходили при высоких температурах. В каждую стадию основная часть минералов образовывалась от 650 до 400°C, опускаясь в завершающие периоды до 200°C и ниже.

В первую стадию проявился метаморфизм и метасоматоз пород. Внутри интрузий последовательно возникли пироксен-гранатовые скарны при 660-650°C, турмалин-колишпатовая жильная ассоциация при 640-440°C, которая завершилась поздней серицитизацией при температурах 400-250°C. В экзоконтактовой зоне в первую стадию температура в последовательно возникших образованиях составляла, °C: в мраморах - 520-480, скарнах - 660-480, в магнетит-эпидот-актинолитовой - 630-540, калишпат-аксинитовой - 510-430, кварц-кальцит-хлоритовой ассоциациях - 440-210.

Со второй стадией связано отложение рудных минеральных ассоциаций. Внутри интрузий молибденит-халькопирит-борнитовая ассоциация как порфирирового, так и жильного типов проявилась при 500-370°C. Завершающие минералообразование кварц-кальцит-цеолитовые прожилки возникли при 400-70°C. В экзоконтактовой зоне в рудную стадию образовались следующие ассоциации: °C: герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая - 590-540, эмплектит-халькопирит-пирротинная - 490-470, молибденит-халькопирит-пиритовая - 520-350, галенит-сфалеритовая - 460-410. Пострудные прожилки возникли, °C: кварц-кальцитовые - при 440-70, кальцит-таумаситовые - 310-190, кальцит-цеолитовые - 70-50.

Метасоматиты и руды сформировались при участии флюидов с относительно близкими содержаниями воды, газов и солей. Только образованию низкотемпературных прожилков характерны водно-солевые растворы. При формировании метасоматитов среди газов преобладал  $CO_2$ , при отложении сульфидов часто в таких же количествах присутствовал  $H_2S$ . Среди солей в растворах, с участием которых возникли скарны и метасоматиты экзоконтактовой зоны, в близких содержаниях присутствуют галогениды, сульфаты и карбонаты *Na*, *K*, *Ca*, *Mg*; при формировании метасоматитов внутри интрузий и поздних прожилков преобладали сульфаты и галогениды *Na* и *K*. При отложении сульфидов ведущими были сульфаты *Na* и *K*. Флюиды, сформировавшие мраморы и скарны, были пневматолитовыми с плотностью 0,15-0,25 г/см<sup>3</sup>. Растворы, отложившие сульфидные руды, были гидротермальными с различным участием пневматолитовой фазы, плотность их составляла 0,4-0,7 г/см<sup>3</sup>. Растворы пострудных прожилков были гомогенными водно-солевыми, их плотность составляла 0,6-1,0 г/см<sup>3</sup>.

Изучение флюидных включений, наряду с геологическими данными, подтверждает представление о высокотемпературном контактово-метасоматическом происхождении Саякской группы месторождений и их связи с гранитоидным магматизмом.

## МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Северных Казахстан – Бозшаколь; Северное Прибалхашье – Айдарлы и Актогай)

Этот тип месторождений изучен нами в двух крупных рудных полях: Бозшакольском (месторождение Бозшаколь) в Северном Казахстане и Актогайском (месторождения Айдарлы и Актогай) в Центральном Казахстане (Северное Прибалхашье). Эти рудные объекты сформировались в разное время: Бозшаколь - в верхнекаледонскую эпоху, Актогай и Айдарлы - в среднегерцинскую, отличаются они также по геотектоническому положению. Несмотря на эти различия они, характеризуются близкими значениями физико-химических параметров минералообразования. Им присущ прожилково-вкрапленный медно-молибденовый тип оруденения и генетическая связь с малоглубинными умеренно кислыми гранитоидами порфирового строения. Оруденение пространственно совпадает с гидротермально-измененными породами, возникло в две основные стадии гидротермально-рудного процесса: щелочную и кислотную. Для месторождений присуща практически полная идентичность минерального состава. Главные минералы - пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, гематит; реже встречаются блеклые руды, халькозин, борнит, сфалерит, галенит, пирротин, марказит, энаргит, ковеллин, кубанит.

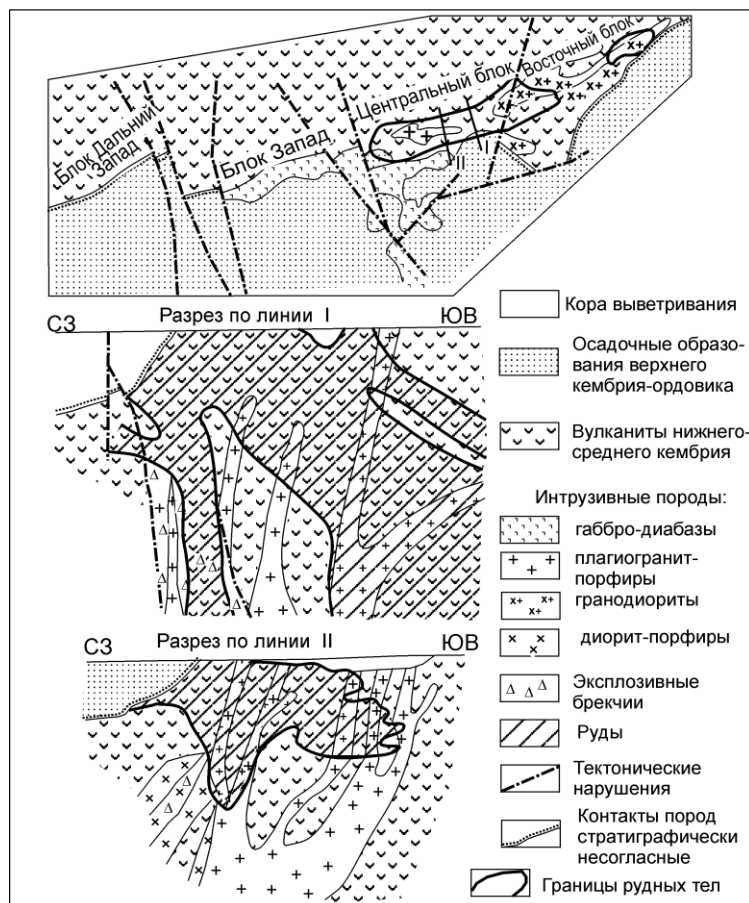


Рис.2.58. Геологический план и геологические разрезы месторождения Бозшаколь [по Ф.П.Сечаду; Н.М.Жуков, 1991].

*Месторождение Бозшаколь* приурочено к субширотной антиклинали [Ли и др., 1978], ядро которой сложено породами нижнего кембрия – андезитовыми и андезитобазальтовыми порфиритами и их туфами (рис. 2.58). Они перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями среднего кембрия и прорваны интрузиями кембрийского габбро-плагиогранитного комплекса. Выше несогласно залегают песчаники и алевролиты с прослоями известняков верхнего кембрия-нижнего ордовика, на которых

трансгрессивно залегают конгломераты, песчаники, алевропесчаники верхнего ордовика. Наиболее молодые интрузивные образования представлены диорит-порфирами и габбро-диоритами условно силурийского возраста. Вулканиды кембрия претерпели зеленокаменный метаморфизм, в поле развития диорит-порфиров на них наложен контактовый метаморфизм. На месторождении выделено пять рудных залежей, сложенных вкрапленными, прожилково-вкрапленными и реже брекчиевидными рудами.

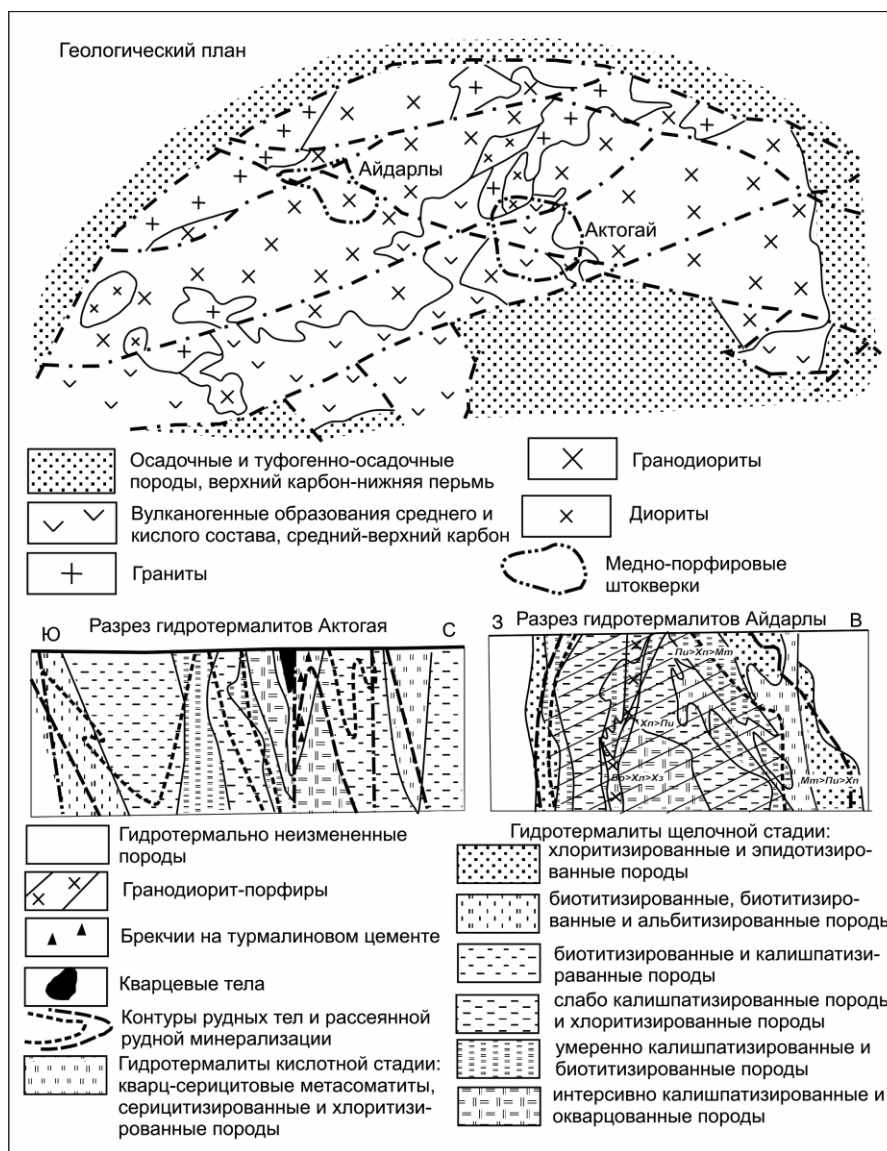


Рис. 2.59 Геологический план Актогайского рудного поля и разрезы гидротермалитов месторождений Актогай и Айдарлы [план по Ю.А.Сергийко и др.; Н.М.Жуков, 1991]

*Актогайское рудное поле* пространственно совмещено с массивом гранитоидов повышенной основности (рис. 2.59). Массив прорывает осадочно-вулканогенные отложения условно средне-верхнекарбонного возраста и перекрывается вулканогенно-осадочными породами верхнего карбона-нижней перми [Колесников и др., 1986]. Рудное поле приурочено к сводовой части горстантиклинали. Интрузивному массиву свойственна значительная изменчивость состава пород: зафиксирован непрерывный ряд от габбродиабазов до габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов. Медно-порфировые месторождения Акторай и Айдарлы приурочены к разлому длительного развития, к дюнной зоне гидротермально измененных пород и сульфидной минерализации.

*Месторождение Актогай* находится в крупном останце вулканогенно-осадочных пород среди диоритов и гранодиоритов [Жуков, Филимонова, 1982]. Основная часть

оруденения связана со щелочной стадией, представленной пренит-биотит-калишпат-кварц-сульфидной ассоциацией. Проявление кислотной стадия, наряду с привнесом рудного вещества, привело к переотложению и обогащению ранее сформированных руд. Рудный штокерк выходит на дневную поверхность; на глубину он прослежен более чем на 800 м. Наблюдается закономерное повышение содержания пирита от безрудного ядра к внешнему контуру штокерка. В этом же направлении меняются минеральные формы меди: халькозин и борнит сменяются халькопиритом (рис. 2.59, разрез). К внешнему контакту штокерка приурочены скопления свинцовой и цинковой минерализации.

*Месторождение Айдарлы* локализовано в измененных диоритах, гранодиоритах, гранитах с многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диабазов. Характерно наличие интенсивной пиритной оболочки вокруг штокерка, тогда как в зоне безрудного кварцевого ядра пирит практически отсутствует. Рудная минерализация приурочена к зоне внешнего контакта штокерка (рис. 2.59, разрез).

Исследования Н.М.Жукова [1982, 1991] показали, что метасоматические изменения пород и рудообразование на месторождениях происходили одновременно, являясь неразрывными частями единого гидротермального процесса. Основное значение в формировании промышленного оруденения имеют две стадии.

Наиболее ранней является пренит-биотит-кварц-калишпат-сульфидная - стадия щелочного метасоматоза (табл. 2.12). С ней связано отложение основного количества рудного вещества. Метасоматическая зональность этой стадии на изученных рудных объектах однотипна (рис. 2.60) и выражена в смене от периферии к центру биотитовой зоны биотит-кварц-альбитовой, биотит-калишпатовой, калишпатовой и кварц-калишпатовой, за которой следует кварцевая (кварцевое ядро). В продуктах этой стадии обычен пренит, развивающийся во внешней и особенно интенсивно в промежуточной зонах. Оруденение прожилково-вкрапленное молибденово-медное, представляющее собой тесные сростания сульфидов с пренитом (пренит-халькопиритовая ассоциация), реже с эпидотом. Зональность проявлена в замене от периферии к центру магнетита пиритом, затем халькопиритом и, наконец, борнитом и халькозином.

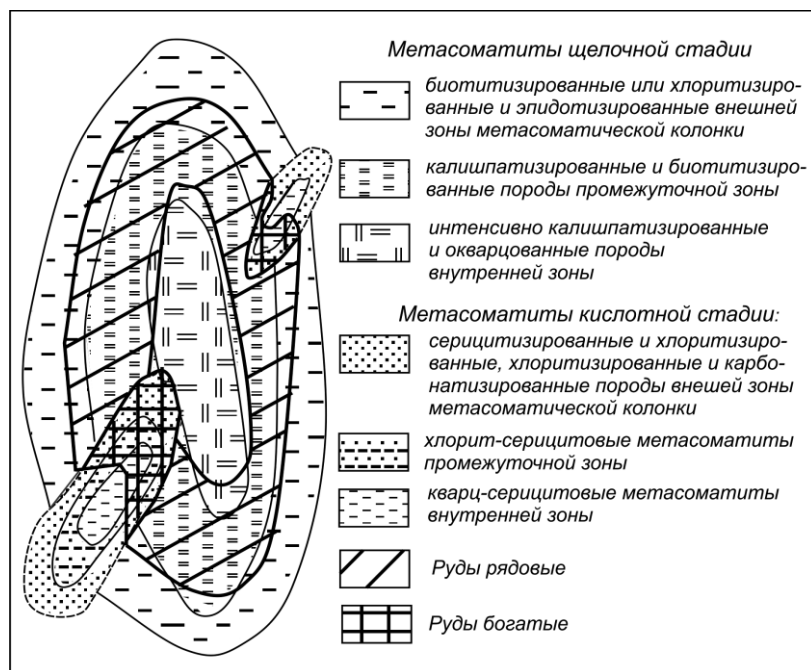


Рис. 2.60. Идеализированная схема метасоматической зональности медно-порфировых месторождений, локализованных в средних породах [Н.М.Жуков, 1991]

Таблица 2.12. Минеральные ассоциации месторождений Айдарлы, Актогай и Бозшаколь [по Н.М.Жукову и др., 1982] и физико-химические параметры их формирования

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\Delta\text{pH}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta E$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2 + \text{CO}}$
<i>I. Пренит-биотит-кварц-калишпат-сульфидная стадия (ранняя щелочная)</i>									
1. Кварц-биотитовая	640-520	7	$\text{H}_2\text{O}^{69}\text{CO}_2^{16}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^8\text{M}^7$ $\frac{\text{Cl}^{37}\text{SO}_4^{32}\text{CO}_3^{28}\text{F}^3}{\text{Na}^{48}\text{K}^{18}\text{Ca}^{16}\text{Mg}^{15}}$	0,18-0,33	35-43 (39)		0,8-6,3 (3,5)	+0,035- -0,012	1,5-5,7 (4,3)
2. Кварц-адуляровая с халькопиритом	580-490	7	$\text{H}_2\text{O}^{57}\text{CO}_2^{15}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2)^8\text{M}^{20}$ $\frac{\text{SO}_4^{43}\text{Cl}^{28}\text{CO}_3^{22}\text{F}^7}{\text{Na}^{42}\text{K}^{39}\text{Ca}^9\text{NH}_4^5\text{Mg}^4}$	0,21-0,37	1,5-33 (13,3)		4,1-19 (12,3)	+0,012- +0,002 (+0,008)	1,3-4,7 3,8
3. Кварц-магнетитовая	540-520	2	$\text{H}_2\text{O}^{70}\text{CO}_2^{16}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^1\text{M}^{13}$ $\frac{\text{Cl}^{70}\text{SO}_4^{16}\text{CO}_3^9\text{F}^5}{\text{Na}^{46}\text{K}^{22}\text{Ca}^{14}\text{Mg}^{12}\text{Fe}^5}$	0,36	17-18 (17,5)		9,0-16 (12,5)	+0,018- +0,010 (+0,014)	3,8-4,4 (4,1)
4. Пренит-халькопиритовая с кварцем и эпидотом	540-360	16	$\text{H}_2\text{O}^{63}\text{CO}_2^{14}\text{H}_2\text{S}^4(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{15}$ $\frac{\text{Cl}^{42}\text{SO}_4^{32}\text{CO}_3^{21}\text{F}^5}{\text{Na}^{55}\text{K}^{15}\text{Ca}^{12}\text{NH}_4^4\text{Fe}^3}$	0,33-0,85	6,2-41 (10,7)	+1,3- +3,0 (+1,7)	0,2-2,0 (0,9)	+0,008- -0,020 (-0,008)	1,1-5,6 (4,5)
5. Кварц-хлоритовая с пиритом	430-130	5	$\text{H}_2\text{O}^{69}\text{CO}_2^6(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^3\text{M}^{22}$ $\frac{\text{SO}_4^{42}\text{Cl}^{35}\text{CO}_3^{15}\text{F}^8}{\text{Na}^{50}\text{Mg}^{18}\text{K}^{13}\text{Ca}^{12}\text{Fe}^4}$	0,59- -0,72	1,5-5,9 (3,3)	+1,2- +2,5 (+1,8)	1,7-8,9 (4,6)	+0,008- -0,004 (+0,001)	6,2-24 (11,5)
<i>II. Кварц-серицит-сульфидная стадия (кислотного выщелачивания)</i>									
1. Кварц-серицитовая с халькопиритом, пиритом, молибденитом	570-360	9	$\text{H}_2\text{O}^{64}\text{CO}_2^{15}\text{H}_2\text{S}^4(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{13}$ $\frac{\text{Cl}^{45}\text{SO}_4^{39}\text{CO}_3^{10}\text{F}^6}{\text{K}^{38}\text{Na}^{35}\text{Ca}^{11}\text{NH}_4^9\text{Mg}^7}$	0,29-0,59	29-233 (90)		0,3-1,7 (0,9)	+0,010- -0,040 (-0,012)	1,8-5,8 (4,3)

Продолжение табл. 2.12

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\Delta\text{pH}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta\text{E}$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
2. Кварц-хлоритовая	440-320	7	$\text{H}_2\text{O}^{70}\text{CO}_2^{11}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^5\text{M}^{14}$ $\frac{\text{SO}_4^{44}\text{Cl}^{43}\text{CO}_3^{11}\text{F}^2}{\text{Na}^{54}\text{Mg}^{20}\text{Ca}^9\text{NH}_4^6\text{Fe}^4}$	0,50-0,70	27-167 (87)	+0,5-+1,5 (+0,7)	0,4-4,2 (3,9)	+0,015- -0,015 (0,000)	4,1-8,1 (6,4)
3. Кварцевые и кварц-кальцитовые прожилки	190-70	4	$\text{H}_2\text{O}^{80}\text{CO}_2^4(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^2\text{M}^{14}$ $\frac{\text{Cl}^{41}\text{SO}_4^{40}\text{CO}_3^{16}}{\text{Na}^{63}\text{Ca}^{14}\text{Mg}^{12}\text{K}^8}$	0,80-1,07	1,7-8,6 (3,8)	+0,3-+0,6 (+0,4)	1,1-11 (5,0)	+0,014- -0,004 (+0,004)	11,6-25 (17,3)
<i>III. Хлорит-карбонатная стадия (поздняя щелочная)</i>									
1. Хлорит-карбонатные прожилки	300-260	2	$\text{H}_2\text{O}^{78}\text{CO}_2^3(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^9\text{M}^{10}$ $\frac{\text{Cl}^{48}\text{SO}_4^{26}\text{CO}_3^{22}\text{F}^5}{\text{Na}^{51}\text{K}^{21}\text{Ca}^{17}\text{Mg}^6\text{NH}_4^4}$	0,60-0,80	4,0-7,1 (5,6)	+1,6-+1,0 (+1,3)	2,8-2,9 (2,9)	0,000	13,3-20 (16,7)
2. Карбонатные прожилки	270-70	6	$\text{H}_2\text{O}^{80}\text{CO}_2^5(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^4\text{M}^{11}$ $\frac{\text{SO}_4^{36}\text{Cl}^{31}\text{CO}_3^{25}\text{F}^8}{\text{Na}^{52}\text{Ca}^{18}\text{K}^{17}\text{Mg}^7\text{Fe}^5}$	0,80-1,05	1,3-8,5 (4,4)	+0,1-+1,1 (+0,4)	6,0-44 (30,7)	+0,014- +0,002 (+0,008)	10,9-37 (16)
3. Цеолитовые прожилки	70	1	$\text{H}_2\text{O}^{93}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{CO}, \text{N}_2)^3\text{M}^4$ $\frac{\text{SO}_4^{52}\text{CO}_3^{32}\text{Cl}^{12}\text{F}^4}{\text{Na}^{73}\text{NH}_4^{10}\text{Ca}^9\text{Mg}^7}$	0,97	0,8	+0,3	13,8	+0,004	62
<i>IV. Турмалиновая (боросиликатная) стадия</i>									
Турмалиновая	670-510	2	$\text{H}_2\text{O}^{56}\text{CO}_2^{35}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^5\text{M}^4$ $\frac{\text{Cl}^{59}\text{CO}_3^{21}\text{SO}_4^{13}\text{F}^7}{\text{Na}^{34}\text{Ca}^{26}\text{Mg}^{16}\text{K}^{14}\text{NH}_4^8}$	0,07	19-230		0,5-0,7	-0,025	0,5-7,4

Вторая кварц-серицит-сульфидная стадия - стадия кислотного выщелачивания, проявлялась после временного перерыва, наложена как на неизменные породы, так и на метасоматиты щелочной стадии. Обладающие повышенной пористостью кварц-серицитовые породы, располагающиеся в центральных частях метасоматических зон, обрамляются хлорит-кварц-серицитовыми, часто серицитизированными и хлоритизированными породами. Внешняя зона метасоматитов этой стадии представлена хлоритизированными и карбонатизированными породами. Руды кислотной стадии вкрапленные, хотя на месторождении Бозшаколь вкрапленность пирита настолько интенсивна, что по строению они напоминают сплошные серноколчеданные руды. Центральные зоны кварц-серицитовых метасоматитов несут обильную вкрапленность пирита с незначительным количеством халькопирита; встречаются молибденит, сфалерит, реже галенит и блеклая руда. Для промежуточной зоны серицит-хлоритовых пород характерно наиболее богатое халькопиритовое оруденение. При образовании этих метасоматитов наряду с привнесением рудных минералов, происходило переотложение ранее сформированных сульфидов с образованием богатых руд.

Объемные соотношения продуктов щелочной и кислотной стадий определяет рудно-метасоматическую зональность месторождений. Метасоматиты и руды первой стадии формируют изометричные в плане штокверки, тогда как образования кислотной стадии приурочены чаще к линейным зонам в виде узких вытянутых тел (рис. 2.60).

Завершает гидротермальный процесс хлорит-карбонатно-цеолитовая (поздняя щелочная) стадия, обусловившая хлоритизацию, карбонатизацию и цеолитизацию пород. Связанные с ее образованиями сульфиды (пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит) имеют либо реликтовый, либо переотложенный характер и не влияют на промышленную ценность месторождений.

В Актогайском рудном поле в конце рудообразующего процесса проявилась турмалиновая стадия, с которой связано образование зон турмалинизации и эксплозивных брекчий на турмалиновом цементе. Хотя в продуктах этой стадии наблюдается сульфидная минерализация, ее промышленная ценность незначительна из-за малого объема и низких содержаний полезных компонентов.

Исследования включений на медно-порфировых месторождениях связаны с большими трудностями ввиду крайней тонкозернистости минеральных агрегатов и весьма малых размеров флюидных включений - в редких случаях они достигают 3 мкм. Применение разработанного комплекса методов позволило планомерно определить температуры минералообразования и состав флюидов во включениях последовательно сформировавшихся минеральных ассоциаций всех четырех стадий. Всего было изучено 170 образцов, из них в 68 определен состав растворов во включениях.

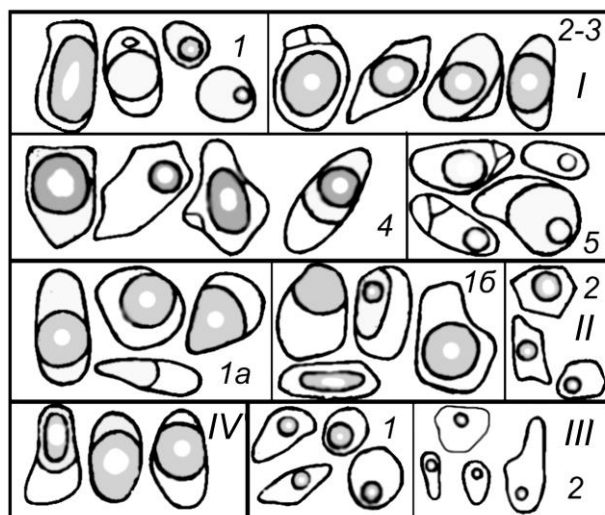


Рис. 2.61. Разновидности флюидных включений в минералах медно-порфировых месторождений (Бозшаколь, Актогай и Айдарлы): **I** - в кварце ранней щелочной стадии из ассоциаций: 1 - кварц-биотитовой, **2-3** - кварц-адуляровой и кварц-магнетитовой, **4** - пренит-халькопиритовой, **5** - кварц-хлоритовой с пиритом; **II** - в минералах кислотной стадии: **1а** - в сериците и **16** - в кварце кварц-серицитовой ассоциации, **2** - в кварце кварц-хлоритовой ассоциации; **III** - в минералах поздней щелочной стадии: **1** - в кальците хлорит-карбонатной ассоциации, **2** - в кальците из карбонатных прожилков; **IV** - в кварце и турмалине турмалиновой ассоциации



Как видно из рис. 2.61, флюидные включения в разновременных минеральных ассоциациях подобны. В кварц-биотитовой, кварц-адуляровой и пренит-халькопиритовой ассоциациях щелочной стадии, в кварц-серицитовой ассоциации кислотной стадии и в минералах турмалиновой ассоциации развиты газожидкие (водный раствор + газ) включения с большими объемами пузырьков; углекислотные (углекислота как в жидком, так и газообразном состояниях); водно-углекислотные (водный раствор с жидкой и газообразной углекислотой); редко в них присутствуют кристаллики твердых фаз. Соотношения между слагаемыми фазами во включениях изменяются существенно даже в пределах отдельных зерен и мелких минеральных агрегатов. Вторую группу составили кварц-хлоритовые ассоциации как ранней щелочной, так и кислотной стадий, хлоритно-карбонатная ассоциация поздней щелочной стадии и карбонатные прожилки. В них развиты газожидкие включения с переменными объемам водных растворов и газовых пузырьков, иногда с жидкой углекислотой и твердыми фазами. Третья группа включений присутствует в минералах поздних прожилков цеолитов и карбонатов - они гомогенные, выполнены водным раствором (на рис. 2.61 не показаны).

В раннюю щелочную стадию вначале образовывался биотит, сопровождаемый кварцем и магнетитом - кварц-биотитовая ассоциация, в интервале температур: от 640 до 520, преимущественно при 620-580°C (рис. 2.62, I-1). Растворы были углекислотно-водными, мас. %:  $H_2O$  - в среднем 69,  $CO_2$  - 16, максимально 34, прочие газы ( $H_2S$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ,  $N_2$ ) - в сумме 8; концентраций солей низкие - в среднем около 7 (развиты галогениды, сульфаты и карбонаты  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$  (табл. 2.12; рис. 2.63, I-1).

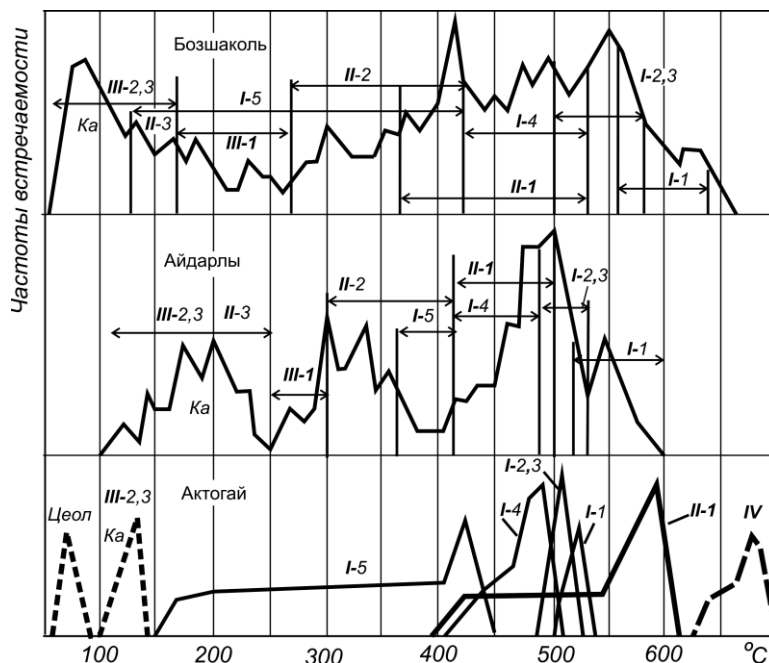


Рис. 2.62. Температуры вакуумной декрепитации включений в минеральных ассоциациях месторождений Бозшаколь, Айдарлы и Актогай: **I** – ассоциации ранней щелочной стадии: 1 - кварц-биотитовая - 640-520, преимущественно 620-580°C, 2-3 - кварц-адуляровая (с халькопиритом -2, и магнетитом -3) - 580-490, преимущественно 560-530°C, 4 - пренит-халькопиритовая с кварцем, зпидотом, пиритом - 540-360, преимущественно 490-450°C, 5 - кварц-хлоритовая с пиритом - 420-150, преимущественно 400-360°C; **II** – ассоциации кислотной стадии: 1 - кварц-серицитовая с халькопиритом, пиритом и молибденитом - 620-360, преимущественно 500-450°C, 2 - кварц-хлоритовая - 440—150, преимущественно 420-340°C на Бозшаколе и 360-300°C на Айдарлы и Актогае; 3- хлорит-карбонатная – 300-160°C, **III** - поздняя щелочная стадия, прожилки: Ka - кальцита - 250-70, преимущественно 220-120°C, Цеол - цеолита - 70°C; **IV** - турмалиновая стадия, турмалин и кварц - 510°C на Айдарлы и 680-650°C на Актогае

Последующее формирование кварц-адуляровой ассоциации, сопровождаемой халькопиритом - I-2, происходило преимущественно при 560-530°C и при участии водно-углекислотно-солевых флюидов, мас. %:  $H_2O$  - 57,  $CO_2$  – 15; прочие газы - 6-11 ( $H_2S$  - до 6); соли - в среднем 20% (сульфаты, хлориды и фториды  $Na$  и  $K$ ). Кварц-магнетитовая

ассоциация - I-3, возникла при дальнейшем понижении температуры до 480°C и участии растворов, отличающихся существенно большим содержанием воды ( $H_2O$  в среднем 70%). Флюиды в период минералообразования по агрегатному состоянию были близки к пневматолитовым растворам; плотность их изменялась от 0,18 до 0,37 г/см<sup>3</sup>. Они были гетерогенными, наряду с газопаровой и жидкой фазами в них в мог существовать водно-солевой расплав (особенно при образовании кварц-адуляровой ассоциации). Существенного привноса минеральных веществ подобные растворы осуществлять не в состоянии, и новообразования биотита, адуляра и кварца обусловлены переработкой окружающих пород.

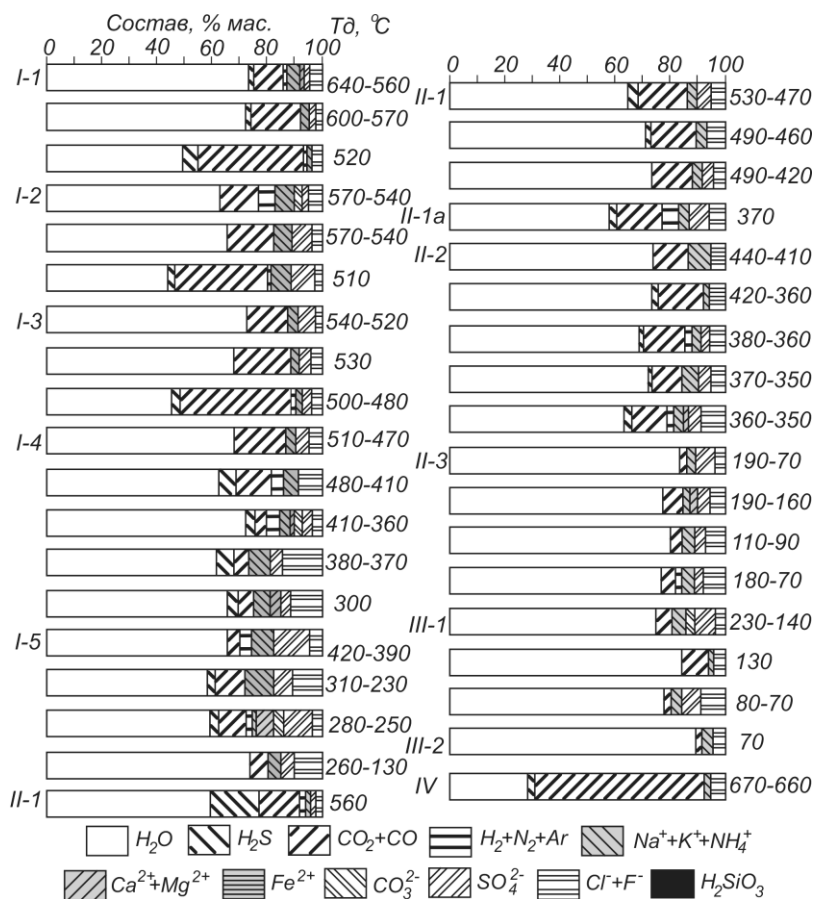


Рис. 2.63. Составы растворов во включениях минералов месторождений Бозшаколь и Актогай: I – ассоциации ранней щелочной стадии: 1 - кварц-биотитовая, 2 - кварц-адуляровая с халькопиритом, 3 - кварц-магнетитовая, 4 - пренит-халькопиритовая (основная рудная ассоциация), 5 - кварц-хлоритовая с пиритом; II – ассоциации кислотной стадии: 1 - кварц-серицитовая с халькопиритом, 1а - кварц-мусковитовый агрегат с молибденитом, 2 - кварц-хлоритовая ассоциация, 3 - кварцевые и кварц-кальцитовые прожилки; III - поздняя щелочная стадия: 1 - хлорит-карбонатные и карбонатные прожилки, 2 - цеолитовые прожилки; IV - турмалиновая ассоциация

Последующее образование главной рудной пренит-халькопиритовой ассоциации с кварцем, эпидотом, пиритом и другими минералами происходило в интервале температур от 540 до 360°C, преимущественно при 490-450°C (рис. 2.62, I-4). Растворы во включениях по-прежнему были газо-водные, мас. %: - вода – 64,  $CO_2$  - 14 (отдельных анализах до 30%),  $H_2S$  - в среднем около 4, соли - 15 (сульфаты и хлориды  $Na$  и  $K$ ). С понижением температуры количество солей закономерно увеличивалось с 8 до 24% (табл. 2.12; рис. 2.63, I-4). В период минералообразования флюиды имели плотность 0,33-0,67 г/см<sup>3</sup>, достигая в низкотемпературных образованиях 0,85 г/см<sup>3</sup>. Судя по строению включений, растворы были тоже гетерогенными - наряду с жидкой в них присутствовала газопаровая фаза. Эти флюиды были способными осуществлять перенос значительных количеств минеральных веществ, в том числе и рудных компонентов.

Завершилось минералообразование ранней щелочной стадии кварц-хлоритовой ассоциацией с пиритом – I-5. Как отмечалось, в ее минералах содержатся преимущественно газожидкие включения, состоящие из водного раствора и газа. Температуры ее формирования от 420 до 130, преимущественно 400-360°C. Аналитические данные показали, что во включениях присутствуют водные растворы ( $H_2O$  - 63-72, в среднем 69%), хотя количество газов в них оставалось относительно высокое – 12-14%, среди них преобладал  $CO_2$  - 6%. Концентрации солей 14-25%, в среднем 22% - сульфаты, хлориды и карбонаты щелочных и щелочноземельных элементов. Плотность флюидов, , 0,6-0,72 г/см<sup>3</sup>, что приближает их к типичным гидротермальным растворам.

В *стадию кислотного метасоматоза* первой возникла кварц-серицитовая ассоциация с халькопиритом, молибденитом и пиритом. Флюидные включения в кварце и сериците (рис. 2.61, II-1а и 1б) подобны включениям начальным ассоциациям ранней щелочной стадии; отличаются от них полным отсутствием твердых кристаллических фаз. Температурный интервал образования ассоциации от 620 до 360°C (рис. 2.62, II-1). Однако основная часть рудоносных метасоматитов возникла при 500-450°C на Айдарлы и Бозшаколе, 600-470°C на Актогае. Растворы во включениях газо-водные, мас. %:  $H_2O$  - 60-65, в среднем 64,  $CO_2$  – 15, максимально до 26,  $H_2S$  – 4, максимально до 14, концентрации солей невысокие - 13 (от 5 до 17), преобладают сульфаты, хлориды и фториды Na и K (табл. 2.12; рис. 2.63, II-1). Как и в ранее описанных случаях, общее содержание солей возрастает с понижением температуры. В период минералообразования это были гетерогенные растворы, плотность которых в зависимости от температуры колебалась от 0,3 до 0,6 г/см<sup>3</sup>. Несмотря на это, они проводили интенсивное выщелачивание пород, приносили новые и переотлагали ранее образованные руды. Последующая кварц-хлоритовая ассоциация возникла преимущественно при 360-300°C. Растворы были водными ( $H_2O$  - 70%), содержали около 15% газов ( $CO_2$  - 11%) и около 15% солей (сульфаты, хлориды и карбонаты Na, Mg, Ca). Плотность их составляла 0,5-0,7 г/см<sup>3</sup>. Завершилась стадия низкотемпературными кварцевыми и кварц-кальцитовыми прожилками при 200-70°C с участием водных ( $H_2O$  – около 80%) слабоминерализованных (соли – 14%) растворов, имеющих плотность 0,8-1,07 г/см<sup>3</sup>.

В *позднюю щелочную стадию* минеральные агрегаты формировались при дальнейшем снижении температуры начиная примерно с 300°C: в интервале до 260°C возникли хлорит-карбонатные прожилки – III-1, затем до 130-100°C - карбонатные прожилки - III-2, и далее до 70°C - цеолитовые прожилки - III-3. В составе растворов во включениях минералов последовательно возрастало количество воды - с 78 до 93%, уменьшалось содержание газов - с 12 до 3% и солей - с 10-11 до 4% (переменные количества хлоридов, сульфатов и карбонатов Na, K, Ca). Эти растворы имели высокую плотность, которая в зависимости от температуры колебалась от 0,8 до 1,05 г/см<sup>3</sup>.

В минералах *турмалиновой стадии* во включениях присутствуют малоплотные водно-углекислотные флюиды (рис. 2.61, IV). Температуры флюидов составили 680-650°C на Актогае и 510°C на Айдарлах (рис. 2.62, IV). Если на первом месторождении растворы водно-углекислотные ( $H_2O$  - 30,  $CO_2$  - 60%), то на втором - существенно водные ( $H_2O$  - 81,  $CO_2$  - 11%). Одинаковой для них оказалась концентрация солей - 4%, и довольно близкий их состав - преобладание хлорида Na. Плотность этих растворов весьма низкая - менее 0,1 г/см<sup>3</sup>, что свидетельствует об их пневматолитовом характере. По всей видимости, они представляли собой прорывы газогидротерм по тектоническим зонам в период становления эксплозивных брекчий с турмалиновым цементом.

Данные по температурам позволяют выделить ряд особенностей минералообразования на медно-порфириновых месторождениях. Прежде всего, процесс формирования метасоматитов и сульфидов в каждую стадию протекал непрерывно при постепенном понижении температуры. Температуры образования последовательно возникающих минеральных ассоциаций перекрываются между собой, тогда как наиболее часто встречающиеся их значения дают обособленные максимумы (рис. 2.62).

Начало формирования поздних ассоциаций приходилось на период завершения формирования более ранних.

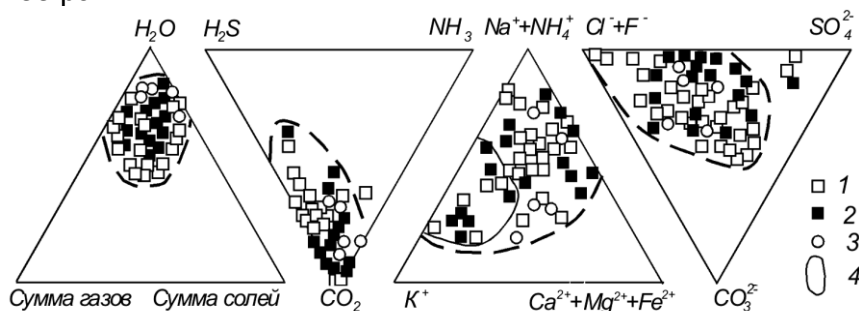


Рис. 2.64. Соотношения компонентов растворов во включениях минералов месторождений Бозшаколь и Айдарлы: 1 - метасоматиты ранней щелочной стадии, 2 - метасоматиты кислотной стадии, 3 - прожилки поздней щелочной стадии, 4 - поле преимущественного распространения калишпатизированных и серицитизированных пород

Для ранней щелочной стадии характерны более высокие температуры для минералов внешней зоны метасоматической колонки, по мере приближения к внутренним зонам они понижаются (рис. 2.60). Для кислотной стадии температурная зональность обратная: наиболее высокие температуры свойственны кварц-серицитовым агрегатам внутренней части метасоматической колонки; по мере удаления от них к внешним зонам температура понижалась. На этом основании Н.М.Жуков высказал представление о том, что ранняя щелочная стадия проявлялась в период, когда вмещающие магматические породы были еще сильно разогреты, а поступающие по зонам разломов флюиды имели более низкую температуру. В результате внешние зоны оказались более высокотемпературными, чем внутренние. Кислотная стадия проявлялась после значительного временного перерыва, когда вмещающие породы уже остыли, а поступающие флюиды имели более высокую температуру. В результате во внутренней зоне метасоматиты более высокотемпературные, чем во внешней.

Минералообразование в раннюю щелочную, кислотную и турмалиновую стадии происходило в начале из пневматолитовых растворов, которые по мере снижения температуры переходили в газо-гидротермальные и затем в гидротермальные. Плотность их постепенно возрастала от менее 0,2 до 0,8 г/см<sup>3</sup>, достигая 1,0 г/см<sup>3</sup> в завершающих низкотемпературных минеральных агрегатах. Основная масса сульфидов была отложена при высоких температурах - 500-400°C при участии газо-гидротермальных и гидротермальных растворов с плотностью 0,4-0,7 г/см<sup>3</sup>. Как видно из тройных диаграмм (рис. 2.64), по составу преобладали водные растворы - количество H<sub>2</sub>O изменялось преимущественно от 50 до 80%. Среди газов преобладал CO<sub>2</sub> - от 7 до 15%, в некоторых ранних ассоциациях его содержание во включениях достигало 30% и более. Повышенные количества H<sub>2</sub>S присущи периодам отложения и переотложения сульфидов. Концентрации солей были низкими - в пневматолитовых и низкотемпературных водных растворах они не превышали 10%, в период основного рудоотложения и переотложения сульфидов они составляли 11-15%, достигая в редких случаях 20%. Набор солевых компонентов во все периоды минералообразования был одинаков - хлориды, фториды и сульфаты щелочных металлов. Преобладание калия характерно для образования ассоциаций с калишпатом и серицитом, развитых во внутренних частях метасоматических колонок обеих стадий. При биотитизации и хлоритизации во внешних зонах в растворах увеличено содержание Na, Ca, Mg, Fe. Состав флюидов во включениях отражает состав метасоматитов и подчиняется той же зональности.

Наиболее восстановительными растворы были при отложении сульфидов ( $\Delta E$  понижалось до -0,040; табл. 2.12), а наиболее окисленными - при образовании кварц-калишпатовых, кварц-магнетитовых и кварц-биотитовых агрегатов.

Во флюидах выделены две группы компонентов с отрицательными корреляционными связями (рис. 2.65):  $(Cl^-+F^-) - SO_4^{2-}$ ;  $(Na^++K^++NH_4^+) - (Ca^{2+}+Mg^{2+})$ . Отмечена корреляция между содержанием  $SO_4^{2-}$  и величиной отношения  $SO_4^{2-}/H_2S$ .

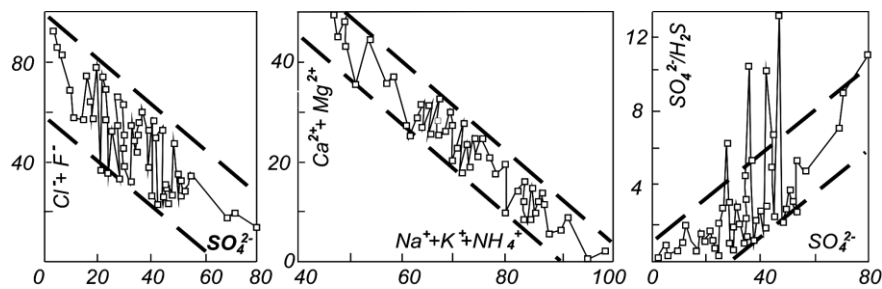


Рис. 2.65.  
Корреляционные связи  
компонентов растворов  
во включениях  
минералов  
месторождений  
Бозшаколь и Актогай  
(выборка из 50 анализов  
ранней щелочной и  
кислотной стадий)

Эти взаимоотношения обусловлены тем, что исходными компонентами флюидов были галогениды щелочных металлов и  $H_2S$ , а образование  $SO_4^{2-}$  происходило за счет окисления  $H_2S$  до  $H_2SO_4$  непосредственно в зоне рудоотложения. Серная кислота активно реагировала с окружающими породами и поставляла в раствор дополнительные количества  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ , которые затем выносились во внешние зоны метасоматических колонок и фиксировались в виде биотита - в раннюю щелочную, и хлорита - в кислотную стадию. Фиксация калия происходила во внутренних зонах метасоматических колонок - образование адуляра и серицита.

В литературе сведения по параметрам образования медно-порфировых месторождений многочисленны. А.И.Кривцов и др. [1986] отмечают большое разнообразие флюидов во включениях минералов. Наряду с водными растворами с 10-20% солей (экв.  $NaCl$ ) и плотностью 0,7-0,9 г/см<sup>3</sup>, присутствуют плотные (1,0-1,3 г/см<sup>3</sup>) рассолы с содержанием солей более 30% и газообразные смеси  $CO_2$  и  $H_2O$  с плотностью 0,1-0,3 г/см<sup>3</sup>. Гомогенизация водных растворов происходила при 400-200°C, в плотных рассолах - при 600-700°C. Эти значения близки к солидусу гранитов, что и послужило основанием считать рассолы магматическими. По В.И.Сотникову и др. [1979], А.П.Берзиной и др. [1977] ранняя калишпатизация вызвана воздействием газообразных растворов при 730-400°C. Аргиллизация и окварцевание пород происходили с участием как жидких, так и газообразных (содержащих  $CO_2$ ) растворов соответственно при 430-330 и 700-200°C. Рудоотложение происходило при 400-200°C из жидких гидротерм. По химическому составу флюиды были фторидными и фторидно-углекислотными (Кузнецкий Алатау), хлоридными и хлоридно-углекислотными (Восточное Забайкалье и Средняя Азия). Рудовмещающие метасоматиты на Кенсуйском медно-молибденово-вольфрамовом месторождении в Киргизии формировались при участии высокотемпературных (от 630-590 до 380-350°C) концентрированных (до 40-55%  $NaCl$  и до 30-35%  $KCl$ ) растворов, находящихся под давлением 60-100 МПа [Соловьев, 1990]. Для медно-порфировых месторождений Канады - Гренисле и Белл [Wilson e.a., 1980] определены температуры образования калишпатовых метасоматитов 800-400°C, серицитовых - 600-400°C. Отмечается высокая соленость растворов - до 70% и более. На подобных рудных объектах США выделена магматическая гидротермальная стадия, в которую происходили привнос рудного вещества, биотитизация и калишпатизация пород при 750-500°C из растворов, содержавших до 15%  $NaCl$  [Sheppard, 1977]. Для месторождения Санта-Рита (Нью-Мексико) установлено, что выделение водной фазы из частично раскристаллизовавшегося силикатного расплава происходило при 745°C и давлении  $1 \times 10^8$  Па, калиевый метасоматоз имел место при 670-580°C, более позднее минералообразование сопровождалось понижением температуры до 310°C [Jacobs e.a., 1979]. Температуры образования медно-порфировых месторождений Бингем, Бьют, Клаймакс (США) составляют 725-400°C, Пангуна (Новая Гвинея) - 700-300°C [Roedder, 1971; Eastoe e.a., 1978]. Температуры образования одного из крупнейших месторождений Эскондида на севере Чили оценены в 700-500°C [Brewis Tony, 1990].

Систематизировав результаты исследований, R.J. Bodner e.a. [1991] отметил три наиболее распространенных типа включений на медно-порфировых месторождениях: 1

- богатые жидкостью, низкой и умеренной солености; 2 - богатые газом, низкой солености; 3 - богатые жидкостью высокой солености (содержащие галит). Включения с жидким и газообразным  $CO_2$  распространены только в некоторых месторождениях. Соотношения этих трех типов включений изменяются широко, что считается закономерным и контролируется количеством воды в кристаллизующемся магматическом расплаве и давлением, которое на большинстве рудных объектов оценено в 500-1000 бар. Результаты наших исследований согласуются с данными других авторов на медно-порфировых месторождениях. Нами не установлены только высококонцентрированные богатые солями флюиды, хотя этому уделялось самое пристальное внимание.

Геологическим условиям формирования медно-порфировых месторождений посвящено большое количество. Рудные объекты этого типа имеют пространственную связь с порфировыми интрузиями, завершающими становление вулканоплутонических комплексов. Эта связь пока однозначно не объясняется. Существуют три гипотезы, которых придерживаются различные исследователи. Согласно первой гипотезе силикатные расплавы были насыщены летучими компонентами. При кристаллизации их расплавов происходило отделение растворов, приведших к формированию метасоматитов и руд. По второй гипотезе интрузии явились только энергетическим источником минералогенеза. Их внедрение привело к конвекционной циркуляции метеорных вод, выщелачивающих и переотлагающих рудное вещество. Предполагается двойной источник металлов - магматический (коровый или мантийный) и инфильтрационный (за счет извлечения меди из вмещающих пород). Третья гипотеза рассматривает в качестве источника рудоносных флюидов магматические очаги, которые породили порфировые интрузии. Пространственная связь руд и магматитов объясняется одними и теми же каналами, по которым продвигались силикатные расплавы и глубинные растворы, а также повышенными флюидопроводящими свойствами порфировых тел.

Результаты исследований на месторождениях Казахстана свидетельствуют о том, что флюиды, создавшие руды и метасоматиты, имели эпигенетический характер. Им присуще низкое содержание солей - не более 20%, представленных галогенидами и сульфатами  $Na$  и  $K$ ; отношение  $H_2O/CO_2+CO$  в рудоносных ассоциациях обычно ниже 5,0 (табл. 2.12). Эти параметры близки флюидам метаморфических пород (см. табл. 1.15). Участие подземных вод было несущественным.

Эти данные более соответствуют представлениям третьей гипотезы, рассматривающей как магматические породы, так и руды производными единых магматических очагов, которые в данном случае могли представлять анатектические выплавки корового материала в условиях глубинного метаморфизма. В пользу этого свидетельствуют и данные по стабильным изотопам [Колесников и др., 1986]. Сера сульфидов близка к метеоритному стандарту, что указывает на ее глубинное происхождение. На основании изотопов свинца модельный возраст оруденения оказался на 15-20 млн. лет моложе рудовмещающих магматических пород.

## ВЫВОДЫ

Медно-порфировые месторождения Казахстана сформировались в разное время: Бозшаколь - в верхнекаледонскую эпоху, Актогай и Айдарлы - в среднегерцинскую, отличаются и по геотектоническому положению. Тем не менее, они характеризуются близкими условиями образования. Им присущ прожилково-вкрапленный молибденово-медный тип оруденения и связь с малоуглубинными умеренно кислыми гранитоидами порфирового строения. Оруденение пространственно совпадает с зонами гидротермально-измененных пород, возникло в две стадии - щелочную и кислотную. С щелочной стадией связано отложение основного количества рудного вещества. В кислотную стадию, наряду с привнесением рудных минералов, происходило переотложение ранее сформированных сульфидов с образованием богатых руд. Завершает единый гидротермально-метасоматический процесс хлорит-карбонатно-

цеолитовая (поздняя щелочная) стадия. Связанные с ней сульфиды имеют либо реликтовый, либо переотложенный характер.

В щелочную стадию кварц-биотитовые, кварц-калишпатовые и кварц-магнетитовые ассоциации метасоматитов возникли при 640-520°C с участием существенно пневматолитовых (плотностью 0,18-0,47 г/см<sup>3</sup>) флюидов, мас. %: H<sub>2</sub>O – 59-70, CO<sub>2</sub> - 16-20, прочие газы - 1-6, соли (галогениды и сульфаты Na и K) - 8-17. Кварц-пренит-халькопиритовая (основная рудная) ассоциация образовалась при температуре около 450°C из более плотных - 0,33-0,85 г/см<sup>3</sup>, растворов, мас. %: H<sub>2</sub>O - 64, CO<sub>2</sub> – 14, H<sub>2</sub>S - 3, соли (галогениды и сульфаты Na и K) - 16. Кварц-хлоритовые метасоматиты возникли при 300-240°C из водно-солевых растворов **плотностью** 0,6-0,7 г/см<sup>3</sup>.

В стадию кислотного выщелачивания серицит-кварцевые метасоматиты с халькопиритом возникли при 570-420°C из газо-водных (H<sub>2</sub>O - 68, CO<sub>2</sub> - 12, H<sub>2</sub>S - 5%) растворов плотностью до 0,54 г/см<sup>3</sup> с низкой концентрацией солей (галогениды и сульфаты Na и K - около 10%). Кварц-хлоритовая ассоциация образовалась при 440-350°C из более плотных (до 0,72 г/см<sup>3</sup>) растворов аналогичного состава.

Хлорит-карбонатная (поздняя щелочная) стадия завершала гидротермальный процесс при 230-70°C с участием водных растворов (H<sub>2</sub>O - 81-93 %) с 4-13% солей и плотностью 0,8-1,05 г/см<sup>3</sup>.

Формирование метасоматитов и сульфидов в каждую стадию протекало непрерывно при постепенном понижении температуры. Начало формирования более поздних ассоциаций приходилось на период завершения более ранних. Для ранней щелочной стадии характерны более высокие температуры образования минералов внешней зоны метасоматической колонки - по мере приближения к внутренним зонам они понижаются. Для кислотной стадии температурная зональность обратная - более высокие температуры свойственны кварц-серицитовым агрегатам внутренней части метасоматической колонки; по мере перехода к внешним зонам температура понижалась. Это обусловлено, видимо, тем, что ранняя щелочная стадия проявлялась в период, когда вмещающие магматические породы были еще сильно разогреты, а поступающие флюиды имели более низкую температуру. В результате внешние зоны оказались более высокотемпературными, чем внутренние. Кислотная стадия проявлялась после временного перерыва, когда вмещающие породы уже остыли, а поступающие флюиды имели более высокую температуру. В результате внутренние зоны более высокотемпературные, чем внешние.

Минералообразование в раннюю щелочную и кислотную стадии происходило вначале из пневматолитовых растворов, которые по мере снижения температуры переходили в газо-гидротермальные и гидротермальные. По составу это были водные растворы - H<sub>2</sub>O от 50 до 80%. Среди газов преобладал CO<sub>2</sub> - от 7 до 15%, в некоторых ранних ассоциациях его содержание достигало 30% и более. Повышенные количества H<sub>2</sub>S присущи периодам отложения и переотложения сульфидов. Концентрации солей были низкими - в пневматолитовых и низкотемпературных водных растворах они не превышали 10%, в период основного рудоотложения и переотложения сульфидов они составляли 11-15% и более. Набор солевых компонентов во все периоды минералообразования был одинаков - в основном развиты хлориды, фториды и сульфаты щелочных металлов. Основная масса сульфидов была привнесена и отложена гидротермально-метасоматическим путем при 500-400°C с участием растворов с повышенным содержанием солей и сероводорода.

В генетическом плане полученные данные более соответствуют представлениям, рассматривающим как магматические породы, так и руды медно-порфировых месторождений производными единых магматических очагов, которые могли представлять анатектические выплавки корового материала в условиях глубинного метаморфизма.

## КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ

(Центральный Казахстан – Майкаин;

Рудный Алтай – Риддер-Сокольное, Зыряновское, Орловское, Николаевское;

Южный Урал – Гайское, Учалинское, Сибайское, им. XIX пратсъезда)

Исследования на колчеданных месторождениях проведены в трех указанных названиях регионах. Если месторождения Рудного Алтая и Южного Урала широко освещены в печати, то группа колчеданных месторождений в Центральном Казахстане (Майкаин, Александровское, Абыз, Алпыс, Сувенир и др.) менее известны. По ряду признаков, эти рудные объекты занимают промежуточное положение между уральским и алтайским типами колчеданных месторождений. Если для уральских месторождений характерен колчеданно-цинково-медный профиль оруденения, то для алтайских – колчеданно-полиметаллический. Для месторождений Центрального Казахстана наряду с колчеданами, медью и цинком имеют по сравнению с уральскими месторождениями большие количества свинца, но не значительные, как на месторождениях Рудного Алтая. Кроме того, руды Майкаина содержат значительные количества барита, в результате чего имеют комплексный барит-колчеданно-полиметаллический состав.

*Месторождение Майкаин* является наиболее изученным представителем колчеданных месторождений Центрального Казахстана, на нем были сосредоточены исследования.

Майкаинское рудное поле располагается в пределах одноименной горст-антиклинали позднерифейского – ранне палеозойского заложения. Оно представляет вулcano-тектоническую депрессию типа кальдеры проседания. В основании разреза залегают базальтоиды толеитового типа  $O_2$ , (рис. 2.66). Верхняя часть разреза сложена известково-щелочными  $Na, K-Na$  комплексами  $O_2$ , принадлежащих андезит-базальтовой формации. В заключительные этапы формируется дифференцированный базальт-андезит-риолитовый комплекс, по контакту которого с подстилающими отложениями проходит крупная зона межформационного срыва и расланцевания. Интрузивные породы представлены габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом  $S_1-D_1(?)$ . Приуроченность к мощной тектонической зоне привело к рассредоточению рудного вещества. На территории рудного поля установлено 26 участков, из них только шесть имеют промышленное значение (средние по запасам). Наиболее полно изученным и типичным среди них является Майкаин В, на

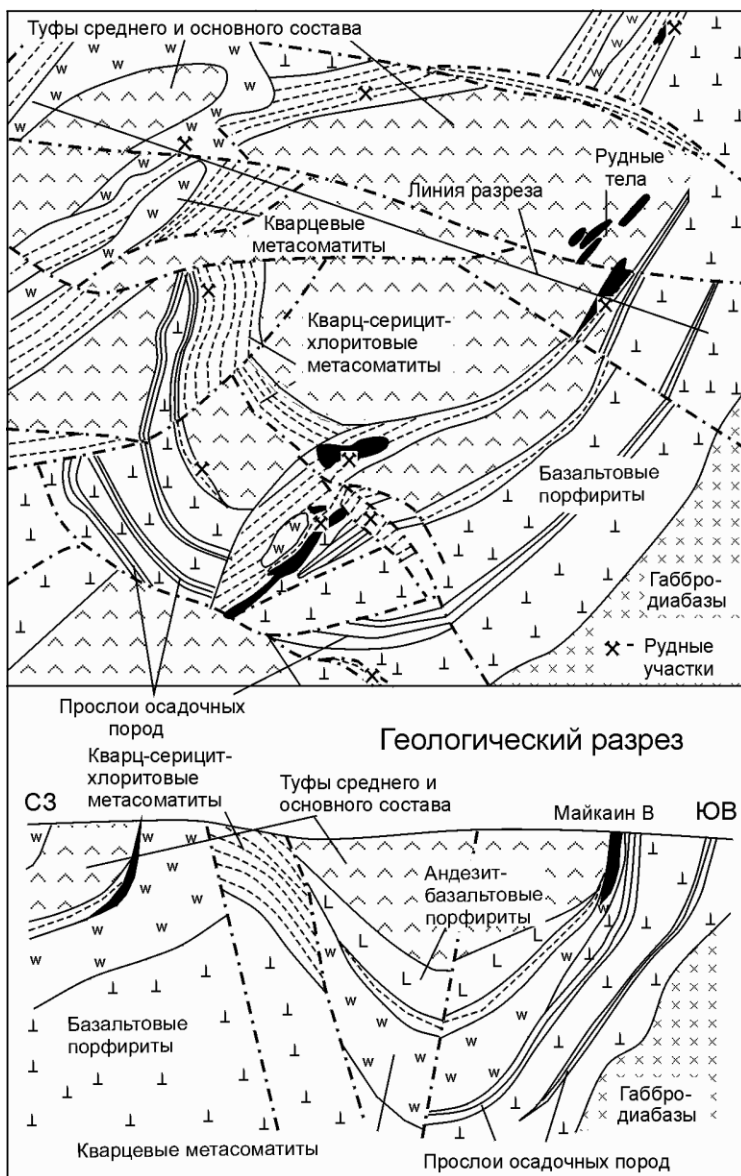


Рис. 2.66. Схема геологического строения и геологический разрез Майкаинского рудного поля [Н.Т.Бакунин, 1972 г.].

запасам). Наиболее полно изученным и типичным среди них является Майкаин В, на



котором и были сосредоточены исследования флюидных включений.

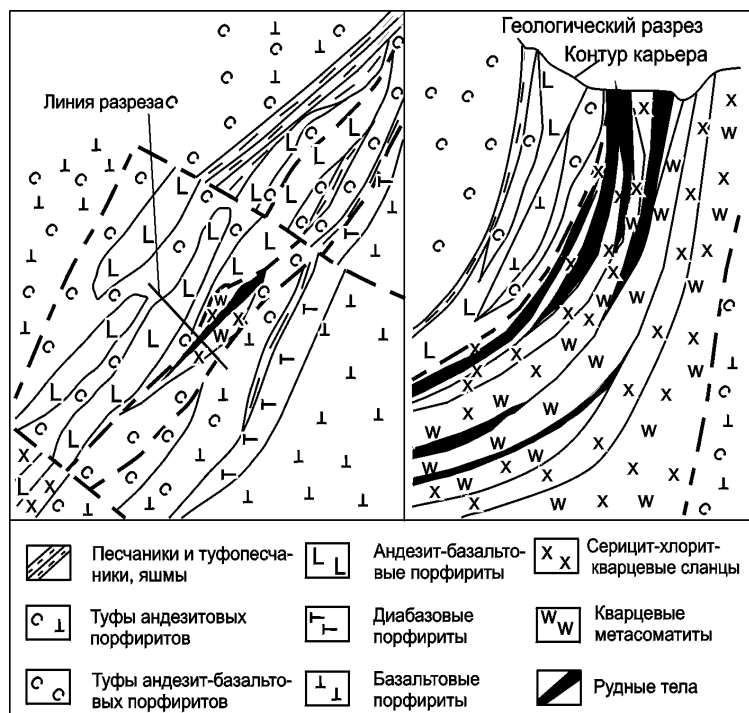


Рис. 2.67. Схематическая геологическая карта и геологический разрез месторождения Майкаин В [Н.Т.Бакунин, В.В.Таран, А.Н.Таран, 1969 г.]

*Майкаин В* находится в восточном крыле синклинальной складки третьего порядка, сложен осадочно-вулканогенными породами, в разрезе которых выделены две свиты (рис. 2.67). Нижняя свита представлена часто переслаивающимися горизонтами базальтовых и диабазовых порфиритов с пачками полосчатых яшм, кремнистых алевролитов и вулканомиктовых песчаников. Верхняя свита залегает без углового несогласия, иногда с местным размывом. Нижняя ее часть представлена переслаивающимися туфами среднего и основного состава и вулканомиктовыми песчаниками, верхняя - состоит из туфов, лавобрекчий и лав андезит-базальтового, андезитового и реже дацитового состава. Для эффузивных образований каждой

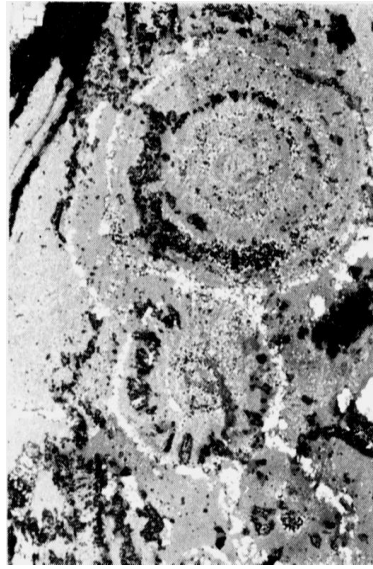
свиты имеются субвулканические аналоги. Породы имеют моноклинальное залегание; северо-восточное простирание и северо-западное падение, в верхней части крутое, с глубиной оно выполаживается до 15-20°. Все рудные тела локализованы в крупной тектонической зоне межформационного срыва и рассланцевания. Кроме этой основной тектонической зоны, согласно ориентированной с вмещающими породами, имеются более мелкие секущие дизъюнктивы.

Первичный облик пород вдоль зоны рассланцевания интенсивно изменен. В результате динамометаморфизма туфы и вулканомиктовые песчаники превращены в сланцы, состоящие в основном из хлорита и серицита. Гидротермально-метасоматические процессы выразились в образовании кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицитовых и кварцевых метасоматитов, которые являются рудовмещающими. Рудная зона представляет серию сближенных кулисообразно расположенных линзообразных тел, залегающих согласно с вмещающими породами. Залежи сложены сплошными рудами, выдержаны по простиранию и падению, имеют четкие контакты и постепенное выклинивание.

Руды преимущественно массивные, сформировались в два этапа, каждому из них предшествовали тектонические подвижки и гидротермально-метасоматическая переработка пород [Яренская, 1978] (табл. 2.13). В прерудный гидротермально-метасоматический этап – I, сформировались кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, широко развитые по всему рудному полю. После них проявился колчеданный этап – II, последовательно возникли следующие минеральные ассоциации: 1 - кварц-пиритовая, 2 – пиритовая, 3 - халькопиритовая и 4 - гематит-кварцевая. Перед отложением халькопиритовой ассоциации проявились тектонические подвижки, приведшие к образованию рассланцеванных пиритовых руд (ассоциация 2а). Пиритовая и кварц-пиритовая ассоциации слагают сплошные и полосчатые руды колломарфного



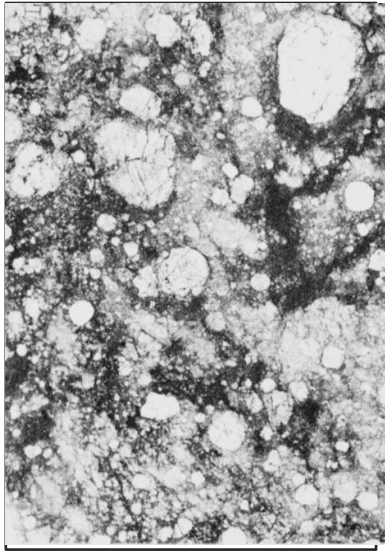
1



2



3



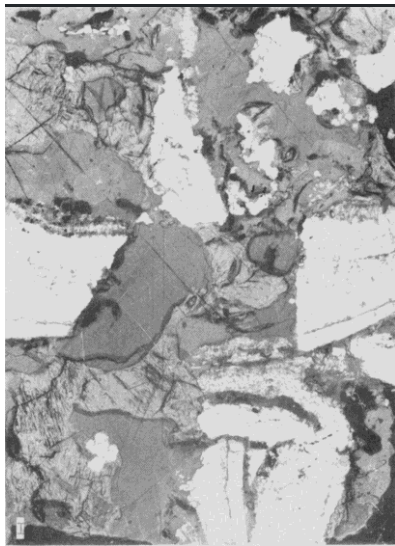
4



5



6



7

Рис. 2.68. Строение минеральных агрегатов руд месторождения Майкаин [по М.А.Яренской, 1976 г.]. 1-4 – минеральные агрегаты медно-колчеданного этапа: 1 – полосчатая кварц-пиритовая руда, кварц – темное, пирит – светлое, ув. 1,3; 2 и 3 – концентрически-зональное строение пиритовых агрегатов, ув. 300; 4 – сплошная халькопиритовая руда, пересыщена деформированными обломками раннего пирита (рельефное светлое); ув. 1,2; 5-7 – минеральные агрегаты полиметаллического этапа: 5 – барит-полиметаллическая руда (темное) внедряется в раннюю пиритовую руду (светлое), ув. 2; 6 – внедрение руды барит-сфалеритового состава в ранние пириты (светлое), ув. 2; [в обоих случаях флюид дробит и деформирует колчеданные руды; на фото 5 видно, что флюид растворяет и ассимилирует обломки пирита; на фото 6 видно, что при движении флюида деформированные обломки пирита обособляются в самостоятельные полосы среди сфалеритовой массы]; 7 – плавающие остроугольные, деформированные корродированные с поверхности обломки раннего пирита (белое) цементируются минералами поздней барит-борнит-халькозин-теннантитовой ассоциации (темное – борнит, светло-серое – халькозин, черное – барит; ). ув. 80.

Таблица 2.13. Последовательность образования минеральных ассоциаций Майкаина [по М.А.Яренской и Ю.С.Парилкову, 1975] и физико-химические параметры их формирования

Минеральные ассоциации	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	CO <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔрН	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> S	ΔЕ	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> +CO
<i>I. Прерудный метасоматический этап</i>								
Серицит-кварцевая (сланцы)	510	1	H <sub>2</sub> O <sup>76</sup> CO <sub>2</sub> <sup>5</sup> H <sub>2</sub> S <sup>6</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>3</sup> M <sup>12</sup> SO <sub>4</sub> <sup>74</sup> Cl <sup>21</sup> F <sup>5</sup> Na <sup>32</sup> Fe <sup>28</sup> K <sup>25</sup> Ca <sup>7</sup> Mg <sup>7</sup>	48,1		1,5	+0,002	13,5
<i>II. Медно-колчеданный этап</i>								
1. Кварц-пиритовая	360	1	H <sub>2</sub> O <sup>2</sup> H <sub>2</sub> S <sup>16</sup> N <sub>2</sub> <sup>7</sup> (CO <sub>2</sub> ,CO,Ar) <sup>1</sup> M <sup>73</sup> F <sup>43</sup> Cl <sup>32</sup> CO <sub>3</sub> <sup>23</sup> H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> <sup>1</sup> Fe <sup>76</sup> Na <sup>20</sup>	0,01		0,01	-0,040	12,6
2. Пиритовая	370	1	H <sub>2</sub> O <sup>4</sup> H <sub>2</sub> S <sup>12</sup> N <sub>2</sub> <sup>14</sup> (CO <sub>2</sub> ,NH <sub>3</sub> ,Ar) <sup>3</sup> M <sup>67</sup> CO <sub>3</sub> <sup>74</sup> Cl <sup>25</sup> Na <sup>63</sup> K <sup>14</sup> Fe <sup>8</sup> Ca <sup>7</sup> NH <sub>4</sub> <sup>6</sup>	0,02		0,01	-0,040	20,9
2а. Рассланцованные пириты	330	1	H <sub>2</sub> O <sup>7</sup> H <sub>2</sub> S <sup>32</sup> N <sub>2</sub> <sup>8</sup> CO <sub>2</sub> <sup>1</sup> M <sup>50</sup> SO <sub>4</sub> <sup>87</sup> Cl <sup>10</sup> H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> <sup>2</sup> Fe <sup>83</sup> Ca <sup>11</sup> Na <sup>5</sup>	1,2		1,0	-0,007	9,6
3. Халькопиритовая	320	1	H <sub>2</sub> O <sup>4</sup> H <sub>2</sub> S <sup>3</sup> N <sub>2</sub> <sup>5</sup> (CO <sub>2</sub> ,Ar) <sup>1</sup> M <sup>86</sup> Cl <sup>98</sup> Na <sup>46</sup> Fe <sup>41</sup> K <sup>7</sup>	0,01		0,01	-0,030	22,2
4. Гематит-кварцевая	300	1	H <sub>2</sub> O <sup>68</sup> (CO <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ) <sup>2</sup> M <sup>29</sup> CO <sub>3</sub> <sup>89</sup> H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> <sup>1</sup> Ba <sup>31</sup> Fe <sup>25</sup> Ca <sup>20</sup> Na <sup>11</sup> NH <sub>4</sub> <sup>10</sup>	0,01	+2,4	13,0	+0,010	338
<i>III. Маморфогенный гидротермальный этап</i>								
Хлорит-серицит-кварцевая (сланцы)	420	1	H <sub>2</sub> O <sup>82</sup> (H <sub>2</sub> S,SO <sub>3</sub> ,CO <sub>2</sub> ,CO,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>3</sup> M <sup>15</sup> SO <sub>4</sub> <sup>76</sup> Cl <sup>24</sup> Na <sup>73</sup> Ca <sup>18</sup> Fe <sup>4</sup>	65	+1,3	20,6	+0,012	68,5
<i>IV. Полиметаллический этап</i>								
1. Барит-сфалерит-халькопирит-галенитовая	490	1	H <sub>2</sub> O <sup>4</sup> H <sub>2</sub> S <sup>19</sup> N <sub>2</sub> <sup>7</sup> (CO <sub>2</sub> ,CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,Ar) <sup>7</sup> M <sup>63</sup> SO <sub>4</sub> <sup>71</sup> Cl <sup>15</sup> F <sup>14</sup> Na <sup>55</sup> Ca <sup>30</sup> K <sup>10</sup>	38		0,7	-0,014	7,2
2. Барит-борнит-халькозин-теннатитовая	340	1	H <sub>2</sub> O <sup>2</sup> H <sub>2</sub> S <sup>6</sup> (CO <sub>2</sub> ,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>1</sup> M <sup>91</sup> SO <sub>4</sub> <sup>97</sup> Fe <sup>92</sup> Na <sup>5</sup>	3,1		11,2	+0,010	5,3

строения (рис. 2.68, 1-3). Халькопиритовая ассоциация, внедрившаяся в дробленные серные колчеданы, образует сплошные медно-колчеданные руды массивной, брекчиевой и полосчатой текстур. Рудные агрегаты содержат большое количество подвешенных обломков пиритов, в которых признаки гидротермального воздействия не проявлены (рис. 2.68, 4). Кварц-гематитовая ассоциация локализована по зонам дробления, представлена плотными кирпично-красными агрегатами с обломками массивного пирита.

В последующие тектонические подвижки и проявления гидротермального метасоматоза возникли хлорит-серицит-кварцевые сланцы, широко развитые вдоль тектонических зон (III – метаморфогенный гидротермальный этап). Затем отложились руды полиметаллического этапа - IV. Выделено две ассоциации: 1 – барит-галенит-сфалерит-халькопиритовая и 2 - барит-борнит-халькозин-теннантитовая. Первая из них развита по раздробленным колчеданным и медно-колчеданным рудам, а также образует самостоятельные рудные тела среди метасоматитов. Для ассоциации характерно тонко- и среднезернистое строение агрегатов, тесное срастание сульфидов между собой и с баритом. Барит-борнит-халькозин-теннантитовая ассоциация в виде гнезд и прожилков развита по всем ранним образованиям. Отложение этих двух ассоциаций, как и халькопиритовой, происходило путем внедрения в дробленные колчеданы. Полиметаллические руды переполнены обломками пирита, которые волоклись, деформировались, растворялись и ассимилировались флюидом (рис. 2.68, 5-7). Наложение поздних ассоциаций на ранние привело к тому, что руды имеют комплексный барит-колчеданно-полиметаллический состав.

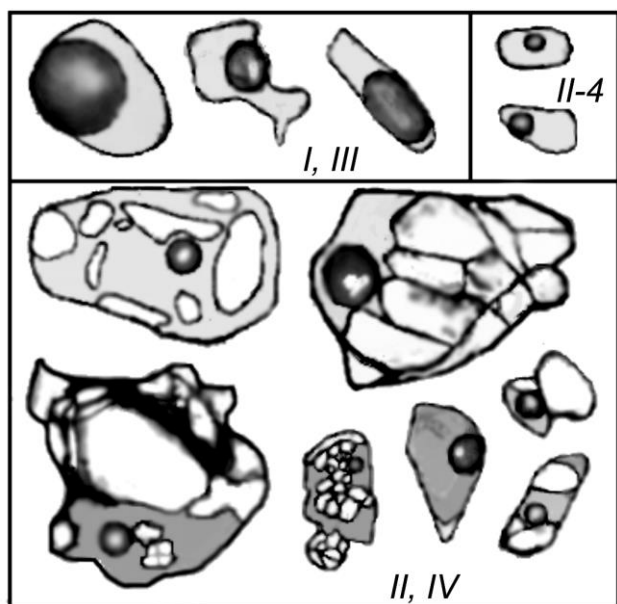


Рис. 2.69. Разновидности флюидных включений в кварце и кальците в минеральных образованиях Майкаина: I, III – в серицит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах; II, IV – в минералах рудных ассоциациях медно-колчеданного и полиметаллического этапов; II-4 – в гематит-кварцевой ассоциации медно-колчеданного этапа

При исследовании флюидных включений на месторождении было изучено 26 образцов, в 9 из них (по одному для каждой минеральной ассоциации) определен химический состав флюидов (табл. 2.13).

В серицит-кварцевых метасоматитах I этапа и в хлорит-серицит-кварцевых сланцах метаморфогенно-гидротермального II этапа включения в кварце газожидкие с объемами пузырьков до 50% (рис. 2.69). Температуры декрепитации их составили 510 и 420°C (рис. 2.70). Растворы в них водные ( $H_2O$  - 76 и 82%) с невысокими содержаниями газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ) - 3-12%, и солей (хлориды и сульфаты  $Na$ ) - 12-15% (рис. 2.71). Имея высокую температуру и слабую насыщенность солями, растворы активно взаимодействовали с окружающими породами, создавая мощные зоны метасоматитов.

Для минеральных ассоциаций медно-колчеданного этапа в кварце и кальците, возникших синхронно с сульфидами, распространены многофазные флюидные включения - от существенно твердофазных с трубчатymi и округлыми обособлениями газа и жидкости до типично газожидких. Твердая фаза неоднородна по окраске и форме кристаллов. Жидкости в них две - одна водно-солевой раствор, вторая, судя по анализам, жидкий  $H_2S$ , который и ранее отмечался другими исследователями на некоторых сульфидных месторождениях [Roedder, 1971]. Соотношение фаз не постоянно. Температуры декрепитации включений в минералах последовательно возникших ассоциациях плавно понижались, °C: в пиритовой - 370, кварц-пиритовой -

360, халькопиритовой - 320. В составе флюидов мало воды - 2-4%, переменное количество газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) - от 9 до 30%, и весьма высокие содержания солей - 67-83%. Состав солей при переходе от одной ассоциации к другой изменяется без видимой закономерности; развиты хлориды, фториды, карбонаты и сульфаты  $Na$ ,  $Ca$  и  $Fe$ .

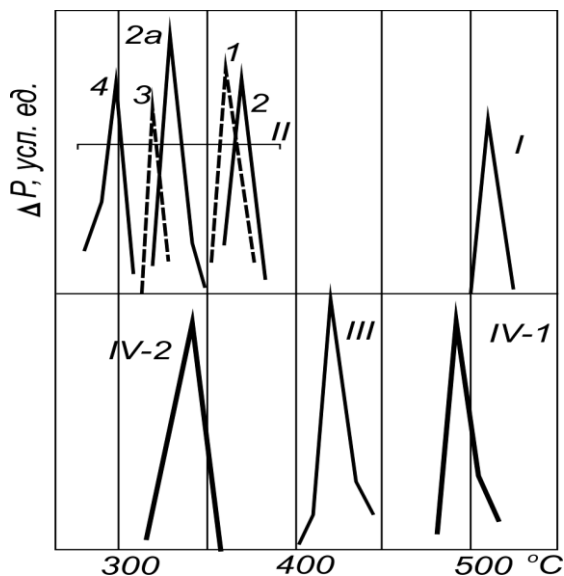


Рис. 2.70. Сводный график температур вакуумной декрепитации включений в минералах Майкаина: I – предрудный метасоматический этап, серицит-кварцевые сланцы; II – ассоциации медно-колчеданного этапа: 1 – кварц-пиритовая, 2 – пиритовая, 2а – рассланцованные пириты, 3 – халькопиритовая, 4 – гематит-кварцевая; III – метаморфогенно-гидротермальный этап, хлорит-серицит-кварцевые сланцы; IV – полиметаллический этап: 1 – барит-галенит-сфалерит-халькопиритовая, и 2 – барит-борнит-халькозин-теннантитовая ассоциации

В минеральных ассоциациях полиметаллического этапа развиты такие же типы включения, как и в медно-колчеданных рудах (рис. 2.69). Температура декрепитации их в барит-галенит-фалерит-халькопиритовой ассоциации составила 490°C, в барит-борнит-халькозин-теннантитовой - 340°C (рис. 2.70). Во флюиде очень мало воды – 2-4%, повышенные количества газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $N_2$  и др.) – 7-33%, при очень высоких содержаниях солей – 63-91% (преобладают сульфаты хлориды и фториды  $Na$ ,  $K$  и  $Fe$  (табл. 2.13, рис. 2.71).

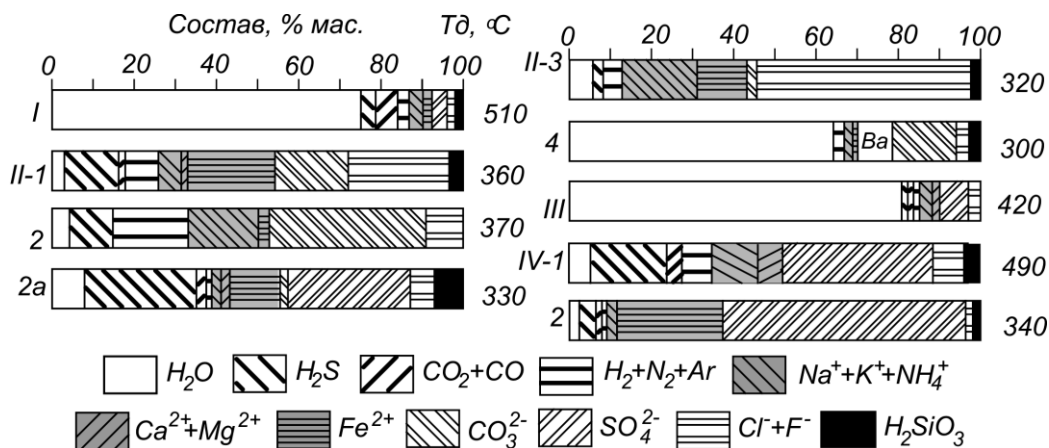


Рис. 2.71. Состав растворов во включениях минералах Майкаина: I – предрудный метасоматический этап, серицит-кварцевый сланец; II – ассоциации медно-колчеданного этапа: 1 – кварц-пиритовая, 2 – пиритовая, 2а – рассланцованные пириты, 3 – халькопиритовая, 4 – гематит-кварцевая; III – метаморфогенно-гидротермальный этап, хлорит-серицит-кварцевый сланец; IV – ассоциации полиметаллического этапа: 1 – барит-галенит-сфалерит-халькопиритовая, 2 – барит-борнит-халькозин-теннантитовая

Полученные данные указывают на необычность флюидов, отложивших сульфидные минеральные парагенезисы как колчеданного, так и полиметаллического этапов. По характеристикам они соответствуют растворам-расплавам. Количество воды в них так мало, что в рудах не проявились даже поздние пострудные прожилки, а также синрудные изменения окружающих пород. Эти флюиды были весьма богаты рудными компонентами, отложение рудного вещества из них происходило бурно в короткие промежутки времени. Полная раскристаллизация рудных минералов не успевала происходить, в результате чего они имеют коллоидное строение (рис. 2.68, 3 и 4).

Наложение поздних минеральных ассоциаций на ранние происходило путем внедрения флюида (рис. 2.68, 4-7). Он взламывал ранее сформировавшиеся руды, которые в большом количестве присутствуют в поздних минеральных образованиях в виде подвешенных обломков. Обломки подвергались растворению и ассимиляции флюидом, при этом какие-либо метасоматические преобразования их под действием гидротермальных растворов не происходили. Подобные флюиды присущи также массивным сульфидным и барит-сульфидным рудам Акжала, Жайрема, Жезказгане.

На месторождении Майкаин проявлен также дислокационный метаморфизм сформировавшихся колчеданных руд в период тектонических подвижек (ассоциация II-2a). Выразился он в рассланцевании колчеданов с явными признаками течения сульфидной массы. Процесс проходил при температурах 350-330°C, когда колчеданные руды были еще разогреты (рис. 2.70). Во флюидных включениях этих образований практически отсутствует вода – 2-7%, повышенные содержания газов, особенно  $H_2S$  – до 20%, и солей – 50-67%, представленных сульфатами и карбонатами  $Fe$ ,  $Ca$ ,  $Mg$  (табл. 2.13, рис. 2.71). Гидротермальные растворы в метаморфических преобразованиях не участвовали. Течения сульфидной массы, несмотря на невысокие температуры, происходило за счет участия своеобразного водно-газо-солевого расплава. В период метаморфизма, даже при малом количестве воды, осуществлялось довольно интенсивное окисление пирита с образованием  $H_2S$  и  $FeSO_4$ . Остальные компоненты солевого состава метаморфического флюида были заимствованы из поровых растворов окружающих пород (см. табл. 1.15).

Как видно из табл. 2.13, для каждого периода минералообразования характерна своя направленность окислительно-восстановительной обстановки. Слабо окислительная среда ( $\Delta E = +0,002$ ) в растворах серицит-кварцевых метасоматитов предрудного этапа сменялась на резко восстановительную ( $\Delta E$  от -0,018 до -0,040) при отложении основных ассоциаций медно-колчеданного этапа, затем вновь на окислительную ( $\Delta E = +0,010$ ) при отложении гематит-кварцевых агрегатов. Во второй период минералообразования  $\Delta E$  варьировало от +0,012 в растворах хлорит-кварц-серицитовых сланцев до -0,014 при образовании барит-сфалерит-халькопирит-галенитовой ассоциации, и вновь до +0,010 во время отложения барит-борнит-халькозин-теннантитовых агрегатов.

Вопросы возраста оруденения и источника рудных компонентов остаются открытыми. Долгое время вулканогенные толщи вмещающих пород считались кембрийскими, а оруденение каледонским. Данные В.С.Звонцова [1981] позволили сделать заключение о том, что возраст толщ ордовикский, а контролирующая оруденение зона межформационного срыва - послесилурийская, возможно, девонская. По изотопам свинца модельный возраст полиметаллических руд 320 млн. лет, который удовлетворительно согласуется с абсолютным возрастом предрудных серицитов по K/Ar датированию [Сыромятников и др., 1978]. Существенный временной разрыв между образованием вулканитов и руд не позволяет связывать образование сульфидного оруденения с базальтоидным магматизмом. Воспользоваться термобарогеохимическими критериями источника рудообразующих флюидов тоже не удается. Как видно из табл. 2.13, растворы во включениях богаты солями - до 90%, что характерно для мантийных флюидов. Отношение  $H_2O/CO_2+CO$  изменяется от 5,3 до 21, что свойственно кислым коревым магмам, а высокие содержания  $N_2$  - до 18%, характеризуют метаморфические флюиды эклогитовой и гранулитовой фаций. Сера сульфидов, хотя и близка к метеоритному стандарту, в ряде случаев сильно обогащена легким изотопом [Сыромятников и др., 1978]. Все это свидетельствует о том, что возраст и источник руд Майкаина и подобных ему месторождений в Центрального Казахстана остаются не выясненными.

## Месторождения Рудного Алтая и Южного Урала

Алтайский рудный пояс сформировался в герцинское время в результате тектономагматической активизации, охватившей слои земной коры и мантии до глубины 250 км. Колчеданно-полиметаллические месторождения развиты в осевой части пояса в виде двух протяженных зон глубинного заложения - Северо-Восточной и Иртышской (рис. 2.72). Оруденение является герцинским и связывается с магматическими образованиями. Конкретизация магматических комплексов по рудоносности остается дискуссионной. Г.Н.Щерба [1968] считает, что оруденение генетически связано с девонским вулканизмом базальт-андезит-липаритрвой формации. А.К.Каюпов и др. [Металлогения Казахстана, 1978] выделяют среди рудных формаций как вулканогенные эффузивной и субвулканической фаций, так и плутогенные гранитоидные. Размещение рудной минерализации определяется складчатыми и разрывными структурами. Рудные тела представляют собой чаще мощные залежи массивных и густовкрапленных руд, возникших в несколько последовательных этапов и стадий. Характерно развитие зон гидротермальных метасоматитов и гидротермально-осадочной пиритовой минерализации.

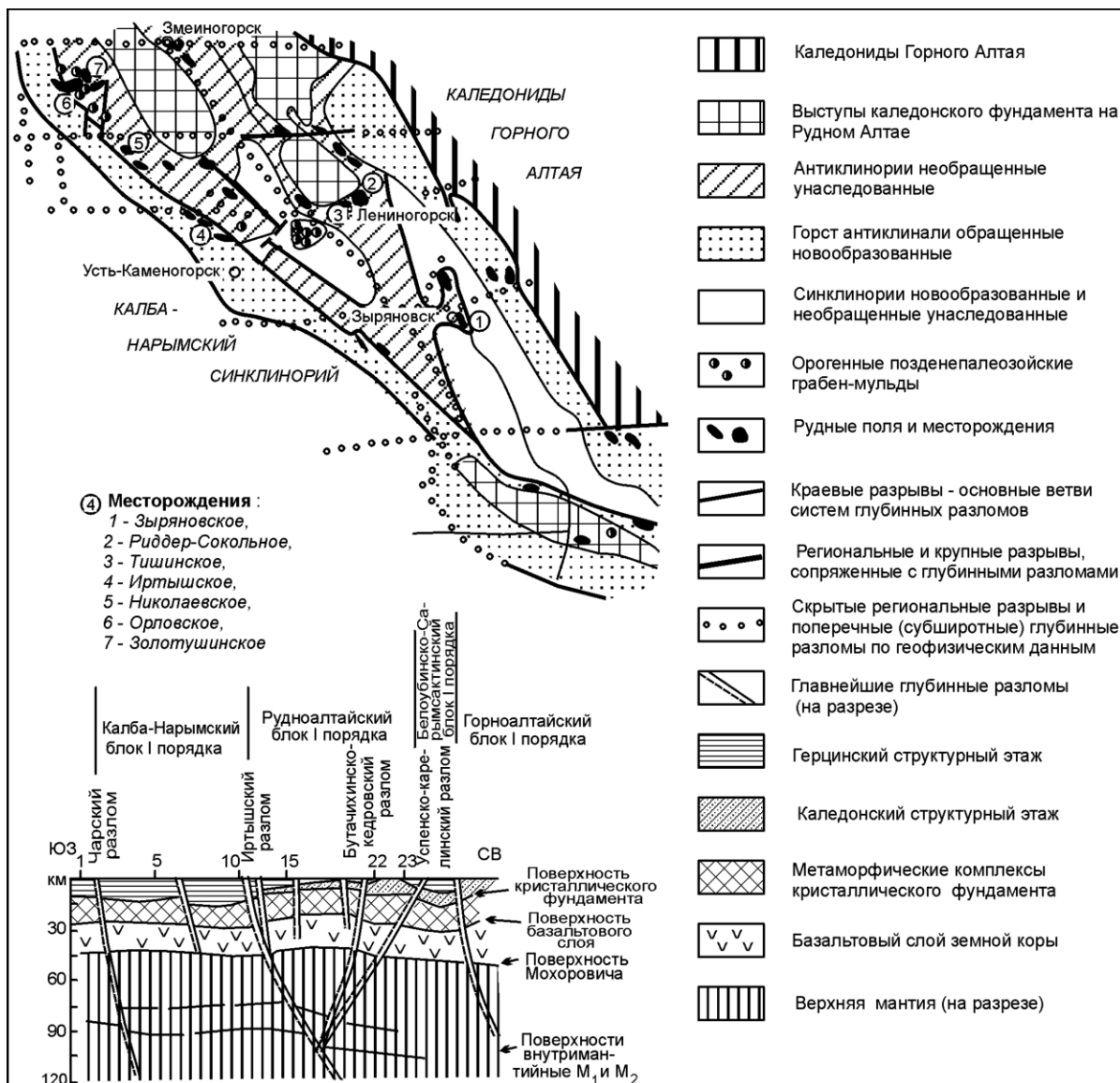


Рис. 2.72, Схема размещения колчеданно-полиметаллических месторождений в тектонических структурах Юго-Западного Алтая [Н.Л.Бубличенко, Ю.Ю.Воробьев и др., 1972 г.]

Среди колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая исследования выполнены на Риддер-Сокольном, Зыряновском, Орловском и Николаевском. Для сравнения отдельные типы руд были изучены на месторождениях

Южного Урала: Гайском, Учалинском, Сибай и им. XIX партсъезда. Параметры формирования руд оказались близкими и рассматриваются совместно. В то же время наши результаты резко отличаются от данных предыдущих исследователей. Тщательное выполнение работ позволило выяснить причины расхождений.

Изученные рудные объекты Рудного Алтая и Южного Урала являются классическими представителями колчеданных месторождений, и в литературе им уделено большое внимание. Они описаны во многих крупных работах: "Полиметаллические месторождения Рудного Алтая" [1957], "Проблемы генезиса месторождений Рудного Алтая" [1977], "Рудные месторождения СССР" [1974], "Колчеданные месторождения мира" [1979] и многих других. Сведения о физико-химических условиях их формирования имеются в работах В.И.Смирнова, Ю.А.Долгова, И.З.Исакович, В.В.Рябова, И.А.Хайретдинова, В.И.Старостина, А.С.Лапухова, Э.Г.Дистанова и многих других. Однако проблема остается далеко нерешенной. Противоречивость получаемых данных обусловлена сложностью и многостадийностью минералообразования, наличием большого числа генераций одних и тех же минералов, а также слабой эффективностью распространенных методов изучения флюидных включений при исследовании тонкозернистых минералов и непрозрачных сульфидов.

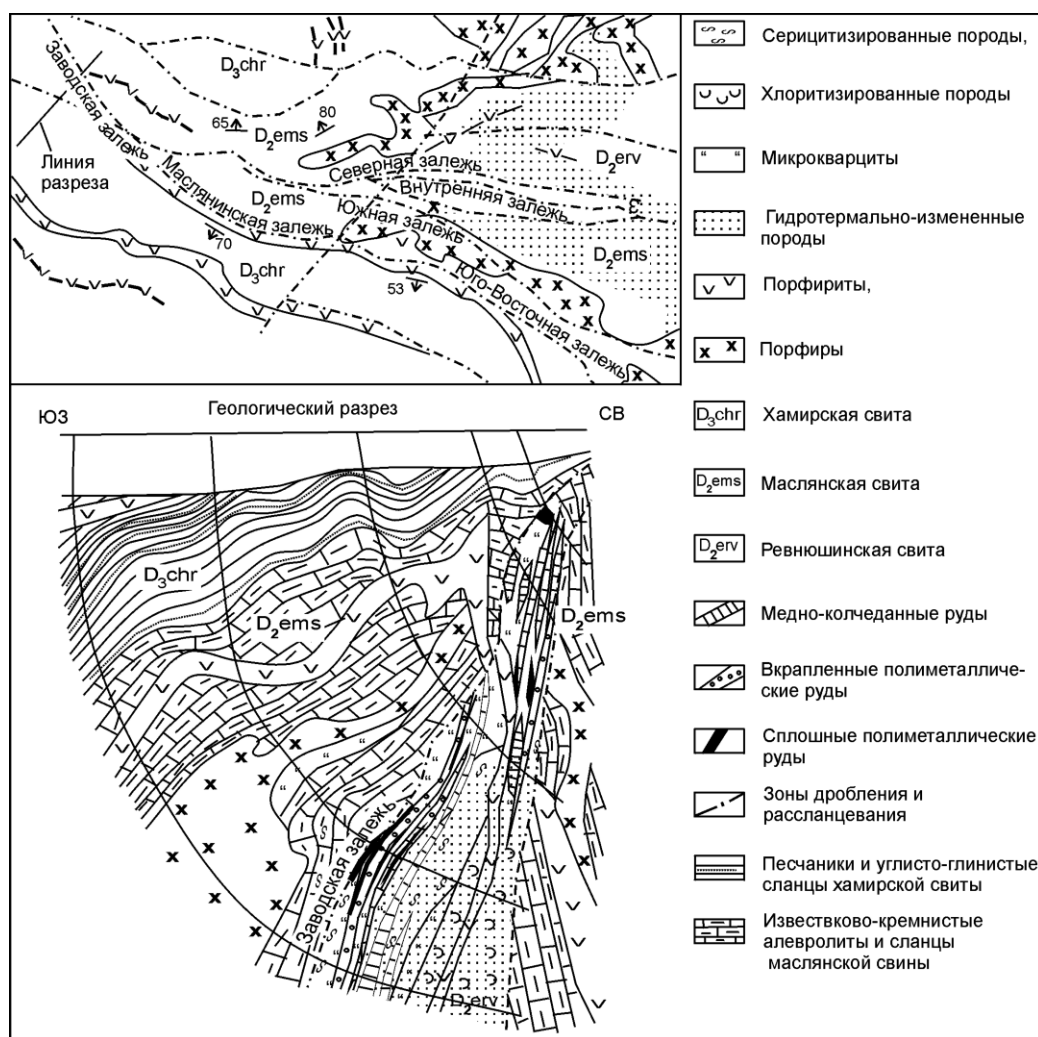


Рис. 2.73. Схематическая геологическая карта и геологический разрез Зырянского месторождения [по материалам Зырянской ГРП; Беспав, Пронин, 1975 г.]

*Зырянское месторождение* расположено в юго-восточной части Рудного Алтая, вблизи Северо-Восточной зоны смятия, и приурочено к субширотной антиклинальной структуре, разбитой на отдельные блоки разломами [Каюпов и др., 1978]. Оно сложено вулканитами кислого состава, алевролитами и туфогенными песчаниками, которые перекрываются карбонатно-терригенными отложениями (рис. 2.73). Оруденение



контролируется складчатыми и вулканотектоническими структурами. Рудные тела имеют пласто- и линзообразные формы, залегают согласно с породами, прослежены на глубину до 1200 м. Они располагаются под экраном известково-глинистых сланцев и на участках сопряжения разрывов различного направления. Руды колчеданно-полиметаллические, сплошные и прожилково-вкрапленные, сложены мелкозернистыми агрегатами сульфидов с участием кварца, кальцита, барита, хлорита и серицита.

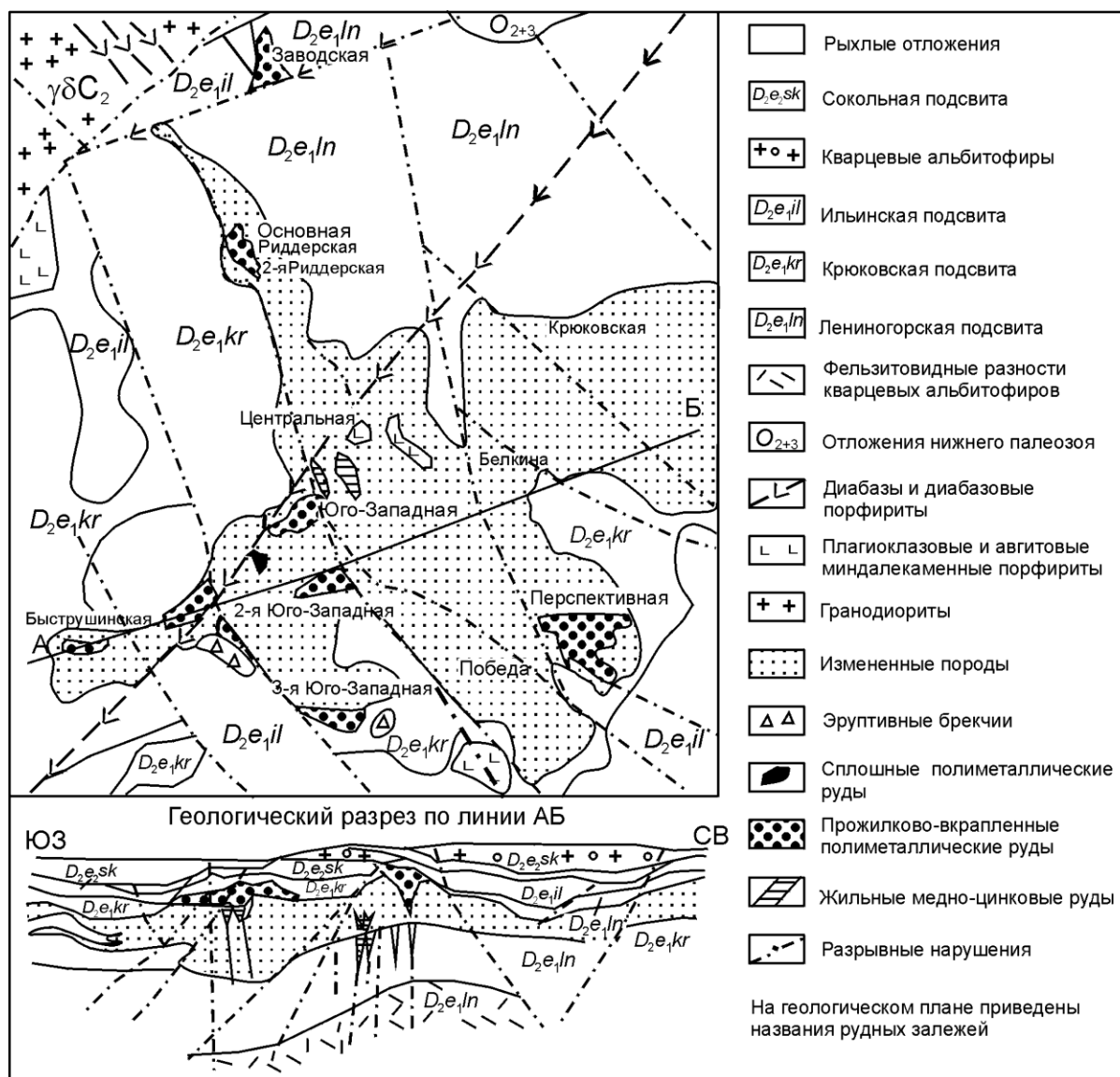


Рис. 2.74. Геологический план 11 горизонта и геологический разрез Риддер-Сокольного месторождения [по материалам Лениногорского полиметаллического комбината; Беспав, Пронин, 1975 г.]

*Риддер-Сокольное месторождение* находится в Лениногорском рудном поле, на пересечении Северо-Восточной зоны смятия с разломами субширотного направления, в средней части Синюшинского антиклинория (рис. 2.72). Месторождение сложено толщей вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего девона (алевролитами, алевропелитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, туфопесчаниками, туффитами, туфами, лавами, известняками). Распространены субвулканические и экструзивные тела кислых и средних пород, эксплозивные брекчии (рис. 2.74). Околорудные изменения выразились в образовании кварцитов, хлоритовых, серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и кварц-баритовых метасоматитов. Оруденение развито на площади 20 км<sup>2</sup>. По вещественному составу руды колчеданно-полиметаллические.



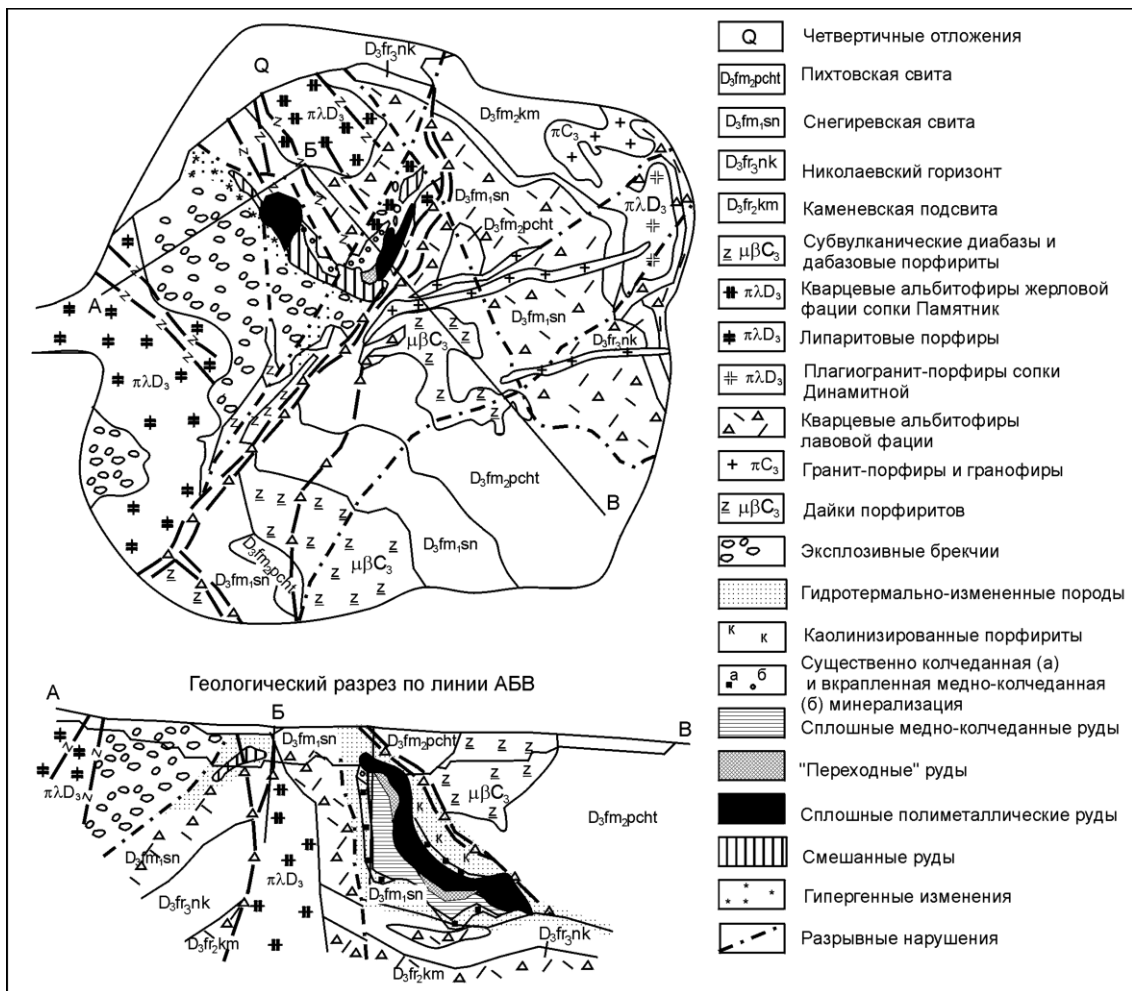


Рис. 2.75. Геологический план и геологический разрез карьера Николаевского месторождения [составили М.А.Тойбазаров, Б.П. Иванов, схематизировано; Беспаяев, Пронин, 1975 г.]

На многих колчеданных месторождениях Рудного Алтая развиты также жилы крупнокристаллических сульфидов с кварцем, баритом и карбонатами. Минеральный состав жил полностью аналогичен составу вмещающих их массивных мелкозернистых руд. Сплошные руды резко обособляются. Рудные тела, сложенные массивными рудами, имеют четкие припаянные контакты с вмещающими породами. Непосредственно примыкающие к ним слоистые породы и метасоматиты подвержены интенсивному смятию, тогда как породы, находящиеся на некотором удалении от рудных тел, значительно менее деформированы. Вкрапленное оруденение в сланцах и метасоматитах развивается по сланцеватости, в массивных кварцитах - по сети трещин.

Месторождения имеют длительную и сложную историю образования в несколько последовательно проявленных этапов и стадий, которые разделены тектоническими подвижками. Материал в этом отношении исключительно обильный и разнообразный, и, естественно, единого представления не существует. Обобщая его, а также учитывая наши результаты по изучению флюидных включений, в целом нами принята следующая последовательность формирования месторождений: I - сингенетичное с осадками накопление пирита в кремнистых и кремнисто-глинистых породах в период девонского вулканизма; II - внедрение субвулканических порфиров и порфиритов и их аутометасоматоз; III - гидротермально-метасоматическая переработка вулканогенно-осадочных пород, IV - формирование медно-колчеданных руд, V - формирование полиметаллических руд, VI - формирование барит-свинцово-цинковых руд (кварц-баритовые купола Риддер-Сокольного), VII - образование эксплозивных брекчий (Риддер-Сокольное), VIII - образование сульфидно-кварцевых золотоносных жил. Эта обобщенная последовательность применима и для месторождений Южного Урала, и в целом сходна со схемой минералообразования В.И.Смирнова [1968]. В деталях на

конкретных месторождениях этот вопрос рассмотрен во многих работах [Вейц и др., 1957-1959; Беспяев и др., 1988; Бородаевская и др., 1962; Волков и др., 1972; Каюпов и др., 1978; Петровская и др., 1960; Пшеничный, 1975; Чепрасов и др., 1978; мн. др.].

На рис. 2.76 приведены характерные текстуры и структуры рудных агрегатов. Они не типичны для гидротермальных месторождений. Многие исследователи подобное строение руд объясняют наличием свободных полостей, в которых отлагались руды из коллоидных гелеподобных растворов. Более естественным, нам кажется, объяснение другой группы исследователей, которые рассматривают подобное строение рудных тел и минеральных агрегатов руд с точки зрения их инъекционного образования из высококонцентрированных высокотемпературных рудоносных флюидов типа растворов-расплавов или рудных магм.

Рудам присущи массивные текстуры, которые выглядят как сплошная однородная масса, состоящая из мелко- и среднезернистых плотно сросшихся сульфидных минералов (рис. 2.76; 3, 5, 11-13 и др.). Распространены пятнистые и полосчатые текстуры (рис. 2.76; 2, 10, 14, 15, 24). В колчеданных, медных, медно-цинковых и полиметаллических рудах они обусловлены обособленным расположением пиритовых, пирит-халькопиритовых, сфалеритовых и сфалерит-галенитовых минеральных агрегатов. Возникли эти обособления в результате расслоения (дифференциации) первоначально однородного богатого сульфидами флюида на самостоятельные *Fe-Cu-S* и *Zn-Pb-S* жидкости. В барит-полиметаллических рудах полосчатые и пятнистые текстуры обусловлены обособленным расположением баритовых и галенит-сфалеритовых скоплений. В данном случае расслоения рудоносного флюида осуществлялось на сульфидную и сульфатную жидкости. Расслоение с образование пятнистых текстур происходило в условиях нахождения флюида в состоянии покоя, тогда как полосчатые текстуры возникали в период его движения в рудовмещающих полостях. Высокая вязкость флюидов подтверждается наличием «плавающих» деформированных обломков (часто довольно крупных) ранних метасоматитов и пиритов в более поздних колчеданных, медно-цинковых, полиметаллических и барит-полиметаллических рудах.

Колломорфные (метаколлоидные), концентрические зональные, криптокристаллические структуры характерны для колчеданных, полиметаллических и барит-полиметаллических руд (рис. 2.76; 1, 8-10, 14-18, 22-23, и др.). Нередко в колломорфных агрегатах присутствует некристаллический сажистый дисульфид железа. Своеобразное колломорфное строение имеет мельниковит-пирит колчеданных и сфалерит полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Они состоят из розеток: центральные части их представлены мельчайшими кристаллическими зародышами, на которые зонами нарастают колломорфные полосы соответственно мельниковит-пиритового и сфалеритового состава (рис. 2,76; 1, 8, 9, 23). Это свидетельствует о быстрой раскристаллизации сульфидного флюида, в результате чего кристаллические агрегаты с четко выраженной последовательностью отложения минералов не образуются. Даже хорошо раскристаллизованные срастания зерен пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды и других минералов часто напоминают структуры распада твердых растворов (рис. 2,76; 19-20). Б.И.Вейц [1957-1959] неоднократно подчеркивала, что в минеральных агрегатах отсутствуют зерна с отрицательными формами рельефа, что свидетельствует о близко одновременной кристаллизации сульфидов.

Флюиды поздних руд проникали в ранние минеральные ассоциации по трещинам (рис. 2.76; 4, 21). Подвешенные деформированные обломки ранних минеральных образований в поздних является характерной особенностью руд алтайских месторождений (рис. 2.76; 5-7, 10-13, 25, 26). Присутствуют они в большом количестве от довольно крупных ксенолитов до мельчайших частичек. Эти наблюдения свидетельствуют в пользу того, что рудоносные флюиды внедрялись в более ранние минеральные агрегаты, взламывали и дробили их, несли и деформировали их ксенолиты внутри себя. Подобные преобразования указывают на громадный напор флюида и его повышенную вязкость. Во многих случаях отчетливо видно химическое

воздействие флюида на ранние руды. Они подвергались коррозии, растворению и ассимиляции флюидом, от обломков нередко остается только их реликты. Гидротермальной перекристаллизации и метасоматического замещения обломков не наблюдалось.

Геологическое строение, минеральный состав руд и условиям рудоотложения колчеданных месторождений Южного Урала рассмотрены в большом количестве работ. Приведем только характерные черты месторождений, сведенные П.Ф.Сопко [1975], В.В.Прокиным [1975] и многими другими.

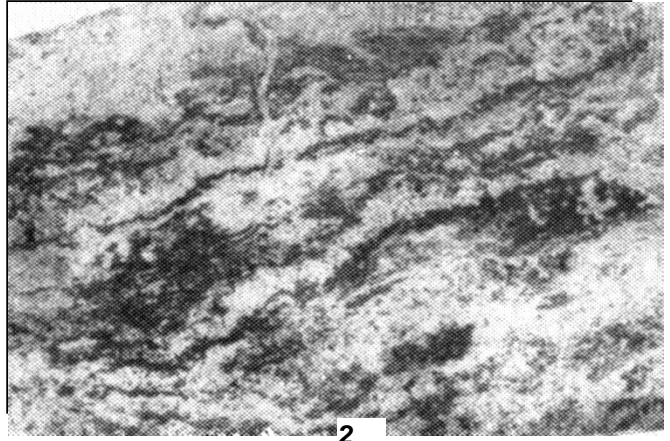
Рудовмещающими являются измененные эффузивные, пирокластические и субвулканические породы преимущественно кислого состава. Они представляют собой наиболее поздние дифференцированные разности пород, возникшие в процессе эволюции спилит-кератофирового вулканизма. Тесная пространственная связь колчеданных месторождений с вулканитами этой формации позволяет считать, что рудообразование происходило в связи с базальтоидным вулканизмом. Колчеданные месторождения приурочены к глубинным тектоническим ослабленным зонам древнего заложения, которые служили рудоподводящими каналами. Рудные тела локализованы в зонах расланцевания, сбросах, взбросах, в зонах межслоевых деформаций и объемного брекчирования. Процессу рудоотложения предшествовали расланцевание пород, связанное с вулканической тектоникой. Дробленные и расланцованные породы претерпели предрудный гидротермальный метасоматоз типа пропилитизации. Исследователи отмечают синхронность метасоматических преобразований пород с фазами вулканической деятельности, которые проявлялись неоднократно. Гидротермально-метасоматические образования, непосредственно предшествующие колчеданному оруденению, представлены кварц-серицитовыми и кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами.

Рудные тела линзовидные и пластообразные, сложены преимущественно сплошными рудами. Они имеют четкие контакты, контролируются секущими зонами расланцевания и трещиноватости. Процесс формирования руд был непрерывно-прерывистым, растянутым во времени, проходил в несколько этапов и стадий со значительными временными перерывами. Последовательно формировались следующие основные минеральные ассоциации: пиритовая, халькопирит-пиритовая и халькопирит-сфалерит-пиритовая, сфалерит-барит-пиритовая с блеклыми рудами, золото-полиметаллическая. В перерывах между стадиями проявлялись внутрирудные деформации. Строение минеральных агрегатов колчеданных руд Южного Урала подобно месторождениям Рудного Алтая. Многие считают, что руды возникли из коллоидных растворов, прошедших стадию развития геля. Механические возбуждения (подвижки) могли приводить к повторному ожижению застывших структурированных гелей. Такое вещество могло повторно заполнять трещинки, создавая аналогичные минеральные ассоциации в уже сформированном минеральном веществе.

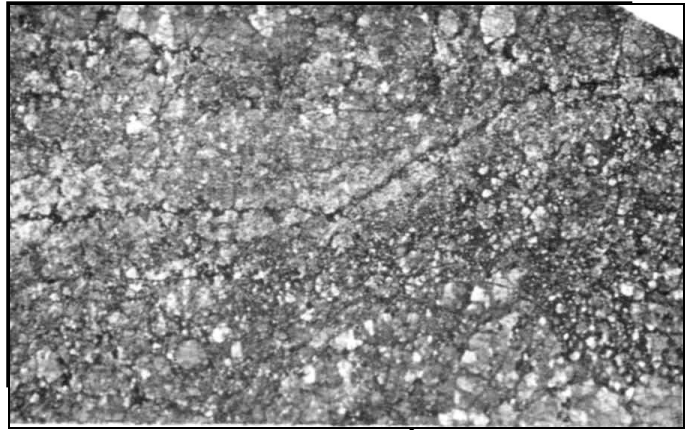
Колчеданным месторождениям Рудного Алтая и Южного Урала, как и месторождениям Центрального Казахстана, присуще широким развитием сплошных руд. Они обособлены в самостоятельные геологические тела, которые имеют четкие контуры и резкие контакты как с вмещающими породами, так и с прилегающими к ним зонами вкрапленной сульфидной минерализации. По этому признаку они сходны с рудными телами сплошных руд, возникших в результате кристаллизации сульфидных или сульфидно-силикатных расплавов на магматогенных медно-никелевых месторождениях.



1



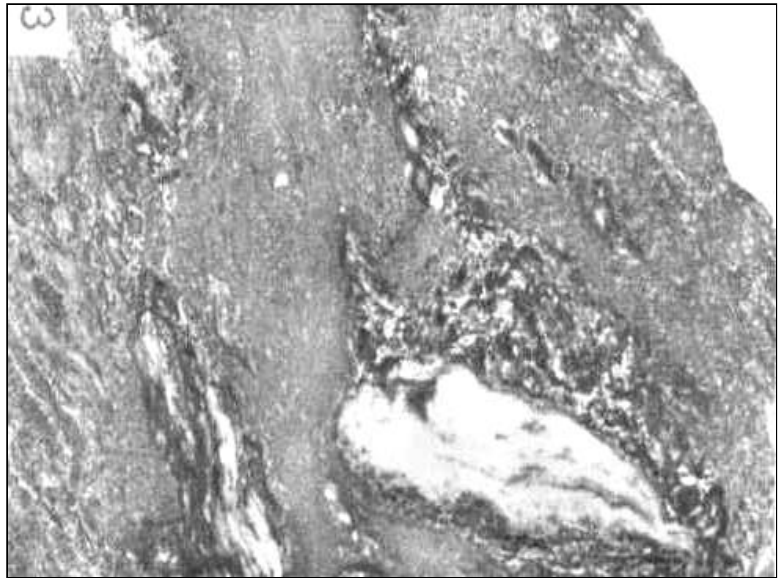
2



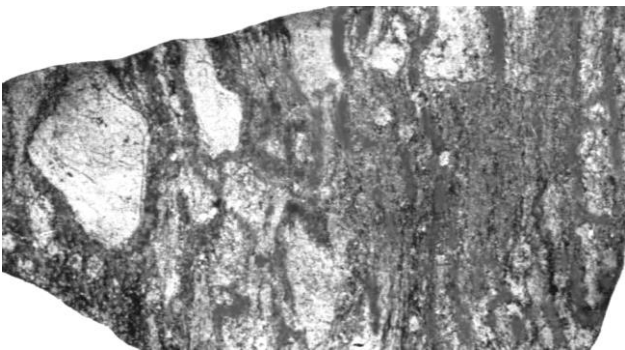
3



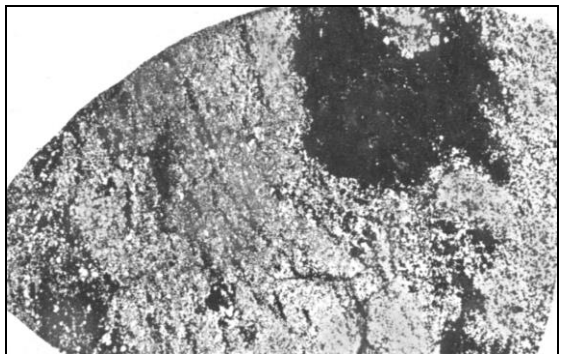
4



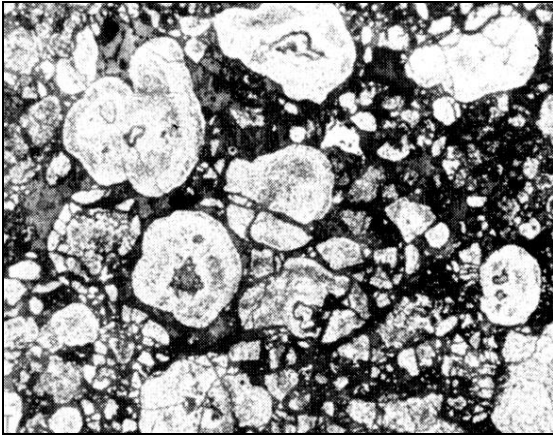
5



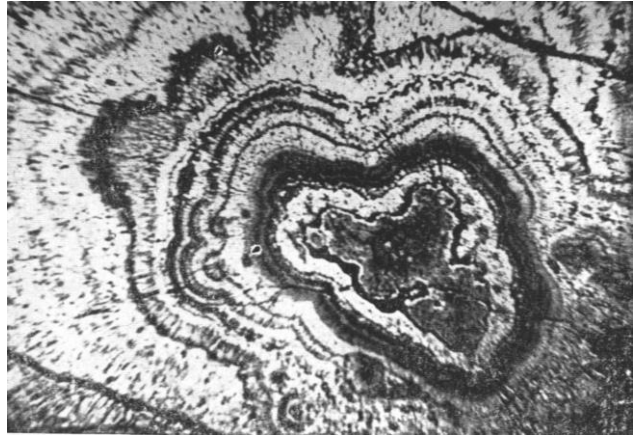
6



7



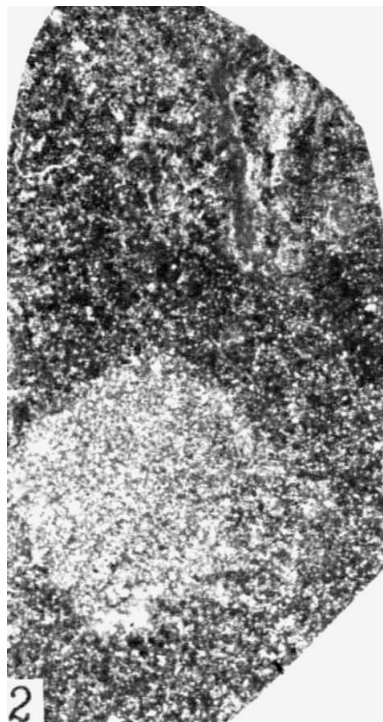
8



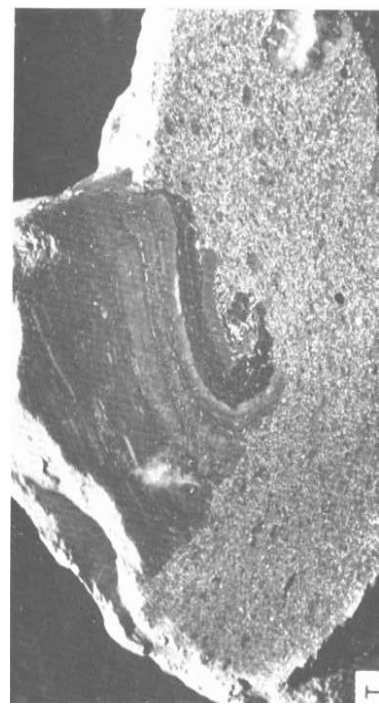
9



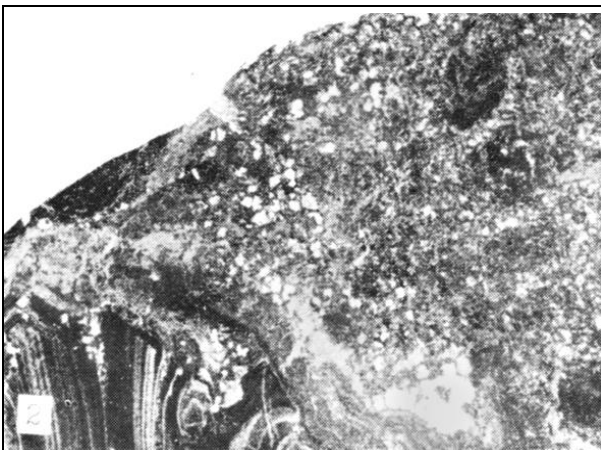
10



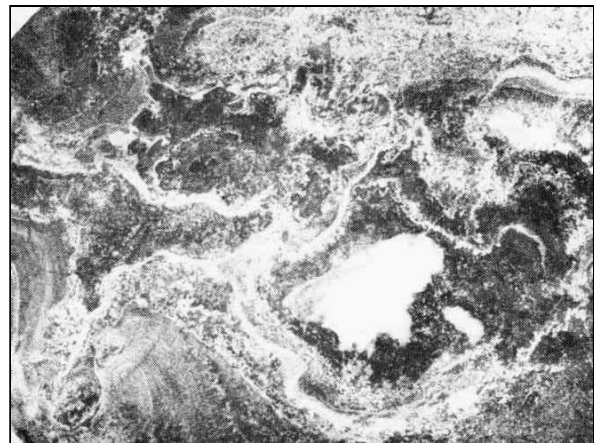
11



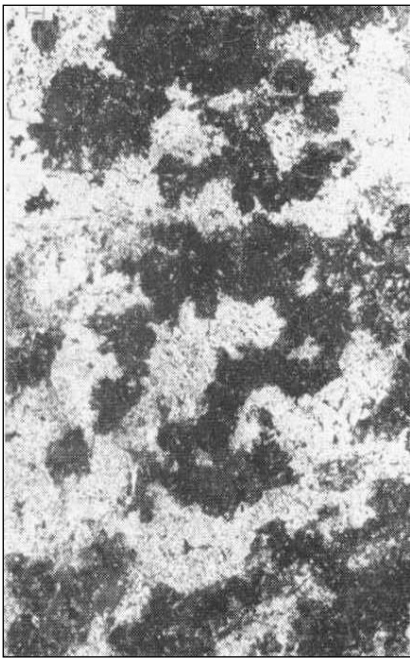
12



13



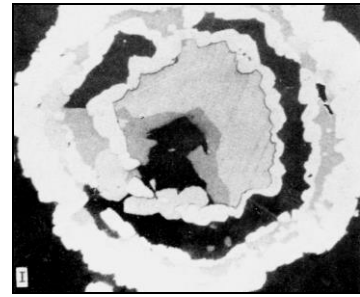
14



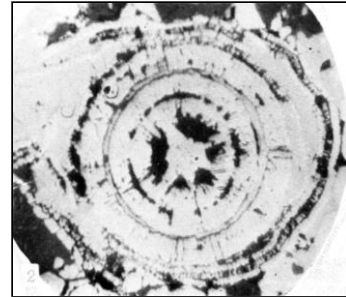
15



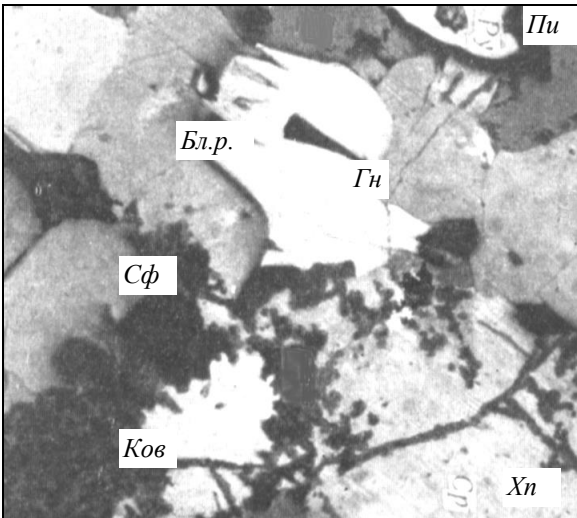
16



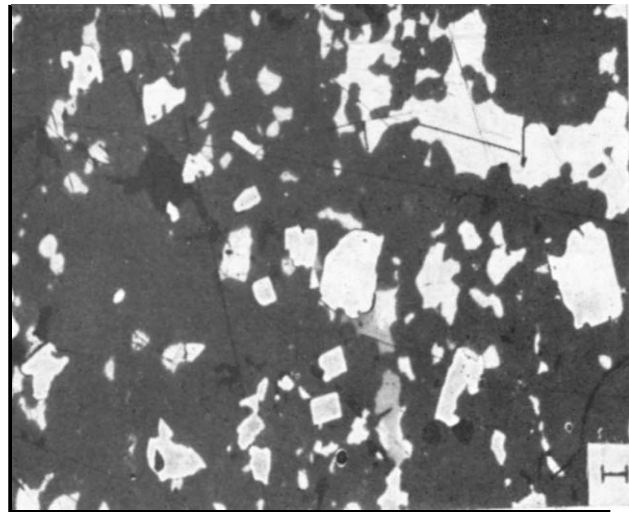
17



18



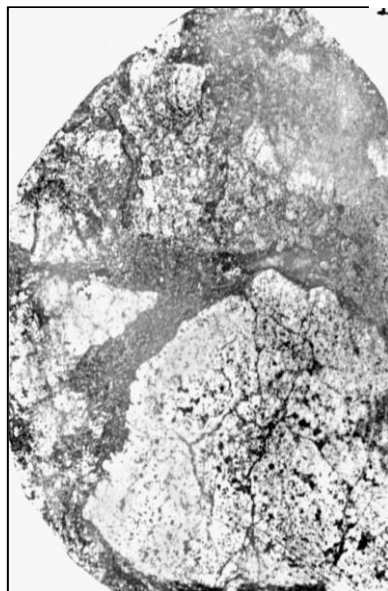
19



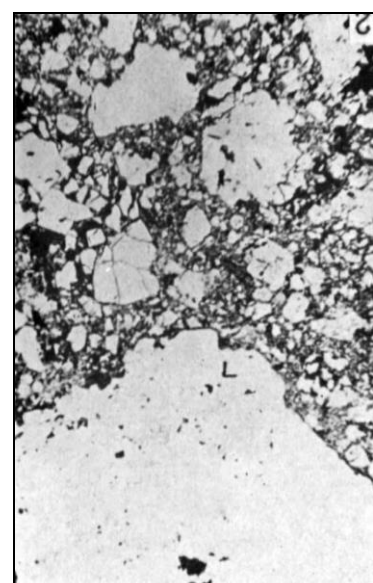
20



21



22



23



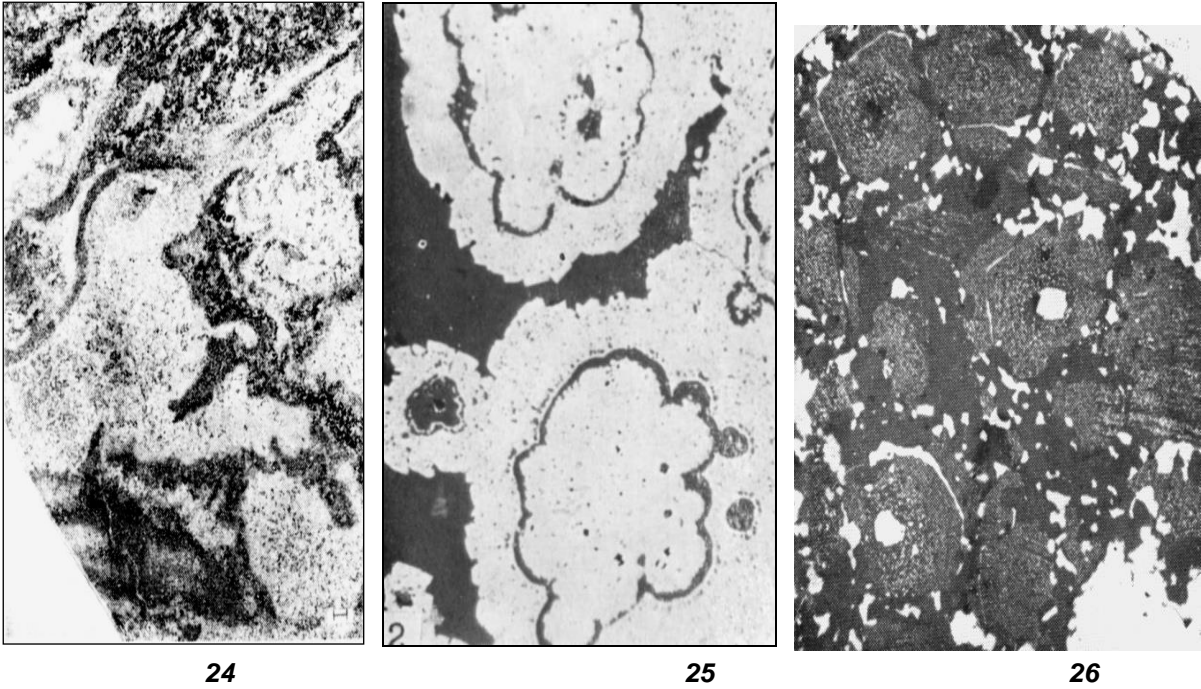


Рис. 2.76. Строение минеральных агрегатов руд колчеданных месторождений Рудного Алтая и Южного Урала [по А.Г.Бетехтину и др., 1964; Б.И.Вейц и др., 1957-1959; Е.А.Анкенович, 1976; И.В.Покровской, 1969, 1976; К.А.Чекаловой, 1971; Ю.Ю.Воробьеву, 1963; О.А.Кондюрину, 1971; Г.Н.Пшеничному, 1984].

1-9 – руды медно-колчеданного этапа (IV): 1 - комковатый (почковидный) мельниковит-пирит, состоящий из тончайших concentрических скорлупок, перекрывающих друг друга [быстрая кристаллизация из пересыщенных колчеданами флюидов], Риддер-Сокольное, натур. вел.; 2 - сплошная колчеданно-медно-цинковая руда гнездово-полосчатого строения с обособленным расположением пирит-халькопиритовых (светлое и белое) и сфалерит-галенитовых (темное) агрегатов [возникла при движении вязкого высококонцентрированного флюида, в котором произошло обособление пирит-халькопиритовой и галенит-сфалеритовой жилкостей], Орловское, ув. 3; 3 - массивная мелкокристаллическая колчеданно-медно-цинковая руда (светлое – пирит и халькопирит, темно-серое – сфалерит) с признаками колломорфного строения, Николаевское, ув. 3; 4 - халькопирит-сфалеритовая руда (темное) внедряется в раннюю колломорфную пиритовую (светлое) [пирит дробится, пропитывается, растворяется и ассимилируется халькопирит-пиритовым флюидом, признаки его гидротермальной перекристаллизации отсутствуют], Николаевское, ув. 1,5; 5 - сплошная медно-цинковая руда с реликтами кварц-серицитовых сланцев - белое, Иртышское, натур. вел.; 6 - ориентированные обломки раннего пирита (светлое) в сфалерит-пиритовой массе (темное), Учалинское; натур. вел.; 7 - массивная медно-колчеданная руда с ксенолитами хлоритового сланца (черное), Зыряновское, ув. 2; [на фото 5, 6 и 7 обломки сланцев и пирита деформируются, волокутся и ассимилируются рудоносным флюидом, местами от них сохраняются только реликты]; 8 - марказит колломорфного (розетковидного) строения в массивной пирит-халькопиритовой руде, Николаевское, ув. 100; 9 - коцентрически-зональное колломорфное строение пирита сплошной колчеданной руды; в центральной части агрегата темные зоны мельниковит-пирита, светлые пиритовые зоны имеют радиально-лучистое строение, Учалинское, ув. 17; [фото 8 и 9 свидетельствуют об образовании минералов во взвешенном состоянии либо из коллоидных растворов, либо из высококонцентрированных флюидов типа растворов-расплавов].

10-20 – руды полиметаллического этапа (V): 10 - сплошная полиметаллическая руда колломорфно-зонального строения, светлые зоны галенита чередуются с серыми и темными зонами кварц-пирит-сфалеритового состава; внизу черное - обломки деформированного алевролита, Риддер-Сокольное, ув. 1,2; 11 - массивная мелкозернистая полиметаллическая руда (пестрое) с обломком раннего халькопирита – внизу светлое, Зыряновское, натур. вел.; 12 - смятый ксенолит сланца в сплошной полиметаллической

руде, Иртышское, ум. 1,5; 13 - зернистая массивная полиметаллическая руда (белое – барит и доломит, светло-серое – пирит и халькопирит, темно-серое – галенит и сфалерит); слева внизу полосчатое - расщепленный обломок раннего пиритизированного сланца; внутри руды – более мелкие окатанные обломки того же пиритизированного сланца, Риддер-Сокольное, ув. 3; [фото 10-13 свидетельствуют о том, что флюид имел повышенную вязкость, способным удерживать внутри себя, нести и деформировать более ранние минеральные образования]; 14 - колломорфно-зональная сплошная полиметаллическая руда (белое – барит, светло-серое – халькопирит и пирит, темно-серое - сфалерит и галенит), Риддер-Сокольное, натур. вел.; 15 - сплошная полиметаллическая руда колломорфного пятнистого строения; обособленное развитие сфалерита (темное) и мелкозернистых халькопирит-пиритовых агрегатов (светлое), Орловское, натур. вел. [фото 14 и 15 показывают различную степень дифференциации рудного вещества в исходном флюиде]; 16 - колломорфные агрегаты пирита (светлое) и галенита (серое) в сплошной полиметаллической руде; Риддер-Сокольное, ув. 300; 17 - концентрическое зональное строение пирита (белое) с халькопиритом (светло-серое), блеклой рудой (серое) и баритом (черное) в сплошной барит-полиметаллической руде, Орловское, ув. 400; 18 - концентрическое зональное строение пирита (белое) с небольшой примесью халькопирита, галенита и сфалерита в сплошной полиметаллической руде, Орловское, ув. 90; [колломорфные структуры рудных агрегатов, показанные на фото 14-18 и др., могли возникнуть не только при раскристаллизации коллоидных растворов, но и при отложении минералов из высококонцентрированных растворов-расплавов во взвешенном состоянии]; 19 - сплошная полиметаллическая руда; зернистая структура срастания галенита (*Гн*), сфалерит (*Сф*), халькопирита (*Хп*), блеклой руды (*Бл.р.*), пирита (*Пи*) и ковеллина (*Ков*), Зыряновское, ув. 45; 20 - сплошная полиметаллическая руда; тонкое срастание пирита (белые кубики), галенита и халькопирита (белое и светло-серое) со сфалеритом (черное), Зыряновское, ув. 200 [фото 19 и 20 показывают, что последовательность отложения минералов не выражена, отсутствует замещение ранних минералов поздними, что свидетельствует о близко одновременном отложении рудных минералов].

21-26 – барит-полиметаллические руды (*VI*): 21 - сплошная барит-пирит-сфалеритовая руда (черное) внедряется в раннюю колломорфную пирит-халькопиритовую руду (светлое) [при внедрении флюид дробит пиритовые агрегаты, отторгает от них обломки, деформирует и цементирует их, по границам обломки подверглись коррозии и ассимиляции флюидом], Николаевское, ув. 2; 22 - поздняя мелкозернистая барит-пиритовая руда (темное) с большим количеством подвешенных обломков раннего колломорфного пирита (светлое) [при внедрении флюид дробит, деформирует и цементирует обломки], Николаевское, ув. 1,2; 23 – деталь строения руды предыдущем фото; тонкозернистый барит-пиритовый агрегат (темное) переполнен плавающими обломками раннего колломорфного пирита (светлое) [видны следы коррозии и ассимиляции пирита поздним флюидом], ув. 90; 24 - сплошная барит-полиметаллическая руда гнездового строения со слабо выраженным колломорфным строением (темное – сфалерит, белое – барит с вкраплениями сульфидов) [дифференциация рудного вещества происходила еще в нераскристаллизованной рудной массе – в вязком высококонцентрированном флюиде], Орловское, ув. 2; 25 - колломорфные срастания пирита (белое) со сфалеритом (темное) в сплошной барит-полиметаллической руде (черное – барит), Риддер-Сокольное, ув. 200; 26 - розетковидное строение сфалерита сплошной барит-полиметаллической руды, тонкая эмульсионная вкрапленность – халькопирит, более крупные белые включения – пирит, Орловское, ув. 200; [фото 24, 25, 26 и многие другие свидетельствуют о том, что формирование руд могло происходить при быстром охлаждении высококонцентрированных вязких флюидов]

Таблица 2.14. Температуры (в °С) вакуумной декрепитации включений в минеральных образованиях месторождений Рудного Алтая

Риддер-Сокольное	Зырянское	Орловское	Николаевское
<i>I - накопление гидротермально-осадочной пиритовой минерализации</i>			
Пирит из слоистых микрокварцитов, 2 обр. - 80-50	Не изучены	Пирит из кремнистых алевропелитов-70-60	Пирит из известково-глинистых пород, 2 обр. - 80, 70,50
<i>II - внедрение субвулканических порфиров, порфиристов и их аутометасоматоз</i>			
Пирит в окварцованном порфире 2 обр. - 680-670	Окремненный порфир с пиритом и хлоритом, 3 обр. - 590-580, 570	Окварцованный порфир 3 обр. - 630 - 610-600, 580	Округлые обособления кварца в порфире - 630
Окварцованный и карбонатизированный порфир - 580	Окварцованный и хлоритизированный порфир - 540	Эпидотизированный порфирит, 2 обр. 560-550, 540	Окварцованный пиритизированный порфир, 3 обр. - 520, 490
<i>III - гидротермально-метасоматическая переработка вулканогенно-осадочных пород</i>			
Окремненный алевропелит - 550-540	Хлорит-карбонатная порода с пиритом, 3 обр. - 540, 520	Кварцевая порода с хлоритом, серицитом и пиритом, 9 обр. - 560-550, 530-520, 510	Брекчированная кремнистая порода - 460-440
Карбонатно-хлорит -серицитовая порода, 5 обр. - 540, 520, 510, 470-450	Кварц-хлоритовая порода 3 обр. - 510, 480-470	Хлоритолиты с пиритом, 5 обр.- 470-460	Карбонатно-кварцевый прожилок-360-350
Хлорит-серицит-карбонатная порода, 2 обр. - 510, 500	Кварцевый прожилок, 2 обр.-370, 340-330	Жилы ангидрита в хлорит-кварцевой породе, 2 обр. -550, 560-520	
Кварцевый метасоматит, 2 обр. - 410	*Кварц из кварц-микроклиновых пород - 420		
<i>IV - формирование колчеданных, медно-колчеданных и медно-цинковых руд</i>			
Массивный халькопирит-пиритовый агрегат в окварцованных туфах - 520	Пирит мелкозернистый - 560	Сплошные тонкозерн. халькопирит-пиритовые агрегаты, 6 обр.- 600-570	Сплошной мелкозернистый пирит, 2 обр. - 410, 400,
Сфалерит-халькопирит-пиритовый агрегат, 3 обр. - 510, 480, 470	Халькопирит-пиритовые мелкозернистые агрегаты, 2 обр.- 550, 540	Скопления средне- и крупнокристаллич. халькопирита в массивной руде, 3 обр.- 620, 560, 550-540	Халькопирит-пиритовые вкрапления в измененных породах, 3 обр.- 410, 400, 390
Кварцевые прожилки и мелкие гнезда, 4 обр. - 460, 380, 320, 250 *Кварц из кварц-пиритовых прожилков в туфах - 410-250 *Кварц из жил в медно-колчеданных рудах - 325-305 *Кварц из жил среди медно-цинковых руд - 260-250 и менее		Гнезда барита с сульфидами в халькопирит-пиритовой руде: сульфиды - 550, барит - 530 Скопления халькопирита с гематитом в хлоритовой породе, 2 обр. - 500 Кварц-карбонатные прожилки в массивной руде, 3 обр. -430-420, 320-310, 270	КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ ЖИЛЫ Пирит, 2 обр. 530-520, 520-510 Пирит с халькопиритом и сфалеритом 2 обр. - 520-490, 480 Сфалерит, 3 обр. - 470, 450,430-420 Кварц-карбонатные прожилки, 4 обр.- 340-220 Друза пирита с в кварцем - 460
<i>V - формирование полиметаллических руд</i>			
Массивные галенит-сфалеритовые агрегаты, 5 обр. - 540, 520, 500	Массивная полиметаллическая руда, 2 обр. - 560-540	Массивные сульфидные агрегаты мелкозернистые, 2 обр. - 610-600	Тонкозернистые галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые агрегаты, 2 обр.-390

Продолжение таблицы 2.14

Риддер-Сокольное	Зыряновское	Орловское	Николаевское
Сплошные сульфиды в слоистых алевропелитах, 5 обр. - 530, 520, 510, 500 Барит-кварц-карбонатные прожилки, 4 обр. - 410, 340, 260, 150	Кварц-карбонатная порода с вкраплениями халькопирита, сфалерита и пирита; жильные минералы - 560, сульфиды - 540-530	Гнездо более крупзернистых сульфидов в массивной руде -580-550	Существенно сфалерит с халькопиритом – 370 Вкрапленность сульфидов в кварцхлоритовой породе - 360
*Доломит из полиметаллической руды -360-330 и менее *Кварцевые прожилки в полиметаллических рудах - 305-290 *Желтый сфалерит из прожилков - 155-150 *Барит из поздних образований “слоистых” руд - 130 и менее	Сульфиды из мелковкрапленной руды, 4 обр. - 560, 550-530 Тонкие обособления нерудных минералов с вкраплением сульфидов в массивной руде, 5 обр. - 520, 440, 360-330, 240 *Кварц и сфалерит из полиметаллических руд - 300-280	*Галенит-баритовые прожилки и гнезда в полиметаллической руде: барит - 330-250, флюорит - 260-210	КРУПНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ЖИЛЫ И ГНЕЗДА Гнездо пирита, кварца и барита - 560 Барит-галенитовая жила – 440 Пирит с халькопиритом - 440 Галенит со сфалеритом – 440 Гематит с баритом - 360 Прожилки кварца, барита и карбонатов, 4 обр.- 310, 240, 220, 150
<i>VI - формирование барит-свинцово-цинковых руд, VII – эксплозивных брекчий и VIII – золотоносных кварц-сульфидных жил</i>			
Мелкозернистые массивные барит-сульфидные агрегаты, 3 обр. - 560 КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ ЖИЛЫ: сфалерит - 630-620, галенит с кварцем - 620-610, галенит со сфалеритом - 600, халькопирит со сфалеритом- 590-580 ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ Обломки пирита, полиметаллической руды, алевропелита; брекчии с сульфидами, 5 обр. - 550-540. Барит-кварц-карбонатный прожилок, 2 обр. - 500	КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫЕ ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЖИЛЫ: Сфалерит - 560-550 Халькопирит, галенит, сфалерит и кварц, 2 обр. -560-510 Галенит со сфалеритом - 520 Сульфидно-кварцевая жила - 440 Мелкие прожилки и линзы кварц-карбонатного состава, 6 обр. – 500-210 *Карбонаты, кварц и барит из кварц-карбонатных и кварцевых прожилков - 280-200	КВАРЦЕВАЯ ЖИЛА с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом: сульфиды - 620-610, кварц - 580. Мелкие прожилки и гнезда барита, кварца и карбонатов без сульфидов, 5 обр. - 520, 500, 440, 390, 310	КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЖИЛЫ Кварц-баритовая с сульфидами -480 Барит-пиритовая - 430 Прожилки барита, карбонатов и кварца с вкраплениями сульфидов, 5 обр. - 400, 360, 330, 270, 150
КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ Халькопирит - 510, сфалерит с халькопиритом - 510, галенит со сфалеритом - 480 *Кварц из доломит-барит-кварцевых прожилков, 2 обр. – 170, 130-125	*Температуры формирования оценены методом гомогенизации включений: по Риддер-Сокольному месторождению - О.А.Ковриго (1973), Зыряновскому - Н.А.Гибшер (1978), Орловскому - И.И.Жилинской и В.А.Кормушиным (1975).		

Таблица 2.15 Температуры (в °С) вакуумной декрепитации включений в минеральных образованиях месторождений Южного Урала

Гайское	Учалинское	Сибайское	им.ХIХ партсъезда
<i>Колчеданные руды</i>		<i>Гидротермально-измененные породы</i>	
Тонкозернистый массивный пирит, 2 обр.- 630, 620-600	Кварц-хлорит-серицитовая порода 2 обр. – 560, 490	Хлорит-серицитовая порода 2 обр. - 560-550	Пиритизированный кварц-полевошпатовый порфир - 530
Кварц-карбонатный прожилок в катаклазированном пирите, 3 обр. – 400- 240	Карбонатный прожилок - 450	Окремненная рудовмещающая порода, 2 обр. - 500 Жильный кварц- 400	Кварц-серицитовый сланец подрудный - 560-550
<i>Медно-колчеданные руды</i>			
Борнит-халькопирит-пиритовые массивные агрегаты, 3 обр. - 590-580	Массивный тонкозернистый пирит, 2 обр. - 570-550, 560	Массивный пирит 2 обр. - 610-600, 590	Массивный пирит 3 обр. - 610-600, 590-580
Гнезда борнита, 2 обр. - 550-540	Гнезда пирита с халькопиритом и кварцем, 2 обр. - 480, 460	Халькопирит-пиритовые гнезда, 2 обр. - 420	Прожилок бурого сфалерита в пирите - 500
Халькопиритовые обособления, 2 обр. - 520-490, 500	Кварцевые жилы с пиритом в массивной руде, 4 обр. -390, 330, 260, 200	Кварцевые прожилки 2 обр. - 340, 230	*Кварц из ранней пиритовой ассоциации - 175-165(Г)
Кварцевый прожилок в катаклазированном пирит-халькопиритовом агрегате - 440-410	*Кварц из прожилково-вкрапленной пиритовой ассоциации - 195-120(Г)		
Кварц-карбонатные обособления в борните - 300	ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ		
Гнездо крупнокристаллического кальцита в борните - 220	Сплошные сфалерит-халькопирит-пиритовые агрегаты, 2 обр. - 620, 600	Среднезернистый халькопирит-пиритовый агрегат, 3 обр. - 620-610, 610-600	Тонкозернистый галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый агрегат - 590-580
Кварц-карбонатный прожилок в халькопирите - 180	Прожилок сфалерита - 520	Галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовые агрегаты, 2 обр. - 620-610	Вкрапленность халькопирита в окремненном известняке - 580
*Кварц из халькопиритовой ассоциации - 390-65(Г)	Барит-кварцевые прожилки с вкраплениями сульфидов, 4 обр. - 490, 450, 260, 200	Прожилки бурого сфалерита, 3 обр. - 530, 510, 500	*Кварц, барит, кальцит, клейофан из халькопирит-сфалерит-баритовой ассоциации - 250-140 (Г)
*Барит из борнит-баритовой ассоциации - 340-155(Г) и 340-150(Д)	*Кварц, барит, кальцит, клейофан из халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации - 290-100(Г)	Кварц-баритовые обособления, 2 обр. - 440, 360	*Кварц из халькопирит-пиритовой ассоциации - 250-150(Г)
*Кварц и кальцит из кварц-кальцит-халькопирит-теннантитовой ассоциации -280-115(Г)	*Кварц из халькопирит-пиритовой ассоциации - 260-80		*Барит и кальцит их сфалерит-барит-пиритовой ассоциации - 260-120(Г)
*Барит и кварц из кварц-баритовой жильной ассоциации -300-150(Г) и 365-240(Д)			*Кварц и кальцит из кварц-кальцит-халькопирит-теннантитовой ассоциации - 260-120
*Кальцит, кварц и барит из кварц-карбонатной жильной ассоциации - 300-120(Г) и 365- 240(Д)	* - данные гомогенизации (Г) и декрепитации (Д) включений по Н.А.Андрияновой и др. (1978)		

Таблица 2.16. Последовательность формирования минеральных образований на месторождениях Рудного Алтая и физико-химические параметры их образования

Минеральные образования	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_3^{2-}}$	$\Delta\text{pH}$	$\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}}$	$\Delta\text{E}$	$\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CO}_2+\text{CO}}$
<i>I. Сингенетичное накопление пирита в кремнистых и глинисто-кремнистых породах</i>								
Пирит	80-50	5	$\text{H}_2\text{O}^{82}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2, \text{NH}_3, \text{N}_2, \text{Ar})^6\text{M}^{12}\frac{\text{SO}_4^{59}\text{Cl}^{21}\text{CO}_3^{13}\text{F}^7}{\text{Ca}^{31}\text{Na}^{22}\text{Mg}^{20}\text{NH}_4^{12}\text{K}^{10}\text{Fe}^5}$	0,1-3,0 (1,7)	-0,2-+0,9 (0,0)	0,5-8,8 (3,7)	+0,002- -0,008 (-0,003)	21-143 (68)
<i>II. Автометаморфизм субвулканических тел порфиров и порфиритов</i>								
Кварц (а) и пирит (б) из окварцованных и пиритизированных порфиров; карбонаты (в) и эпидот (г) из измененных порфиритов	680-490	а. 7	$\text{H}_2\text{O}^{35}\text{CO}_2^{16}\text{H}_2\text{S}^{12}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{15}\text{M}^{21}\frac{\text{SO}_4^{47}\text{Cl}, \text{F}^{42}\text{CO}_3^{11}}{\text{Na}^{29}\text{Ca}^{26}\text{K}^{18}\text{Mg}^{13}\text{NH}_4^9\text{Fe}^5}$	1,6-56 (20)		0,1-1,5 (,7)	-0,010- -0,028 (-0,019)	1,4-4,4 (2,1)
		б. 1	$\text{H}_2\text{O}^{44}\text{CO}_2^{19}\text{H}_2\text{S}^7(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{16}\text{M}^{14}\frac{\text{SO}_4^{58}\text{CO}_3^{25}\text{Cl}, \text{F}^{17}}{\text{Na}^{56}\text{Mg}^{20}\text{K}^{13}\text{Fe}^9}$	13,1		0,8	-0,010	1,6
		в. 1	$\text{H}_2\text{O}^{30}\text{CO}_2^{26}\text{H}_2\text{S}^{11}(\text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{21}\text{M}^{12}\frac{\text{Cl}, \text{F}^{82}\text{CO}_3^{10}\text{SO}_4^8}{\text{Ca}^{51}\text{NH}_4^{19}\text{Fe}^{15}\text{Mg}^9\text{Na}^6}$	32,6		0,1	-0,028	0,7
		г. 1	$\text{H}_2\text{O}^{30}\text{CO}_2^{20}(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{38}\text{M}^{12}\frac{\text{SO}_4^{40}\text{CO}_3^{35}\text{Cl}, \text{F}^{25}}{\text{Na}^{41}\text{K}^{18}\text{Ca}^{16}\text{Mg}^{15}\text{NH}_4^6}$	10,2		2,6	-0,006	1,0
<i>III. Гидротермальный метасоматоз вулканогенно-осадочных пород</i>								
Кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты	550-440	3	$\text{H}_2\text{O}^{67}\text{CO}_2^7(\text{H}_2\text{S}, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{H}_2, \text{N}_2, \text{Ar})^{10}\text{M}^{15}\frac{\text{Cl}, \text{F}^{57}\text{SO}_4^{31}\text{CO}_3^{12}}{\text{Na}^{29}\text{Ca}^{27}\text{K}^{19}\text{Mg}^{18}\text{NH}_4^6}$	2,8-25 (11)		0,2-11 (4,0)	+0,010- -0,024 (-0,003)	4,3-6,8 (5,4)
Метасоматиты с хлоритом	520-460	6	$\text{H}_2\text{O}^{73}\text{CO}_2^6(\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_3, \text{CO}, \text{NH}_3, \text{N}_2, \text{Ar})^7\text{M}^{13}\frac{\text{SO}_4^{67}\text{Cl}, \text{F}^{22}\text{CO}_3^{11}}{\text{K}^{32}\text{Na}^{31}\text{Mg}^{21}\text{Ca}^{12}}$	3,8-43 (13)		1,1-14 (4,2)	+0,012- -0,010 (-0,001)	7,8-11,1 (9,5)

Продолжение таблицы 2.16

Минеральные образования	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	CO <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔpH	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> S	ΔE	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> + CO
Метасоматиты с карбонатами	540-450	3	H <sub>2</sub> O <sup>72</sup> CO <sub>2</sub> <sup>5</sup> (H <sub>2</sub> S,CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>11</sup> M <sup>12</sup> $\frac{SO_4^{41}CO_3^{32}Cl,F^{27}}{Ca^{37}Mg^{26}K^{20}Na^{10}NH_4^5}$	1,5-13 (5,8)		0,3-2,0 (1,4)	+0,010- -0,021 (-0,003)	13-18 (15)
Жилы ангидрита	560-520	1	H <sub>2</sub> O <sup>69</sup> CO <sub>2</sub> <sup>8</sup> (H <sub>2</sub> S,CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>11</sup> M <sup>12</sup> $\frac{SO_4^{83}Cl,F^{10}CO_3^7}{Na^{57}K^{16}Ca^{14}Mg^{13}}$	23,4		1,5	-0,008	8,2
<i>IV. Формирование медно-колчеданных руд</i>								
Тонкозернистый массивный пирит	560-400	6	H <sub>2</sub> O <sup>11</sup> H <sub>2</sub> S <sup>10</sup> CO <sub>2</sub> <sup>5</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>4</sup> M <sup>70</sup> $\frac{SO_4^{80}Cl,F^{16}CO_3^4}{Na^{46}K^{20}Ca^{14}Mg^{13}Fe^7}$	0,4-17 (5,0)		2,6-5,1 (4,0)	+0,003- -0,006 (-0,001)	0,9-3,8 (2,1)
Халькопирит-пиритовые агрегаты	600-390	5	H <sub>2</sub> O <sup>7</sup> H <sub>2</sub> S <sup>11</sup> CO <sub>2</sub> <sup>8</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>68</sup> $\frac{SO_4^{58}Cl,F^{28}CO_3^{14}}{Na^{33}K^{28}Ca^{20}Fe^{14}Mg^5}$	0,5-38 (14)		2,2-4,4 (3,5)	+0,002- -0,010 (-0,003)	0,5-1,2 (0,9)
Халькопирит-сфалеритовые агрегаты	510-400	2	H <sub>2</sub> O <sup>7</sup> H <sub>2</sub> S <sup>12</sup> CO <sub>2</sub> <sup>12</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>5</sup> M <sup>64</sup> $\frac{SO_4^{66}Cl,F^{20}CO_3^{14}}{Na^{29}Ca^{22}K^{18}Fe^{17}Mg^{14}}$	0,6-2,0 (1,7)		2,6-2,9 (2,8)	-0,001- -0,006 (-0,003)	0,4-0,6 (0,5)
Жилы и гнезда крупнокристал. сульфидов	620-460	7	H <sub>2</sub> O <sup>31</sup> H <sub>2</sub> S <sup>18</sup> CO <sub>2</sub> <sup>13</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>15</sup> M <sup>21</sup> $\frac{SO_4^{63}Cl,F^{19}CO_3^{18}}{Na^{35}K^{25}Fe^{22}Ca^{13}Mg^5}$	1,2-14 (6,7)		0,1-1,5 (0,6)	-0,010- -0,030 (-0,018)	1,3-3,1 (2,3)
Кварц-карбонатные прожилки с сульфидами	460-220	6	H <sub>2</sub> O <sup>73</sup> H <sub>2</sub> S <sup>5</sup> CO <sub>2</sub> <sup>6</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>4</sup> M <sup>12</sup> $\frac{SO_4^{72}Cl,F^{25}CO_3^3}{Na^{44}Ca^{21}Mg^{18}NH_4^7K^5Fe^5}$	1,4-55 (25)	+1,0- +2,2 (+1,3)	0,2-4,6 (1,6)	+0,002- -0,014 (-0,008)	7,2-11 (9,0)
<i>V. Формирование полиметаллических руд</i>								
Массивные галенит, сфалерит, халькопирит	600-390	13	H <sub>2</sub> O <sup>13</sup> H <sub>2</sub> S <sup>7</sup> CO <sub>2</sub> <sup>4</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>70</sup> $\frac{SO_4^{62}Cl,F^{20}CO_3^{18}}{Na^{38}Ca^{30}K^{16}Mg^{10}NH_4^3Fe^3}$	0,3-17 (5,3)		2,1-17 (6,8)	+0,022- -0,006 (+0,003)	1,5-4,3 (2,8)

Продолжение таблицы 2.16

Минеральные образования	Тд, °С	Ко-во анализов	Химический состав растворов	CO <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	ΔpH	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> S	ΔE	H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> +CO
Жилы и гнезда крупнокристал. сульфидов	560-360	2	H <sub>2</sub> O <sup>35</sup> H <sub>2</sub> S <sup>15</sup> CO <sub>2</sub> <sup>13</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>9</sup> M <sup>28</sup> SO <sub>4</sub> <sup>74</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>21</sup> CO <sub>3</sub> <sup>5</sup> Na <sup>36</sup> K <sup>31</sup> Ca <sup>14</sup> Mg <sup>14</sup> NH <sub>4</sub> <sup>5</sup>	6,6-13 (9,3)		0,5-1,7 1,1)	-0,008- -0,035 (-0,021)	2,0-2,9 (2,5)
Прожилки барита, кварца, карбонатов с сульфидами	440-150	7	H <sub>2</sub> O <sup>65</sup> H <sub>2</sub> S <sup>6</sup> CO <sub>2</sub> <sup>5</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>18</sup> SO <sub>4</sub> <sup>42</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>29</sup> CO <sub>3</sub> <sup>29</sup> K <sup>28</sup> Na <sup>26</sup> Ca <sup>25</sup> Mg <sup>10</sup> NH <sub>4</sub> <sup>8</sup>	0,2-3,8 (1,7)	+1,4- +2,0 (+1,8)	0,3- 2,5 (1,2)	-0,002- -0,014 (-0,008)	4,8-27 (12)
<i>VI. Формирование барит-свинцово-цинковых руд (кварц-баритовые купола Риддер-Сокольного)</i>								
Мелкозернистый барит-сульфидный агрегат	560	1	H <sub>2</sub> O <sup>11</sup> (H <sub>2</sub> S,CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>83</sup> SO <sub>4</sub> <sup>63</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>37</sup> Ca <sup>63</sup> K <sup>26</sup> Na <sup>6</sup>	1,4		23,5	+0,018	10,2
Крупнокристаллические халькопирит, сфалерит, галенит	630-580	3	H <sub>2</sub> O <sup>16</sup> H <sub>2</sub> S <sup>8</sup> CO <sub>2</sub> <sup>5</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>63</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>51</sup> SO <sub>4</sub> <sup>38</sup> CO <sub>3</sub> <sup>11</sup> Ca <sup>48</sup> K <sup>20</sup> Mg <sup>15</sup> Na <sup>13</sup> H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> <sup>3</sup>	0,1-14 (5,4)		1,0-4,6 (3,1)	+0,002- -0,010 (-0,003)	0,8-4,1 (2,5)
<i>VII. Формирование взрывчатых брекчий (Риддер-Сокольное)</i>								
Карбонатно-кремнистый цемент с сульфидами	560-540	2	H <sub>2</sub> O <sup>66</sup> CO <sub>2</sub> <sup>11</sup> H <sub>2</sub> S <sup>5</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>12</sup> SO <sub>4</sub> <sup>52</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>39</sup> CO <sub>3</sub> <sup>9</sup> Na <sup>52</sup> K <sup>21</sup> Mg <sup>11</sup> Ca <sup>8</sup> NH <sub>4</sub> <sup>8</sup>	14-36 (25)		0,2-3,0 (1,6)	0,000- -0,024 (-0,012)	2,9-12,6 (7,8)
Барит-карбонатно-кварцевый прожилок	500	1	H <sub>2</sub> O <sup>69</sup> CO <sub>2</sub> <sup>6</sup> CO <sub>3</sub> <sup>5</sup> (H <sub>2</sub> S,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>9</sup> M <sup>11</sup> Cl <sub>1</sub> <sup>47</sup> SO <sub>4</sub> <sup>37</sup> CO <sub>3</sub> <sup>16</sup> Mg <sup>37</sup> Ca <sup>30</sup> Fe <sup>20</sup> Na <sup>13</sup>	7,1		5,3	+0,004	6,3
<i>VIII. Формирование сульфидно-кварцевых жил</i>								
Крупнокристал. галенит, сфалерит, халькопирит с кварцем и баритом	620-460	9	H <sub>2</sub> O <sup>51</sup> H <sub>2</sub> S <sup>11</sup> CO <sub>2</sub> <sup>6</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>25</sup> SO <sub>4</sub> <sup>55</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>38</sup> CO <sub>3</sub> <sup>7</sup> Na <sup>33</sup> Ca <sup>20</sup> Mg <sup>20</sup> K <sup>14</sup> NH <sub>4</sub> <sup>7</sup> Fe <sup>6</sup>	0,5-66 (24)		0,2-2,2 (1,0)	-0,002- -0,024 (-0,011)	3,5-11,3 (7,4)
Поздние прожилки кварца и карбонатов с сульфидами	580-130	7	H <sub>2</sub> O <sup>74</sup> H <sub>2</sub> S <sup>5</sup> CO <sub>2</sub> <sup>6</sup> (CO,NH <sub>3</sub> ,H <sub>2</sub> ,N <sub>2</sub> ,Ar) <sup>6</sup> M <sup>9</sup> SO <sub>4</sub> <sup>50</sup> Cl <sub>1</sub> F <sup>38</sup> CO <sub>3</sub> <sup>12</sup> Na <sup>29</sup> Ca <sup>27</sup> Mg <sup>24</sup> NH <sub>4</sub> <sup>7</sup> K <sup>5</sup> Fe <sup>5</sup>	0,7-103 (40)	+0,5- +2,7 (+1)	0,3-3,4 (0,6)	+0,001- -0,020 (-0,013)	4,8-30 (12,2)



Ввиду большого разнообразия минеральных агрегатов руд и метасоматитов на изучаемых колчеданных месторождениях, объем выполненных нами исследований флюидных включений большой - визуально-оптическими и термометрическими методами изучены 263 образца, из них в 99 образцах определен химический состав флюидов во включениях.

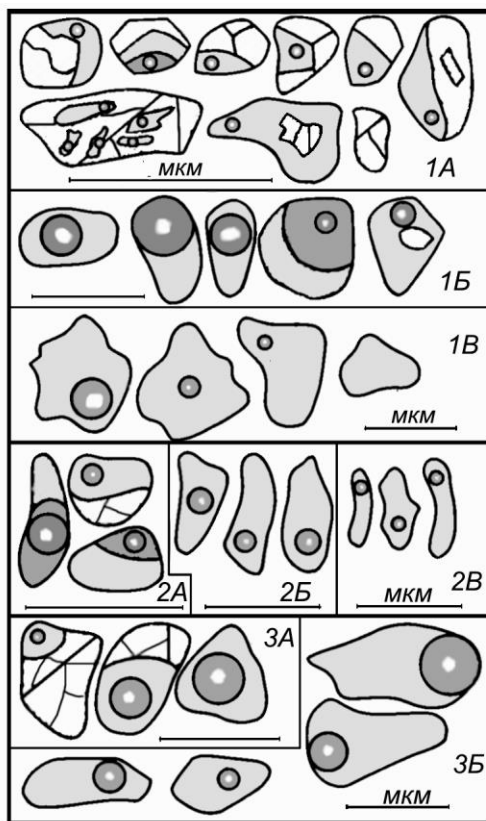


Рис. 2.77. Разновидности флюидных включений в минеральных образованиях месторождений Рудного Алтая (рисунки по фото): 1 - колчеданные, медно-колчеданные и полиметаллические массивные руды: А - нерудные минералы, возникшие синхронно с тонкозернистыми сульфидами, В - кварц из крупнозернистых обособлений сульфидов, В - поздние кварц-карбонатные прожилки с вкраплениями сульфидов; 2 - сульфидно-кварцевые жилы Риддер-Сокольного месторождения: А - кварц, возникший синхронно с сульфидами, В - поздние метакристаллы кварца, В - кварц из поздних прожилков шестоватого строения; 3 - кварц-сульфидная жила Орловского месторождения: А - кварц, возникший синхронно с сульфидами, В - более поздние метакристаллы и прожилки кварца

Микроскопические наблюдения позволили выделить в отдельных образцах массивных сульфидов не менее трех генераций нерудных минералов. Первую из них составили мелкие (обычно менее 0,01 мм) индивиды кварца, барита и карбонатов, возникших синхронно с тонкозернистыми сульфидами. Флюидные включения в них овальной формы и весьма малого размера - обычно не более 1 мкм. Внутреннее строение их сложное: в значительных количествах (до 90% объема) присутствуют твёрдая фаза, часто неоднородная, две несмешивающиеся жидкости и газовый пузырек (рис. 2.77, 1А). Соотношение фаз изменяется существенно. Вторая генерация развита в обособлениях более крупнокристаллических сульфидов среди массивных тонкозернистых руд. В кварце включения крупнее - до 5 мкм, газожидкие с объемами газовых пузырьков до 60-70% (рис. 2.77, 1Б). Иногда в них присутствуют кристаллики твердых веществ и две несмешивающихся жидкости. Возникли эти минералы в заключительные периоды кристаллизации массивных сульфидов. К этому периоду из флюида уже отложилась основная масса рудного вещества, и началась спокойная кристаллизация более крупнозернистых агрегатов из остаточных менее концентрированных растворов. Третья генерация кварца и карбонатов развита в виде мелких гнезд и тонких прожилков по всей массе сульфидной руды. Возникли они при частичной перекристаллизации сформировавшихся минеральных агрегатов с участием остаточных и поровых растворов. В них присутствуют вкрапления сульфидов, в том числе и медово-желтого прозрачного клейофана, возникшего при перекристаллизации бурого сфалерита массивных руд. Включение в кварце, карбонатах и клейофане газожидкие, размеры их достигают 10 мкм, объемы газовых пузырьков варьируют даже в пределах небольших агрегатов и отдельных зерен весьма существенно (рис. 2.77, 1В).

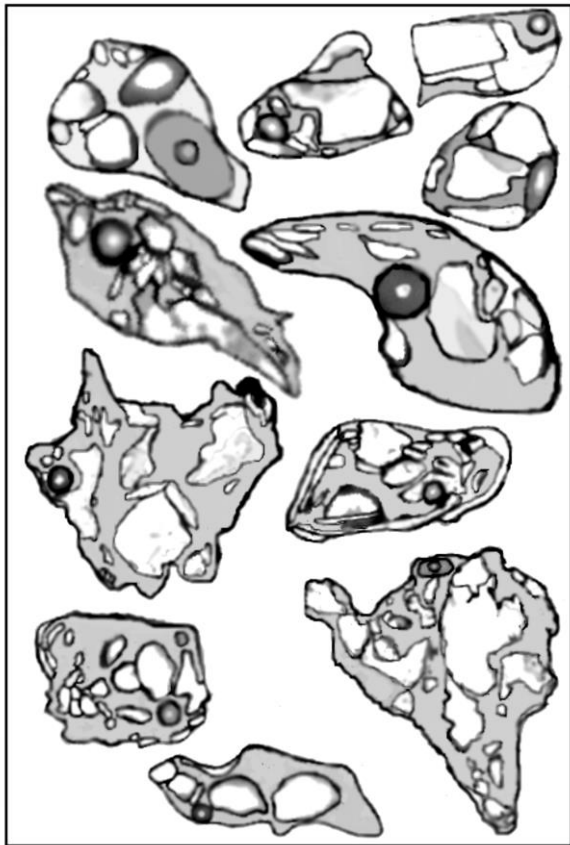


Рис. 2.78. Первичные кристалло-флюидные включения в кварце массивных полиметаллических руд Зырянского месторождения

На Зырянском месторождении в кварце, возникшем синхронно с массивными сульфидами полиметаллического этапа, удалось наблюдать обилие включений, переполненных твердыми фазами при меньшем участии жидкости и газа (рис. 2.78).

В современных термокамерах невозможно изучить включения в минералах первой генерации. Судя по опубликованным материалам, это удалось только В.И.Старостину [1979] на Березовско-Белоусовском месторождении Рудного Алтая и С.Ш.Юсупову [1985] на колчеданных месторождениях Урала. Большинство опубликованных данных касается преимущественно включений в минералах третьей генерации. Естественно, полученные значения температур ниже температур образования основной массы сульфидов, а законсервированные в них растворы не отражают состав рудоносных флюидов.

Несколько генерации нерудных минералов с резкими различиями в составе и размерах включений присущи и крупнокристаллическим кварц-сульфидным жилам Риддер-Сокольного и Орловского месторождений (рис. 2.77, 2 и 3).

Эти два примера еще раз подчеркивают необходимость четко

устанавливать взаимоотношение прозрачных нерудных минералов с сульфидами при изучении флюидных включений. Применяемой нами методикой предусмотрено изучение сульфидов - нерудные минералы и обломки вмещающих пород из них удалялись. Температуры вакуумной декрепитации включений оказались значительно выше тех, которые получены на этих же месторождениях гомогенизацией по "сопутствующим" минералам.

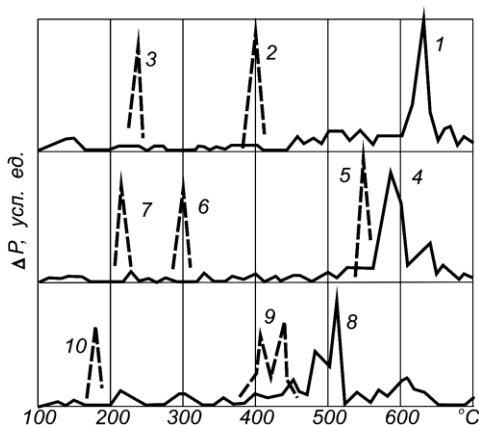


Рис. 2.79. Сравнение температур вакуумной декрепитации -  $T_d$ , и гомогенизации -  $T_{гом}$ , включений в минеральных образований руд Гайского месторождения [температуры гомогенизации по П.А.Андриановой и др., 1976]: 1-3 - образец массивной пиритовой руды: 1 - тонкозернистый пирит,  $T_d$  - 630°C, 2 - обособления кварца с оторочками кристаллического пирита,  $T_d$  - 400°C, 3 - кварц-карбонатный прожилок,  $T_d$  - 240°C,  $T_{гом}$  в кварце из ранней пиритовой ассоциации - 350-55°C; 4-7 - образец массивной борнит-халькопирит-пиритовой руды: 4 - борнит-халькопирит-пиритовый агрегат,  $T_d$  - 600-590°C, 5 - гнездо борнита,  $T_d$  - 550°C, 6 - кварц-карбонатное обособление в борните,  $T_d$  - 300°C, 7 - гнездо кальцита в борните,  $T_d$  - 220°C,  $T_{гом}$  в нерудных минералах в ассоциации с борнитом - 340-155°C; 8-10 - массивная халькопиритовая руда: 8 - халькопирит,  $T_d$  - 520-490°C, 9 - кварцевый прожилок,  $T_d$  - 440-410°C, 10 - кварц-карбонатный прожилок,  $T_d$  - 180°C,  $T_{гом}$  в кварце из халькопиритовой ассоциации - 390-55°C

Материал для сравнения имеется по Гайскому месторождению. На рис. 2.79 для трех образцов приведены кривые вакуумной декрепитации сульфидных тонкозернистых агрегатов, составляющих основную массу руды, и пики декрепитации для заключенных в них поздних минеральных обособлений. В последних температура значительно ниже, чем

в сульфидах, и находятся в пределах температур гомогенизации, определенных уральскими исследователями. Обращает внимание широкий интервал температур декрепитации (440-180°C) и гомогенизации (390-50°C) включений в нерудных минералах, что подтверждает правильность представлений о длительном их образовании при остывании сформировавшихся массивных руд.

В табл. 2.14 и 2.15 сведены температуры вакуумной декрепитации и гомогенизации включений в минеральных образованиях колчеданных месторождений Рудного Алтая и Южного Урала. В обобщенном виде материал систематизирован в табл. 2.16, где он приведен в последовательности прохождения процессов минералообразования, которой придерживаются авторы работы.

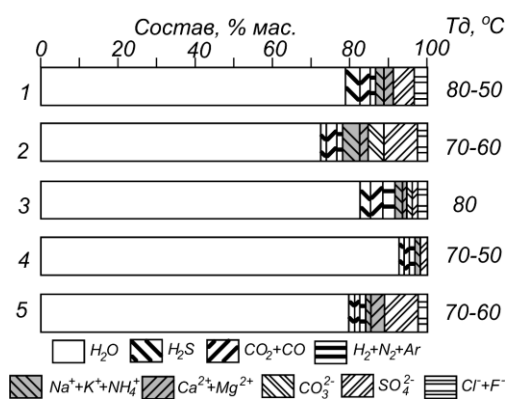


Рис. 2.80. Состав флюидов во включениях гидротермально-осадочного пирита (I) месторождений Рудного Алтая: 1-2 - пирит из слоистых микрокварцитов, Риддер-Сокольное; 3-4 - пирит из известково-кремнистых пород, Николаевское; 5 - пирит из кремнистых алевропелитов, Орловское

В период девонского вулканизма в кремнистых и кремнисто-глинистых породах отлагался пирит в виде тонких слойков, линз и вкрапленности (*сигенетичное накопление пирита* - I). Изучен он на Риддер-Сокольном, Николаевском и Орловском месторождениях. В синхронном с ним кварце распространены жидкие однообразные включения с температурой декрепитации 80-50°C. Растворы в них содержат газы - 4-7% ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ), концентрации солей изменялись от 3 до 21% (табл. 2.16, рис. 2.80). Состав солей, как и газовых компонентов, довольно однообразен: преобладают сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, иногда в заметных количествах присутствуют  $F$ ,  $NH_4$ ,  $Fe$ . Параметры вулканогенно-осадочного процесса на месторождениях Рудного Алтая такие же, как и при накоплении сингенетичных сульфидов в других рудных районах.

Наиболее раннее эндогенное минералообразование связано с *автометасоматозом субвулканических тел порфиров и порфириров* (II), которые, по Г.Ф.Яковлеву и др. [1973], являются своеобразными флюид-порфировыми комплексами. Флюидные включения в минералах газовые, газожидкие с большими объемами пузырьков, двухфазные жидкие (водный раствор + жидкая углекислота).

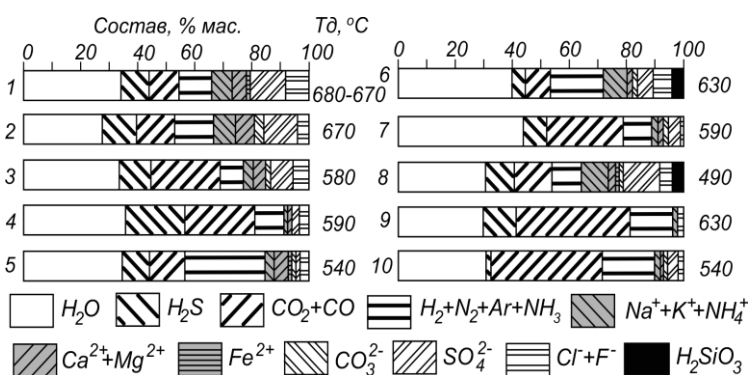


Рис. 2.81. Состав флюидов во включениях минералов субвулканических порфиров и порфириров, претерпевших автоматоматоз (II): 1-3 — Риддер-Сокольное: 1 - окварцованный порфир с прожилками и вкраплениями пирита, 2 - кремнистая порода по порфиру, 3 - окварцованный и карбонатизированный порфир; 4-5 - Зырянское: 4 - окварцованный порфир с пиритом и хлоритом, 5 - хлорит-карбонатная порода по порфиру; 6-8 - Николаевское: 6 - округлые обособления кварца в порфирах, 7 - крупнокристаллический пирит в окварцованном порфире, 8 - окварцованный порфир с мелкозернистым пиритом; 9-10 - Орловское: 9 - окварцованный порфир, 10 - эпидотизированная порода по порфиру

Почти постоянно в них присутствуют кристаллики твердых фаз. Температуры их декрепитации в гидротермальном кварце изменяются от 680 до 490°C; наиболее часто 630-590°C (табл. 2.14). Количество воды в составе флюидов невелико и сравнительно постоянное - 30-40% (рис. 2.81, табл. 2.16). Концентрации газов от 32 до 53%, на Орловском месторождении до 68%. Среди них преобладают, мас. %:  $H_2S$  - 6-20,  $CO_2$  - 5-23 (максимально до 40),  $CO$  - до 10,  $NH_3$  - до 6,  $H_2$  - до 5,  $N_2$  - до 12,  $Ar$  (сумма инертных газов) - до 5. Содержания солей от 3 до 23 %, набор их постоянен, хотя соотношения изменяются —

сульфаты, хлориды, фториды и карбонаты  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $NH_4$ , во включениях кремнистых пород до 4%  $H_2SiO_3$ . Изученный образец крупнокристаллического пирита показал температуру вакуумной декрепитации  $590^\circ C$ . Состав флюида во включениях подобен предыдущему. В карбонате и эпидоте измененных порфириров включения вскрываются при  $540^\circ C$ , в растворе преобладают газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$  и др.) - 58-59%, и вода - 30-35%, солей - 12-21% (состав их прежний). Характер включений, состав флюидов и высокие температуры свидетельствуют о том, что в период минералообразования это были газо-водно-солевые гетерогенные растворы малой плотности. Они приводили к аутометасоматическому преобразованию пород. Имея восстановительные свойства (табл. 2.16), растворы создавали обильную пиритную минерализацию, заимствуя железо из темноцветных минералов перерабатываемых порфириров и порфириров.

Следующее проявление эндогенного минералообразования связано с гидротермально-метасоматической переработкой вулканогенно-осадочных пород (III) вдоль тектонических нарушений и зон дробления. Флюидные включения в кварце, кальците, ангидрите газообразные с большими пузырьками, с двумя несмешивающимися жидкостями (водный раствор + жидкий  $CO_2$ ), иногда гомогенные включения жидкого  $CO_2$ . Декрепитация их происходит при  $520-440^\circ C$ , поднимаясь до  $540$  и опускаясь до  $400^\circ C$  и до  $330^\circ C$  в секущих. Растворы во включениях содержат, мас. %: воду - около 70,  $CO_2$  - 6-7, прочих газов ( $H_2S$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ) - 7-11. Концентрации солей 12-15%: в кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитах преобладают галогениды  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ; в метасоматитах с хлоритом -

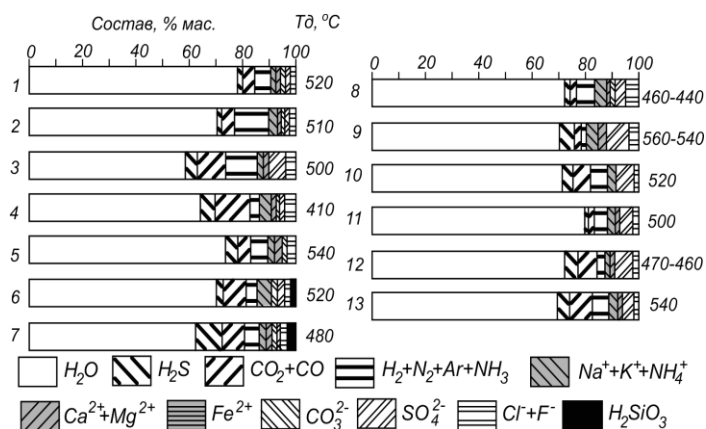


Рис. 2.82. Состав растворов во включениях минералов гидротермально-измененных вулканогенно-осадочных пород (III - гидротермальный метасоматоз): 1-4 - Риддер-Сокольное: 1 - карбонатно-хлорит-серицитовая порода по алевропелиту, 2 - хлорит-серицитовая порода, 3 - серицит-карбонатная порода, 4 - кварцевый метасоматит; 5-7 - Зырянское: 5 - хлорит-карбонатная порода с пиритом, 6 - пиритизированный и хлоритизированный туф, 7 - кварц-серицитовая порода; 8 - Николаевское, брекчированная кремнистая порода; 9-13 - Орловское: 9 - кварцевая брекчированная порода с хлоритом, серицитом, пиритом и гематитом, 10 - кварц-хлорит-серицитовый метасоматит, 11 - хлорит-серицитовая порода, 12 - хлоритовая порода с пиритом, 13 - жила ангидрита

сульфаты и галогениды  $K$  и  $Na$ ; в метасоматитах с карбонатами - сульфаты и карбонаты  $Ca$  и  $Mg$  (табл. 2.16, рис. 2.82). Эти данные показывают, что предрудные метасоматические преобразования пород происходили при участии высокотемпературных газо-гидротермальных растворов с невысокими содержаниями солей.

Значения температур декрепитации подтверждаются данными других исследователей. С.А.Лапухов [1975] и Н.А.Гибшер [1978] установили в жильных минералах метасоматитов Зырянского месторождения температуры гомогенизации включений  $450-350^\circ C$ . На основании экспериментальных данных Д.Г.Ажгирей и др. [1977] оценили верхний предел температур устойчивости кварц-хлоритовых метасоматитов в  $550^\circ C$  при давлении воды  $(1,5-2,0) \times 10^8$  Па. Кварц-мусковитовые метасоматиты в аналогичных условиях, по Г.Винклеру

[1979] устойчивы до  $600-640^\circ C$ . Вызывают интерес высокая температура декрепитации -  $540^\circ C$ , жильного ангидрита на Орловском месторождении. Ранее присутствие этого минерала рассматривалось как признак низкотемпературного минералообразования. Исследования Н.Жемамото е.а. [1969] показали, что этот минерал устойчив в область высоких температур. Л.И.Пузанов и др. [1978] обнаружили его в интрузивных породах, в которых он возник в период кристаллизации магматического расплава.

Далее на месторождениях проявился медно-колчеданный этап. (IV). Наиболее ранний мелкозернистый пирит (IV-1) имеет температуру декрепитации  $660-590^\circ C$ ;

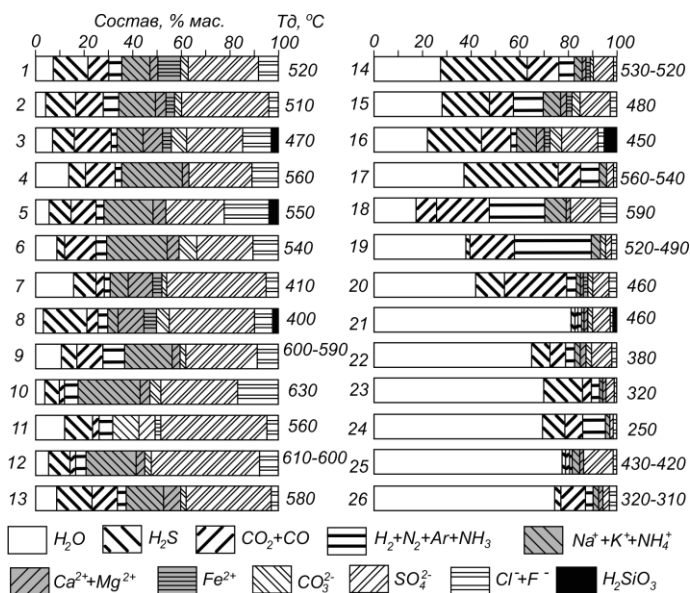


Рис. 2.83. Состав растворов во включениях минералов руд медно-колчеданного этапа (IV):

1-13 - пиритовая (IV-1), халькопиритовая (IV-2) и халькопирит-сфалеритовая (IV-3) ассоциации массивных руд: 1-3 - Риддер-Сокольное: 1 - пирит в окварцованных туфах, 2 – сфалерит-халькопирит-пиритовый агрегат, 3 - халькопирит-сфалерит пиритовое обособление в кварцитах; 4-6 - Зыряновское: 4 - мелкозернистый пирит, 5, 6 - халькопирит с пиритом; 7-8 – Николаевское: 7 - пирит из брекчированных пород, 8 - халькопирит-пиритовый агрегат в кремненной породе; 9 - Орловское, халькопирит-пиритовый агрегат; 10 - Гайское, тонкозернистый пирит; 11 Учалинское, тонкозернистый пирит; 12 - Сибайское, среднезернистый пирит; 13 - им. XIX партсъезда, гнездо пирита в кремнистом известняке; 14-20 - жилы и гнезда крупнокристаллических сульфидов среди медно-колчеданных руд: 14-16 – Николаевское: 14 - пирит, 15 - халькопирит со сфалеритом, 16 - сфалерит с кварцем; 17 - Орловское, халькопирит; 18-19 - Гайское: 18 – борнит-халькорит-пиритовый агрегат; 19 - кварц-халькопиритовое обособление; 20 - Учалинское, кварц-халькопиритовое гнездо; 21-26 - кварцевые и кварц-карбонатные прожилки и гнезда с сульфидами в массивной медно-колчеданной руде, 21-24 – Риддер-Сокольное, 25-26 – Орловское

Среди массивных тонкозернистых руд распространены жилы и гнезда крупнокристаллических сульфидов с кварцем (ассоциация IV-4). Флюидные включения в кварце газожидкие с большими газовыми пузырьками, часто с двумя несмешивающимися жидкостями (рис. 2.77, 1Б). Температуры декрепитации их изменялись от 590 до 450°C. На Николаевском месторождении они оказались выше температур образования массивных руд, на Южном Урале - ниже. Флюиды содержат в среднем по 7 анализам, мас. %:  $H_2O$  - 31,  $H_2S$  - 18,  $CO_2$  - 13, в сумме  $CO$ ,  $N_2$ ,  $Ar$  и другие газы - 15, соли (сульфаты и хлориды  $Na$ ,  $K$  и  $Fe$ ) - 21 (табл. 2.16, рис. 2.83).

Третья разновидность минеральных образований в колчеданных рудах представлена поздними мелкими гнездами и прожилками кварца, кальцита с сульфидами (ассоциация IV-5). Включения в них газожидкие, соотношения фаз сильно колеблются, встречаются и гомогенные жидкие включения (рис. 2.77, 1В). Соответственно изменяется температура их гомогенизации и декрепитации от 460 до 100°C и ниже. В составе включений присутствуют водные растворы, содержащие в среднем 15% газов и 12% солей (состав солей аналогичен флюиду массивных руд). Как отмечалось, это поздние прожилки, возникшие в период охлаждения массивных руд

халькопирит-пиритовые агрегаты (IV-2) - 550-500°C, при верхних значениях до 600°C, ниж них - 480-470°C; минеральные агрегаты пирит-халькопирит-сфалеритового состава (IV-3) - 510-470°C. Не установлено существенного различия температур декрепитации в сульфидах, отобранных на различиях глубинах. Исключением явилось Николаевское месторождение, на котором температуры декрепитации этих руд постоянные - 410-390°C. Материал свидетельствует о высокотемпературном образовании колчеданных руд. В последовательно формировавшихся ассоциациях они постепенно снижалась (табл. 2.14 и 2.15).

Как отмечалось, во включениях в кварце и карбонатах, возникших синхронно с сульфидами, преобладают твердые фазы при подчиненных количествах жидкости и газа (рис. 2.77, 1А). Аналитические исследования показали, что содержания воды во включениях очень низкие - редко превышают 10%, количество газов достигает 30% (преобладают  $H_2S$  - 10-12%, и  $CO_2$  - 13%). Количество солей 64-70%, - развиты галогениды и сульфаты  $Na$ ,  $K$  и  $Ca$ . В последовательно возникших минеральных ассоциациях по мере снижения температуры происходит постепенное уменьшение в них содержания воды и солей, мас. %: соответственно от 11 и 70 в пиритовой ассоциации, до 7 и 68 в халькопирит-пиритовой, и до 6 и 64 в халькопирит-сфалеритовой (рис. 2.83).

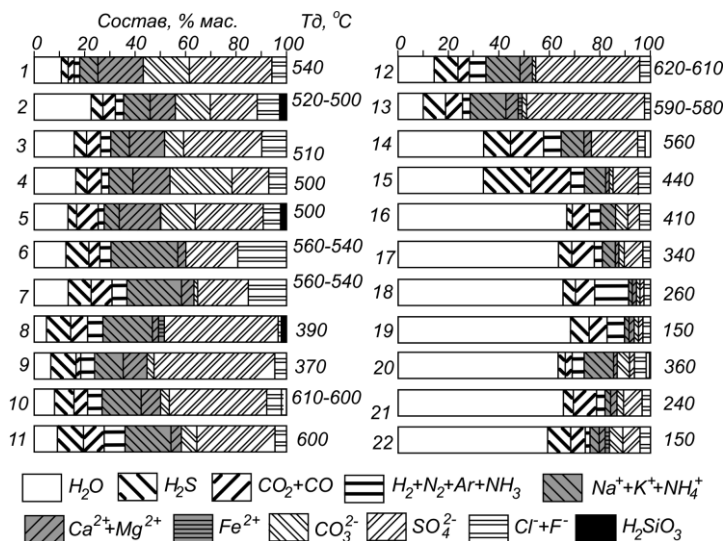


Рис. 2.84. Состав растворов во включениях минералов руд полиметаллического этапа (V).

1-13 - галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциация, массивные руды: 1-5 - Риддер-Сокольное: 1 - галенит-сфалеритовый агрегат, 2 - галенит и сфалерит в хлорит-серицитовый порода, 3, 4 - сульфиды из слоистых алевропелитов, 5 - "валун" массивной руды в алевропелите; 6-7 - Зырянское, галенит-сфалерит-халькопиритовая руда; 8-9 - Николаевское: 8 - галенит-сфалерит-халькопиритовый агрегат, 9 - существенно сфалерит; 10 - Орловское, галенит-сфалерит-халькопиритовая руда; 11 - Учалинское, халькопирит-сфалерит-пиритовый агрегат; 12 - Сибайское, халькопирит с пиритом, галенитом и сфалеритом; 13 - им. XIX партсъезда, галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый агрегат; 14-15 - жилы и гнезда крупнокристаллических сульфидов: 14-15 - Николаевское, кварц и барит с галенитом, сфалеритом и пиритом; 16-22 - мелкие прожилки нерудных минералов среди массивных руд: 16-19 - Риддер-Сокольное, барит-кварц-карбонатные прожилки с вкраплениями сульфидов; 20-22 - Николаевское, прожилка: 20 - гематит-баритовый, 21 - кальцит-баритовый, и 22 - барит-кварц-сульфидный

и карбонатов  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ; иногда присутствуют  $NH_4$  и  $Fe$ .

Особо отметим результаты исследований "слоистых" и "обломковидных" полиметаллических руд Второй Риддерской залежи, которые И.В.Покровская и др. склонны рассматривать как возникшие гидротермально-осадочным путем. Подобная точка зрения на происхождение этой рудной залежи разделяется далеко не всеми - на основании геологических данных многие исследователи приходят к заключению об эпигенетическом происхождении руд [Аксенов и др., 1976]. По О.А.Ковриго [1973], температуры гомогенизации включений в барите -  $130^{\circ}C$ , в сфалерите -  $100^{\circ}C$ . По данным исследователей МГУ [«Вулканогенные колчеданно-полиметаллические...», 1978], декрепитация сульфидов происходит при  $300-320^{\circ}C$ . Наши данные показали, что температуры вакуумной декрепитации и составы флюидов во включениях галенита и сфалерита этой рудной залежи такие же, как и в массивных сульфидных секущих рудных тела полиметаллического этапа.

В крупнокристаллических жилах и гнездах сульфидов полиметаллического этапа (ассоциация V-2), распространенных на Николаевском месторождении, температуры декрепитации включений составили  $560-440^{\circ}C$ . Флюиды подобны жилам колчеданного этапа: в среднем содержат близкие количества воды - 35%, газов - 31-42% ( $H_2S$  - 11-19,  $CO_2$  - 13,  $NH_3$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ) - в сумме 7-10%, и солей - 25-32% (сульфаты и хлориды  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ; табл. 2.16, рис. 2.84). Прожилки нерудных минералов с вкрапленностью

при участии остаточных растворов.

Следующим проявлением на месторождениях был полиметаллический этап (V). Включения в кварце, барите и кальците этих образований идентичны включениям в минералах колчеданного этапа (рис. 2.77, 2,78). Наиболее высокие температуры декрепитации включений в минералах галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации (V-1) установлены на Орловском, Учалинском, Сибайском и им. XIX партсъезда месторождениях -  $550-520^{\circ}C$  (табл. 2.14, 2.15). В прожилках бурого сфалерита получены меньшие значения -  $530-500^{\circ}C$ , которые характеризуют нижний интервал отложения массивных сульфидов этой группы рудных объектов. На Риддер-Сокольном, Зырянском и Гайском месторождениях температуры несколько ниже -  $560-500^{\circ}C$ , наиболее низкие на Николаевском -  $390-360^{\circ}C$ . Состав растворов во включениях на различных месторождениях близок. В них мало воды - 9-19, редко до 24; на Николаевском - 5-7, в среднем 12% (табл. 2.16, рис. 2.84). Количество газов от 9 до 25 % - преобладают  $H_2S$  и  $CO_2$ , в малых концентрациях  $SO_3$ ,  $CO$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ . Содержание солей высокое - в среднем около 70%, переменные количества галогенидов, сульфатов

сульфидов (ассоциация V-3) возникли при охлаждении сформировавшихся руд от 410 до 150°C и участии остаточных растворов, мас. %: вода - 60-68, газы - 10-20, соли - 8-20.

Условия образования руд колчеданного и полиметаллического этапов были сходными. Сульфиды возникли при высоких температурах из флюидов типа растворов-расплавов. Многие исследователи подчеркивают, что этот процесс проходил в неспокойной тектонической обстановке. По трещинам в них прорывались глубинные флюиды, приведшие к образованию жил и гнезд крупнозернистых сульфидов. Это были высокотемпературные пневматолитовые растворы, похожие на флюиды периода автометасоматоза субвулканических порфиров и порфириров. Привнос вещества этими флюидами был незначительным, и крупнокристаллические сульфиды возникали путем перекристаллизации тонкозернистых массивных руд. После каждого проявления эндогенного рудоотложения наступал период охлаждения сформировавшихся минеральных агрегатов. При этом происходила частичная перегруппировка минерального вещества под влиянием остаточных флюидов. Среди рудных минералов в этот период возникали средне- и низкотемпературные минеральные ассоциации сульфидов и сульфосолей. По своей сути процесс охлаждения можно рассматривать как автометаморфизм. Детально этот процесс изучил П.Я.Ярош [1973] на колчеданных месторождениях Урала.

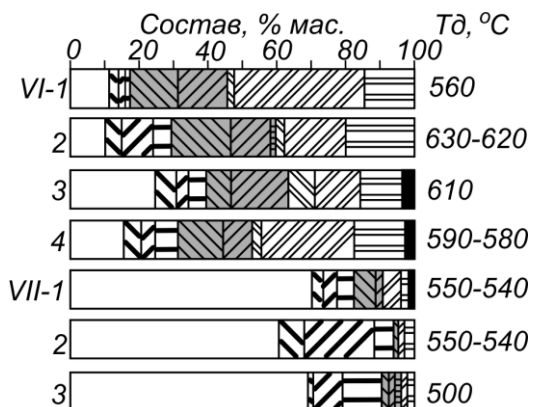


Рис. 2.85. Состав флюидов во включениях минералов барит-галенит-сфалеритовых руд (VI) и гидротермальных образований взрывчатых брекчий (VII) Риддер-Сокольского месторождения.

VI - барит-галенит-сфалеритовые руды: 1 - барит-сульфидный агрегат, 2 - сфалерит, 3 - галенит, 4 - халькопирит и сфалерит;

VII - образований взрывчатых брекчий: 1 - карбонатно-кремнистый цемент с пиритом, галенитом и сфалеритом, 2 - осветленный алевропелит в экзоконтакте брекчий, 3 - барит-карбонатно-кварцевый прожилок

После полиметаллического этапа на Риддер-Сокольском месторождении возникли барит-свинцово-цинковые руды (кварц-сульфидно-баритовые купола, VI). Исследования показали удивительное постоянство температур декрепитации включений в мелкозернистых баритах - 560°C. Наложённые на них крупнокристаллические сульфидные жилы и гнезда дали более высокую температуру - 630-580°C. Флюиды во включениях по составу подобны двум предыдущим главным этапам, мас. %: в них мало воды - 11-16, и газов - 6-10 ( $H_2S$  и  $CO_2$ ), много солей - 83. (табл. 2.16, рис. 2.85).

Согласно А.П.Пронину [1978], далее на этом рудном объекте возникли тела взрывчатых брекчий (VII). Изучение обломков руд, цемента, осветленного алевропелита показало, что процесс проходил при 550-500°C с участием гидротермальных растворов, содержащих, мас. %: воду - 66-69, газы - 13-31 ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ) и соли - 7-17 (сульфаты и хлориды  $K$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ; рис. 2.85, табл. 2.16).

Последующее проявление рудной минерализации на месторождениях Рудного Алтая связано с формированием

крупнокристаллических золотоносных сульфидно-кварцевых жил (VIII), флюидные включения в них газожидкие с большими газовыми пузырьками, иногда с жидким  $CO_2$  и твердыми кристаллическими фазами. Температуры декрепитации их составили 620-430°C (табл. 2.14). Флюиды во включениях газо-водносолевые, в среднем содержат, мас. %: воду - 50, газы - более 20 (преобладают  $H_2S$  и  $CO_2$ ), и соли - 25 (сульфаты и галогениды  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$  и  $K$ ; рис. 2.86, табл. 2.16). Эти растворы привносили большие объемы минеральных веществ. Поздние кварцевые и кварц-карбонатные агрегаты жил образовывались длительное время при постепенном понижении температуры от 520 до 130°C с участием остаточных гидротермальных растворов, мас. %: вода - 74, газы - 17, соли - 9 (компонентный состав аналогичен флюидам, сформировавшим основную часть жил).

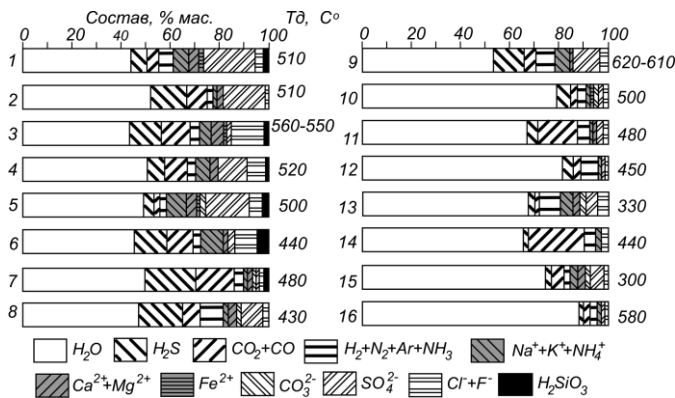


Рис. 2.86. Состав флюидов во включениях золотоносных сульфидно-кварцевых жил (VIII).

1-9 - крупнокристаллические минералы: 1-2 - Риддер-Сокольское: 1 - халькопирит, 2 - сфалерит с халькопиритом; 3-6 - Зырянское: 3 - сфалерит, 4 - галенит и сфалерит, 5 - халькопирит с кварцем, 6 - кварц с вкраплениями сульфидов; 7-8 - Николаевское: 7 - сульфидно-кварц-баритовая жила, 8 - барит-пиритовая жила; 9 - Орловское, агрегат пирита, сфалерита, халькопирита и галенита;

10-16 - мелкие кварц-карбонатные и кварцевые прожилки с вкраплениями сульфидов: 10-13 - Риддер-Сокольское, 14-15 - Зырянское, 16 - Орловское

Таким образом, полученные данные подтверждают длительную и сложную историю формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Эндогенное минералообразование проявлялось многократно, интенсивно, в сравнительно короткие периоды поступления глубинных высокотемпературных флюидов. При этом существенного понижения или повышения температуры от ранних этапов к поздним не наблюдалось. После каждого эндогенного отложения руд, сформировавшиеся минеральные агрегаты в период охлаждения испытывали частичную перегруппировку минерального вещества под воздействием остаточных растворов. Температурный режим формирования месторождений имел пульсационный характер (рис. 2.87). Не установлено также существенных различий в температурах образования минеральных агрегатов, залегающих на

различных глубинах, т. е. температурный градиент по вертикали при отложении руд был малым. Обусловлено это высокими скоростями продвижения флюидов и их слабым теплообменом с породами в подводящих каналах. Ими служили крутопадающие зоны разломов.

Полученные значения температур подтверждаются минералогическими геотермометрами [Пронин и др., 1977]. В сульфидах встречены структуры распада твердых растворов: в сфалерите - эмульсия и пластинки халькопирита, в халькопирите - пластинки кубанита, пирротина, "звездочки" сфалерита, в борните - решетчатые обособления халькопирита и халькозина. Согласно экспериментальным работам, эти минеральные ассоциации возникли при температурах выше 400-350°C. Типоморфные особенности зерен халькопирита свидетельствуют об его образовании из высокотемпературной модификации при 550°C. На Орловском месторождении встречены мirmekитовые сростания галенита и халькозина, отвечающие по составу фазе, устойчивой при температуре порядка 520°C. В ассоциации с ними установлены зерна самородной меди, содержащей 1,6 % Ag. Такая растворимость серебра в меди достигается при 500°C. На высокую температуру образования руд и метасоматитов на Рудном Алтае указывает присутствие в них гранатов, актинолита, ильменита, титаномагнетита и др. [Вейц и др., 1957-1959]. На Гайском месторождении в метасоматитах, сплошных и вкрапленных рудах тоже присутствуют алмадин, актинолит, циркон, турмалин и другие высокотемпературные минералы [Пшеничный, 1975]. В результате широкого внедрения термометрических методов получены сведения о высоких температурах минералообразования колчеданных месторождений и во многих других регионах. В.И.Старостин и др. [1979] на Березово-Белоусовском месторождении Рудного Алтая установили, что в кварце, синхронном с колчеданными рудами, плавление твердой фазы включений происходит при 620-560°C, а углекислотные включения гомогенизируются при 520-460°C. А.А.Ализаде и др. [1976] оценили температуру формирования Шекербайского медно-серно-колчеданного месторождения в Азербайджане в 680-460°C. Г.А.Кобилев и др. [1977] приводят



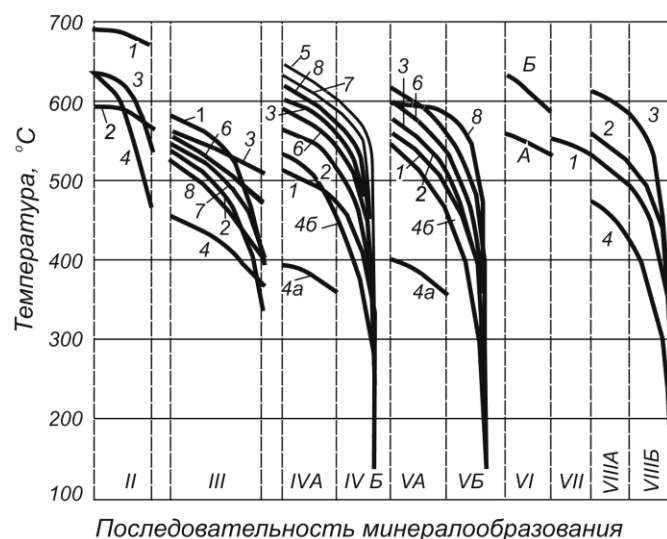


Рис. 2.87. Обобщенная схема температурного режима эндогенного минералообразования на колчеданных месторождениях Рудного Алтая и Южного Урала.

Последовательно возникшие минеральные образования: II - автометасоматоз субвулканических порфиров и порфириров; III - гидротермальный метасоматоз вмещающих пород; IV - формирование медно-колчеданных и V - полиметаллических руд: А — массивные тонкозернистые сульфиды, Б — поздние прожилки нерудных минералов с вкраплениями сульфидов; VI - формирование барит-свинцово-цинковых массивных (А) и жильных (Б) руд; VII - гидротермальные образования взрывных брекчий; VIII - сульфидно-кварцевые жилы (А) и прожилки нерудных минералов (Б).

1-8 - месторождения: 1 - Риддер-Сокольное; 2 - Зырянское; 3 - Орловское; 4 - Николаевское; 4а - массивные мелкозернистые руды, 4б - жилы и гнезда крупнокристаллических сульфидов; 5 - Гайское; 6 - Учалинское; 7 - Сибайское; 8 - им. XIX партсъезда.

геологические и экспериментальные данные об отложении руд колчеданного этапа месторождений Северного Кавказа из вязких (типа расплавов) рудно-силикатных флюидов при 560-470°C. Руды и метасоматиты Приорского района Мугуджар, по Н.М.Жукову [1975], сформировались при температурах выше 450-500°C. Колчеданное оруденение на месторождении Киргизии, по В.Д.Долженко и др. [1976], образовалось при 700-380°C. Установленные нами высокие температуры минералообразования на месторождениях Рудного Алтая и Южного Урала в свете приведенных данных не кажутся исключением.

В формировании колчеданных месторождений участвовало несколько разновидностей флюидов: 1) термальные рассолы, сформировавшие гидротермально-осадочный пирит; 2) газо-гидротермальные пневматолитовые растворы, приведшие к автометасоматической переработке порфиров и порфириров, а также к образованию крупнокристаллических сульфидных жил и гнезд за счет перекристаллизации массивных тонкозернистых руд; 3) гидротермальные растворы, которые осуществляли метасоматическую переработку вулканогенно-осадочных пород, а также привели к образованию поздних прожилков нерудных минералов среди массивных руд и сульфидно-кварцевых золотоносных жил; 4) высококонцентрированные флюиды типа растворов-расплавов, из которых произошло отложение основных промышленных медно-колчеданных, полиметаллических и барит-свинцово-цинковых массивных руд. Компонентный состав всех этих разновидностей флюидов один и тот же. Среди газов в безрудных минеральных ассоциациях распространены  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ , в сульфидных парагенезисах преобладал  $H_2S$ . Среди солей в переменных количествах развиты сульфаты, хлориды, фториды и карбонаты  $K$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ; для пиритов характерно  $Fe$ . Для выяснения общих закономерностей в химическом составе флюидов на треугольных диаграммах показаны соотношения газов, воды, солей и химических компонентов. Содержания  $H_2S$ ,  $SO_3$ ,  $SO_4^{2-}$  пересчитаны на серу, а  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CO_3^{2-}$  - на углерод.

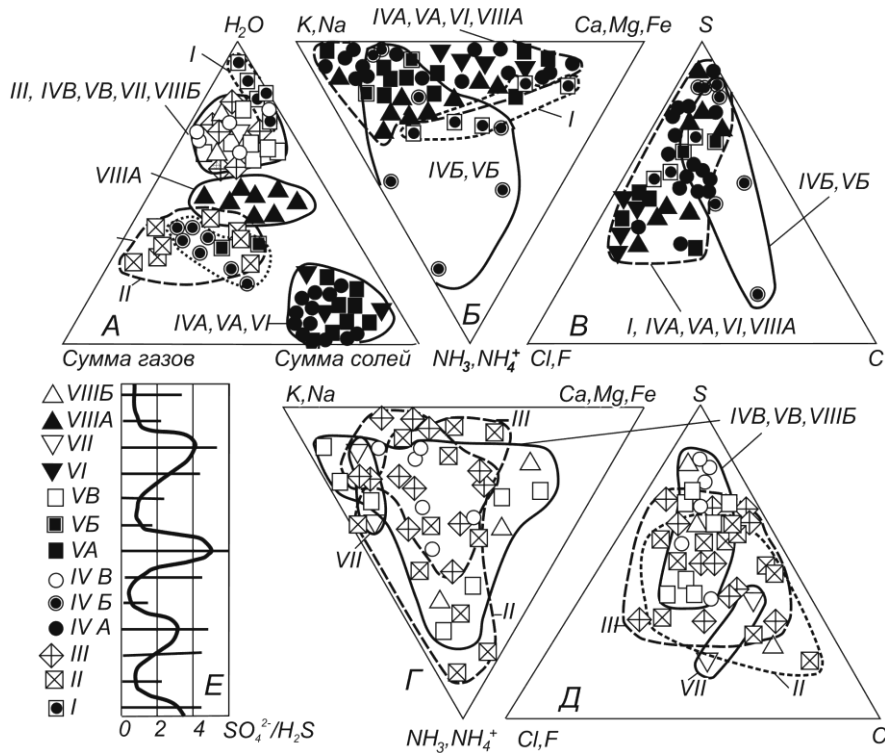


Рис. 2.88. Соотношение во флюидах газов, воды, и солей (А), компонентов химического состава в рудных (Б, В) и безрудных (Г, Д) минеральных ассоциациях, отношение в них  $SO_4^{2-}/H_2S$  (Е):

Последовательно возникшие минеральные образования: I - сингенетичное накопление пирита в кремнистых и кремнисто-глинистых породах II - аутометасоматоз субвулканических порфиров и порфиритов; III - гидротермальный метасоматоз вмещающих пород; IV - формирование медно-колчеданных и V - полиметаллических руд: А — массивные сульфиды, Б - жилы крупнокристаллических сульфидов, В - прожилки нерудных минералов; VI - формирование барит-свинцово-цинковых руд; VII - образование взрывчатых брекчий; VIII - сульфидно-кварцевые жилы (А) и прожилки нерудных минералов (Б)

На диаграмме (рис. 2.88, А), отражающей соотношение газов, воды и солей, выделяются три изолированных поля. Термальные рассолы и гидротермальные растворы занимают поле с наибольшими содержаниями воды. Газо-гидротермы расположены в центральной части диаграммы с близкими соотношениями этих компонентов, флюиды типа растворов-расплавов объединились в поле с высокими концентрациями солей.

Закономерности изменения химического состава выражены в следующем. В растворах-расплавах колчеданных, полиметаллических и барит-свинцово-цинковых руд преобладают соединения *K* и *Na* с серой при меньшей роли *Ca*, *Mg*, *Fe*, *Cl*, *F* и подчиненных количествах аммиака и карбонатов (рис. 2.88, Б и В). Термальные рассолы и гидротермальные растворы сульфидно-кварцевых жил характеризуются большим участием *Ca* и *Mg*. В газо-гидротермальных растворах, сформировавших крупнокристаллические сульфиды в массивных рудах, иногда отмечаются высокие содержания аммиака и карбонатов. Гидротермальные растворы, с участием которых образовались безрудные минеральные ассоциации, характеризуются широкими вариациями химического состава - в них присутствуют как привнесенные компоненты, так и извлеченные из прилегающих пород (рис. 2.88, Г и Д).

Окислительно-восстановительные свойства флюидов оценены по величинам отношения  $SO_4/H_2S$  и  $\Delta E$  (рис. 2.88, Е; табл. 2.16). Более высокие значения этих величин характерны для периодов гидротермально-осадочного накопления пирита и отложения массивных колчеданных, полиметаллических и барит-свинцово-цинковых руд (соответственно от 3 до 5 и от -0,003 до +0,018). Основная часть руд на месторождениях сформировалась при повышенных их значениях, и окислительно-восстановительные реакции влияли на раскристаллизацию растворов-расплавов. Газо-гидротермальные

растворы имели наиболее низкие значения  $SO_4/H_2S$  и  $\Delta E$  и узкий интервал их колебаний (от 0,1 до 2,0 и от -0,006 до -0,028). Восстановительные условия процесса перекристаллизации массивных руд с образованием крупнокристаллических жил и гнезд сульфидов, протекавшего с участием этих растворов, подтверждают глубинную природу флюидов. Гидротермальный метасоматоз характеризуется резкими колебаниями окислительно-восстановительных условий. Первоначально растворы имели восстановительный характер, но в системах трещин вблизи поверхности происходило их интенсивное окисление. В целом кривая изменения  $SO_4/H_2S$  для последовательно возникающих минеральных образований на месторождениях имеет закономерные колебания.

Представление об образовании сульфидных руд колчеданных месторождений из весьма богатых рудными компонентами флюидов типа рудных магм высказывались неоднократно. Эту идею развивали в конце XIX столетия В.А.Крат на Рудном Алтае, в 20-е годы XX века А.Н.Заварицкий на месторождениях Южного Урала. Н.Н.Курек считал, что мелкозернистые сливные руды ("сульфидолиты") Риддерского месторождения возникли путем одноактного выполнения густыми высококонцентрированными растворами зияющих трещин. Установив высокую "сухость" флюидов во включениях минералов этого месторождения, В.А.Кокшаров и В.С.Кузубный [1977] стали рассматривать их как рудоносными магматитами. Ю.Ю.Воробьев [1963] пришел к выводу, что сплошные руды Иртышского месторождения на Рудном Алтае возникли при внедрении густого флюида с небольшим количеством растворителя. Этот флюид захватывал обломки вмещающих пород, деформировал и развальцовывал их при внедрении. Позднее О.И.Кондюрин [1977] собрал богатый геологический материал, доказывающий справедливость этой точки зрения. На основании данных о морфологии рудных тел, особенностей строения руд и распределения в них металлов А.С.Тарантов и др. [1970] пришли к заключению о том, что сплошные мелкозернистые руды Зырянского месторождения произошли путем заполнения открытых полостей высококонцентрированными растворами. М.Г.Хисамутдинов [1978], придерживаясь гидротермального происхождения месторождений Рудного Алтая, отмечал, что массивные руды содержат большое количество "плавающих" обломков вмещающих пород размерами от микроскопических до глыб в несколько метров в поперечнике. В сплошных рудах верхних горизонтов Зырянского месторождения он наблюдал крупные блоки пород, которые были повернуты в разные стороны при внедрении рудоносного флюида. В.И.Старостин и др. [1979] на основании изучения флюидных включений доказывают существование при формировании сплошных руд Березовско-Белоусовского месторождения сульфидных расплавов с температурой 460-620°C. Возникли эти расплавы, по их мнению, в результате динамотермального метаморфизма синвулканических руд. Большинство исследователи считают, что подобные расплавы сульфидов могут возникать в процессе дифференциации силикатных расплавов [Воробьев, Иншин, 1968; Иванкин, 1975]. Позднее на Рудном Алтае в порфирах встречены рудные обособления с признаками одновременной кристаллизации силикатных и сульфидных минералов, что подтверждает эту точку зрения [Ермолов, 1984].

Для месторождений Рудного Алтая характерны высокая насыщенность месторождениями рудных зон, существенно полиметаллический состав руд, массивные и густовкрапленные текстуры руд, локализация рудных тел в зонах повышенной проницаемости при большом вертикальном диапазоне, эпигенетический характер оруденения, интенсивный дорудный метасоматоз, длительное многоэтапное проявление рудного процесса, несколько возрастных уровней оруденения, связь с базальт-андеит-липаритовой формацией. Все эти данные свидетельствуют о том, что источник рудных флюидов существовал длительное время, был стабильным в пространстве, находился на большой глубине, обладал огромной массой и энергией. Таким источником могла быть верхняя мантия, к чему склоняется большинство исследователей Рудного Алтая.

Не противоречат этому положению и результаты наших исследований. Во флюидах рудных ассоциаций мало воды - 7-13%, высокие концентрации солей - 64-70%,

( преобладают хлориды, фториды и сульфаты *Na* и *K*). Количество  $CO_2$  и  $H_2S$  такого же порядка, как и воды, а отношение  $H_2O/CO_2+CO$  изменяется от 0,4 до 4,5. Как видно из табл. 1.15, все это присуще мантийным флюидам.

Данные по стабильным изотопам показали, что колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая имеют однотипный состав серы, близкий к метеоритному стандарту. Источник ее нижнекоровый или верхнемантийный [Сыромятников и др., 1978]. Данные до изотопам свинца свидетельствуют об едином источнике этого металла в месторождениях. Модельный возраст оруденения по изотопам свинца ( $O_2-S_1$ ) древнее вмещающих пород ( $D_2-D_3$ ). Н.Г. Сыромятников и др. [1986] рассматривают три возможные причины этому явлению: 1 - мобилизация нижнепалеозойского свинца в девонское время; 2 - удревнение свинца за счет предварительного выноса урана из источника рудных элементов; 3 - ликвационное накопление свинца в виде сульфидных расплавов в закрытых магматических камерах в ( $O_2-S_1$ ) и последующее вскрытие этих очагов тектоническими разломами в ( $D_2-D_3$ ). Наиболее вероятной авторы считают последнюю гипотезу.

Полученный материал позволяет значительно упорядочить представления об условиях формирования колчеданных месторождений. Физико-химические параметры их образования на Рудном Алтае, Южном Урале и Центральном Казахстане (Майкаинский рудный район) оказались близкими.

## В ы в о д ы

Колчеданные месторождения в вулканогенных толщах изучены в Центральном Казахстане – Майкаин, и Рудном Алтае – Риддер-Сокольное, Зырянское, Орловское, Николаевское. Небольшой объем работ выполнен на месторождениях Южного Урала – Гайском, Учалинском, Сибайском, им. XIX партсъезда.

*Майкаинская группа месторождений* сложена комплексом пород андезит-базальтовой и базальт-андезит-риолитовой формаций. Рудное поле представляет вулcano-тектоническую депрессию типа кальдеры проседания. Оруденение локализовано в крупной зоне межформационного срыва и расщепления. Преобладают массивные руды, сформировались в два этапа – колчеданный и полиметаллический. Каждому из них предшествовали тектонические подвижки и гидротермальный метасоматоз пород – возникли серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты.

Образование предрудных метасоматитов колчеданного и полиметаллического этапов проходило соответственно при 510 и 420°C. В обоих случаях участвовали водные растворы ( $H_2O$  - 76 и 82%) с невысокими содержаниями газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ) - 3-12%, и солей (хлориды и сульфаты *Na*) -12-15%. Имея высокие температуры и слабую насыщенность солями, эти растворы активно взаимодействовали с окружающими породами, создавая мощные зоны гидротермально переработанных пород.

В колчеданный этап последовательно возникли пиритовая, кварц-пиритовая и халькопиритовая минеральные ассоциации. Температуры их образования плавно снижались с 370 до 320°C. В составе флюидов мало воды - 2-4%, переменное количество газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) - от 9 до 30%, и весьма высокие содержания солей - 67-83% (хлориды, фториды, карбонаты и сульфаты *Na*, *Ca* и *Fe*). В полиметаллический этап возникли барит-галенит-сфалерит-халькопиритовая и барит-борнит-халькозин-теннантитовая ассоциации. Температуры их образования составили 490 и 340°C. Во флюидах мало воды – 2-4%, повышенные количества газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $N_2$  и др.) – 7-33%, при очень высоких содержаниях солей – 63-91% (преобладают сульфаты хлориды и фториды *Na*, *K* и *Fe*).

Флюиды, отложившие сульфидные минеральные ассоциации, соответствуют растворам-расплавам. Количество воды в них так мало, что в рудах не проявились даже поздние пострудные прожилки. Эти флюиды были весьма богаты рудными компонентами, отложение которых происходило бурно в короткие промежутки времени. Полная раскристаллизация рудных

минералов не успевала происходить. В результате руды имеют колломорфное строение. Наложение поздних минеральных ассоциаций на ранние происходило путем внедрения флюида. Он взламывал ранее сформировавшиеся руды, которые в большом количестве присутствуют в поздних минеральных образованиях в виде ксенолитов. Обломки деформировались, растворялись и ассимилировались флюидом. В результате наложений поздних барит-полиметаллических ассоциаций на ранние пиритовые на Майкаине возникли комплексные барит-колчеданно-полиметаллические руды.

Вопросы возраста и источника руд Майкаина остаются открытыми. Вулканогенные толщи считались кембрийскими, а оруденение каледонским. В последнее время установлено, что возраст толщ ордовикский, а контролирующая оруденение зона межформационного срыва - послесилурийская, возможно, девонская. Существенный временной разрыв между образованием вулканитов и руд не позволяет однозначно связывать сульфидное оруденение с базальтоидным магматизмом.

*Колчеданные месторождения Рудного Алтая* (Алтайский рудный пояс, изучены Риддер-Сокольное, Зыряновское, Орловское, Николаевское) сформировались в герцинское время в результате тектоно-магматической активизации, охватившей слои земной коры и мантии. Оруденение связывается с девонским вулканизмом базальт-андезит-липаритовой формации. Размещение руд контролируется складчатыми и разрывными структурами. Эндогенному рудоотложению предшествовало внедрение и автометасоматоз субвулканических порфиров и порфириров и гидротермальный метасоматоз вулканогенно-осадочных пород. Формирование руд проходило в несколько этапов, между которыми проявлялись тектонические подвижки. Последовательно возникли следующие типы руд: медно-колчеданные (пиритовая, халькопирит-пиритовая и халькопирит-сфалеритовая ассоциации), полиметаллические (галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциация), барит-свинцово-цинковые (кварц-сульфидно-баритовые купола Риддер-Сокольного), золотосные кварц-сульфидные жилы. В процессе охлаждения массивных тонкозернистых руд формировались жилы и прожилки кварц-карбонатно-сульфидного состава. Рудные тела представляют мощные залежи массивных и густовкрапленных руд.

*Колчеданные месторождения Южного Урала* (Гайское, Учалинское, Сибайское, им. XIX партсъезда) во многом подобны рудно-алтайским. Для них характерна тесная пространственная связь с породами спилит-кератофирового вулканизма, приуроченность к глубинным тектоническим зонам древнего заложения. Колчеданному рудоотложению предшествовал гидротермальный метасоматоз. Рудные тела линзовидные и пластообразные, сложены преимущественно сплошными рудами, имеют четкие контакты. Процесс формирования руд был прерывистым, растянутым во времени, проходил в несколько этапов со значительными временными перерывами. Последовательно формировались следующие ассоциации: пиритовая, халькопирит-пиритовая, халькопирит-сфалерит-пиритовая, барит-сфалерит-пиритовая с блеклыми рудами и золото-полиметаллическая.

В период девонского вулканизма на алтайских месторождениях происходило сингенетичное накопление пирита в виде тонких слоев, линз и вкрапленности в кремнистых и кремнисто-глинистых породах при 80-50°C с участием рассолов, содержащих в среднем, мас. %: воду – 82, газы ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ) – 6, соли – 12 (сульфаты и хлориды  $Ca$ ,  $Na$ ,  $Mg$ ,  $NH_4$ ). Ряд исследователей склонны отдавать гидротермально-осадочному процессу превалирующую роль в формировании медно-колчеданных и полиметаллических руд колчеданных месторождений. Изучение флюидных включений показало, что с ним связана только пиритовая минерализация.

Наиболее раннее эндогенное минералообразование связано с автометасоматозом тел субвулканических порфиров и порфириров при 680-590°C с участием пневматолитовых газо-водно-солевых растворов: мас. %:  $H_2O$  - 30-44,  $CO_2$  - 16- 26,  $H_2S$  - 5-12,  $CO$ ,  $NH_3$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$  - 15-30, соли (галогениды и сульфаты  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $NH_4$ ) - 12-21. Имея восстановительную среду, они создавали обширную пиритовую минерализацию, заимствуя железо из темноцветных минералов. Гидротермальный метасоматоз вулканогенно-осадочных пород происходил при участии

высокотемпературных (550-440°C) гидротермальных растворов с относительно невысокими содержаниями газов и солей, мас. %: H<sub>2</sub>O - около 70, CO<sub>2</sub> - 5-7, прочие газы - 7-11, соли (галогениды и сульфаты Na и K, в метасоматитах с карбонатами - сульфаты и карбонаты Ca и Mg) - 12-15.

Условия рудоотложения на алтайских и уральских месторождениях сходны. Температуры последовательно возникших минеральных ассоциаций массивных руд медно-колчеданного этапа следующие, °C: пиритовой - 660-590, халькопирит-пиритовой - 550-500, халькопирит-сфалеритовой - 510-470. Исключением явилось Николаевское месторождение, на котором эти руды возникли в интервале средних температур - 410-390°C. В рудоотложении участвовали маловодные солевые флюиды, мас. %: H<sub>2</sub>O - 7-11, H<sub>2</sub>S - 10-12, CO<sub>2</sub> - 5-12, соли (галогениды и сульфаты Na, K, Ca) - 64-70. Пострудные карбонатные и кварц-карбонатные прожилки с сульфидами образовались в период охлаждения массивных руд от 460 до 200°C и ниже при участии водных растворов, освободившихся при отложении массивных руд. Они содержали около 15% газов и 12% солей (состав компонентов аналогичен флюиду массивных руд). Формирование полиметаллических руд по многом подобно медно-колчеданным. Массивные мелкозернистые агрегаты галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации возникли при 620-500°C, на Николаевском - 390-360°C; средний состав растворов во включениях, мас. %: H<sub>2</sub>O - 13, газы (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>) - 17, соли (сульфаты и галогениды Na, K, Ca) - 70. Поздние прожилки барита, кварца и карбонатов с сульфидами возникли при охлаждении руд от 410 до 150°C с участием остаточных растворов, мас. %: вода - 60-68, газы - 10-20, соли - 8-20. Барит-свинцово-цинковые руды на Риддер-Сокольном месторождении возникли при 560°C. Наложенные на них крупнокристаллические сульфидные жилы и гнезда показали более высокую температуру - 630-580°C. Флюиды во включениях по составу подобны двум предыдущим главным этапам оруденения, мас. %: вода - 11-16, газы - 6-10 (преобладают H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>), соли - 83. Завершающие рудный процесс крупнокристаллические золотоносные сульфидно-кварцевые жилы возникли при 620-430°C с участием газо-водно-солевых растворов, мас. %: вода - 50, газы - более 20 (преобладают H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>), соли - 25 (сульфаты и галогениды Na, Ca, Mg, K). Поздние прожилки кварца и карбонатов с сульфидами внутри жил образовывались при постепенном понижении температуры от 520 до 130°C с участием остаточных гидротермальных растворов, мас. %: вода - 74, газы - 17, соли - 9 (состав газов и солей аналогичен флюидам, сформировавшим основную часть жил).

Результаты изучения флюидных включений подтверждают длительную и сложную историю формирования колчеданно-полиметаллических месторождений. Процесс минералообразования был высокотемпературным, проявлялся многократно, интенсивно, в сравнительно короткие периоды поступления глубинных высокотемпературных флюидов. При этом существенного понижения или повышения температуры от ранних этапов к поздним не наблюдалось. Не установлено также различий в температурах образования минеральных агрегатов, залегающих на различных глубинах, т.е. температурный градиент по вертикали при отложении руд был малым. Обусловлено это высокими скоростями продвижения флюидов и их слабым теплообменом с породами в подводящих каналах, которыми служили крутопадающие зоны разломов. В отложении медно-колчеданных, полиметаллических и барит-свинцово-цинковых руд участвовали высококонцентрированные флюиды типа растворов-расплавов («рудные магмы»). Строение минеральных агрегатов свидетельствует о быстрой раскристаллизации флюида в местах рудоотложения и его высокой вязкости (мелкозернистое плотное срастание сульфидных минералов, колломорфные, концентрические зональные и криптокристаллические структуры, обилие подвешенных деформированных обломков ранних минеральных образований в поздних и др.).

В формировании колчеданных месторождений участвовало несколько разновидностей флюидов: 1) термальные рассолы, сформировавшие гидротермально-осадочный пирит; 2) газо-гидротермальные пневматолитовые растворы, приведшие к автометасоматической переработке субвулканических порфиров и порфиритов, 3) гидротермальные растворы, которые осуществляли метасоматическую переработку вулканогенно-осадочных пород; 4) высококонцентрированные флюиды типа растворов-

расплавов, из которых произошло отложение основных промышленных медно-колчеданных, полиметаллических и барит-свинцово-цинковых массивных и густовкрапленных руд. Во многих случаях растворы были гетерогенными и представляли смесь газовой и водно-солевой фаз или водно-солевого расплава. Компонентный состав всех этих разновидностей флюидов один и тот же. Среди газов в безрудных минеральных ассоциациях распространены  $CO_2$ ,  $NH_3$ , в сульфидных парагенезисах преобладал  $H_2S$ . Среди солей преобладали сульфаты, хлориды, фториды и карбонаты  $K$ ,  $Na$ ; для пиритов характерно  $Fe$ .

Геологические данные свидетельствуют о том, что источник рудоносных флюидов существовал длительное время, был стабильным в пространстве, находился на большой глубине, обладал огромной массой и энергией. Таким источником могла быть верхняя мантия, к чему склоняется подавляющее большинство исследователей колчеданных месторождений. Не противоречат этому положению и результаты исследований флюидных включений. Полученный материал позволяет упорядочить представления об условиях формирования колчеданных месторождений. Физико-химические параметры их образования на Рудном Алтае, Южном Урале и Центральном Казахстане (Майкаинский рудный район) в целом близкие, хотя в деталях и различаются.

### Глава 3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

Как видно из предыдущей главы, минералообразование на изученных месторождениях цветных металлов происходило при сочетании разнообразных процессов. Сульфиды накапливались осадочным путем при излиянии гидротерм в морские бассейны - гидротермально-осадочное рудообразование. На эндогенных месторождениях минералообразование часто начиналось с формирований метасоматитов при участии пневматолитовых, газо-гидротермальных и гидротермальных растворов. Отложение рудного вещества из гидротермальных растворов приводило к образованию гидротермально-метасоматических прожилково-вкрапленных руд и рудных жил. Своеобразны процессы формирования массивных сульфидных руд, в которых участвовали высококонцентрированные флюиды типа растворов-расплавов. Разнообразны процессы метаморфического преобразования сформировавшихся руд. Материал по параметрам образования метасоматитов и руд, полученный по отдельным рудным объектам, в этом разделе систематизирован по типам процессов. В результате получены наиболее часто встречающиеся или предельные значения физико-химических параметров процессов, а также представление об общих закономерностях их проявления.

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

На территории Казахстана установлено довольно широкое распространение гидротермально-осадочных сульфидных руд. В хр. Каратау к этому типу отнесены месторождения Шалкия и Талап; на Миргалимсае гидротермально-осадочным путем возник пирит [Митряева и др., 1976. Руды тонковкрапленные и слоистые, галенит-сфалерит-пиритовые, галенит-сфалеритовые и пиритовые, локализованы в карбонатных породах фамена в местах частого переслаивания доломитов, кремнистых доломитов и кремней. В Джунгарском Алатау гидротермально-осадочным путем сформировались руды Текели и Яблоневое [Парилов, Паталаха, 1989]. Месторождения локализованы в горизонте пород, представленном чередующимися про слоями углисто-кремнистых и углисто-известковых сланцев, филлитов, фтанитов, углистых известняков и доломитов. Руды слоистые пиритовые и галенит-сфалерит-пиритовые в сланцах и конкреционные галенит-сфалеритовые во фтанитах. В Атасуйском районе с гидротермально-осадочным этапом связано образование слоистых пиритовых и пирит-сфалеритовых руд в углисто-кремнисто-карбонатных породах Жайрема [Митряева, 1979]. На Рудном Алтае некоторые исследователи склонны рассматривать гидротермально-осадочными колчеданные, медно-колчеданные, медно-цинковые и полиметаллические руды многих месторождений. Данные автора совместно с А. П. Прониным по Риддер-Сокольному, Орловскому и Николаевскому месторождениям подтвердили накопление гидротермально-осадочным путем в период девонского вулканизма только пирита в виде тонких слойков, линз и вкрапленности в слоистых кремнистых и кремнисто-глинистых породах.



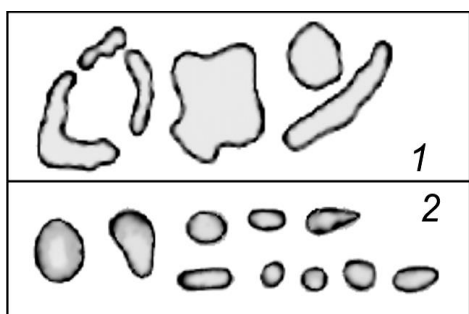


Рис. 3.1. Гомогенные включения водных растворов в кварце и кальците, возникших синхронно с отложением гидротермально-осадочных сульфидов:

1 – слоистая пиритовая и пирит-сфалеритовая руда, Жайрем; 2 – слойки сульфидов в карбонатно-кремнистой породе, Шалкия (хр. Каратау)

Сульфиды накапливались осадочным путем при излиянии гидротерм, поставляющих рудное вещество, преимущественно в мелководных морских бассейнах, на что указывает фациальная принадлежность пород. Месторождения отличаются от типично осадочных тем, что в них совмещены сульфиды железа, свинца и цинка. Согласно Н.М.Страхову [1962], железо в сульфидной форме может накапливаться в гумидных зонах, тогда как сульфиды цветных металлов - во внутренних областях аридных зон. Совместное их отложение возможно только в вулканогенном или гидротермальном процессе.

В кварце и кальците, возникших синхронно с сульфидами, имеется большое количество мелких гомогенных включений, выполненных водным раствором (рис. 3.1). В наиболее крупных из них установлены кристаллики твердых фаз. Изучение

этих включений позволило восстановить физико-химическую обстановку гидротермально-осадочного рудообразования.

Температуры вакуумной декрепитации включений в сульфидах 80-40°C. Жидкости в них представлены солевыми рассолами, содержащими 0,5-7% газов и 3-27% солей (рис. 3.2).

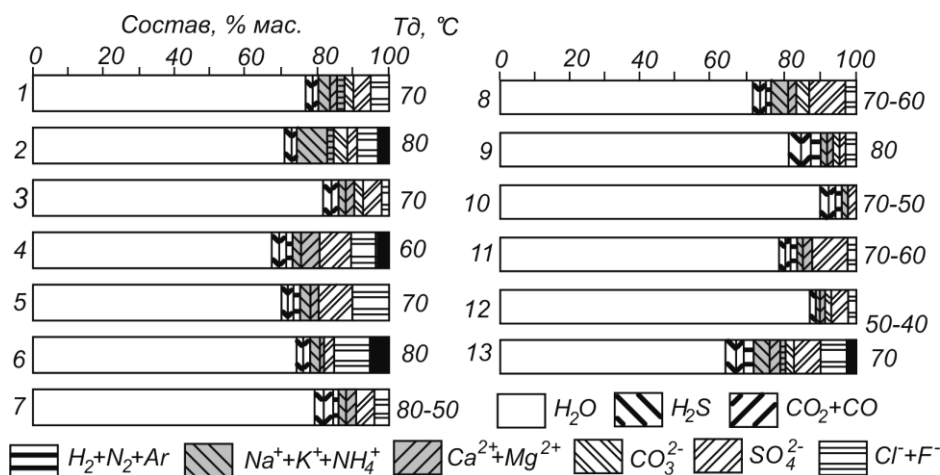


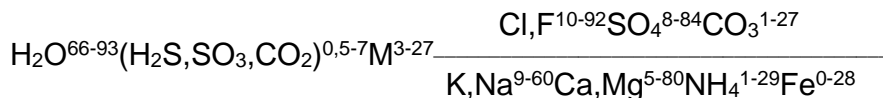
Рис. 3.2. Примеры растворов во включениях минералов гидротермально-осадочных руд: 1-2 - Шалкия, пирит (1) и галенит со сфалеритом (2) из слоистых руд; 3 - Миргалымсай, пирит из послойных вкраплений; 4-6 - Текели, пирит (4) и галенит со сфалеритом и пиритом (5) из слоистых руд, галенит-сфалеритовые конкреционные руды во фтанитах (6); 7-11 - Рудный Алтай, пирит из послойных обособлений в микрокварцитах (7- Риддер-Сокольное), кремнисто-глинистых породах (9-10 - Николаевское) и алевропелитах (11 - Орловское); 12-13 - Жайрем, пирит (12) и сфалерит с пиритом (13) из слоистых руд

Температуры и концентрации солей в них при образовании минеральных разновидностей руд, чередующихся в разрезе, близки. На Шалкие температура колебалась от 80 до 70°C, концентрация солей - от 19 до 25%, на Текели - соответственно 80-60°C и 22-27%, на Николаевском - 80-50°C и 3-8%, на Риддер-Сокольном - 80-50°C и 13-21%. Эти колебания обусловлены изменением интенсивности гидротермальной деятельности и неравномерной поставкой материала.

На Жайреме, где наблюдается зональное распределение минеральных типов руд относительно мест излияния гидротерм на морское дно, различия в этих параметрах более существенные. Рассолы, отложившие пирит-сфалеритовые руды вблизи этих мест, по сравнению с рассолами пиритовых руд, образовавшихся по их периферии,

имели температуру на 20-30°C выше, существенно большие концентрации газов и солей. По мере удаления от центров излияния гидротерм происходили понижение температуры и уменьшение содержания солей, обусловленные выпадением минералов и смешением рассолов с морской водой.

Обобщенный состав рассолов при отложении изученных гидротермально-осадочных руд, можно выразить следующей формулой:



(вода, газы и сумма солей – M, приведены в мас. %, катионы и анионы - в экв. %; в формулах не указаны N<sub>2</sub> и Ar, которые присутствуют постоянно в виде примеси).

Как видно, содержания химических компонентов рассолов колеблются

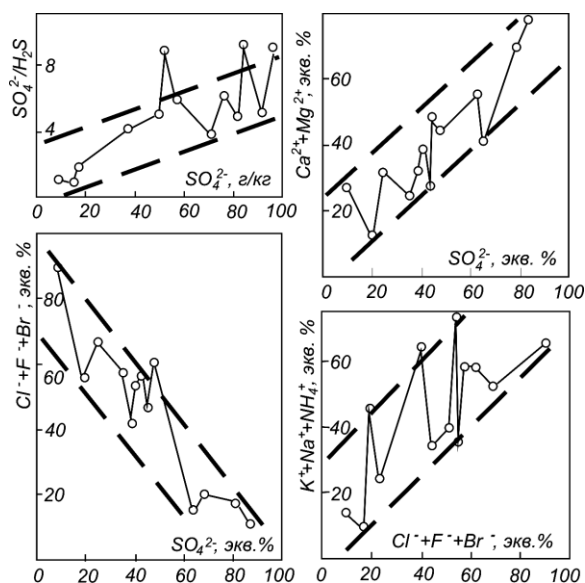


Рис. 3.3. Корреляционные связи компонентов растворов во включениях гидротермально-осадочных руд

значительно, однако они подчинены определенным закономерностям (рис. 3.3). Сульфат-ион имеет прямую связь с окисленностью растворов (содержания его нарастают с увеличением отношения окисленной форм серы к восстановленной –  $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$ ) и концентрациями в растворе Ca и Mg;  $\text{SO}_4^{2-}$  имеет также обратную связь с суммой Cl, Br и F, количества которых в свою очередь прямо пропорциональны сумме Na, K и NH<sub>4</sub>. Выделись две группы компонентов растворов, которые имеют различное происхождение: галогениды Na, K и NH<sub>4</sub> и сульфаты Ca и Mg. Если первые являлись исходными в составе рудоносных гидротерм, то сульфаты Ca и Mg возникли при окислении H<sub>2</sub>S до H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и ее последующих реакций с осадками (в первую очередь с карбонатами Ca и Mg). Отсутствие корреляций с Fe, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>2</sub> свидетельствует о том, что они поставлялись в рассолы, сохранившиеся во включениях, примерно в равных количествах

обоими источниками. Компонентами гидротерм, которые привносили рудные элементы, были H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, хлориды и фториды Na, K, NH<sub>4</sub>.

Рассолы, из которых отлагались сульфиды, обладали высокой плотностью - 1,1-1,2 г/см<sup>3</sup>, были близнеутральными и слабощелочными - ΔpH изменялось от -0,2 до +1,0. Процессы проходили при смене восстановительной обстановки на окислительную - значения ΔE колебались от -0,008 до +0,008, преобладавая вблизи 0,00.

Постоянное присутствие H<sub>2</sub>S свидетельствует о том, что сульфиды возникают в рассолах и осаждались на морское дно. Пиритовые вкрапления в осадочных рудах нередко имеют своеобразное фромбоидальное строение (см. рис. 2.11, 2, Текели; рис. 2.17, 2-3, Жайрем; и др.). Это указывает на то, что они проходили стадию гелеподобного состояния. Данные по изотопии серы подтверждают ее глубинное происхождение - биогенная сера в рудоотложении не участвовала [Сыромятников и др., 1978; Замятин и др., 1981]. Наблюдения на участках современного гидротермально-осадочного накопления руд показали, что сульфиды выделяются из растворов почти мгновенно и рудные частички падают на дно моря в виде своеобразного "дождя" [Coldie e.a., 1981]. Это отличает изученные месторождения от осадочных, в которых рудное вещество накапливается вначале в осадках в виде гидроокислов, оксидов, карбонатов и других

форм. Образование сульфидов за счет органической серы и их обособление в самостоятельные вкрапления и слои происходят при химико-минералогических преобразованиях в процессе диагенеза.

Из соотношений компонентов на тройных диаграммах (рис. 3.4) видно, что сульфиды свинца и цинка отлагались из рассолов с повышенным количеством солей - 17-27%, представленных преимущественно галогенидами  $Na$ ,  $K$ ,  $NH_4$ . Присутствие свинца и цинка в растворенном состоянии не совместимо со значительным окислением флюидов и их смешением с морской водой. Пириты накапливались чаще из менее концентрированных рассолов - 3-20%. Сульфаты  $Ca$  и  $Mg$  присутствовали в них либо в таких же, либо в преобладающих количествах по сравнению с галогенидами щелочных металлов. Железо могло находиться в растворенном состоянии при существенном окислении флюидов и их смешении с морской водой. При гидротермально-осадочном рудоотложении сульфиды цветных металлов выпадали ближе к местам излияния гидротерм, тогда как пирит давал ореолы рассеянной минерализации по периферии.

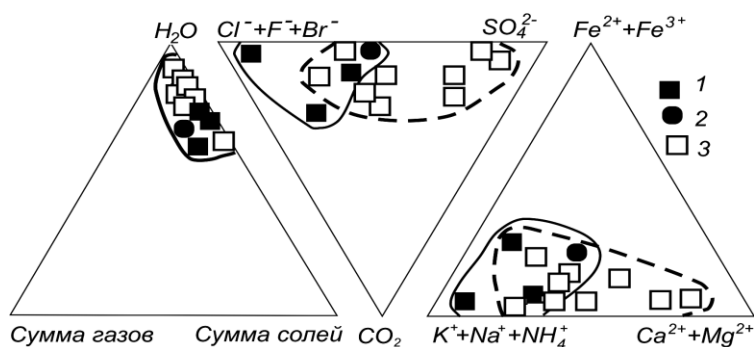


Рис. 3.4. Соотношения химических компонентов рассолов во включениях минералов гидротермально-осадочных руд: 1 - галенит-сфалеритовых, 2 - галенит-сфалерит-пиритовых и сфалерит-пиритовых, 3 - существенно пиритовых

Из районов с современным гидротермально-осадочным рудообразованием наиболее близкие условия к изученным рудным объектам наблюдаются в глубоководных впадинах Красного моря. Здесь руды цветных металлов и железа накапливаются при 104-40°C из рассолов, содержащих около 25%  $NaCl$  [Крейг, 1974; Bignell, 1976]. Отличие заключено в относительной мелководности бассейнов и постоянном значительном присутствии  $H_2S$  в исходных гидротермах и рассолах, отложивших сульфидные руды на месторождениях Казахстана. Значительное окисление растворов привело к сильному изменению первоначального химического состава гидротерм.

Температуры гидротерм, изливающихся на морское дно на больших глубинах в районах Галапагосского рифта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, более высокие [Spiess e.a., 1980; Corliss e.a., 1979]. Около выходов они составляют 410-350°C, здесь образуются конусы сплошных руд, сложенных сфалеритом, пиритом, халькопиритом и другими сульфидами в ассоциации с ангидритом, гипсом, баритом, аморфными гидроокислами железа и кремния. Более холодные растворы отлагают только барит и аморфный кремнезем с глобулями пирита. По аналогии с этими районами можно полагать, что кремнистый и карбонатный материал гидротермально-осадочных руд на изученных месторождениях Казахстана мог поставляться рудоносными гидротермами.

Флюидные включения в прозрачных минералах (ангидрите, гипсе, барите) из современных сульфидных гидротермально-осадочных руд **типично** газожидкие (при комнатной температуре содержат жидкость и газовый пузырек), редко в них отмечаются кристаллики твердой фазы [Бортников и др., 2004]. Концентрация солей во включениях редко превышает 8,5%, максимум 26 мас. % экв.  $NaCl$ . Гомогенизация включений происходила в интервале температур от 102 до 398°C. Эти данные еще раз убедительно подтверждают, что растворы во флюидных включениях отражают физико-химические условия, в которых формировались гидротермально-осадочные руды.

## ОБРАЗОВАНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ

Как справедливо отмечают Г.П.Зарайский и др. [1981], большинство опубликованных данных по температурам и составам растворов, производимых околорудные изменения вмещающих пород, относятся к жильным минералам, возникшим в поздние стадии гидротермального периода. Они не характеризуют сам процесс метасоматоза. Мелкозернистость метасоматитов и крайне малые размеры включений не позволили эффективно использовать методы индивидуального изучения включений. Разработанный нами комплекс приемов работы восполняет этот пробел.

На изученных месторождениях распространены разнообразные метасоматиты. Судя по температурам, фазовым соотношениям во включениях и плотностям растворов, ранние и высокотемпературные метасоматиты образовались при воздействии пневматолитовых растворов. По мере понижения температуры они сменялись газо-гидротермальными и гидротермальными. Поздние прожилки среди метасоматитов и руд образовались с участием низкотемпературных гидротерм, переходящих в конце процесса в слабо нагретые водные растворы.

### **Образование метасоматитов при участии пневматолитовых растворов**

Пневматолитовый характер флюидов зафиксирован на многих рудных объектах. На колчеданных месторождениях Рудного Алтая они проявились при аутометасоматическом преобразовании субвулканических тел порфиров и порфириров -

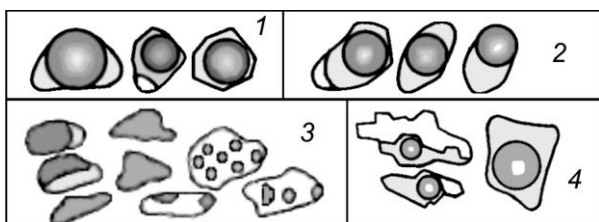


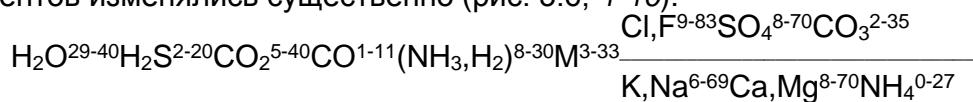
Рис. 3.5. Примеры флюидных включений в минералах метасоматитов, сформировавшихся при участии пневматолитовых растворов: 1-2 – Алайгыр, кварц (1) и альбит (2) из ранних метасоматитов по эффузивам, включения газо-жидкие с большими объемами назовых пузырьков, иногда с кристалликами твердых фаз; 3 – Гульшад, мраморы, гранатовые и пироксеновые скарны в экзоконтактной зоне интрузий; двухфазные включения - углекислота и водный раствор, редко в них присутствуют твердые фазы [вначале наблюдений под микроскопом в углекислоте присутствуют газовые пузырьки, которые быстро гомогенизируются за счет нагрева от осветителя]; встречаются существенно газовые включения, на стенках которых присутствуют капельки водного раствора; 4 – Саяк, пироксен-гранатовые скарны внутри гранодиоритов; включения с переменными количествами водного раствора, углекислоты и твердой фазы

возникли метасоматиты близкие к пропилитам (с образованием альбита, кварца, хлорита, эпидота, карбонатов и пирита). На свинцовом месторождении Алайгыр с ними связаны в ранние периоды окварцевание и альбитизация кислых вулканитов. На свинцово-цинковых и медных контактово-метасоматических месторождениях Акчагыл, Гульшад и Саяк они участвовали при образовании мраморов и скарнов. На медно-порфировых месторождениях Айдарлы, Актогай и Бозшаколь ими сформированы ранние калишпатизированные и биотитизированные породы.

Включения в минералах газо-жидкие с объемами пузырьков до 70-90%, водно-углекислотные, газовые с капельками водного раствора, редко с кристалликами твердых фаз (рис. 3,5).

При аутометасоматозе субвулканических порфиров и порфириров на Рудном Алтае (флюид-порфировых комплексов, по Г.Ф.Яковлеву и др., 1973) температуры составляли примерно 680-490°C. Во

флюидах преобладали газы при меньшем участии воды и солей. Содержания компонентов изменялись существенно (рис. 3.6, 1-10):



При окварцевании пород в растворах присутствовало до 4%  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ . Из диаграмм на рис. 3.7 следует, что эти флюиды представляли углекислотно-сероводородно-водные растворы, иногда со значительными количествами аммиака. Среди солей в них

преобладали хлориды и сульфаты щелочных металлов, при образовании хлоритов и карбонатов - галогениды Ca и Mg.

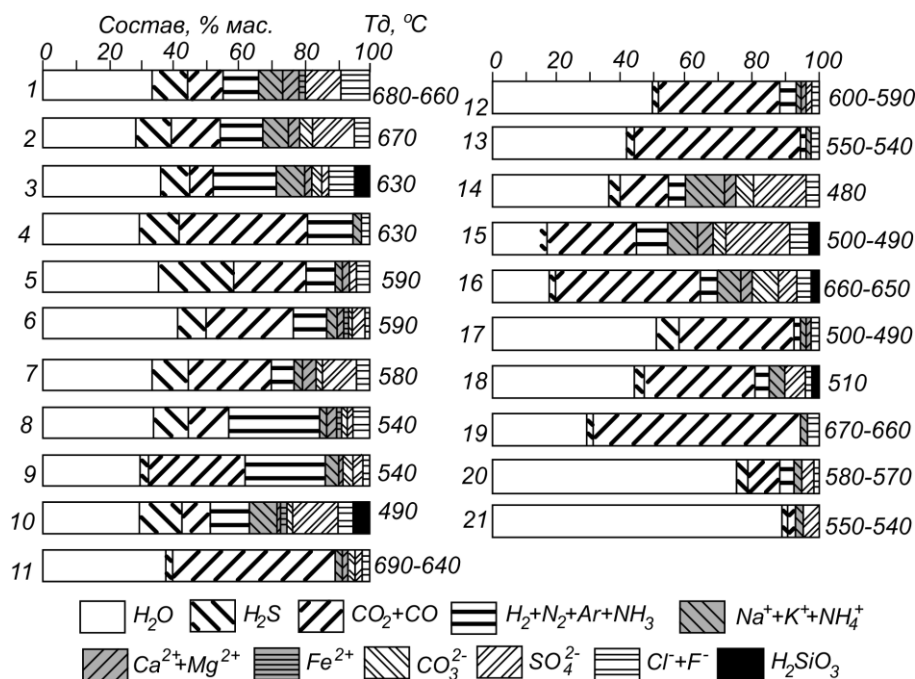


Рис. 3.6. Примеры пневматолитовых растворов во включениях минералов метасоматитов: 1-10 - изменения типа пропилитизации на месторождениях Рудного Алтая: 1-6 и 10 - окварцованные и пиритизированные порфиры, 7 - окварцованный и карбонатизированный порфир, 8 - эпидотизированная порода по порфириду, 9 - эпидот-хлоритовая порода по порфириду; 11-13 - контактово-метасоматические образования месторождениях Акчагыл и Гульшад: 11 - мрамор, 12 - гранатовый и 13 - пироксеновый скарны; 14-16 - скарны Саякой группы месторождений: 14, 15 - гранатовые, 16 - волластонитовый; 17-19 - изменения магматических пород на Актогае: 17 - биотитизация, 18 - калишпатизация, 19 - турмалинизация; 20-21 - изменение кислых вулканитов на Алайгыре, ранние окварцевание (20) и альбитизация (21)

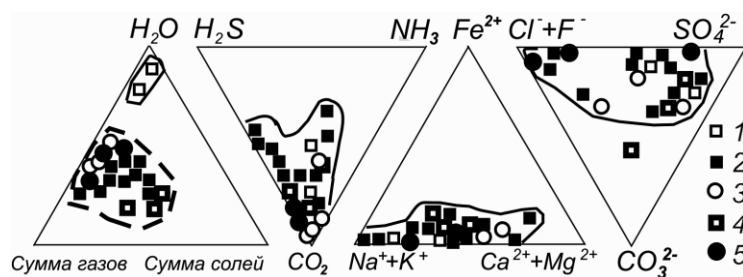
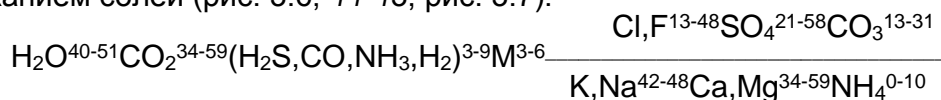


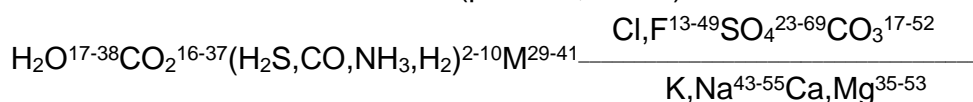
Рис. 3.7. Соотношения химических компонентов пневматолитовых растворов во включениях минералов метасоматитов: 1 - ранние кварц и альбит Алайгыра, 2 - изменения типа пропилитизации на месторождениях Рудного Алтая, 3 - мрамора и скарны Акчагыла и Гульшада, 4 - скарны Саяка, 5 - биотит, калишпат и турмалин Актогая

Мраморы, гранатовые и пироксеновые скарны по контактам карбонатных и силикатных пород на Акчагыле и Гульшаде формировались при температурах 700-540°C. Процесс происходил при участии водно-углекислотных растворов с малым содержанием солей (рис. 3.6, 11-13; рис. 3.7):

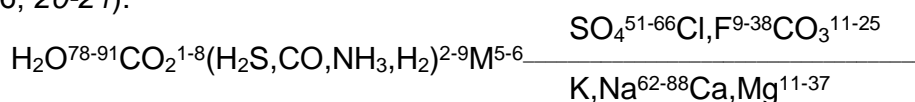


В солевом составе этих растворов отмечаются близкие количества галогенидов, сульфатов и карбонатов щелочных и щелочноземельных металлов. Вероятно, эти растворы представляли высокотемпературные пневматолитовые фазы, отделявшиеся от магмы при ее охлаждении и кристаллизации.

На медных месторождениях Саякской группы при образовании скарнов во флюидах повышено количество солей (рис. 3.6, 14-16):

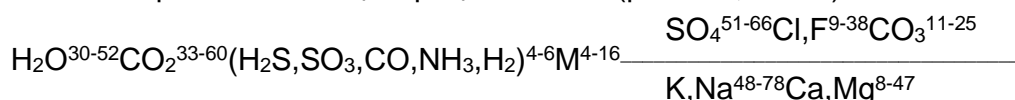


На Алайгyre с пневматолитовым процессом связана частичная перекристаллизация риолитовых порфиров с образованием кварца и альбита при 580-540°C. Флюиды представляли водные растворы с малыми количествами газов и солей (рис. 3.6, 20-21):



Из формулы и тройных диаграмм видно, что в химическом составе растворов преобладали  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , сульфаты и галогениды  $\text{K}$  и  $\text{Na}$ .

На медно-порфировых месторождениях с участием пневматолитовых растворов происходили биотитизация и калишпатизация пород, а также образования турмалинового цемента эксплозивных брекчий. Растворы во всех случаях были водно-углекислотными при низких концентрациях солей (рис. 3.6, 17-19):



Температурная область существования пневматолитовых растворов составляет 700-500°C. Они чаще представляли слабоминерализованные водно-углекислотные флюиды с плотностью 0,1-0,2 г/см<sup>3</sup>. В единичных случаях во флюидных включениях этих минералов присутствовало до 40% солей. Экспериментальные данные Ю.В.Алехина и др. [1986] свидетельствуют о высокой химической активности и существенной растворимости трудноретучих соединений в газопаровых смесях плотностью 0,01-0,1 г/см<sup>3</sup>. Это обусловило создание этими растворами мощных зон мраморов, скарнов, скарноидов, пропилитов и пр. Пневматолитовые флюиды при повышенными концентрациями солей были гетерогенными, в них мог существовать в качестве самостоятельной фазы водно-солевой расплав. Это подтверждают оптические наблюдения. Для них характерны резкие изменение соотношений водного раствора, жидкого  $\text{CO}_2$ , газовой и кристаллической фаз (рис. 3.5). E.Roedder e.a. [1968] высказали предположение о том, что при кристаллизации силикатных расплавов возможно

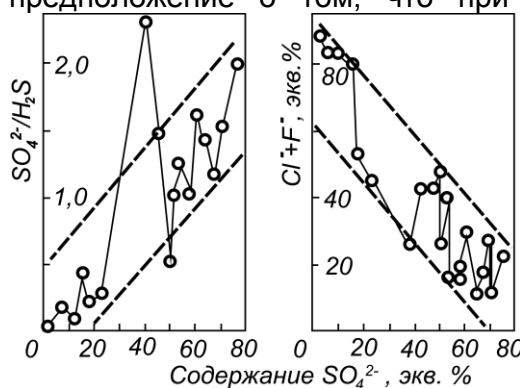


Рис. 3.8. Корреляционные зависимости компонентов пневматолитовых растворов, сформировавшихся

отделение водно-солевого флюида, который затем разделялся на жидкую, богатую солями и газовую фазы.

Среди химических компонентов пневматолитовых растворов корреляционные связи установлены только для  $\text{SO}_4^{2-}$  (рис. 3.8). Его концентрации изменяются пропорционально окисленности флюида - растут с увеличением отношения  $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$  и обратно пропорциональны содержаниям галоидов. Это свидетельствует о том, что  $\text{SO}_4^{2-}$  возник за счет окисления  $\text{H}_2\text{S}$ , а хлор и фтор

поступали из магматических очагов. Все остальные компоненты изменяют свои содержания вне связи между собой, а также с температурой и общим содержанием солей

Величина окислительно-восстановительного потенциала пневматолитовых флюидов изменялась существенно. При образовании мраморов, скарнов, биотит-кварцевых и кварцевых метасоматитов, лишенных сульфидной минерализации, обстановка была окислительной -  $\Delta E$  составляло от +0,004 до +0,035. При образовании пропилитов и других метасоматитов с пиритом преобладали восстановительные флюиды -  $\Delta E$  от -0,025 до 0,00.

Пневматолитовые растворы на изученных месторождениях возникали в связи с дегазацией магматических расплавов. Так как они имели малую плотность, то не могли

осуществлять заметного массопереноса. Новообразования обусловлены перекристаллизацией и частичным переотложением вещества пород, а также их взаимодействием за счет диффузионной подвижности компонентов (создание зон скарнов по контакту карбонатных и силикатных пород). Сульфидная минерализация, связанная с этим процессом, представлена пиритовой вкрапленностью, возникшей при высвобождении железа в период переработки темноцветных минералов.

### Образование гидротермальных метасоматитов

Включения в минералах гидротермально-метасоматических пород газожиidкие, с жидким  $CO_2$ , редко в них присутствуют кристаллические твердой фазы (рис. 3.9).

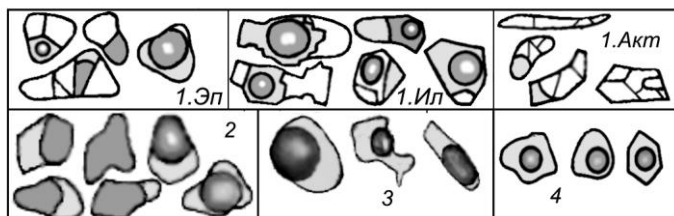
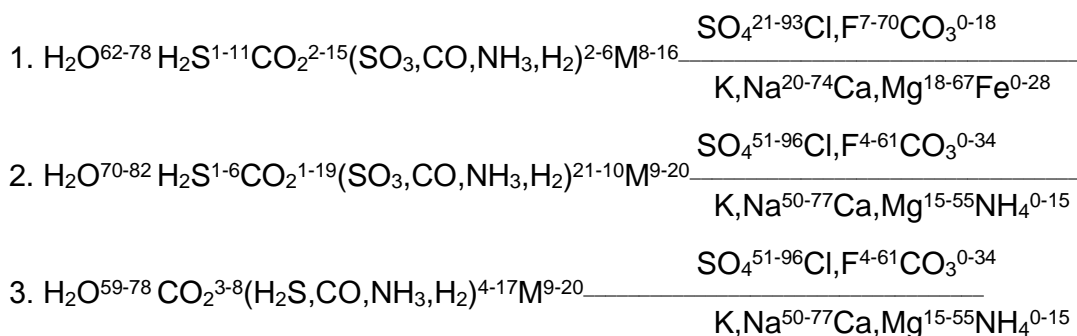


Рис. 3.9. Примеры флюидных включений в минералах гидротермальных метасоматитов: 1 – Саяк, газо-водно-солевые флюиды во включениях минералов эпидот-актинолитовых метасоматитов, *Эп* - эпидот, *Ил* – ильваит, *Акт* - актинолит; 2 – Гульшад, газо-гидротермальный флюид во включениях в минералах кварц-пироксенового метасоматита; 3 – Майкаин, гидротермальный флюид во включениях минералов серицит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов; 4 – Алайгыр, гидротермальный флюид в минералах кварц-серицитовых и серицитовых метасоматитов

Кислотные метасоматиты развиты по магматическим породам на Майкаине, Алайгыре, Актогае, Бозшаколе, Айдарлах, на месторождениях Рудного Алтая. Среди них можно выделить три разновидности: 1) кварцевые, кварц-серицитовые и серицитовые; 2) метасоматиты с хлоритом (хлорит-серицит-кварцевые, серицит-хлоритовые и хлоритовые); 3) метасоматиты с карбонатами (карбонатно-серицитовые, карбонатно-хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-карбонатные, кварц-карбонатные и др.). В небольших количествах в них постоянно присутствует пирит. Образовались эти разновидности метасоматитов при  $500-300^\circ C$  с участием существенно водных растворов с повышенным содержанием газов и солей (номера формул составов флюидов соответственно номерам выделенных метасоматитов):



Из формул и рис. 3.10 трудно установить какие-либо закономерности в химическом составе растворов. Единственное отличие заключается в постоянном присутствии  $SO_4^{2-}$  (до 6%) в растворах, сформировавших бескарбонатные минеральные ассоциации. На диаграммах рис. 3.11 растворы кислотных метасоматитов сгруппировались в области с повышенным содержанием воды при близких концентрациях газов и солей. При образовании кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов в растворах были близкие количества  $H_2S+SO_4^{2-}$  и  $CO_2+CO$ , постоянно присутствовали хлориты и сульфаты, реже карбонаты щелочных металлов. В растворах, сформировавших карбонатсодержащие метасоматиты, преобладали  $CO_2$ ,  $CO$ , карбонаты и сульфаты *Ca* и *Mg*. Во всех случаях в заметных количествах присутствует аммиак.

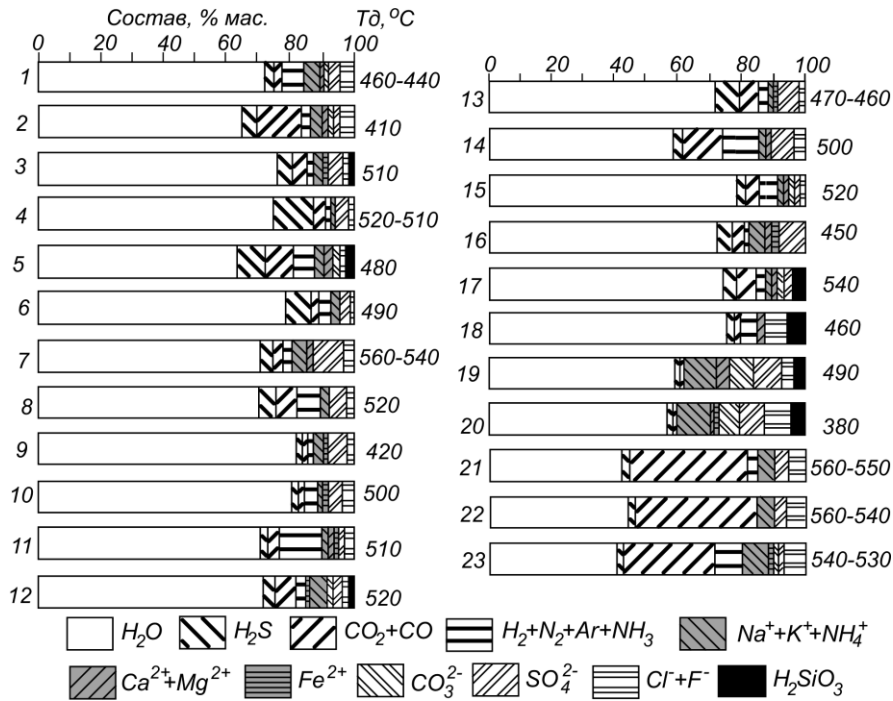


Рис. 3.10. Примеры гидротермальных растворов во включениях минералов метасоматитов: 1-13 – кислотные метасоматиты: 1-6 - кварцевые, кварц-серицитовые и серицитовые, 7-13 - метасоматиты с хлоритом, 14-18 - метасоматиты с карбонатами; 19-20 - щелочные метасоматиты; 21-23 - метасоматиты по скарнам

Щелочные метасоматиты Жайрема (хлорит-кальцит-калишпатовые и кварц-кальцит-альбитовые) возникли при 490-360°C из гидротермальных растворов с малым участием газов при повышенном содержании солей:

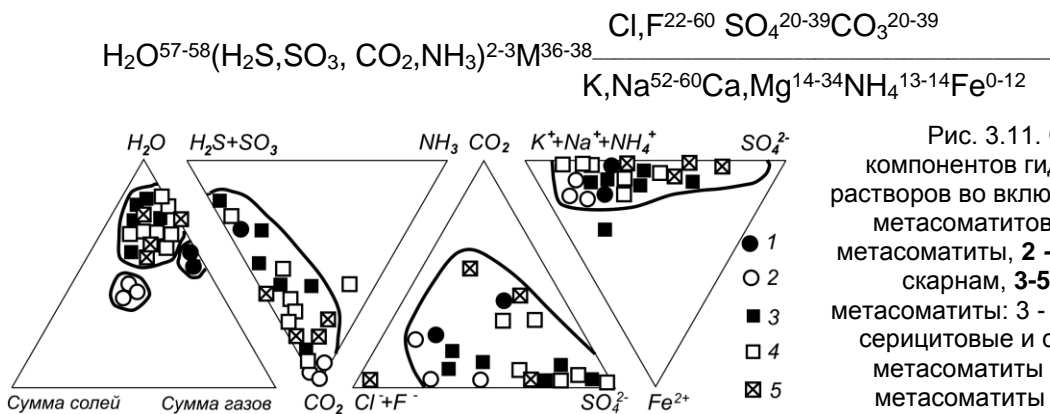
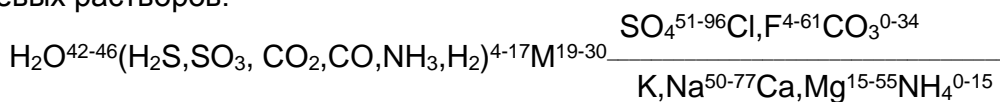


Рис. 3.11. Соотношения компонентов гидротермальных растворов во включениях минералов метасоматитов: 1 - щелочные метасоматиты, 2 - метасоматиты по скарнам, 3-5 - кислотные метасоматиты: 3 - кварцевые, кварц-серицитовые и серицитовые, 4 - метасоматиты с хлоритом, 5 - метасоматиты с карбонатами

На Акчагыле, Гульшаде и Саяке с гидротермальной деятельностью связано образование кварц-пироксеновых, эпидот-актинолитовых, калишпат-аксинитовых и других метасоматитов при 560-360°C с участием углекислотно-водных хлоридно-натриевых растворов:



Как в пневматолитовых, так и в гидротермальных растворах величина  $\text{SO}_4^{2-}$  изменяется пропорционально значению  $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$  и дает обратную связь с галоидами. Если галогениды были исходными в глубинных растворах, то  $\text{SO}_4^{2-}$  возник при окислении  $\text{H}_2\text{S}$ . Количество сульфатов в растворах часто более высокое, чем галоидов. В них накапливаются щелочные металлы (дают положительную связь с  $\text{SO}_4^{2-}$ ), тогда как Ca и Mg устойчивы в хлоридных растворах - обладают обратной связью с  $\text{SO}_4^{2-}$  и прямой связью с суммой Cl и F. В таких условиях возможно выделение сульфатных минералов. Ангидрит установлен только на глубоких горизонтах Орловского месторождения. Как



отмечает Ю.М.Столяров [1980], установивший широкое распространение этого минерала на медно-порфировых месторождениях, ангидрит легко растворяется вблизи поверхности и сохраняется только на большой глубине.

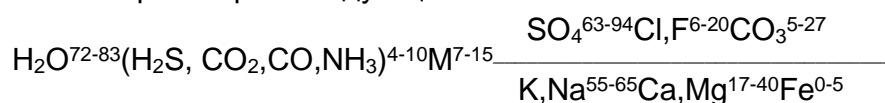
Гидротермальный метасоматоз происходил преимущественно в переходной обстановке от восстановительной к окислительной - ΔE чаще ближе к 0,00, максимально отклоняясь в положительную и отрицательную стороны на 0,010. Плотность растворов изменялась чаще от 0,4 до 0,7 г/см<sup>3</sup>. Наиболее интенсивно метасоматоз проявлен при 500-400°C. В этом процессе участвовали как жидкие гидротермальные, так и гетерогенные газо-гидротермальные водно-углекислотные растворы. Характер изменений обусловлен типом пород и составом флюидов, а масштаб преобразований часто определялся насыщенностью растворов солями. Чем менее концентрированными были растворы, тем большие объемы кислотных метасоматитов возникали при их воздействии.

Литературные сведения по условиям образования кислотных метасоматитов, а также экспериментальные материалы по минеральным равновесиям систематизированы Г.П.Зарайским и др. [1981]. Результаты наших исследований не противоречат этим данным. Получена и дополнительная информация. Установлена высокая температура образования начальных минеральных ассоциаций - до 550°C. В растворах постоянно присутствовал аммиак среди газовой фазы и аммоний в составе солей, довольно высокие концентрации CO<sub>2</sub>. Роль этих компонентов в кислотном метасоматозе пока не совсем ясна. Для них также характерны SO<sub>3</sub> в газовой фазе и сульфат-ион в солевой, которые возникли в результате окисления сероводорода. Кислый состав растворов в этот период минералообразования обусловлен не только HCl, как это принято считать, но и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

#### **Образование поздних прожилков из гидротермальных и слабо нагретых водных растворов.**

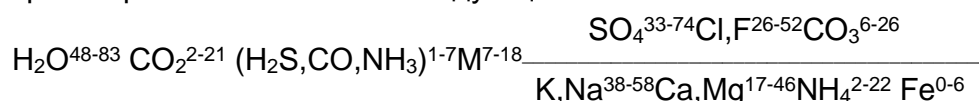
Третья разновидность минеральных образований, которую создают гидротермальные флюиды при их дальнейшем охлаждении, составляют разнообразные прожилки, которые формируются после метасоматического преобразования пород и после отложения основной массы руд.

На Алайгыре прожилки имеют пирит-серицитовый, карбонатный и баритовый состав, возникли относительно высоких температурах - соответственно при 450, 420-360 и 310-260°C из растворов следующего состава:



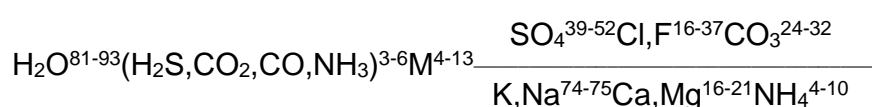
С понижением температуры в составе растворов уменьшалось количество газов и росло содержание солей.

На контактово-метасоматических месторождениях - Гульшаде, Акчагыле и Саяке, возникли кварцевые, кварц-кальцитовые и кварц-флюоритовые прожилки - при 440-150°C, существенно кальцитовые – при 380-90°C, и кальцит-цеолитовые – при 90-50°C. Состав растворов во включениях следующий:



Большое количество CO<sub>2</sub> обусловлено его наследованием из ранних флюидов, которые участвовали в образовании метасоматитов.

На медно-порфировых месторождениях кварц-кальцитовые, кальцитовые и цеолитовые прожилки возникли при 230-70°C из существенно водных растворов:



Как видно, при образовании поздних прожилков участвовали гидротермальные и слабо нагретые водные растворы с невысокой концентрацией солей и газов. Химический состав их был аналогичным флюидам, сформировавшим метасоматиты и руды при несколько большем участии сульфатов и карбонатов. Плотность растворов была высокой - 0,7-1,1 г/см<sup>3</sup>. Судя по  $\Delta pH$ , они были близнеутральными, редко щелочными ( $\Delta pH$  чаще около +0,4, достигая иногда +2,0). Окислительно-восстановительные условия были переходными:  $\Delta E$  изменялось от -0,004 до +0,004, в единичных случаях до +0,012. Эти поздние растворы не производили сколько-либо заметных метасоматических преобразований породы переотложения руд. Они растворяли их и обогащались компонентами пород и руд, а затем отлагали свою минеральную нагрузку в трещинах, по которым циркулировали.

### ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЖИЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

#### Гидротермально-метасоматическое рудоотложение.

В метасоматитах часто присутствует вкрапленная пиритовая минерализация с повышенными содержаниями меди, свинца и цинка. Промышленных концентраций рудные минералы в них достигают только в тех случаях, когда процесс гидротермальных изменений был длительным, постепенно развивался от высоких температур до низких, выражался в закономерной смене минеральных ассоциаций.

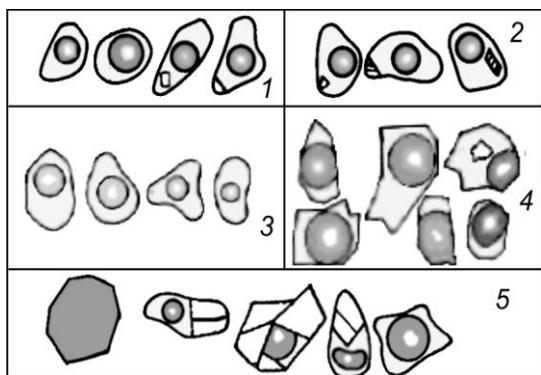
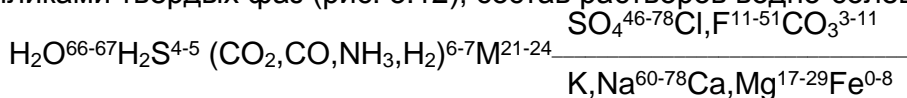


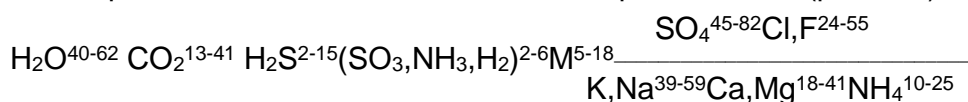
Рис. 3.12. Примеры флюидных включений в минералах гидротермально-метасоматических рудных ассоциаций: 1-2 – Алайгыр, газожидкие включения в галенит-кварц-серицитовой (1) и галенит-кварц-альбитовой ассоциациях; 3 – Жайрем, газожидкие включения в галенит-сфалерит-кварцевой ассоциации; 4 – Акчагыл, газожидкие включения углекислотно-водного состава в сфалерит-халькопиритовой и галенит-сфалеритовой ассоциациях; 5 – Саяк, медно-порфировое оруденение, углекислотные и углекислотно-водные включения с большим количеством твердых кристаллических фаз в молибденит-халькопирит-борнитовой ассоциации

Флюидные включения в жильных минералах гидротермально-метасоматических руд газожидкие, выполнены водно-солевым раствором. Довольно часто в них присутствует фаза жидкой углекислоты, реже твердые кристаллические вещества (рис. 3.12).

На Алайгыре этот процесс, начавшийся в пневматолитовых условиях перекристаллизацией риолитовых порфиров при 580-540°C, постепенно перешел в гидротермальный при 520-450°C с образованием кварц-серицитовых и кварц-хлорит-карбонатных метасоматитов. Затем при 490-470°C возникли рудные ассоциации - галенит-кварц-серицитовая и галенит-альбит-кварцевая. Флюидные включения в минералах рудных минеральных ассоциаций газожидкие, иногда с мелкими кристалликами твердых фаз (рис. 3.12), состав растворов водно-солевой (рис. 3.13, 1-2):



Медно-порфировому оруденению на Актогае и Бозшаколе предшествовали высокотемпературные биотитизация и калишпатизация пород. Медные руды отлагались одновременно с пренит-кварцевыми метасоматитами при 570-370°C из растворов с высокие содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  и низкие концентрации солей (рис. 3-8):



Во включениях компоненты этих растворов распределены неравномерно. Имеются обособленные включения водного раствора (типичные газожидкие), водно-солевого расплава (с большим количеством твердых кристаллических фаз) и жидкой углекислоты (гомогенные жидкие включения, рис. 3.12, 5). В период минералообразования это были гетерогенные флюиды, состоявшие из этих обособленных фаз.

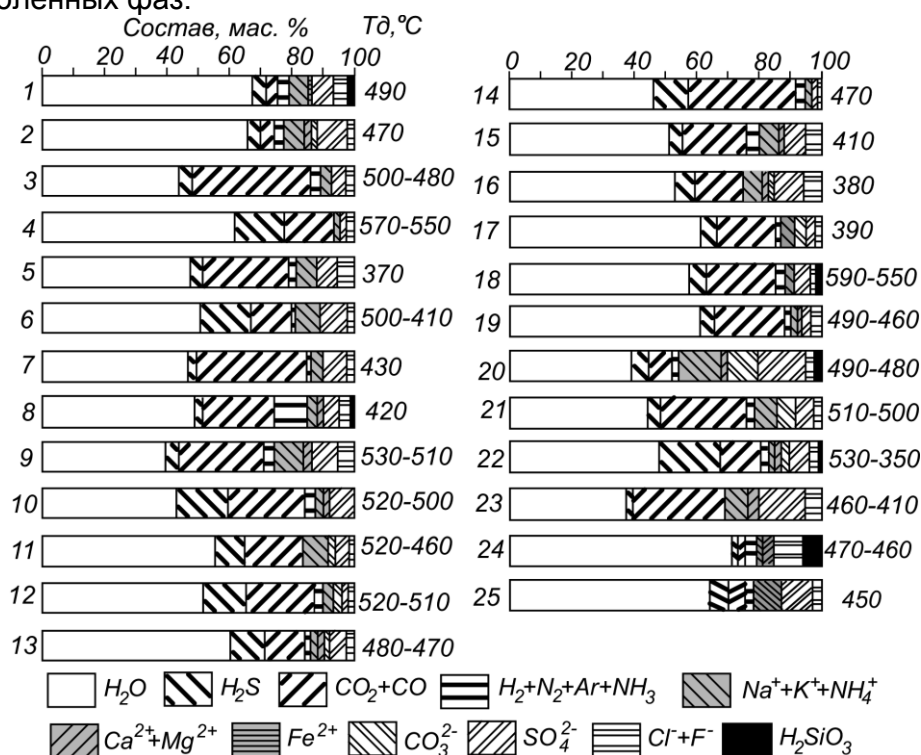
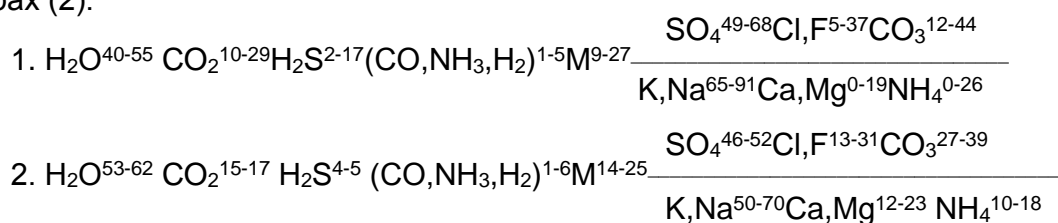


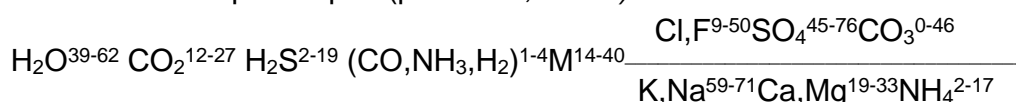
Рис. 3.13. Примеры растворов во включениях минералов гидротермально-метасоматических руд. 1-2 - Алайгыр, 1 - галенит-кварц-серицитовая и 2 - галенит-альбит-кварцевая ассоциации; 3-5 - Актогай, ассоциации: 3 - кварц-пренит-халькопиритовая, 4 - кварц-серицит-халькопиритовая, 5 - кварц-мусковит-молибденитовая; 6-8 - Саяк, медно-порфировое оруденение: 6-7 - халькопирит, 8 - борнит; 9-17 - Акчагыл и Гульшад, оруденение в скарнах: 9 – молибденит-арсенопиритовая ассоциация; 10-11 - халькопирит-сфалеритовая ассоциация; ; 12-14 - свинцово-цинковая ассоциация в скарнах, галенит со сфалеритом (12 и 14) и пирит (13); 15-17 – галенит-сфалеритовая ассоциация в мраморах, сфалерит (15), галенит (16), пирит (17); 18-23 - Саяк, оруденение в скарнах: арсенопирит (18), пирит-пирротинный агрегат (19), молибденит (20), халькопирит (21), борнит (22) и галенит (23); 24-25 – Жайрем, 24 – сфалерит-карбонатно-альбит-кварцевая и 25 - галенит-сфалерит-кварцевая ассоциации

В подобных же условиях возникли полиметаллические, свинцово-цинковые и медные прожилково-вкрапленные руды на контактово-метасоматических месторождениях Акчагыл и Гульшад. Здесь высокотемпературный пневматолитовый процесс образования мраморов и скарнов сменился гидротермальным при формировании метасоматитов и рудных ассоциаций. Они возникли в следующей последовательности: молибденит-арсенопиритовая - при 530-510°C, сфалерит-халькопиритовая - при 520-460°C, галенит-сфалеритовая - при 520-470°C при наложении на скарны, и при 410-380°C на удалении от интрузий в кристаллических мраморах. Так как минералообразование проходило в метаморфизованных карбонатных породах, то в составе растворов наряду с  $H_2S$  в значительных количествах присутствовал  $CO_2$ . Химического состава флюидов соответственно для оруденения в скарнах (1) и в мраморах (2):



С понижением температуры в составе флюидов увеличивалось количество воды, уменьшалось содержание  $CO_2$ , концентрации солей и их компонентный состав изменялись незначительно (рис. 3.13, 9-16). Состав растворов во многом подобен флюидам медно-порфировых руд. Однако меньшее участие углекислоты обусловило в период минералообразования гомогенный характер флюида – во включениях сравнительно равномерно распределены фазы водно-солевого раствора и жидкой углекислоты (округлых обособлений в водном растворе, рис. 3.12, 4). При наблюдениях под микроскопом вначале в ней присутствует газовый пузырек, который довольно быстро гомогенизируется за счет нагрева от осветителя.

Образование предрудных метасоматитов и отложение рудных минералов среди скарнов на месторождениях Саянской группы охватывает примерно тот же интервал температур. Медная и свинцово-цинковая минерализация возникли при  $500-370^\circ C$  с участием аналогичных растворов (рис. 3.13, 17-18):



На Жайреме гидротермально-метасоматическим путем возникли сфалерит-карбонатно-альбитовая, пирит-кварц-кальцитовая и галенит-сфалерит-кварцевая минеральные ассоциации при температурах  $470-400^\circ C$ . Включения в минералах типичные газожидкие (рис. 3.12, 3), флюиды водно-солевые (рис. 3.13, 14, 15):

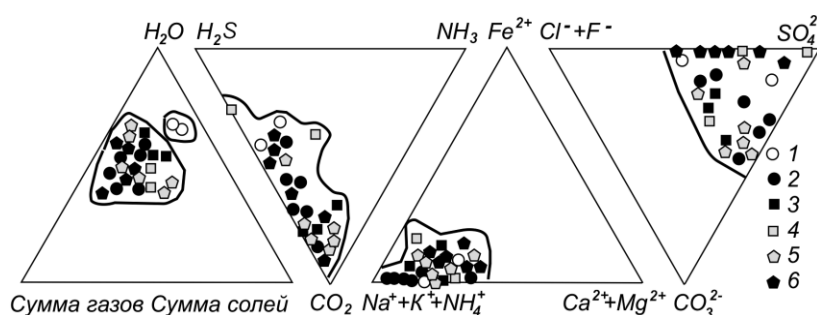
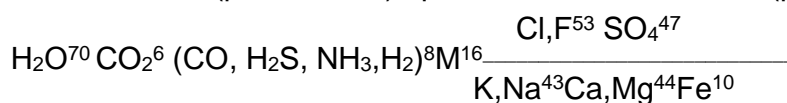


Рис. 3.14. Соотношения компонентов растворов во включениях минералов гидротермально-метасоматических руд: 1 - метасоматиты с галенитом, Алайгыр, 2 - оруденение в скарнах, Акчагыл и Гульшад, 3 - оруденение в мраморах, Гульшад; 4 - метасоматические руды Жайрема; 5 - медно-порфировые руды Актогая и Саяка, 6 - оруденение в скарнах Саяка

Из диаграмм (рис. 3.14) видно, что прожилково-вкрапленные гидротермально-метасоматические руды формировались преимущественно из растворов с близкими содержаниями воды и газов при невысоких содержаниях солей. В большинстве случаев они были гетерогенными. При отложении руд в силикатных породах среди газов преобладал  $H_2S$ , при образовании медно-порфирового оруденения -  $H_2S$  и  $CO_2$ . Солевые компоненты в обоих случаях представлены сульфатами и галогенидами  $Na$  и  $K$ . При отложении руд в мраморах и скарнах ведущими были  $CO_2$  часто при довольно высокой роли  $H_2S$ , сульфаты и карбонаты щелочных металлов.

Широкое распространение в растворах сульфатов и карбонатов обусловлено окислением флюидов. Величина отношения  $SO_4^{2-}/H_2S$  изменялась пропорционально содержаниям  $SO_4^{2-}$ , что подтверждает образование сульфат-иона за счет окисления  $H_2S$  (рис. 3.15). Интенсивное взаимодействие растворов с породами затушевывает взаимоотношения между компонентами химического состава флюидов. Установлена только обратная связь галоидов с  $SO_4^{2-}$  и  $CO_3^{2-}$ . Исходными в них были  $H_2S$ ,  $CO_2$  и  $CO$ , хлориды и фториды  $Na$ ,  $K$  и  $NH_4$ ; с их участием осуществлялся перенос металлов. Ведущими причинами изменения первоначального химического состава являлись окисление сероводорода, образование серной кислоты и ее последующие реакции с окружающими породами.

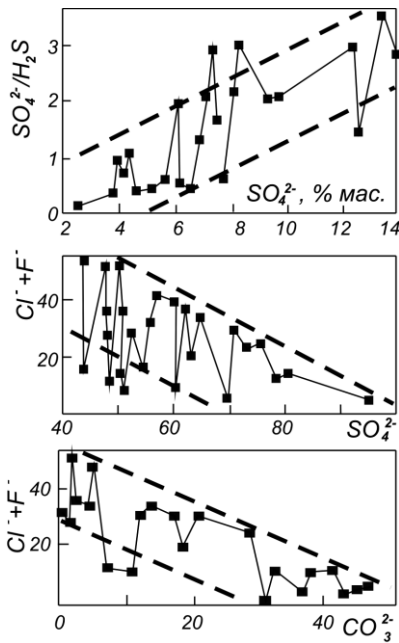


Рис. 3.15. Корреляционные зависимости компонентов растворов во включениях минералов гидротермально-метасоматических руд

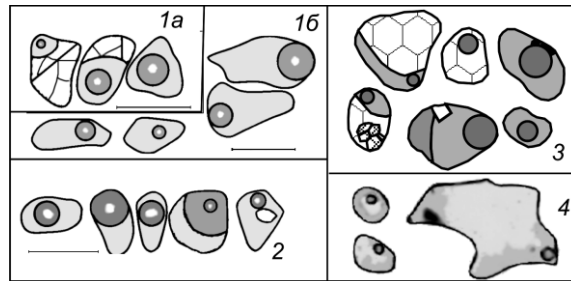


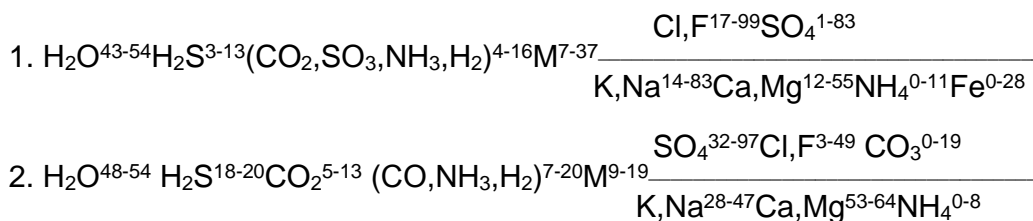
Рис. 3.16. Примеры флюидных включений в минералах жил. 1 – Орловское, кварц-сульфидная жила, а – кварц, возникший синхронно с основной массой сульфидов, газожидкие включения с переменными количествами твердой фазы, б – кварц из поздних прожилков, газожидкие включения водных растворов; 2 – Риддер-Сокольное, кварц из жил крупнокристаллических сульфидов, газожидкие включения с углекислотой и редкими кристалликами твердой фазы; 3 – Жезказган, кварц из жил крупнокристаллических сульфидов, включения водного раствора с жидкой углекислотой и переменным количеством твердых кристаллических фаз; 4 – Миргалимсай, сульфидно-кальцит-баритовые и сульфидно-кварц-кальцитовые жилы, газожидкие включения водных растворов

Характер флюидных включений и химический состав растворов позволяют утверждать, что при метасоматическом рудоотложении флюиды были как гомогенными жидкими, так и гетерогенными газожидкими, имели плотность от 0,4 до 0,8 г/см<sup>3</sup>. Среда была восстановительной - ΔE колебалось преимущественно от -0,010 до -0,020.

Таким образом, гидротермально-метасоматическое рудоотложение на месторождениях меди, свинца и цинка проявляется в интервале высоких температур 530-460°C, при максимальном значении - 570°C, минимальном – 430°C. Редко, только при отложении руд в мраморах на значительном удалении от интрузий, температура понижалась до 390°C. Растворы были сложными газо-водно-солевыми, мас. %: H<sub>2</sub>O – 40-60, максимально 70; H<sub>2</sub>S - 4-10, CO<sub>2</sub> – 10-20. Концентрации солей составляли 9-25%, максимально до 40% (при отложении руд в мраморах). Среди них преобладали сульфаты, хлориды и фториды щелочных и щелочноземельных металлы. При рудоотложении в скарнах и мраморах растворы обогащены карбонатами.

**Гидротермальное жильное оруденение.** Эта разновидность оруденения изучена на месторождениях Рудного Алтая, Каратау и Жезказгане.

На колчеданно-полиметаллических месторождениях развиты кварцевые и баритовые жилы с агрегатами сульфидов, которые формировались в самостоятельные рудные периоды при высоких температурах, а также поздние мелкие кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилками с вкраплениями сульфидов, которые завершали рудных процесс как среди массивных сульфидных руд, так и жильных руд. Кварцевые (1) и баритовые (2) жилы возникли при участии высокотемпературных (620-440°C) растворов сложного состава (рис. 3.17, 1-6):



Характер включений показывает, что флюиды могли быть как гомогенными, так гетерогенными, состоящими из самостоятельных фаз газа (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S), водного раствора и водно-солевого расплава (рис. 3.16, 1а, 2).

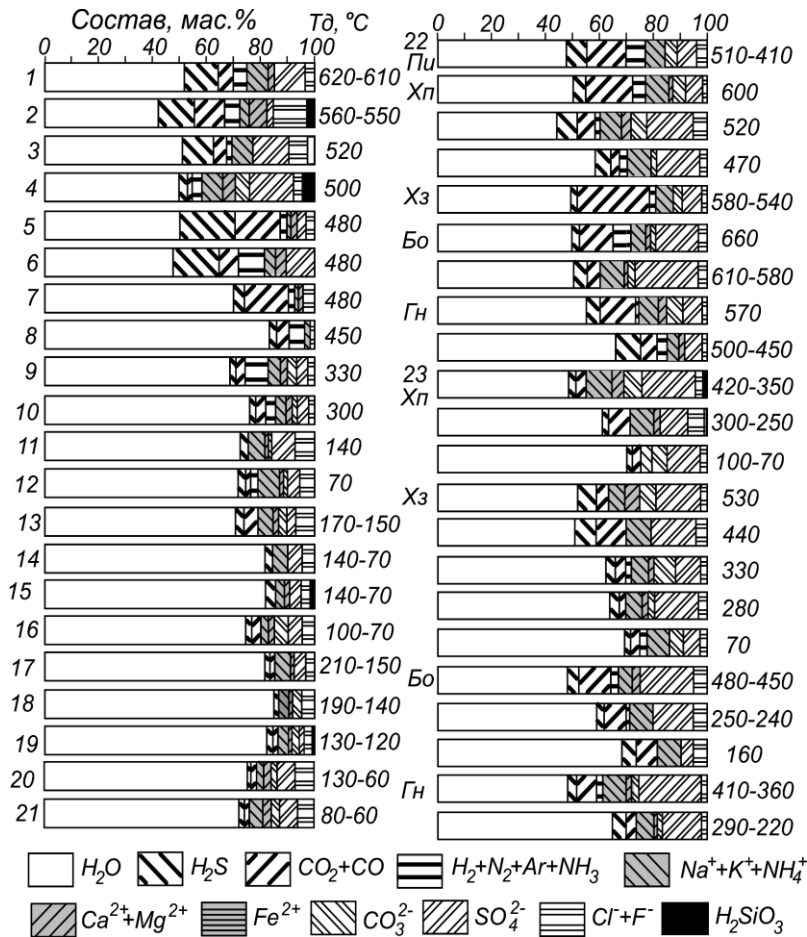
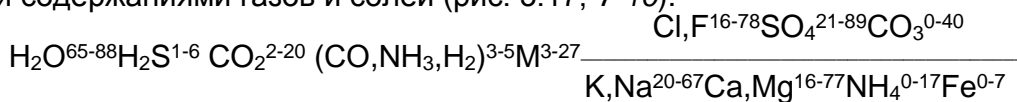


Рис. 3.17. Составы растворов во включениях минералов гидротермальных сульфидсодержащих жил. 1-10 - месторождения Рудного Алтая: 1-4 - кварцевые и 5-6 - баритовые жилы с агрегатами сульфидов, 7-10 - кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки с вкраплениями сульфидов; 11-13 - Ачисай, сульфидные жилы выполнения; 14-21 - Миргалимсай, 14-16 - сульфидно-карбонатно-баритовые тела, жилы и прожилки, 17-21 - сульфидно-кварц-карбонатные жилы и прожилки; 22-23 - Жезказган: 22 - крупнокристаллические обособления сульфидов в трещинах, 23 - карбонатно-сульфидные жилы; *Пи* - пирит, *Хп* - халькопирит, *Хз* - халькозин, *Бо* - борнит, *Гн* - галенит

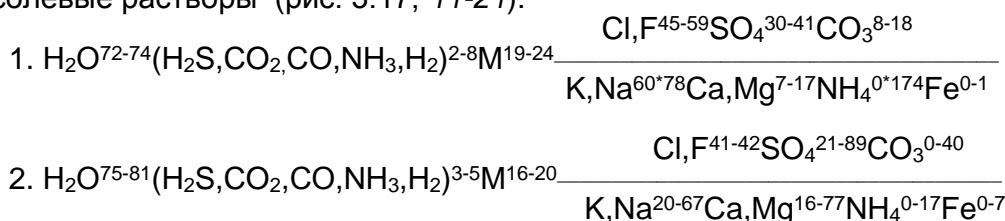
Из тройных диаграмм (рис. 3.18, 1-2) видно, что обе разновидности флюидов имеют близкие количества воды, но при формировании баритовых жил было больше газов и меньше солей, при образовании кварцевых жил содержалось до 5%  $H_2SiO_3$ . В целом это сложные водно-углекислотно-сероводородные растворы хлоридов, фторидов и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов.

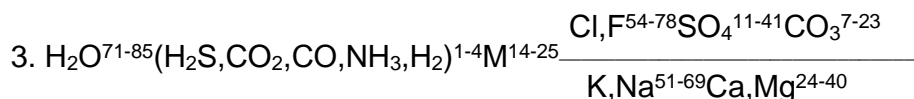
Растворы, отложившие кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с вкраплениями сульфидов, были более низкотемпературными (500-300°C), с более низкими содержаниями газов и солей (рис. 3.17, 7-10):



Среди газов преобладал  $CO_2$ , иногда  $H_2S$  и  $NH_3$ , среди солей - примерно равные количества хлоридов, фторидов и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов (рис. 3.18, 3). Как видно рис. 3.16, (1б), флюидные включения типично газожидкие, что указывает на гомогенный характер растворов.

На месторождениях хр. Каратау сульфидные (1), сульфидно-карбонатно-баритовые (2) и сульфидно-кварц-карбонатные (3) прожилково- жильные руды представляют основную промышленную ценность. Флюидные включения в минералах газожидкие с малым газовым пузырьком (рис. 3.16, 4). Температура минералообразования преимущественно 160-70°C. По химическому составу это были водно-солевые растворы (рис. 3.17, 11-21):





В растворах сульфидных и сульфидно-кварц-карбонатных жил преобладали  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ , галогениды  $\text{Na}$  и  $\text{K}$ , в растворах сульфидно-баритовых жил -  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , хлориды, фториды и сульфаты  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{NH}_4$ . В виду низких температур рудовмещающие карбонатные породы не проявляли химической активности и их компоненты присутствовали в растворах в подчиненных количествах. Плотность растворов составляла 0,8-1,15 г/см<sup>3</sup>.

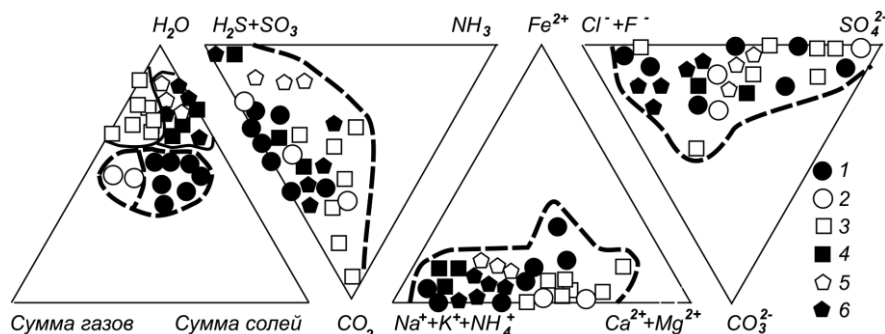


Рис. 3.18. Соотношения компонентов растворов во включениях минералов гидротермальных сульфидсодержащих жил: **1-3** - Рудный Алтай: **1** - кварцевые и **2** - баритовые жилы с агрегатами сульфидов, **3** - кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки с вкраплениями сульфидов, **4-6** - **Каратау**: **4** - сульфидные, **5** - сульфидно-карбонатно-баритовые и **6** - сульфидно-карбонатно-кварцевые жилы и прожилки

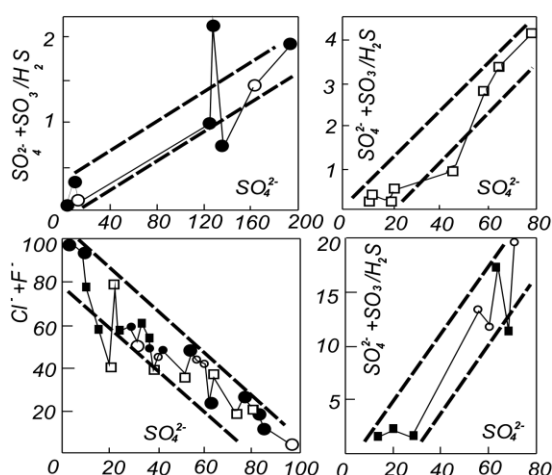


Рис. 3.19. Корреляционные зависимости компонентов растворов во включениях гидротермальных жил выполнения

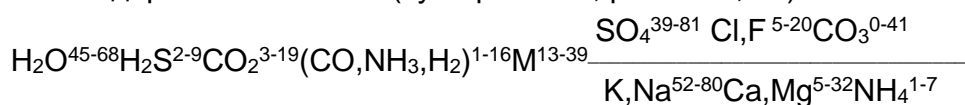
При формировании жил на месторождениях Рудного Алтая условия были восстановительными -  $\Delta E$  в среднем -0,012. На Каратау при образовании прожилково-жильного оруденения окислительно-восстановительная среда была переходной -  $\Delta E$  от -0,001 до +0,007. Судя по величине  $\Delta pH$ , которая изменялась от +0,5 до +2,7, растворы были щелочными. Во всех случаях (за исключением сульфидных жил Ачисая) величина отношения  $\text{SO}_4^{2-} / \text{H}_2\text{S}$  колебалась пропорционально содержаниям  $\text{SO}_4^{2-}$ , которое, в свою очередь, имело обратную связь с  $(\text{Cl} + \text{F}^-)$  (рис. 3.19). Как и в предыдущем случае,  $\text{SO}_4^{2-}$  обязано своим происхождением окислению  $\text{H}_2\text{S}$ , тогда как  $\text{Cl}$  и  $\text{F}^-$  были исходными в рудоносных флюидах. Корреляционные зависимости между

другими компонентами отсутствуют.

На Жезказгане жильное оруденение формировалось несколько иным путем, чем описанные выше случаи. Здесь не было привноса рудного вещества извне. Происходило переотложения в массивных сульфидных руд, сформировавшихся при высоких температурах путем внедрения высококонцентрированных флюидов типа растворов-расплавов. В период охлаждения тонкозернистых руд в закрытых системах трещин при участии остаточных растворов формировались крупнокристаллические обособления сульфидов и более поздние карбонатно-сульфидные прожилки. Процесс более походит на аутометасоматическое или аутометаморфическое преобразование руд.

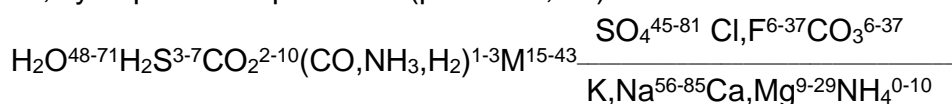
Крупнокристаллические обособления сульфидов (халькопирит, халькозин, борнит, галенит, сфалерит и пирит) на стенках полых трещин возникли при высоких

температурах - 600-450°C. В кварце из этих образований включения представлены водным раствором с жидкой углекислотой и переменным количеством твердых фаз (рис. 3.16, 3). По составу растворы углекислотно-сероводородно-водные с относительно невысокими содержаниями солей (сульфаты *Na*, рис. 3.13, 22):



Положительные связи в растворах имеют ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{NH}_4^+$ ) - ( $\text{Cl} + \text{F}$ ) - ( $\text{CO}_2 + \text{CO}$ ) -  $\text{CO}_3^{2-}$ , которые были исходными в остаточном флюиде;  $\text{SO}_4^{2-}$  с ними дает отрицательную связь, а  $\text{H}_2\text{S}$  не проявляет корреляции ни с одним из компонентов флюида. В то же время  $\text{SO}_4^{2-}$  имеет положительную, а  $\text{H}_2\text{S}$  - отрицательную связь с отношением  $\text{SO}_4^{2-} / \text{H}_2\text{S}$ , что свидетельствует об образовании  $\text{SO}_4^{2-}$  за счет окисления  $\text{H}_2\text{S}$ . Судя по величине  $\Delta E$ , изменяющейся от 0,00 до -0,009, среда минералообразования была переходной от восстановительной к окислительной.

Карбонатно-сульфидные жилы на Жезказгане формировались в интервале температур 500-70°C. Растворы были водно-солевыми с повышенными содержаниями  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$ , сульфатно-натриевыми (рис. 3.13, 23):



Количество воды в растворах возрастало с понижением температуры. В них установлены отрицательные корреляционные связи ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{NH}_4^+$ ) с ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) и  $\text{SO}_4^{2-}$  с  $\text{CO}_3^{2-}$ . Формировались жилы из щелочных растворов ( $\Delta pH$  от +0,9 до +2,8) в переходных окислительно-восстановительных условиях ( $\Delta E$  от -0,004 до +0,004).

Таким образом, гидротермальное жильное рудообразование установлено в четырех типах оруденения. Наиболее высокие температуры были при образовании крупнокристаллических агрегатов сульфидов в полых трещинах на Жезказгане – 600-450°C, и кварцевых и баритовых жилах на месторождениях Рудного Алтая – 620-440°C. В процессе участвовали сложные углекислотно-сероводородно-водные гетерогенные растворы с содержанием 10-40% солей, представленных хлоридами, фторидами и сульфатами щелочных и щелочноземельных металлов.

Следующую разновидность представляют поздние кварц-карбонатно-сульфидные прожилки. Они развиты широко практически на всех изученных месторождениях. Температурный интервал их образования крайне широк – от 480 до 300° С на Рудном Алтае, и от 530 до 70°C на Жезказгане. Формирование их началось еще в период отложения основных медных и колчеданно-полиметаллических руд и продолжалось длительное время до практически полного охлаждения рудной массы. Это и обусловило весьма значительный температурный интервал. В процессе участвовали растворы, которые освобождались при отложении основной массы сульфидов. В обоих случаях они были существенно водными ( $\text{H}_2\text{O}$  50-80%) с повышенным содержанием  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  (в сумме до 20%). Содержания солей в них довольно резко возрастало с понижением температуры и в целом составляло от 3 до 40%. В их составе, наряду с галогенидами щелочных металлов присутствовали часто в преобладающих количествах сульфаты и карбонаты *Ca* и *Mg*.

Рассмотренные выше типы относительно высокотемпературных гидротермальных жильных образований существенного значения в общем балансе руд на месторождениях не имеют. Только сульфидные, сульфидно-баритовые и сульфидно-кварц-карбонатные жилы и жильные тела на месторождениях хр. Каратау представляют самостоятельную промышленную ценность. Формирование их происходило из низкотемпературных (200-70°C) водных ( $\text{H}_2\text{O}$  - 72-85%) растворов с содержанием 2-8% газов (преимущественно  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ ) и 14-25% солей (хлориды, фториды и сульфаты *Na*, *K*,  $\text{NH}_4$ ). В виду низких температур карбонатные породы не проявляли химической активности.



Исходными компонентами флюидов, которые транспортировали рудные элементы при гидротермально-метасоматическом и жильном рудообразовании были  $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ , галогениды  $Na$ ,  $K$  и  $NH_4$ . Вблизи поверхности  $H_2S$  окислялось до  $H_2SO_4$ , которая реагировала с окружающими породами, изменяя первоначальный состав растворов.

Таблица 3.1. Возможные формы переноса серебра, свинца и цинка в гидротермальных растворах

Комплексы	Ag	Pb	Zn	Литературный источник
Хлоридные	$AgCl$ , $AgCl_2$ , $AgCl_3^{2-}$ , $AgCl_4^{3-}$	$PbCl_2$ , $PbCl^+$ , $PbCl_3^-$ , $PbCl_4^{2-}$	$ZnCl_2$ , $ZnCl^+$	Хелгесон, 1967
Хлорацидные	$NaAgCl_2$	$Na_2PbCl_4$	$Na_2ZnCl_4$	Овчинников, 1968
Гидросульфидные	$AgHS$ , $Ag(HS)_2^-$ , $AgS \cdot nH_2S$	$Pb(HS)_2$ , $Pb(HS)_3^-$ , $Pb(HS)^+$ , $PbS \cdot nH_2S$	$Zn(HS)_2$ , $ZnS \cdot nH_2S$	Тредвел и др., 1954; Бартон, 1970, Ходаковский, 1966; Мелентьев и др., 1968
Полисульфидные	$AgS^-$	$[PbS_2]^{2-}$	$[ZnS_2]^{2-}$	Ольшанский и др., 1956
Тиосульфатные и сульфатные	$Ag(S_2O_3)^-$ , $Ag_2(S_2O_3)_4^{6-}$ , $AgSO_4^-$	$Pb(S_2O_3)$	$Zn(S_2O_3)$ , $ZnSO_4$	Бетехтин, 1955; Ольшанский, 1956; Тюрин, 1964*

\* См. дискуссию В.В.Щербины и Н.Г.Тюрина в журнале «Геол. рудных месторожд.», 1964, № 3.

Полученные данные по гидротермально-метасоматическому и гидротермальному жильному оруденения на сульфидных месторождениях согласуются с представлениями многих исследователей о преимущественно сероводородном хлоридно-натриевом составе рудоносных растворов, в которых рудные элементы могли мигрировать в виде комплексных соединений. Возможные формы переноса  $Pb$ ,  $Zn$  и  $Ag$  приведены в табл. 3.1. По мере изменения физико-химических параметров гидротермального флюида может осуществляться эволюция этих форм. По Г.Хелгесону [1967], хлоридные комплексы цветных металлов могут быть широко распространены при температурах, близких к критическим. С понижением температуры в растворах, содержащих сероводород, они должны замениться гидросульфидными и полисульфидными соединениями. По мере повышения окислительно-восстановительного потенциала и окисленности флюидов будут образовываться сульфатные и тиосульфатные комплексы, которые неустойчивы в гидротермальных условиях. Как показали наши исследования, именно в момент возникновения этих соединений при окислении флюида и накоплении в нем значительных количеств сульфатов начинается кристаллизация сульфидов тяжелых металлов при гидротермально-метасоматическом и гидротермальном рудообразовании, а также, как было показано ранее, и при гидротермально-осадочном накоплении рудных минералов.

Наблюдения А.Л.Павлова [1981] за современным рудоотложением в кальдере Узон и Долине Гейзеров на Камчатке позволили установить, что As-Sb-Hg-минерализация возникает в местах смешения глубинных гидротерм с поверхностными водами. Проведенный эксперимент при фиксированной температуре подтвердил, что окисление раствора и связанное с ним повышение кислотности создают наиболее благоприятные условия для осаждения сульфидов из щелочных восстановительных гидротерм.

## Инъекционное образование массивных руд при участии сульфидных растворов-расплавов («рудных магм»)

Одной из проблем теории образования является содержания и формы нахождения в них рудных компонентов во флюидах, особенно в связи с формированием громадных по объемам тел массивных руд. Традиционно основное внимание уделяется гидротермальным растворам. Однако в восстановительных условиях, в которых переносятся сульфидные руды, содержания металлов в них низки. В образовании крупных месторождений должны участвовать гигантские объемы воды, что не подтверждается геологическими наблюдениями. Вторым типом флюидов,

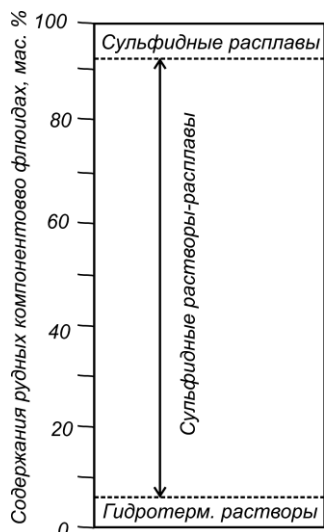


Рис. 3.20. Концентрации рудных компонентов в различных типах природных флюидов, участвовавших в формировании месторождений цветных металлов

существование которых признается в природе, являются сульфидные или сульфидно-силикатные расплавы. С их участием сформированы магматические медно-никелевые месторождения. Концентрации рудных компонентов в них весьма велики и могут достигать 100 %. Область флюидов с промежуточными содержаниями металлов – между растворами и расплавами, долгое время оставалась незаполненной (рис. 3.20). Только во второй половине XX века существование подобных флюидов начало обосновываться как природным геологическим материалом, так и экспериментальным путем. Эти флюиды правильнее именовать сульфидными растворами-расплавами, которые совместно с сульфидными расплавами именовались просто «рудными магмами». Проблема инъекционного образования массивных сульфидных руд до сих пор остается остро дискуссионной. Поэтому в работе ей уделено особое внимание.

Идея рудной магмы зародилась в конце XVIII века, когда Дж. Хеттон высказал представление о том, что сплошные агрегаты сульфидов возникли таким же способом, как и магматические горные породы. Эта идея оказалась весьма живучей, и вот уже четвертое столетия с переменным успехом владеет умами геологов-рудников. В XIX веке она получила максимальное распространение. В упорной борьбе с нептунистами ее развивали исследователи плутонического направления. Их представления до нас дошли в работе Дж.Сперра [1933]. Вначале XX века эту гипотезу поддерживали многие видные геологи.

На Урале в 20-е годы прошлого столетия аналогичной точки зрения на происхождение колчеданных месторождений придерживался А.Н.Заварицкий. В своем «Курсе рудных месторождений» Н.И.Свитальский [1933 г.] рассматривал колчеданные месторождения как результат магматических инъекций остаточной сульфидной массы пегматитового характера. В первом издании "Рудных месторождений" [1929 г.] В.А.Обручев относил эти объекты к инъекционным. С.С.Смирнов [1955], критикуя гипотезу рудной магмы как универсальную концепцию, подчеркивал, что она не может быть исключена полностью: "Не подлежит сомнению, что в ряде случаев мы встречаемся с результатами деятельности растворов, весьма близких по своей природе к рудным магмам Сперра". Исследования флюидных включений на медных, свинцово-цинковых и колчеданных месторождениях позволяют отнести к таким "случаям" массивные сульфидные и барит-сульфидные руды.

В 1936 г. А.Н.Заварицкий выступил с гипотезой, согласно которой образование колчеданных месторождений происходило гидротермально-метасоматическим путем. Растворы и рудное вещество поступали из магматических очагов, питавших рудовмещающие вулканические комплексы. Эта гипотеза произвела переворот в мышлении геологов. Как пишет В.И.Смирнов [1987], к 40-м годам XX века с идеей рудной магмы было практически покончено полностью. «Это произошло в связи не

столько с полевыми геологическими наблюдениями, сколько с достижениями лабораторных исследований (вариации изотопов рудообразующих элементов, показатели твердых, жидких и газовых минеральных включений, физико-химические эксперименты и расчеты), позволившие оценить основные физико-химические параметры рудообразования (температуры, давления, плотность рудообразующих растворов, их состав и пр.), и вскрывших преувеличенное значение, которое Дж.Сперр придавал рудным магмам». Пришедшие на смену гидротермально-метасоматическая, а затем и гидротермально-осадочная гипотезы образования колчеданных руд были прогрессивными. Они объяснили образование прожилково-вкрапленных и пластовых руд. Однако многие факты, наблюдаемые на рудных залежах сплошных сульфидов, эти гипотезы интерпретировать не смогли. В результате исследователи вновь обратились к идее рудной магмы. Возрождению гипотезы способствовало широкое внедрение в практику исследований изучения флюидных включений, новые геологические наблюдения на рудных объектах и экспериментальные исследования в области минералообразования при участии солевых и водно-солевых растворов-расплавов. Материал в этом отношении пока не обобщен - разрознен в большом количестве опубликованных работ.

Растворы-расплавы во включениях сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд нами установлены на крупных и уникальных месторождениях Казахстана: Жайрем – стратиформное барит-свинцово-цинковое среди пород углисто-кремнисто-карбонатной формации, Акжал – стратиформное свинцово-цинковое в тектонической зоне среди карбонатных пород, Текели – стратиформное колчеданно-свинцово-цинковое в древней черносланцевой толще, Жезказган – стратиформное медное в песчаниках, Майкаин, Риддер-Сокольное, Зырянское, Орловское и Николаевское – колчеданные в вулканогенных породах; на колчеданных месторождениях Южного Урала: Гайском, Учалинском, Сибайском и им. XIX партсъезда [Парилов, 1984]. Несмотря на различия в геолого-структурных условиях локализации, в возрасте оруденения и минеральном составе руд, флюидный режим формирования этих руд имел много общих черт. По комплексу геологических признаков они сформировались на малых глубинах - от нескольких сотен метров до 1,5 км.

### **Строение включений растворов-расплавов в минералах сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд**

Массивные руды представляют тонкозернистые сростания сульфидов с резко подчиненным количеством жильных минералов. Микроскопические наблюдения показали, что в пределах отдельных образцов этих руд присутствует обычно не менее двух генераций нерудных минералов. Первую представляют мелкие - 0,01-0,1 мм, индивиды кварца, барита и карбонатов, образовавшихся синхронно с основной массой сульфидов. Флюидные включения в них распределены неравномерно и имеют крайне малые размеры – редко более 1 мкм. Наблюдать их удается в масляной иммерсии при увеличениях микроскопа до 2000 раз. Внутреннее строение этих включений сложное: в них преобладают (до 90 об. %) твердые кристаллические фазы, одна-две несмешивающихся жидкости и газовый пузырек. Соотношение фаз не остается постоянным даже в пределах отдельных зерен и небольших рудных агрегатов. Примеры таких включений приведены на рис. 3.21.

Вторая генерация нерудных минералов развита либо внутри предыдущей, либо обособленно среди сульфидов в виде мелких гнезд и прожилков, имеющих часто нечетко выраженные контакты. Возникли они либо в заключительные периоды рудного процесса, когда основная масса сульфидов из рудообразующего флюида уже выделилась, и началась спокойная кристаллизация оставшегося минерального вещества, либо в уже сформировавшейся руде при ее перекристаллизации в период остывания с участием остаточных растворов, сохранившихся в порах и интерстициях. В этих агрегатах присутствуют вкрапления сульфидов, в том числе и медово-желтого клейофана, возникшего при перекристаллизации бурого непрозрачного сфалерита массивных руд. Включения в карбонатах, кварце и клейофане газожидкие, размеры их

достигают 5-10 мкм, объем газового пузырька существенно меняется даже в пределах отдельных мелких прожилков и гнезд. Эти включения присутствуют в массивных рудах всех месторождений. Их фото и сравнение с первичными включениями массивных руд приведены в главе 2 при описании месторождений: по Жайрему - рис. 2.18, по Акжалу – рис. 2.23, Жезказгану – рис. 2.34, Майкаину – рис. 2.69, месторождениям Рудного Алтая – рис. 2.77.

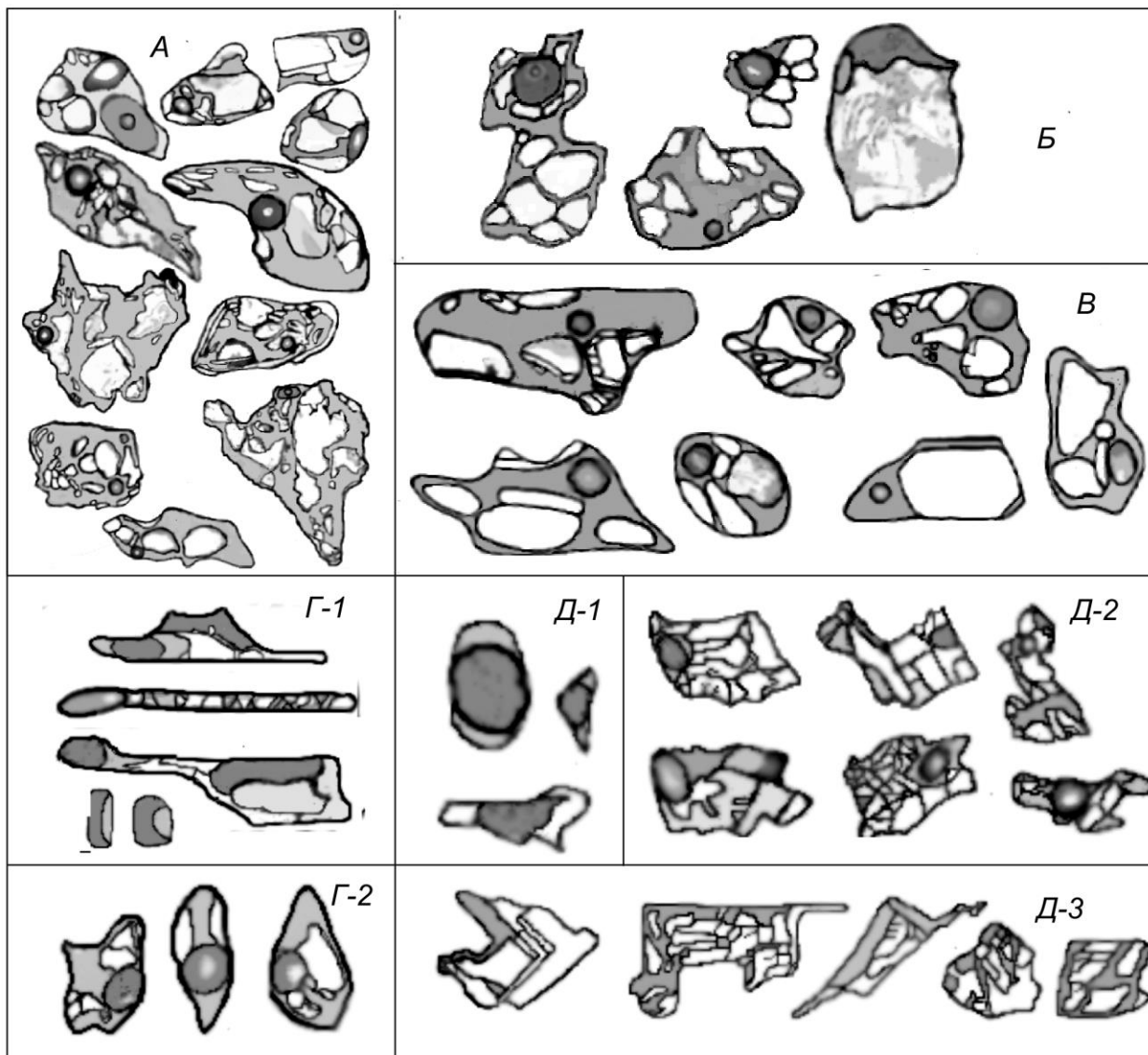


Рис. 3.21. Примеры включений растворов-расплавов (газ, жидкость, кристаллические фазы) в прозрачном сфалерите и жильных минералах, сформировавшихся синхронно с сульфидами сплошных руд: А – полиметаллические руды Зырянковского, кварц; Б – барит-сульфидные руды Жайрема, барит; В – свинцово-цинковые руды Акжала, сфалерит, кальцит; Г-Д - массивные кристаллические зернистые жилы Жезказгана: Г-1 – сфалерит: включения с двумя несмешивающимися жидкостями и твердыми кристаллическими фазами (внизу два мелких газовых включений с капельками жидкости на стенках), Г-2 - кварц синхронный со сфалеритом, кристаллофлюидные включения; Д – кальцит из жилы массивного борнита: Д-1 – газожидкие и газотвердофазные включения, Д-2 – включения с преобладанием твердой фазы над жидкостью и газом, Д-3 – существенно твердофазные включения (газ и жидкость находятся в интерстициях кристаллов, освобождаются в самостоятельные фазы при нагреве и частичном плавлении твердых веществ)

При микроскопических наблюдениях, прежде всего, обращают на себя внимание включения в более поздних прожилках и гнездах, а также вдоль залеченных трещин. Они более крупные, газожидкие, хорошо видны при увеличениях 200-400, доступны изучению общепринятыми методами. Температуры гомогенизации их на Жезказгане 180-140°C, на колчеданных месторождениях – от 360 до 150°C и менее.

В рудных минералах первичные включения удалось наблюдать в сфалерите

Акжала и Жайрема. Они мелкие (до нескольких микрон), концентрируются по границам зерен и двойниковым швам, менее развиты внутри кристаллов. В них преобладает твердая фаза при подчиненных количествах жидкости и газа (рис. 3.21; Б, Г-1). Встречены также существенно газовые включения с капельками жидкости.

В жильных минералах, возникших синхронно с массивными сульфидами, присутствует великое разнообразие включений. На Зырянском месторождении в кварце полиметаллических руд включения переполнены твердыми фазами при подчиненных количествах жидкости и газа (рис. 3.21, А). Причем, чем меньшие размеры включений, тем в них больше относительное количество кристаллических фаз. Наиболее мелкие из них (наиболее ранние) сложены почти полностью кристаллическими солевыми фазами. На Жайреме в барит-сульфидных рудах первичные включения тоже сложного строения – состоят из газовой, жидкой и твердых кристаллических фаз (рис. 3.21, Б). Соотношения между фазами резко меняются даже в пределах одного и того же зерна. В крайне тонкозернистых и колломорфных галенит-сфалеритовых рудах Акжала включения присутствуют в больших количествах, но размеры их редко превышают 1 мкм. Их строение довольно однообразное – состоят из твердых солевых фаз, водного раствора и жидкой углекислоты (рис. 3.21, В). Вначале наблюдений в углекислоте присутствует газовый пузырек, который быстро гомогенизируется в жидкую углекислоту за счет нагрева от осветителя.

В кальците из жилы массивного борнита Жезказгана первичные включения разнообразны: газожидкие с объемом пузырька до 50 %, газотвердофазные, с преобладанием твердой фазы над газом и жидкостью, существенно твердофазные, с двумя несмешивающимися жидкостями и твердыми фазами (рис. 3.21, Д). Наиболее крупные включения удалось изучить под микроскопом. При нагревании во включениях с преобладанием твердой фазы над газом и жидкостью пузырек гомогенизируется при 165-175°C. После этого начинает растворяться твердая фаза, и во включениях вновь появляется газовый пузырек, который прекращает расти до 230°C; гомогенизация его не происходит до 400°C. Часть газовой фазы находилась в интерстициях кристаллического вещества и высвобождалась при его растворении. Две несмешивающиеся жидкости гомогенизировались при 230-250°C, при этом твердая фаза растворялась только частично. В существенно твердофазных включениях плавление кристалликов солей начинается при 350-400°C. Нагрев кальцита удалось провести только до 400°C, так как в нем присутствовали вкрапления борнита. При повышенной температуре они интенсивно окислялись, объем их увеличивался, в результате чего пластинки кальцита растрескивались и рассыпались на мелкие зерна.

В непрозрачных рудных минералах флюидные включения удалось наблюдать при изучении реплик со сколов на электронном микроскопе. На рис. 1.3, А (см. главу 1) показано вскрывшееся включение в галените Риддер-Сокольного месторождения. Как видно, оно значительно меньше 1 мкм, было выполнено твердой фазой, раскиданной на поверхности скола. На сколах рудных минералов при исследовании на микрозонде выходы включений, размеры которых менее 1 мкм, наблюдаются в большом количестве (наиболее четкие фотографии получены для магнетита, рис. 1.3, Б). В основном они пустые и выглядели в виде ямок. Присутствовавшая в них флюидная фаза выбрасывала и раскидывала кристаллические вещества по поверхности скола. В кварце удалось наблюдать включения, которые вскрыты сколом только частично. В этом случае их выходы плотно закупоривались твердыми фазами (рис. 1.4). Минеральные агрегаты во включениях представляли многоэлементные солевые смеси, идентифицировать которые не представилось возможным.

Своеобразные включения наблюдал С.Ш.Юсупов [1985] на колчеданных месторождениях Урала. В кварце и карбонатах среди сульфидов, а также в прозрачном сфалерите он обнаружил сульфидно-флюидные включения. Твердая фаза, представленная пиритом, сфалеритом, пирротином и халькопиритом, занимала 70-90 % объема, 5-15% объема включения приходилось на газ и 10-25 % - на жидкость. При нагревании до 520°C сульфиды во включениях сохраняли форму; при 570-590°C – пирит оплавлялся, халькопирит плавился; при 610°C – происходило вскрытие включений. В

пирите он установил включения сульфидов (пирротина, халькопирита и сфалерита) округлой, каплевидной и других форм размерами 2-15 мкм. Плавление их начиналось тоже при температуре выше 500°C.

Микроскопические наблюдения в минералах сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд показывают необычность первичных включений. В них, наряду с газовой и жидкой фазами, присутствуют преобладающие количества твердых веществ. Это свидетельствует в пользу того, что в рудоотложении принимали не привычные для нас гидротермальные растворы, а совершенно иные, богатые солями флюиды. По своему внутреннему строению они сходны с включениями растворов-расплавов, которые распространены в пегматитах и магматических породах.

Малые размеры включений не позволяют проводить их систематического изучения в термокамерах под микроскопом. Судя по литературным материалам, это удалось только В.И.Старостину с соавторами [1979] на Березовско-Белоусовском месторождении и С.Ш.Юсупову [1985] на месторождениях Урала. Опубликованные данные Н.А.Гибшер, И.З.Исакович, И.А.Хайретдинов, В.В.Рябов, Л.А.Банников и многих других исследователей касаются минералов второй генерации, которые возникли в уже сформировавшейся руде, и в которых развиты флюидные включения более крупных размеров. В них присутствуют растворы, характерные для периода завершения рудного процесса. Естественно, эти растворы не отражают состава рудообразующих флюидов, и распространение полученных параметров на основной рудный процесс некорректно.

### Температуры образования массивных сульфидных и барит-сульфидных руд

Используемый нами вариант метода вакуумной декрепитации позволил определять температуры образования массивных руд на изученных месторождениях с точностью примерно  $\pm 10^\circ\text{C}$  (см. в главе 1 раздел «Экспериментальная проверка достоверности термометрии по флюидным включениям...»).

В массивных колчеданно-медных и колчеданно-полиметаллических рудах Рудного Алтая и Южного Урала, медных рудах Жезказгана и пирит-галенит-сфалеритовых рудах Текели они были высокими – 650-450°C (рис. 3.22). Максимальные их значения достигали 700°C, в отдельных колчеданных парагенезисах Майкаина они опускались до 360-320°C. Полученные значения температур вакуумной декрепитации оказались значительно выше тех, которые ранее были определены на этих месторождениях гомогенизацией включений в "сопутствующих" минералах.

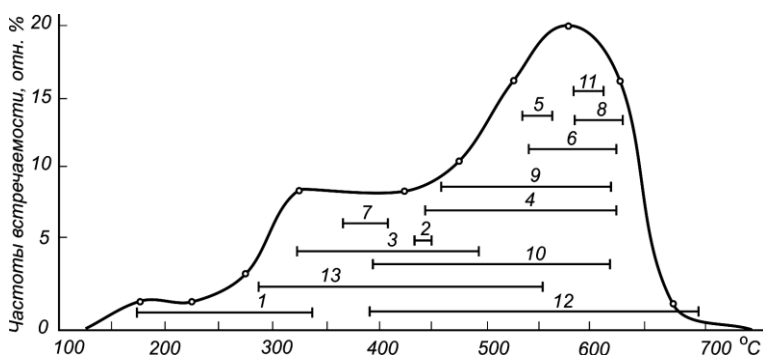


Рис. 3.22. Температуры образования сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд на месторождениях: 1 – Жайрем, 2 – Акжал, 3 – Майкаин, 4 – Риддер-Соколь-ное, 5 – Зырянское, 6 – Орловское, 7 – Николаевское, 8 – Гайское, 9 – Учалинское, 10 – Сибайское, 11 – им. XIX партсъезда, 12 – Жезказган, 13 – Текели

Галенит-сфалеритовые руды Акжала и Текели, а также барит-сульфидные минеральные ассоциации Майкаина сформировались в интервале средних температур – 450-300°C. И только в минеральных ассоциациях Жайрема, где ведущим составным компонентом являлся барит, минералообразование происходило при низких температурах – 300-200°C, а в главной промышленной барит-галенит-сфалеритовой ассоциации они составили всего 150°C.

Высокие температуры образования колчеданно-полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая и медных руд Жезказгана часто вызывают возражения. Полученные нами значения подтверждаются минералогическими геотермометрами. В сульфидах месторождений Рудного Алтая описаны структуры распада твердых

растворов [Пронин и др., 1977]: в сфалерите – эмульсия и пластинки халькопирита, в халькопирите – пластинки кубанита, пирротина, "звездочки" сфалерита, в борните – решетчатые обособления халькопирита и халькозина. Согласно экспериментальным данным эти минеральные агрегаты возникли при температурах выше 400°C. Типоморфные особенности халькопирита часто свидетельствуют об его образовании из высокотемпературной модификации, устойчивой выше 550°C. На Орловском месторождении установлена самородная медь, содержащая 1,4% Ag. Такая растворимость серебра в меди достигается при 500 °C. На высокие температуры образования руд месторождений Рудного Алтая и Южного Урала указывает присутствие в них альмандина, андрадита, актинолита, турмалина, циркона, ильменита, титаномагнетита и других высокотемпературных минералов [Вейц и др., 1957-1959; Пшеничный, 1975]. Температуры гомогенизации первичных включений в колчеданных рудах Урала, по С.Ш.Юсупову [1985], выше 500°C.

Представление о высокотемпературном образовании руд Жезказгана впервые высказала Т.А.Сатпаева [1958] на основании структур распада твердых растворов (решетчатых, эмульсионных, графических), а также присутствия таких высокотемпературных минералов как арсенопирит, смальтин, никелистый кобальтин, саффорит. М.К.Сатпаева [1985] дополнительно описала целый ряд высокотемпературных метастабильных фаз медных минералов: железистый (оранжевый) борнит, медистый (розовый) борнит, борнито-дигенит (серо-голубой халькозин) и др.. Все они представляют распавшиеся твердые растворы халькозин-борнит-дигенитового ряда. Среди минералов группы халькопирита она установила еще две разновидности: кубический халькопирит (путоранит) и минеральную фазу с частично упорядоченной структурой, которые ранее были встречены только в медно-никелевых месторождениях. Температуры их образования не ниже 550-600°C.

С широким внедрением термометрических исследований в литературе все чаще появляются сведения о высоких температурах минералообразования на месторождениях, близких по условиям формирования к изученным. В.И.Старостин и др. [1979] в кварце, возникшем синхронно с массивными сульфидами на Березовско-Белоусовском месторождении, установлены включения с твердой фазой, которая плавилась при 620-560°C; углекислотные включения в нем гомогенизируются при 520-460°C. Температура формирования Шекербайского медно-серно-колчеданного месторождения (Азербайджан) оценена в 680-460°C, колчеданно-полиметаллических месторождений Северного Кавказа - 550-470 °C, Приорского района Мугоджар - выше 500-470°C, Киргизии - 700-380°C [Ализаде и др., 1976; Кобилев и др., 1977; Жуков, 1975; Долженко и др., 1976]. Отложение халькозин-борнит-халькопирит-пиритовых руд в районе Мессина (ЮАР) происходило в интервале температур от 630°C на ранних стадиях до 280-140 °C на поздних [Jacobsen e.a., 1976]. Медные руды Кобар (Австралия) возникли при 600-500°C, руды медно-порфириновых месторождений США и Новой Гвинеи - при 725-300°C; Техутского месторождения Армении - при 680-480°C [Reyner, 1969; Roedder, 1971; Eastoe, 1978; Акопян и др., 1982]. Для колчеданных и свинцово-цинковых месторождений, руды которых претерпели метаморфизм, получены следующие температуры: на Брокен-Хилл (Австралия) - около 650°C, Дактаун (США) - 592-546°C, Балмат-Эдуардс (США) - 650-600°C [Scott e.a., 1977; Addy Sunit Kunar e.a., 1977; Brown e.a., 1978]. В зонах спрединга Тихого океана температура эманаций, отлагающих сульфидные руды, достигает 400-600 и даже 800°C [Goldie Ray e.a., 1981]. В свете приведенных данных высокотемпературное образование массивных руд на изученных колчеданно-полиметаллических и медных месторождениях не выглядит исключением. Распространенное мнение о средне- и низкотемпературном их формировании явилось следствием ошибочного распространения на рудный процесс данных по флюидным включениям в поздних генерациях жильных минералов.

### **Химический состав флюидов во включениях минералов массивных сульфидных и барит-сульфидных руд**

Как показано в главе 1, состав флюидов во включениях анализировали почти на 30 компонентов. На вакуумном стеклянном газоанализаторе определяли летучие компоненты:  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $HCl$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$  (метан),  $C_nH_m$ , (сумма прочих углеводородов),  $O_2$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$  (сумма инертных газов). Солевые компоненты анализировали из тех же флюидных включений, что и летучие прием тройной водной вытяжкой. С использованием капиллярного изотахофоретического и электрофотоколлометрического методов анализировали следующие солевые компоненты:  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Li^+$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $Br^-$ ,  $J^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $H_2SiO_3$ ,  $HBO_2$ . Экспериментальная проверка показала, что извлечение солей из включений составляло порядка 80%, около 20% солей терялось. Анализом газов и солей устанавливался практически полный химический состав растворов во включениях. Контрольные исследования показали, что компоненты с содержанием выше 5 мас. % определялись количественно, более низкие - полуколичественно и качественно [Париллов, 1984].

В предыдущих разделах уже говорилось о соотношении химического состава флюида во включениях, с исходным рудоносным раствором. Здесь подчеркнем еще раз, что сохранившиеся во включениях минералов флюиды сформировали свой химический состав в последние моменты рудоотложения, они не могут быть полностью отождествлены с рудоносными растворами. Во включениях сохранились «отработанные растворы». В результате реакций кристаллизации химический состав, соотношения и формы солевых и газовых компонентов в остаточных растворах изменились. Рудоотложение происходило в близповерхностных условиях. А это в свою очередь приводило к окислению флюида, переходу его из щелочного состояния в кислотное, что способствовало их активному взаимодействию с окружающими породами. Все эти процессы отражены в конечном составе флюидов, сохранившихся во включениях. При рудоотложении в осадочных породах отмечалось разбавление исходных глубинных флюидов трещинными и поровыми водами. Несмотря все эти преобразования, химический состав растворов во включениях отражает характерные черты исходного рудоносного флюида. Первичные компоненты флюидов, с участием которых привносились рудные элементы, присутствуют во включениях. С привлечением различных приемов удалось восстановить их исходную форму и высказать представление о возможных формах переноса рудного вещества в сульфидных растворах-расплавах.

Химические составы флюидов во включениях сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд представлены на рис. 3.23.

Суммарное содержание летучих компонентов изменяется от 3 до 60 мас. %, наиболее часто встречающиеся значения 20-40 мас. %. Вода в них составляет не более 1/3, остальная доля приходится на газовые компоненты. Наиболее низкие содержания воды - 1-15 мас. %, присущи флюидам колчеданных месторождений, рудам I этапа в песчаниках Жезказгана, барит-сульфидных рудам Жайрема и Майкаина. В количествах 25-30 % она присутствует во включениях руд II этапа Жезказгана и свинцово-цинковых рудам Акжала. Как видно из рис. 3.23, содержания воды во флюидах последних двух разновидностей руд (номера 7-17) выглядят явно аномальными. Эти месторождения локализованы в осадочных породах. Рудоотложение происходило под водонепроницаемым экраном. Осадочные породы содержали поровые и трещинные воды. Исходные флюиды в период рудоотложения могли быть разбавлены ими, что и зафиксировано в остаточных растворах включений. В целом роль воды в исходных рудоносных флюидах была не так уж велика.

Вторым по распространенности является сероводород -  $H_2S$ . Его содержания изменяются от 1 до 36 мас. %, наиболее часто встречающиеся значения - 5-15% (порядок цифр такой же, как и для  $H_2O$ ). В этом пределах располагаются флюиды большинства изученных месторождений. Минимальные его содержания – менее 5 мас. %, установлены в рудах Жайрема, Майкаина и некоторых других колчеданных



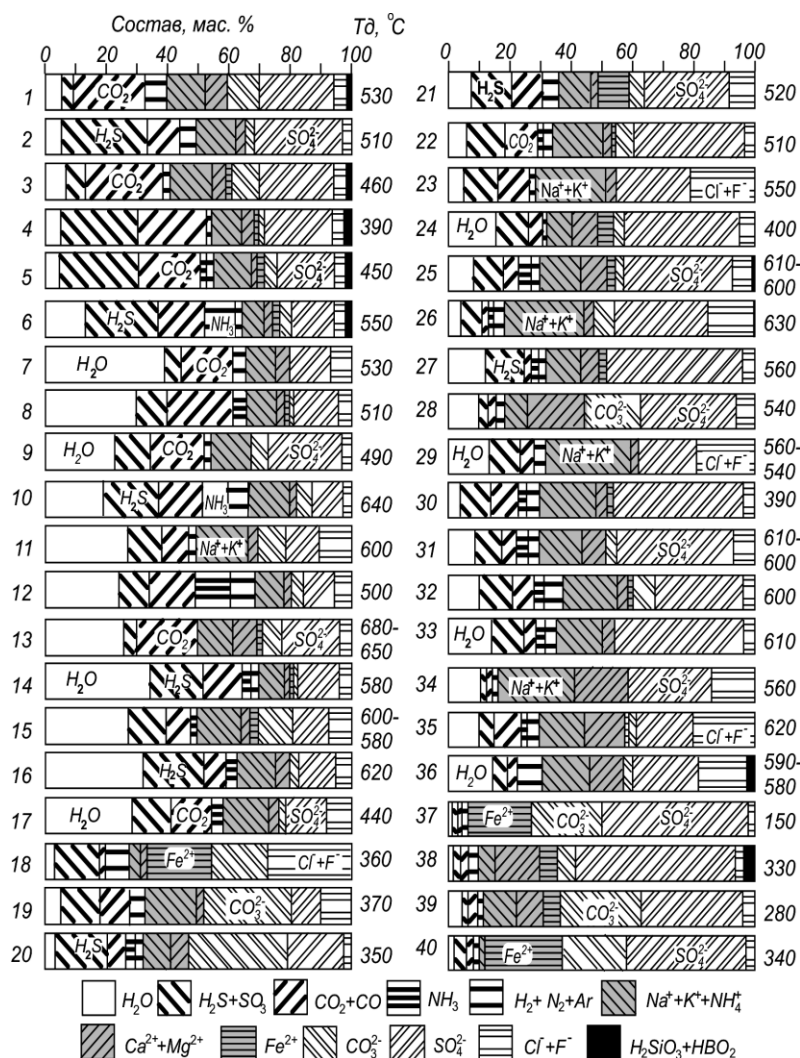


Рис. 3.23. Примеры химического состава флюидов во включениях минералов сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд: 1-5 – оруденение I этапа в песчаниках Жезказгана: халькопирит (1), халькозин (2), борнит (3), галенит (4), сфалерит (5); 6-9 – оруденения II этапа в песчаниках Жезказгана: халькопирит (6), халькозин (7), борнит (8), галенит (9); 10-16 – жилы массивных сульфидов Жезказгана (II этапа): халькопирит (10-12), халькозин (13-14), борнит (15-16); 17 – галенит-сфалеритовая руда Акжала; 18-27 – минеральные ассоциации медно-колчеданных и медно-цинковых руд Майкаина (18-20), Риддер-Сокольного (21-22), Зырянского (23), Николаевского (24), Орловского (25), Гайского (26) и Учалинского (27); 28-33 – минеральные ассоциации полиметаллических руд Риддер-Сокольного (28), Зырянского (29), Николаевского (30), Орловского (31), Учалинского (32) и Сибайского (33); 34-36 – барит-свинцово-цинковые руды Риддер-Сокольного; 37-39 – барит-сульфидные руды Жайрема; 40 – барит-борнит-халькозин-теннантитовые руды Майкаина; Тд - температура вакуумной декрепитации

месторождений (номера 37-40 и другие на рис. 3.23). Во флюидах из руд I этапа оруденения в песчаниках Жезказгана концентрации  $H_2S$  находятся на уровне 20-30 % (номера 1-6 на рис. 3.23). Как будет показано далее, в большинстве случаев сероводород в остаточных флюидах являются вторичным, возникшим в результате реакций осаждения сульфидов. В исходных рудоносных флюидах он был развит не в столь значительных количествах.

Углекислый газ –  $CO_2$ , по своей распространенности и содержаниям во флюидах сравним с  $H_2O$  и  $H_2S$ . Концентрации его изменяются от 0,3 до 26 мас. %, наиболее часто встречающиеся значения - 2-15%. На большинстве колчеданных месторождений его концентрации редко превышают 5 %, и только в рудах Жезказгана и Алжала они достигают 20 мас. % и более. Оксид углерода –  $CO$ , пользуется постоянным присутствием, но содержания его существенно ниже – редко более 2 мас. %. Вероятно, что эти два газовых компонента присутствовали в исходных рудоносных флюидах. Вначале преобладал  $CO$ , а по мере нарастания окислительного потенциала системы в них возрастало количество  $CO_2$ .

Суммарное содержание  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$  и  $CO$  составляет более 3/4 от количества летучих во включениях. Высокие содержания  $H_2S$  и  $CO_2$  подтверждается и данными микроскопических наблюдений. В включениях почти постоянно присутствуют две, а иногда и три несмешивающихся жидкости. Среди них одной фазой является водный раствор, другой - жидкая углекислота или жидкий сероводород.

Из прочих летучих химически активным газом является аммиак –  $NH_3$ , присутствует в количествах от 0,1 до 2 мас. %; на Жезказгане в единичных анализах - до 8-10 мас. %. Слабо распространены  $H_2$ ,  $N_2$  и  $Ar$ . Они устанавливаются примерно в 2/3 изученных образцов. Их содержания во флюидах низкие – редко превышают 1 мас. %,

максимально в некоторых включениях колчеданных руд до 4 мас. %. Наиболее вероятно, что они имеют эндогенное происхождение и присутствовали в исходном рудоносном флюиде.

Содержание солевых компонентов во флюидных включениях изменяется в пределе от 30 до 97 мас. %, наиболее часто встречающиеся значения - 60-80 мас. %. Этот предел характерен для флюидов во включениях колчеданных месторождений. Наиболее богаты солями флюиды барит-сульфидных руд Жайрема – 88-97 мас %, наименьшие их концентрации присущи флюидам руд Жезказгана и Акжала – преимущественно 30-55 мас. %.

Содержания  $Na^+$  во флюидах во включениях сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд находятся в пределах 6-14 мас. %. Для флюидов во включениях колчеданных руд характерны широкие его колебания. Несколько более ограниченные пределы содержаний  $Na^+$  во флюидах медных руд Жезказгана и свинцово-цинковых Акжала. Во флюидах Текели концентрации  $Na^+$  крайне низкие – 0,2-1,7 мас. %. Содержания второго щелочного металла –  $K^+$ , составляют 0,3-4,0 мас. %, максимально 19%. Наиболее низкие значения присущи флюидам месторождения Текели; более высокие – до 4-6%, установлены во флюидах Жезказгана, Акжала и Жайрема, колчеданных месторождений. Калий и натрий являются исходными компонентами рудоносных флюидов. Многие исследователи придают генетическое значение этим двум элементам. В истории геологического развития Земли они резко разделены:  $Na$  накапливается в веществе мантии и продуктах ее базальтовых выплавов, а  $K$ , являясь "некогерентным" элементом, концентрируется в кислых породах земной коры. Вынос калия из мантии может происходить не только с магматическими расплавами, но и при участии флюидных потоков, переносящих рудное вещество. Метасоматические процессы при отложении массивных руд проявляются слабо. Поэтому соотношения  $Na^+/K^+$  в исходных флюидах и в остаточных растворах во включениях сохраняются.

Количество аммония –  $NH_4^+$ , существенно ниже предыдущих двух солевых компонентов - 0,1-1,0 мас. %, в единичных анализах до 3,5%. Содержания в  $NH_4^+$  тесно связаны с концентрациями  $NH_3$  в составе летучих, и в зависимости от физико-химической обстановки, они могут переходить друг в друга. Образование их связано с реакцией между  $N_2$  и  $H_2$ . Как видно из рис. 3,24, высокая температура способствовала более полному прохождению реакции между этими двумя газами.

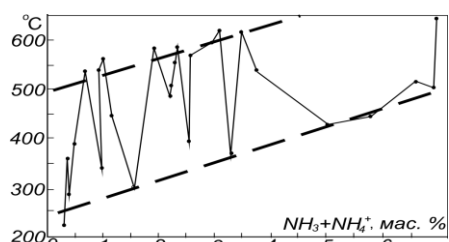


Рис. 3.24. Зависимость содержаний  $NH_3+NH_4^+$  во флюиде от температуры минералообразования (для построения графика использованы только те анализы, в которых одновременно присутствуют  $H_2$  и  $N_2$ )

Изучение  $NH_4^+$  и  $NH_3$  в геологических объектах началось только в последние годы. Содержание аммония в мантийных породах не более 50 г/т, в углеродистых - до 1000-1300 г/т.  $NH_4^+$  развит в  $K$ -силикатных минералах – мусковите, биотите, калиевом полевом шпате и др. [Wu Jing e.a., 2004].

Щелочные компоненты –  $K^+$ ,  $Na^+$  и  $NH_4^+$ , были главными катионными составляющими солевого состава исходных рудоносных флюидов, они играли основную роль в переносе тех громадных объемов рудных металлов, которые составляют массивные сульфидные и барит-сульфидные руды многих крупных и гигантских месторождений.

Щелочноземельные металлы –  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ , в составе флюидов во включениях присутствуют постоянно: концентрации  $Ca^{2+}$  чаще 2-4 мас. %,  $Mg^{2+}$  – 0,1-2 мас. %, при максимальных значениях соответственно до 22,6 и 10,1 %. Они являются вторичными компонентами – накапливались в остаточных растворах в процессах реакций отложения минерального вещества и взаимодействия рудоносного флюида с окружающими породами. На это указывают и четкие отрицательные корреляционные зависимости между содержаниями  $K^++Na^++NH_4^+$  и  $Ca^{2+}+Mg^{2+}$  (рис. 3.25).

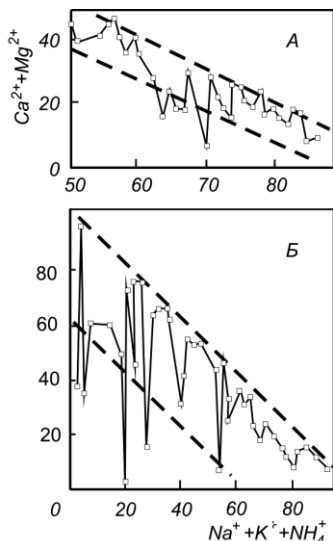


Рис. 3.25. Корреляционные связи между щелочными и щелочноземельными металлами в солевом составе флюидов во включениях сплошных руд: А – медные руды Жезказгана, Б – медно-колчеданные, свинцово-цинковые, полиметаллические и барит-сульфидные руды прочих месторождений

Почти постоянно во флюидах присутствует  $Fe^{2+} (+Fe^{3+})$  в количествах 0,1-3,0 мас. %. Только в барит-сульфидных рудах Жайрема и Майкаина содержания  $Fe$  весьма высокие – от 12,2 до 30,0 мас. %:  $FeSO_4$  и  $Fe_2(SO_4)_3$  возникли в период отложения минералов в результате окисления как сернистых соединений рудоносных флюидов, так и пирита более ранних руд.

В анионной составляющей флюидов наибольшее значение имеют галоиды: распространены  $Cl$  и  $F$ ; редко и в небольших количествах встречаются  $Br$  и  $I$ . Содержания  $Cl$  изменяется от 0,3 до 18,0 мас. %, наиболее часто встречающиеся значения 0,5-4,0%.  $Cl+F$  являются главными солевыми компонентами исходных рудоносных флюидов, имеют положительную корреляционную связь с  $K^+ + Na^+ + NH_4^+$ . Щелочные элементы и галоиды практически не участвовали в реакциях отложения рудных минералов и взаимодействия с окружающими породами, что способствовало их накоплению во включениях.

Сульфат-ион  $SO_4^{2-}$  во флюидах во включениях присутствует постоянно в содержаниях - от 8,0 до 52,1%, наиболее часто встречающиеся значения – 10-30%. Высокие концентрации его присущи колчеданным и барит-сульфидным рудам, в которых присутствуют богатые серой соединения – пирит и барит. В большинстве случаев  $SO_4^{2-}$  является вторичным компонентом относительно исходных рудоносных флюидов, образовался в период отложения руд при окислении сернистых соединений. Это

подтверждается и корреляционными связями (рис. 3.26): его содержания обратно пропорциональны концентрациям  $Cl+F$  и  $CO_3^{2-}$ , которые были исходными в рудоносных флюидах. В остаточных растворах  $SO_4^{2-}$  и  $H_2S$  имеют положительные корреляционные связи: окисление сернистых соединений при рудоотложении приводило к одновременному возникновению и накоплению обоих этих компонентов.

Карбонатный ион –  $CO_3^{2-}$ , широко распространен в содержаниях 2,0-8,0%, максимально до 31,3 мас. %. На Жезказгане  $CO_3^{2-}$  мог быть привнесен исходными рудоносными растворами. На это указывает прямая корреляционная связь  $CO_3^{2-} + CO_2$  с содержаниями  $K^+ + Na^+ + NH_4^+$  и в обратная связь с  $SO_4^{2-}$  (рис. 3.26). На прочих месторождениях связей  $CO_3^{2-}$  с другими компонентами не проявляет. Видимо, значительные его количества поступили и из окружающих пород.

Кремниевая кислота  $H_2SiO_3$  и борная кислота  $HBO_2$  химическими анализами фиксируются в большинстве проанализированных флюидов в содержаниях 0,1-0,5 мас. %, максимально до 4 %.

Вероятно, эти два компонента были исходными в рудоносных флюидах, но их роль в рудообразовании не ясна. Концентрация солей в водных растворах во флюидных включениях (отнесение массы солей во включениях к массе воды, мас. %) в целом изменяется от 46 до 99 мас. % (см. табл. 3.2, рис. 3.27). В исключительном большинстве случаев эти концентрации весьма велики - находятся в пределах 90-98%. В области меньших концентраций располагаются только руды II этапа Жезказгана и галенит-сфалеритовые руды Акжала. Эти две разновидности руд, как уже отмечалось,

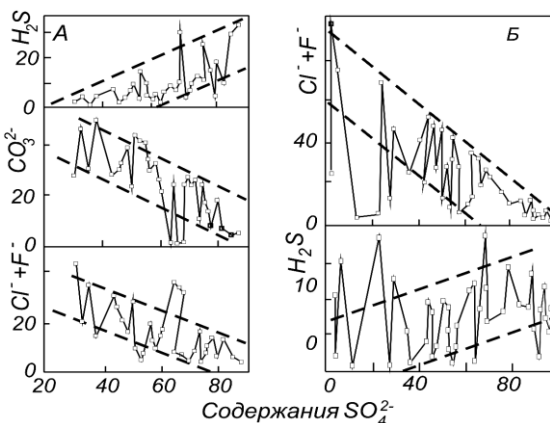


Рис. 3.26. Корреляционные связи  $SO_4^{2-}$  с другими компонентами флюидов во включениях Жезказгана (А) и других изученных месторождений (Б)

наложены на осадочные породы, и вода во включениях могла быть заимствована из поровых и трещинных растворов. Захват воды рудоносными флюидами был неравномерным, в результате чего в остаточных растворах во включениях содержания солей изменяются в очень широком интервале (на Жезказгане 45- 80 мас. %).

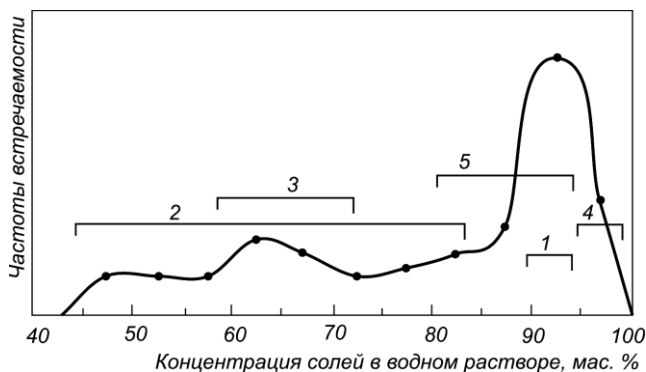


Рис. 3.27. Концентрации солей в растворах включений в минералах сплошных сульфидных и барит-сульфидных руд: 1-2 – Жезказган, 1 - оруденение I этапа и 2 – оруденение II этапа; 3 - Ажжал, массивные тонкозернистые и колломорфные галенит-сфалеритовые руды; 4 – барит-сульфидные руды Жайрема и Майкаина; 5 – медно-колчеданные, полиметаллические и барит-сульфидные руды месторождений Рудного Алтая и Южного Урала, колчечно-свинцово-цинковые руды Текели

В магнетитовых рудах Качарского месторождения Торгая установлены тоже включения с весьма большим количеством твердых фаз. Общая концентрация солей составляла от 45 до 88 мас. % экв.  $NaCl$ , а температуры гомогенизации - от 500 до 750°C. Минералом-узником признан галит. Поэтому авторы уверенно проводят

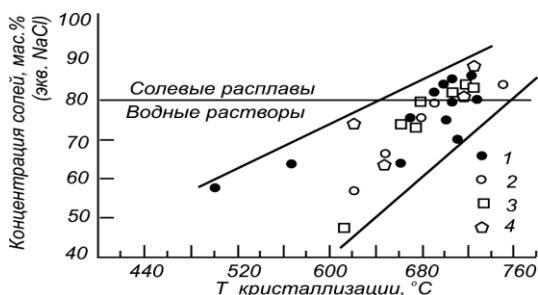


Рис. 3.28. Зависимость температуры гомогенизации многофазовых первичных включений от концентрации флюидов в минералах Качарского месторождения [Жук-Почекутов и др., 1986]: 1 - магнетитовые руды, 2 - пироксен-магнетитовые жилы, 3 - пироксен-скаполитовые околорудные метасоматиты, 4 - пироксеновые жилы в метасоматитах

границу между солевыми расплавами и водными растворами на уровне концентрации солей 80 мас. % (рис. 3,28). Солевой состав во включениях сульфидных руд более сложный - предел концентраций, при котором будут существовать солевые расплавы, будет существенно более низким.

Систематизация химического состава включений в минералах сплошных руд в целом позволила выделить следующие разновидности флюидов.

1. Солевые флюиды с очень малым количеством летучих - установлены во включениях барит-сульфидных руд Жайрема и Майкаина; температуры их образования 340-150°C; в химическом составе включений преобладают сульфаты и карбонаты кальция, натрия и железа (рис. 3.29, 1).

2. Флюиды с резким преобладанием солевых компонентов при низких и сравнительно близких содержаниях воды и газов - присутствуют во включениях колчеданных и полиметаллических руд; температуры декрепитации 630-330°C; химический состав растворов преобладают  $CO_2$ , галогениды и сульфаты щелочных металлов (рис. 3,29; 2, 3 и 4). К этому же типу относятся флюиды во включениях пирит-сфалерит-галенитовых руд Текели; температуры вакуумной декрепитации их 550-280°C. От предыдущей разновидности они отличаются преобладанием  $H_2S$ ,  $CO_2$ , сульфатов и карбонатов кальция (рис. 3.29; 8).

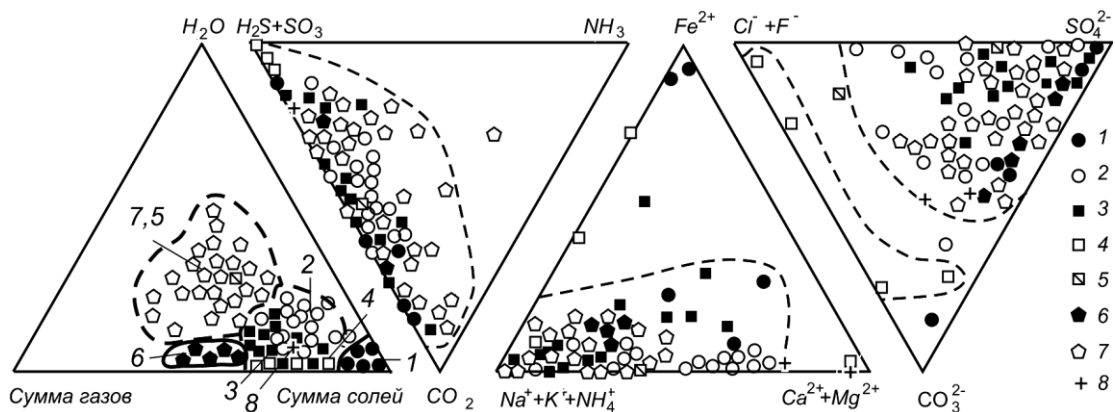


Рис. 3.29. Соотношение компонентов флюидов во включениях минералов сплошных руд: 1 – барит-сульфидные руды Жайрема и Майкаина; 2 – полиметаллические, барит-свинцово-цинковые и 3 – колчеданные руды месторождений Рудного Алтая; 4 – медно-колчеданные руды Майкаина; 5 – свинцово-цинковые руды Акжала; 6 – руды I этапа и 7 – II этапа оруденения Жезказгана; 8 – пирит-галенит-сфалеритовые руды Текели

3. Газо-солевые флюиды с примерно равными количествами газов и солей при малом содержании воды - характерны для включений в сульфидах 1 этапа оруденения в песчаниках Жезказгана; температуры декрепитации включений 530-390°C; в их составе развиты  $H_2S$ ,  $CO_2$ , галогениды и сульфаты щелочных металлов (рис. 12; 6).

4. Газо-водносолевые флюиды с близким соотношением воды, газов и солей - встречаются во включениях минералов Жезказгана II этапа оруденения и галенит-сфалеритовых рудах Акжала; температура декрепитации от 680 до 380°C; в химическом составе растворов развиты  $H_2S$ ,  $CO_2$ , сульфаты, реже галогениды и карбонаты щелочных металлов, иногда в значительных количествах  $NH_4^+$  (рис. 12; 5, 7).

Как видно, химический состав флюидов, сформировавших сплошные сульфидные и барит-сульфидные руды крупных месторождений, весьма своеобразен.

### Формы переноса в сульфидных растворах-расплавах рудных компонентов и причины их отложения

Наиболее часто встречающиеся содержания компонентов во флюидных включениях различных минеральных разновидностей сплошных руд сведены в табл. 3.2.

Основными компонентами флюидов большинства месторождений являются  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$ , галогениды и сульфаты щелочных металлов. Исключение составили барит-сульфидные руды Жайрема и Майкаина и сплошные пирит-галенит-сфалеритовые руды Текели. Здесь в остаточных растворах преобладают сульфаты и карбонаты  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Fe$ . Изложенные в предыдущем разделе данные показывают, что корреляционные зависимости между компонентами во включениях во многом подобны для медных, полиметаллических и свинцово-цинковых руд.

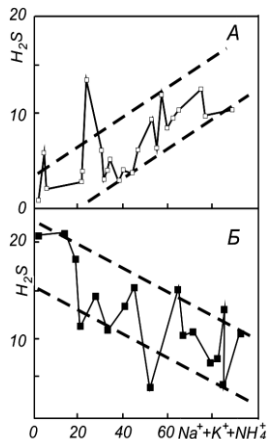


Рис. 3.30. Корреляционные зависимости между содержаниями  $Na^+ + K^+ + NH_4^+$  и  $H_2S$  во включениях сплошных полиметаллических, медно-цинковых, свинцово-цинковых (А) и колчеданных (Б) руд месторождений Рудного Алтая, Центрального Казахстана и Южного Урала

Положительная связь характерна для следующей группы компонентов:  $(Na^+ + K^+ + NH_4^+)$  -  $(Cl + F)$  -  $(CO_2 + CO + CO_3^{2-})$ . Галогениды щелочных металлов и аммония, а также углекислота были исходными во флюидах, практически не принимали участия в реакциях отложения сульфидов и изменяли свои содержания пропорционально друг другу. Щелочные металлы дают отрицательную связь с  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ , а  $(Cl + F^-)$  с  $SO_4^{2-}$ . Это свидетельствует о поступлении  $Ca$  и  $Mg$  из пород, а  $SO_4^{2-}$  возник за счет окисления каких-то

сернистых соединений, но не  $H_2S$ , с которым он дает положительную связь – окисление приводило к одновременному образованию  $SO_4^{2-}$  и  $H_2S$  (рис. 3.26). Между  $(Na^+ + K^+ + NH_4^+)$

и  $H_2S$  характерна положительная связь для флюидов в медных, свинцово-цинковых и полиметаллических рудах, и отрицательная – в колчеданных рудах (рис. 3.30).

Таблица 3.2. Наиболее часто встречающиеся содержания (мас. %) компонентов флюидов во включениях массивных руд месторождений цветных металлов Казахстана и Южного Урала

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>Летучие</i>							
$H_2O$	5	28	29	14	9	2	7,6
$H_2S$	20	11	10	7,5	10,5	1	7,5
$CO_2+CO$	25	18	16	5	8	3	6,5
$NH_3$	<1	4	3	1	<1	<1	0,2
$N_2+Ar$	<1	<1	<1	2,5	3	<1	2,6
Сумма	50	61	58	30	30,5	6	24,4
<i>Солевые</i>							
$Na^++K^++NH_4^+$	13	11	13	15	17,5	3,5	2,3
$Ca^{2+}+Mg^{2+}$	3	5	3	10	4	7,5	18,6
$Fe^{2+}$	1	<1	<1	<1	5	7,5	1,4
$SO_4^{2-}$	28	17	12	30	25,5	45	7,9
$CO_3^{2-}$	3	3	4	6	6,5	29	33,2
$Cl^-+F^-$	2	3	10	9	11	1,5	11,1
Сумма	50	39	42	70	69,5	94	74,5
C, масс. %	91	68	60	83	88	98	91
$SO_4^{2-}/H_2S$	1,4	1,5	1,2	4,0	2,5	45	4,4
$\Delta E$	От 0,00 до -0,01					+0,02 - +0,01	0,00
Температура, °C	500-390	680-450	440-380	630-390	630-350	340-150	500-280
Кол-во анализов	5	29	10	14	20	5	2

Примечание. 1-2 - медные руды Жезказгана первого (1) и второго (2) этапов оруденения; 3 - галенит-сфалеритовые руды Акжала; 4 - полиметаллические и барит-полиметаллические руды месторождений Рудного Алтая; 5 - колчеданные, медно-колчеданные и медно-цинковые руды Майкаина, Рудного Алтая и Южного Урала; 6 - барит-сульфидные руды Жайрема и Майкаина; 7 – сплошные пирит-галенит-сфалеритовые руды Текели; С – концентрации солей во включениях

Наблюдаемые закономерности наиболее полно объясняются при допущении, что исходный флюид, сформировавший массивные руды, представлял обогащенный углекислотой солевой или водно-солевой расплав галогенидов и сульфидов (или гидросульфидов) натрия, калия и аммония. Ф.Г.Смит [1968] экспериментально показал, что в расплавах  $Na_2S$  хорошо растворимы  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Ag$ ,  $Bi$ ,  $As$ ,  $Sb$ , плохо растворимо  $Fe$ . По мере продвижения к поверхности, при появлении значительных количеств воды  $Na_2S$  гидролизировался с образованием  $NaHS$ , который в свою очередь окислялся при появлении кислорода и других окислителей. Флюид становился неустойчивым и из него выпадали сульфиды цветных металлов. Реакция шла по следующей схеме:  $2NaHS + 2O_2 = Na_2SO_4 + H_2S$ .

Согласно реакции на 34 г  $H_2S$  образуется 96 г  $SO_4^{2-}$ ; весовое отношение окисленной и восстановленной форм серы -  $SO_4^{2-}/H_2S$ , равно 2,8. Как видно из табл. 3.2, наиболее часто встречающиеся значения этого отношения в медных, свинцово-цинковых и полиметаллических рудах находятся в пределах от 1,2 до 4,0. Эта реакция также свидетельствует об одновременном образовании  $H_2S$  и  $SO_4^{2-}$  (рис. 3.30, А).

Учитывая слабую растворимость  $Fe$  в расплавах  $Na_2S$ , можно допустить, что его перенос осуществлялся в виде хлоридов:  $FeCl_2$  плавится при 672°C; в 100 г воды при 10°C растворяется 64,4 г, при 100°C – 105,7 г [Справочник химика. Т. 3. 1964]. При отложении пирита сера заимствовалась либо из  $Na_2S$ , либо из  $H_2S$ . В результате остаточные флюиды обеднялись  $H_2S$ . Щелочные металлы в них сохранялись, что обусловило их отрицательную связь с  $H_2S$  во включениях колчеданных руд (рис. 3.30, Б).

Громадные скопления и высокие содержания барита на месторождениях могут быть объяснены транспортировкой бария в виде хорошо растворимых сульфидов и гидросульфидов бария. В 100 г воды при 20°C  $BaS$  растворяется 6,9 г, при 100°C - 34 г;  $Ba(HS)_2$  при 20 °C - 49 г [Справочник химика. Т. 3. 1964]. При высоких температурах эти

соединения способны давать водно-солевые расплавы, окисление которых приводит к образованию  $BaSO_4$ . При низких температурах перенос бария осуществлялся в виде полисульфидных соединений -  $BaS_2$ ,  $BaS_3$ ,  $BaS_4$ , устойчивых ниже  $400^\circ C$ . Их окисление приводило к образованию барита и большого количества  $H_2SO_4$ . Серная кислота активно взаимодействовала с окружающими породами (прежде всего с карбонатами и ранним пиритом), в результате чего остаточный флюид резко обогащался их компонентами. Подобное явление имело место при отложении барит-сульфидных руд Жайрема и Майкаина. Как видно из табл. 3.2, только в этих разновидностях руд преобладают в составе включений сульфаты и карбонаты  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Fe$ . Этим обусловлено и весьма высокое значение отношения  $SO_4^{2-}/H_2S$ , равное в этих рудах 45.

Основная часть массивных сульфидных руд сформировалась в переходных условиях от восстановительных к окислительным –  $\Delta E$  изменяется от 0,00 до -0,007 (табл. 3.2). При образовании барит-сульфидных руд обстановка была окислительной -  $\Delta E$  равно +0,014. Окисление явилось ведущей причиной разрушения сернистых соединений рудообразующих флюидов и осаждения сульфидов цветных металлов и сульфата бария. Все изученные месторождения образовались вблизи поверхности по той причине, что в этом процессе участвовал атмосферный кислород. Окисление восстановительных растворов как ведущий фактор рудоотложения признается многими исследователями.

### **Распространенность растворов-расплавов («рудных магм») при формировании сульфидных месторождений**

В последнее время флюиды типа растворов-расплавов все чаще привлекают для объяснения образования месторождений, которым ранее приписывался гидротермально-осадочный, гидротермальный или гидротермально-метасоматический, как правило, низкотемпературный генезис. Особенно показателен в этом отношении пример с Жезказганом. Для него высказаны практически все возможные точки зрения на происхождение сульфидных руд: осадочная, гидрогенно-диагенетическая, эксгальционно-осадочная, гидротермально-осадочная, инфильтрационно-гидротермальная, вадозно-гидротермальная, гидрогенно-эпигенетическая, гидротермальная, высокотемпературная гидротермально-метасоматическая [Т.А.Сатпаева, 1958], образование из сульфидных расплавов [М.К.Сатпаева, 1985] и, наконец, из высококонцентрированных сульфидно-солевых растворов-расплавов [Парилов, 1980]. Другое месторождение типа медистых песчаников Удокан вначале считалось тоже осадочным, затем гидротермальным и, наконец, магматическим, связанным с интрузиями основного состава [Конников и др., 1986]. Даже при образовании месторождений типа Куроко допускается внедрение высокотемпературных богатых металлами постмагматических флюидов, что существенно дополняет представление о долговременной конвекции морской воды, осуществляющей выщелачивание, перенос и отложение металлов [Sawkins, 1982]. А в последних работах конвекционная модель вообще отрицается [Urabe Tetsuro e.a., 1990].

Формирование колчеданных и свинцово-цинковых месторождений Северного Кавказа, по данным М.Г.Кобилева и др. [1977], происходило при участии растворов-расплавов. Высокотемпературные -  $400-700^\circ C$ , солевые - 60-78 мас. % экв.  $NaCl$ , рудоносные магматические флюиды принимали участие при формировании медно-порфириновых руд месторождения Грасберг в Индонезии, месторождений Гренисле и Белл в Канаде [Lu Huan Zyang, 2000; Wilson e.a., 1980]. Отметим, что на изученных нами медно-порфириновых рудах месторождений Казахстана (Бозшаколь, Актогай, Айдарлы, Саяк), подобных флюидов установить не удалось, хотя этому уделялось самое пристальное внимание.

Конвергентность и качественный характер геологических признаков являются главной причиной тому многообразию точек зрения, которое существует в настоящее время на происхождение рудных месторождений. Открытие современных «черных курильщиков» с сплошными рудами побудило исследователей к попыткам приложить

этот способ образования к палеозойским колчеданным месторождениям. Большинство современных гидротермальных полей находятся в срединно-океанической обстановке, тогда как для древних рудных полей реконструируется островодужный режим формирования. И.В.Викентьев [2006], возражая против подобного подхода, пишет: «Даже самые крупные сульфидные залежи в океане по размерам соответствуют лишь самым мелким колчеданным месторождениям континентов». Флюидные включения в ангидрите, барите и опале из современных сульфидных построек типично газожидкие, иногда в них отмечаются кристаллики твердой фазы [Бортников и др., 2004]. Концентрация солей во включениях редко превышает 8,5 мас. % экв. NaCl. Гомогенизация включений происходит при 102-398°C. О растворах-расплавах в данном случае речи быть не может.

Представление об инъекционном образовании Зырянского месторождения в конце XIX века высказал Б.А.Крат. Для Риддер-Сокольного месторождения аналогичную точку зрения в 1930-е годы обосновывал Н.Н.Курек. Установив высокую сухость рудоносных флюидов этого месторождения, В.А.Кокшаров и др. [1977] стали рассматривать руды как своеобразные магматиты. На основании данных по морфологии рудных тел, особенностей внутреннего строения руд, закономерностей распределения рудных компонентов А.С.Тарантов и др. [1970] пришли к заключению о том, что сплошные руды Зырянского месторождения произошли путем одноактного заполнения открытых полостей сложными высококонцентрированными растворами. По Ю.Ю.Воробьеву [1963], сплошные руды Иртышского месторождения возникли при внедрении густого вязкого флюида, который захватывал обломки вмещающих пород, деформировал и развальцовывал их. Позднее О.И.Кондюрин собрал на этом рудном объекте богатый геологический материал, доказывающий справедливость этой точки зрения. В.И.Старостин и др. [1979] на основании изучения флюидных включений доказывают участие при формировании сплошных руд Березовско-Белоусовского рудного поля сульфидных растворов-расплавов с температурой 620-450°C. Возникли такие флюиды, по их мнению, в результате динамотермального метаморфизма синвулканических руд. Однако большинство исследователей считают, что подобные расплавы на Рудном Алтае могли возникать в процессе ликвации силикатных магм [Воробьев, Иншин, 1968; Иванкин, 1975; многие другие]. Тем более, что в порфирах Рудного Алтая были встречены рудные обособления пирротин-сфалерит-халькопиритового и сфалерит-галенит-флюоритового состава, в которых проявлена одновременная кристаллизация сульфидных и силикатных минералов [Ермолов и др., 1984]. На колчеданных месторождениях Урала пирит, сфалерит, халькопирит и пирротин развиты непосредственно в расплавных включениях в кварце и пироксене рудовмещающих вулканитов [Юсупов, 1985].

У.Д.Бичан [Bichan, 1960] массивные рудные тела Рио-Тинта, Сулливана, Флин-Флона и многих других колчеданных месторождений рассматривает как разновидности изверженных пород. Д.Ф. и Дж. Калво [Calvo, 1980] считают многие месторождения от железорудных до серебряных и полиметаллических бесспорно магматическими, возникшими при дифференциации расплавов на силикатную и рудную фазы. Ц.Р.Висванадхам [Viswanadham, 1977] придерживался аналогичной гипотезы образования некоторых сульфидных месторождений Индии.

В последние годы флюиды, богатые солями, установлены во включениях большого числа других типов месторождений: во флюорит-барит-железорудных проявлениях Тувы, флюоритовых месторождениях Алдана, Бурятии и Кавказа, пироксен-магнетитовых и галит-магнетитовых рудах Ангаро-Илимского района и Торгая в Казахстане (работы М.Н.Кондинова, Л.С.Пузанова, И.В.Куликова, С.Н.Гришиной, К.А.Жук-Почекутова и многих других), Образование хрусталеносных и рудоносных кварцевых жил выполнения рассматривается как результат инъекций из магматических очагов высококонцентрированного по кремнезему флюида с последующей раскристаллизацией жильного материала [Румягцев, 1983]. Подобная точка зрения дважды высказывалась для Иультинского кварц-вольфрамит-касситеритового месторождения на Чукотке [Лугов, 1965; Иванов и др., 1979]. Оловорудный гигант



Сырымбет в Казахстане возник при температурах выше 550°C при участии высокоплотных солевых и водно-солевых расплавов с концентрацией солей более 60 мас. % экв. NaCl [Крылова и др., 2000]. Месторождение связано с дифференцированными глубинными очагами лейкогранитных магм редкометалльной специализации.

### **Геологические и минералогические признаки месторождений и руд, сформированных при участии сульфидных растворов-расплавов**

Приводимые признаки месторождений и руд изученных нами рудных объектов полно освещены в главе 2. Фотографии структур и текстур руд, взаимоотношения минеральных ассоциаций и прочие характеристики массивных руд приведены на рисунках 2,17 - Жайрем, 2.22 – Акжал, 2.29 – Жезказган, 2.68 – Майкаин, 2.76 – месторождения Рудного Алтая и Южного Урала.

1. Месторождения Казахстана и Южного Урала, сформированные растворами-расплавами, относятся к категории крупных и весьма крупных рудных объектов. Исключением является Майкаин. Высокая тектоническая активность в период рудоотложения привели к рассредоточению рудного материала. В рудном поле установлено 26 участков, из которых только шесть представляют объекты среднего масштаба. Если бы рудное вещество было более сконцентрировано, то по запасам металлов Майкаин был бы сравним со многими месторождениями Рудного Алтая и Южного Урала.

2. В структурно-геологическом отношении месторождения располагаются на участках интенсивного дислоцирования пород и тектонических зон глубинного заложения.

Жезказганское рудное поле расположено к герцинской орогенной молассовой впадине, приурочено непосредственно к месту пересечения трех региональных разломов глубокого заложения и к узлу сочленения трех крупных складчатых структур – антиклиналей и синклиналей, оси которых сходятся в районе месторождения. Строение месторождения осложнено вторичной складчатостью – куполами, депрессиями, флексуорообразными перегибами пластов. *Породы испытали сильнейшие стрессовые напряжения. В местах* максимальной трещиноватости пород происходило *вторжение рудных масс* (глубинных сульфидных растворов-расплавов), которые дополнительно деформировали породы.

Барит-свинцово-цинковое месторождение Жайрем располагается в Жаильминской мульды – крупнейшей рифтовой впадине фамен-раннекаменноугольного возраста. В отличие от всех других рифтовых впадин, субпараллельных простиранию Центрально-Казахстанской палеорифтовой системе, Жаильминская мульда ориентирована поперек ее простирания. Центральная часть мульды расположена над скрытым Тасжарган-Жиландинским разломом, представляющим собой широкий глубинный раздвиг, ориентированный поперек мульды. В осевой части раздвиговой зоны локализован Жайрем, в ее бортовых частях – более мелкие месторождения.

Рудно-Алтайский рудный пояс сформировался в герцинское время в результате тектоно-магматической активизации, охватившей слои земной коры и мантии до глубины 250 км. Колчеданно-полиметаллические месторождения развиты в осевой части пояса в виде двух протяженных зон глубинного заложения - Северо-Восточной и Иртышской. Характерна высокая насыщенность месторождениями рудных зон. Оруденение связывается с девонским вулканизмом базальт-андезит-липаритрвой формации. Все больше утверждается представление о размещении колчеданно-полиметаллических месторождений в узлах пересечения северо-западных разломов с древними субширотными расколами, которые в среднем и верхнем палеозое подновлялись. Колчеданные месторождения Южного Урала приурочены к глубинным тектоническим ослабленным зонам древнего заложения.

Майкаинское рудное поле представляет вулcano-тектоническую депрессию типа кальдеры проседания, руды локализованы в зоне межформационного срыва и рассланцевания. Вулканогенные породы в ее пределах превращены в сланцы.

Акжал располагается в пределах мощной тектонической зоны. Основу складчатой структуры составляет крупная сжатая синклиналь, осложненная серией согласно ориентированных складок более высоких порядков и крупным крутопадающим взбросо-сдвигом.

Зоны глубинных разломов служили рудоподводящими каналами. Размещение руд контролируется складчатыми и разрывными структурами.

3. Рудоотложению предшествовали тектонические подвижки, метаморфизм и интенсивный гидротермальный метасоматоз вмещающих пород.

На Майкаине вдоль зоны рассланцевания в результате динамометаморфизма туфы и вулканомиктовые песчаники превращены в сланцы, состоящие в основном из хлорита и серицита. Гидротермально-метасоматические процессы предшествовали каждому рудному этапу. Перед отложением медно-колчеданных руд сформировались громадные зоны серицит-кварцевых метасоматитов по всему рудному полю. Проявлению полиметаллического этапа предшествовали новые тектонические подвижки и формирование вдоль тектонических зон хлорит-серицит-кварцевых сланцев.

На колчеданных месторождениях Рудного Алтая и Южного Урала процессу колчеданного рудоотложения предшествовали рассланцевание пород, связанное с тектоникой. Дробленные и рассланцованные породы претерпели прерудный гидротермальный метасоматоз типа пропилитизации. Многие исследователи отмечают синхронность метасоматических преобразований пород с отдельными фазами вулканической деятельности, которые проявлялись неоднократно. Гидротермально-метасоматические образования, непосредственно предшествующие рудоотложению, представлены кварц-серицитовыми и кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами.

На Жайреме каждому эндогенному отложению руд из растворов-расплавов предшествовало проявление гидротермального метасоматоза по зонам долгоживущих глубинных разломов. Перед образованием барит-свинцово-цинковых руд возникли гидротермально-метасоматические сфалерит-карбонатно-альбит-кварцевая и пирит-кварц-кальцитовая минеральные ассоциации. После временного перерыва, новых тектонических подвижек и становление субвулканических тел «трахитовых порфириров» проявился новый рудный этап. Вначале его возникли эксплозивные брекчии, в цементе которых развиты кварц-альбитовая и доломитовая ассоциации, затем возникли хлорит-кальцит-калишпатовые и кварц-кальцит-альбитовые метасоматиты. Минеральные ассоциации с баритом, возникшие из растворов-расплавов, завершили рудный процесс.

На Жезказгане гидротермальные изменения пород развиты крайне слабо - окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, альбитизация и баритизация. Окварцевание было более поздним, оно наложено на сформировавшиеся руды. Породы жезказганской толщи представляли аллювиально-озерные отложения, образовались в условиях сухого аридного климата, и первоначально имели монотонную красную окраску. Серая окраска рудовмещающих песчаников обусловлена, наиболее вероятно, преобразованием первичных красцветов волной прерудных газогидротермальных флюидов. Алевролиты были водонепроницаемы и сохранили свою первоначальную красную окраску.

Свинцово-цинковое месторождение Акжал является единственным исключением – на нем отсутствуют какие-либо метасоматические преобразования пород. Наблюдается только раскристаллизация рудовмещающих известняков внутри массивных руд и в непосредственном контакте с ними. Известняки не проявляли своей химической активности, возможно по той причине, что температуры растворов была недостаточно высокими

Многие исследователи доказывают, что из кристаллизующихся магм возможно отделение двух фазового флюида - раствора-расплава, в котором концентрируются тяжелые металлы, и газо-водного флюида. В трещинных системах происходило пространственное разделение сосуществующих фаз. Газовая фаза, будучи более подвижной, продвигалась к поверхности быстрее, конденсировалась при падении температуры и производила прерудную метасоматическую переработку пород. Раствор-расплав двигался по

подготовленным путям и при смене физико-химической обстановки раскристаллизовывался, не вызывая заметного преобразования пород. Эта схема вписывается в ту последовательность, которая наблюдается на изученных месторождениях.

4. Размещение рудных тел контролируется складчатыми и разрывными **структурами**. Они локализованы во внутрiformационных зонах дробления и рассланцевания, в сбросах, взбросах, в зонах межслоевых деформаций и объемного брекчирования, представляют пластообразные залежи, линзы, жилы и столбы, серии параллельных жил, разделенных безрудными прослоями. Эти характерные черты рудных тел присущи и залежам магматических сульфидных медно-никелевых руд.

Для Жезказгана массивные руды локализованы в трещинах, межпластовых зонах дробления (жилы) и в горизонтах песчаников. Стратиформные рудные тела представляют не пласты, как это часто трактуется, а лентовидные рудные залежи, ориентированные вдоль осевых зон антиклинальных складок второго порядка. По мнению М.К.Сатпаевой [1985<sub>2</sub>], они представляют своеобразные рудные силлы - аналоги пластообразных интрузивных тел. При внедрении сульфидный расплав обладает высокой механической и химической активностью. Он дробит рудовмещающие песчаники, перемешивается с ними, частично ассимилирует их, переводит их в пластическое состояние. Рудные тела, возникшие при инъекции сульфидных расплавов, состоят из сплошных и густовкрапленных руд, имеют резкие контакты, следы отрыва и дробления боковых пород, несут угловатые и деформированные обломки окружающих пород. При заполнении купольных структур отмечается течение как сплошной сульфидной, так и песчано-сульфидной массы (см. рис. 2.30 в главе 2)..

В целом рудные тела по форме подобны интрузивным, часто не сопровождаются ореолом вкрапленного оруденения, имеют четкие припаянные контакты с вмещающими породами.

5. Руды месторождений сложены практически полностью сульфидами при незначительном участии жильных минералов. Жильные минералы имеют крайне низкую растворимость в солевых и водно-солевых расплавах, тогда как концентрации сульфидов в них могут достигать многих десятков процентов. В гидротермальных растворах растворимость жильных минералов на несколько порядков выше, чем сульфидов. Этим обусловлено то, что жильные минералы в гидротермальных и гидротермально-метасоматических рудах резко в преобладают над сульфидами.

6. Кристаллизация растворов-расплавов происходила быстро из весьма пересыщенных флюидов. Это обусловило мелко- и криптокристаллическое (колломорфное) строение минеральных агрегатов, тесные прорастания минералов при отсутствии коррозионных структур, необычные срастания минералов резко различающихся по своей кристаллизационной способности.

7. В поперечном сечении массивных залежей зернистость руд закономерно возрастает от контактов (размер зерен 0,006-0,06 мм) к осевым частям (0,1-0,3 мм). Это обусловлено более высокими скоростями охлаждения и кристаллизации в периферических частях рудных тел, по сравнению в осевыми. В сульфидных залежах Иртышского месторождения были установлены своеобразные «зоны закалки» в контакте рудных залежей, которые до сих пор наблюдались только в магматических интрузивных телах [Кондюрин, 1977].

8. Контакты руд с вмещающими породами четкие, припаянные. При этом породы в контакте, если и претерпевают какие-либо изменения, то они вызваны температурным воздействием. Наиболее четко это проявлено на месторождении Акжал. Здесь контакт руд с вмещающими известняками аналогичен контакту магматических пород, силикатный расплав которого был лишен воды.

9. В рудах не выражена последовательность отложения минералов, которая четко проявляется при кристаллизации из гидротермальных растворов. Сульфиды в рудах, как и силикатные минералы в магматических породах, практически не имеют отрицательных (вогнутых, коррозионных) форм контуров. Пирит, как наиболее ранний минерал, часто образует сфероидальные агрегаты с концентрически зональным

строением. В отсутствие пирита подобные сростания характерны сфалериту (Акжал). Это свидетельствует о том, что образовывались эти минералы в свободном пространстве в подвешенном состоянии в вязкой среде. Пирит сплошных руд часто имеет большое количество пойкилитовых включений минералов-"соседей", скелетные и шарообразные формы зерен (Риддер-Сокольное, Орловское). Это объясняется близко одновременным образованием его с минералами соседями и превосходством его над ними в кристаллизационной способности. Обособления посторонних минералов в пирите служат показателем кристаллизации его в среде, насыщенной жидкими сульфидами свинца, меди и цинка.

10. В сплошных барит-сульфидных рудах наблюдается гнездовое или полосчатое строение за счет обособления барита в сульфидной массе (Жайрем, Майкаин). Дифференциация рудного вещества происходила в нераскристаллизованном сульфидно-сульфатном вязком высококонцентрированном флюиде в виде округлых и овальных обособлений. При движении флюида эти обособления вытягивались и создавали полосчатое строение руд. Подобное явление встречено также в колломорфных галенит-сфалеритовых (Акжал) и в полиметаллических (Орловское) рудах, в которых происходило обособление сфалерита от галенита и халькопирит-пиритовых агрегатов в вязкой массе раствора-расплава.

11. Наложение минеральных ассоциаций происходило путем внедрения в дробленые породы и ранние руды без каких-либо признаков воздействия на них синрудных гидротермальных преобразований. В массивных сульфидных рудах присутствует большое количество обломков вмещающих пород размерами от микроскопических до глыб в несколько метров в поперечнике, которые волоклись и деформировались флюидом. В сплошных рудах Зыряновского месторождения М.Г.Хисамутдинов [1970] наблюдал крупные блоки пород, которые были повернуты в разные стороны при внедрении флюида. В поздних минеральных ассоциациях постоянно присутствуют обломки ранних руд. Наблюдаемые явления диапиризма П.Ф.Иванкин [1975] объясняет высоким напором флюидов, способных воздействуя на структуру месторождений и вмещающие породы.

12. Консолидация и охлаждение руд сопровождалось образованием закрытых трещин и полостей. Они заполнялись остаточными растворами, которые способствовали частичному переотложению рудного материала с образованием поздних более крупных кристаллических обособлений сульфидов, мелких прожилков и гнезд нерудных минералов с вкраплениями сульфидов. Это явление характерно для всех руд.

13. Формирование колчеданных месторождений с массивными рудами было длительным и сложным. Вначале происходила метасоматическая переработка пород, затем внедрение массивных сульфидов. В рудных телах, особенно протяженных на большие глубины, верхняя (фронтальная) зона представлена прожилково-вкрапленными рудами. Они через бедную вкрапленность сульфидов контактируют с вмещающими породами. Это головная часть рудоносной колонны, которая была обогащена летучими компонентами. Ниже располагается основная центральная часть рудной залежи, представленная массивными сульфидами. Для нее характерны все выше перечисленные признаки инъекционного образования. Корневые части рудных тел часто сложены более крупнокристаллическими рудами, возникшими в результате накопления здесь флюидов после закупорки рудопроводящего канала. По тектоническим подвижкам происходило внедрение этой рудной массы в виде жил в центральные части рудных залежей [Пронин, 1977, 1978].

14. Сульфиды возникали в несколько последовательных этапов и стадий, и процесс носил непрерывно-прерывистый пульсационный характер. При этом условия минералообразования в отдельные рудные периоды часто были сходными. На колчеданных месторождениях - Риддер-Сокольном, Зыряновском и Орловском, наблюдается один и тот же интервал температур образования различных стадий: для колчеданных, медно-колчеданных, медно-цинковых руд он составил 630-460°C, полиметаллических - 620-500°C, барит-свинцово-цинковых 630-550°C. В барит-

сульфидных рудах Жайрема и Майкаина, отдельные агрегаты, характеризующие минеральные ассоциации в чистом виде, показывают разброс температур в пределах 10°C, тогда как переход от одной стадии к другой имеет дискретный ступенчатый характер. Температурный градиент по вертикали при отложении массивных руд был невелик. Обусловлено это высокими скоростями продвижения флюидов и их слабым теплообменом с окружающими породами в подводящих каналах, которыми служили долгоживущие зоны разломов.

15. Многократное повторение периодов сульфидного отложения возможно при наличии мощного глубинного источника рудоносных флюидов. Согласно Г.Н.Щербе [1964, 1968], им мог быть мантийный базальтоидный расплав. При его дифференциации в донных частях магматических камер образовывался продукт, обогащенный рудными компонентами. Он мог представлять либо расплав сульфидов, либо их раствор в расплаве солей. Отторжение этого богатого сульфидами продукта может происходить после удаления воды и других летучих компонентов с ранними порциями силикатных расплавов. Изменение состава сульфидного оруденения во времени он объясняет полнотой дифференциации магм: "Замечено, что начальная дифференциация базальтоидных магм (до андезитов) способствует образованию медного оруденения, а более полная (до липаритов и трахилипаритов) - всех типов полиметаллического и сопутствующего оруденения" [Щерба, 1968]. Другие исследователи придают большое значение смешиванию базальтоидов чистой линии с кислым коровым материалом, который и давал свинцовое оруденение.

Изложенные выше и другие признаки приводили многих исследователей к заключению о том, что массивные руды возникли в результате внедрения и раскристаллизации весьма богатых металлами флюидов типа рудных магм. Результаты выполненного нами изучения флюидных включений на рудных объектах Казахстана подтверждают этот возможный путь образования массивных руд.

Тектоническая и структурно-морфологическая обстановка рудоотложению на сульфидных свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождениях Казахстана во многом подобны кристаллизации сульфидного расплава при образовании медно-никелевых руд. Между этими типами месторождений сходны формы рудных залежей, взаимоотношения пород и руд, строение минеральных агрегатов. Это позволяет увереннее говорить о формировании полиметаллических и колчеданных месторождений из рудных магм или точнее из сульфидных растворов-расплавов. Их свойства в основных своих чертах подобны свойствам сульфидных расплавов. Отличие заключается в том, что тела сплошных медно-никелевых руд находятся либо в материнских интрузиях, либо в непосредственной близости от них в окружающих породах. На свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождениях рудные тела удалены от материнских интрузий на неопределенно большие расстояния. Обусловлено это, видимо, существенно более высокой вязкостью сульфидных (или сульфидно-силикатных) расплавов по сравнению с сульфидно-солевыми растворами-расплавами.

### **Природа сульфидных растворов-расплавов**

Приводимый ниже обзор опубликованных геологических, экспериментальных и теоретических работ не претендует на полноту. Основная его цель – показать принципиальную возможность существования в природе сульфидных растворов-расплавов, переноса ими рудного материала и формирования массивных руд.

В настоящее время большинство геологов признает формирование из сульфидных или сульфидно-силикатных расплавов только медно-никелевые месторождения. Хотя и здесь не обходится без альтернативных гипотез. Наличие метасоматитов и контактового метаморфизма вмещающих пород позволили высказать вначале гидротермально-метасоматическое происхождение медно-никелевых руд, а затем трансмагматическую природу рудообразующих флюидов. На прочих рудных объектах признаки участия рудных магм имеются в недостаточном объеме. Тем не менее, эта гипотеза привлекается для объяснения образования массивных сульфидных

руд.

Ликвационную природу рудного вещества сульфидных месторождений подтверждают наблюдения за продуктами современного вулканизма. В лавах основного состава Камчатки и Курильских островов повсеместно рассеяны сульфиды железа и меди (в основном пирротин и халькопирит) в виде яйцевидных и овальных обособлений размерами в несколько микрометров. В базальтах срединно-атлантического хребта Хуан-де-Фука размеры сульфидных агрегатов достигают 2х5х8 см. В основных интрузивных породах, даже лишенных медно-никелевого оруденения, магматические сульфидные обособления присутствуют постоянно, хотя и в незначительных количествах [Вахрушев, 1988; Уэйджер и др., 1970; мн. др.]. В оливине пироксеновых габбро-долеритов Талнахского месторождения сульфиды установлены в силикатном стекле первичных магматических включениях [Ворцепнев и др., 1977]. Все эти данные подтверждают возможность ликвации силикатного расплава с отщеплением несмешивающейся сульфидной жидкости. Реально этот процесс наблюдали Б.И.Скиннер и Д.Л.Пек [1973] при кристаллизации гавайских лав. При благоприятных условиях в магматических камерах подобная ликвационная дифференциация создавала значительные массы концентрированного рудного вещества.

Ведущим компонентом, определяющим поведение халькофильных элементов на всех стадиях эволюции основных магм, является сера, характерная для вулканических эманаций. Иногда ее количество столь велико, что в кратерах вулканов возникают серные озера. Исследования А.И.Альмухамедова и др. [1982] показывают, что в магматическом расплаве тяжелые металлы и сера прочно связаны. Сера не входит в кристаллическую решетку породобразующих минералов и присутствует в них, независимо от концентрации, в сульфидной форме, связанной с железом, реже медью и никелем. Присутствие сульфидной серы в магматических расплавах доказывается с позиции строения силикатных жидкостей, экспериментальными данными по растворимости серы, а также прямыми определениями ее структурного положения в закаленных стеклах основного состава. Пересыщение серой силикатного расплава является ведущей причиной образования несмешивающейся сульфидной жидкости. Скорость этого процесса довольно высока и несущественно зависит от вида серосодержащей фазы.

Температуры затвердевания сульфидных жидкостей тяжелых металлов, хотя и ниже температур кристаллизации основных и ультраосновных пород, довольно высокие - по оценкам специалистов они составляют 800-950°C. Для сульфидных расплавов характерны малая вязкость и высокая подвижность. Я.И.Ольшанский [1948] встретился с явлением "выползания" сульфидных расплавов из тиглей: расплавленная смесь сульфидов поднималась по стенкам тиглей и перемещалась в полость печи. Подобные свойства этих расплавов представляют несомненный интерес с геологической точки зрения.

Имеющиеся в литературе сведения не исключают и того, что сера в магматических расплавах может быть связана и с щелочными и щелочноземельными элементами. Сульфиды *Na*, *K*, *Ca* и *Mg* хорошо растворимы в воде, и встретить их в природе в твердом состоянии почти невозможно. В последние годы установлена целая группа сложных сульфидов, содержащих щелочные и щелочноземельные элементы: джерфишерит  $K_3(Cs,Na)(Cu,Fe,Ni)_{12}S_{14}$ , расвумит  $K_3(Fe,Mg)_9S_{14}$ , бартонит  $K_3Fe_{10}S_{14}$ , мурунскит  $K_2Cu_3FeS_4$ , эрдит  $NaFeS_2 \cdot 1,5-2H_2O$ , торчилинит  $2(Fe_{0,9}S)_{1,7}(Mg,Fe)(OH)_2$ , герстлиит  $(Na,Li)_4As_2Sb_8S_{17} \cdot 6H_2O$  и другие *Cu-Fe*-содержащие сульфиды с различными количествами *K* и *Na* [Добровольская, 2003]. Они присутствуют в медно-никелевых рудах, в щелочных и ультраосновных породах, перидотитах, серпентинитах, карбонатитах, кимберлитах, пегматитах и скарнах. Большинство сульфидов щелочных металлов легко подвергаются разрушению, окислению и растворению. В каменных метеоритах и лунных грунтах встречены нинигерит  $(Fe,Mg,Mn)S$  и ольдгамит  $(Ca,Mn)S$ , которые в условиях земной коры замещаются сульфатами. Приуроченность этих сульфидов к глубинным образованиям не случайна. Как показали А.А.Маракушев и др. [1972], щелочные и щелочноземельные металлы обладают большим химическим

сродством к сере, чем к кислороду. Однако реализоваться это свойство с образованием простых сульфидов этих элементов возможно в восстановительных условиях глубинных геосфер Земли.

Сульфиды щелочных и щелочноземельных металлов понижали температуры кристаллизации сульфидных жидкостей, которые отделялись от силикатных расплавов при ликвационной дифференциации. Для медно-никелевых руд они оказались существенно ниже температур плавления чистых сульфидов меди, никеля и железа и составили 700-400°C (по данным М.Н.Годлевского, В.В.Золотухина; Н.М.Чернышова и др.). Как было показано выше, такие же температуры присущи формированию массивных сульфидных руд на всех изученных нами свинцово-цинковых, медных и колчеданных месторождениях.

В работе А.А.Маракушева и др. [1983] показано, что гидротермальные растворы, возникающие при кристаллизационной дифференциации, способны извлекать малую долю металлов, присутствующих в силикатных породах. В связи с этим ведущее значение в извлечении, переносе и отложении компонентов руд придается богатым летучими силикатным, окисным, фосфатным, сульфатным и галогенидным расплавам. Подобные расплавы могут возникать на ранней стадии ликвационной дифференциации и избирательно концентрировать цветные и редкие металлы. В них может происходить кислотно-щелочная дифференциация с экстракцией щелочей и рудных элементов во флюидном расплаве, а кислот - в равновесном с этим расплавом гидротермальном растворе. Далее гидротермальные растворы производят метасоматическую переработку пород, из флюидного расплава отлагаются руды.

Экспериментальные исследования В.А.Жарикова и др. [1986] показали, что насыщение базальтовых расплавов летучими компонентами приводит к отделению солевых (хлоридных, фторидных, карбонатных, фосфатных и других) расплавов или к формированию гидротермального флюида сложного состава. Отделившиеся солевые расплавы избирательно концентрируют в себе многие элементы: сульфидные – *Pt, Cu, Au, Ni, S, Te*; фосфатные - *P, Ca, Mg, TR, Na*; хлоридные - *K, Na, Ca, Fe*; карбонатные - *Na, Ca, Mg, Ta, Nb, TR*. Силикатно-солевое расщепление флюидсодержащих базальтовых расплавов является, по их представлению, одним из наиболее эффективных механизмов концентрирования рудных компонентов.

Эксперименты И.Я.Некрасов [1984] показали, что растворимость цветных и редких металлов в гранитных расплавах, равновесных с флюидами, высока, % мас.: *Nb* до 7,8, *Mo* до 3,8, *Pb* до 12, *Sn* до 28,7. От гранитного расплава может отделяться пересыщенный металлами кремнекислотный раствор-расплав. На этом основании он делает вывод о магматической, а не о гидротермальной природе некоторых типов месторождений, связанных с гранитоидами. Геологический материал не противоречит этому выводу. Как уже отмечалось, для кварц-касситеритового Иультинского месторождения эта точка зрения высказывалась дважды.

Эксперименты Ю.Б.Шарапова и Н.И.Сук [2001] показали, что цветные металлы - *Pb, Cu, Zn*, в несмешивающихся силикатно-солевых системах полно экстрагируются *NaCl* и *KCl*. Они еще раз подтвердили важную роль хлоридных солевых расплавов в извлечении и концентрировании цветных металлов в силикатных системах.

М.Ю.Коротаев и др. [1986] показали неизбежность возникновения при кристаллизации магм двухфазного флюида, представленного малоплотной газовой фазой и равновесным с ней жидким водно-солевым расплавом. Последний характеризуется необычайно высокой химической активностью, растворимость в нем рудных минералов может достигать десятков процентов. Длительная сепарация подобных флюидов из кристаллизующихся магм может приводить к значительному накоплению рудного вещества. Наличие двух фаз обуславливает эффективную кислотно-щелочную дифференциацию: щелочи и тяжелые металлы концентрируются в растворе-расплаве, кислоты и летучие - во флюидной фазе. В трещинных системах происходит пространственное разделение сосуществующих фаз: более плотные и вязкие растворы-расплавы отстают от флюидной фазы, которая обеспечивает появление опережающей волны кислотных компонентов по Д.С.Коржинскому. Предложенная модель

демонстрируется на примере грейзеновых месторождений. Однако ее можно приложить и к сульфидным рудным объектам.

Возможность существования водно-солевых расплавов в магматических камерах экспериментально доказал И.Д.Рябчиков [1969]. В системе силикат-соль-вода им получено в равновесии две несмешивающихся жидкости - силикатный и водно-солевой расплавы, и газовая фаза. В настоящее время это положение подтверждено и на природных объектах. В интрузивных породах нередко фиксируется одновременно несколько типов включений: силикатного стекла, существенно газовых и пересыщенных солями флюидных (работы E.Roedder, D.S.Globs, P.J.Eadiugston, C.J.Eastoe).

В технике растворы-расплавы широко используются при выращивании кристаллов [Тимофеева, 1978]. В этом методе растворителем являются расплавы окислов или галогенидов тяжелых и щелочных металлов, в которых конгруентно плавится растворяемое вещество. Достигается высокое насыщение раствора - до 40-90%, при температурах на десятки и сотни градусов ниже температуры плавления или разложения растворяемого компонента. Солевые и водно-солевые расплавы являются хорошими растворителями тяжелых металлов [Беляев и др., 1957; Равич, 1974], в том числе и сульфидов цветных металлов [Бабанский и др., 1971]. Расплавы солей представляют ионные растворы, способные давать с металлами комплексные соединения. Они имеют высокую плотность, низкую летучесть и большую подвижность. Вязкость их при 800°C составляет (в пузах):  $KCl$  - 0,01,  $NaCl$  - 0,014,  $CaCl_2$  - 0,02 ( $H_2O$  при 20°C - 0,011). Они обладают высокой смачивающей способностью и электрокапиллярными явлениями. Все это придает солевым расплавам свойства, характерные для гидротермальных растворов, в результате чего они могут быть экстрагентами и переносчиками рудных компонентов.

М.Г.Коротаев и др. [1986] отмечают, что водно-солевые растворы-расплавы могут образовывать все без исключения соли. Свойства их отличаются как от разбавленных растворов, так и от безводных расплавов солей. Высокая способность их растворять рудные вещества уже отмечалась. При этом температурный коэффициент растворимости в них всегда положительный - при охлаждении раствора-расплава создаются условия пересыщения и кристаллизации растворенных фаз. С ростом концентраций солей растворимость других веществ в них либо монотонно нарастает, либо проходит через максимум - в области концентраций 60-90%, и быстро снижаясь при переходе к безводному расплаву.

Е.С.Гавриленко и др. [1971] приводят большой материал, свидетельствующий о значительном количестве солей в силикатных расплавах. Только при последнем извержении Безымянного вулкана вынесено более 20 млн. т растворимых соединений. В продуктах возгонов вулканов, в застывших лавовых потоках, в отложениях фумарол, а также среди интрузивных пород присутствуют, иногда в значительные количества растворимых минералов: галит, сильвин, гидрофиллит  $CaCl_2$ , хлоркальцит  $KCaCl_3$ , виллионит  $NaF$  (до 5% в породах Лозоревского массива), кароббит  $KF$ , нашатырь  $NH_4Cl$ , маскальит  $(NH_4)_2SO_4$  и многие другие. В.А.Долицкий и др. [1983] впервые высказали предположение о том, что источником гигантских солевых месторождений являются глубинные минерализованные воды. П.Ф.Иванкин и др. [2001], обобщив данные по глубинной дегазации недр, пришли к выводу: «Ископаемые соли, заключенные в осадочных толщах разного возраста (от протерозоя до кайнозоя) в главной своей массе имеют эндогенное происхождение. Они являются продуктами раскристаллизации глубинных флюид-расплавов сложного состава, представленных хорошо растворимыми при температурах выше 300-400°C солями магния, кальция, натрия, калия, бора и других элементов. Осадочное накопление солей, подобного Кара-Богаз-Голу, не подлежит сомнению. Однако относительное количество осадочных солей, погребенных в литосфере, не может быть большим. К основной массе ископаемых солей не применимы критерии осадочного генезиса».

Материалы по магматическим породам и кимберлитам показывают большое разнообразие в них включений. Наряду с включениями силикатных расплавов в них установлены силикатно-солевые и солевые хлоридные расплавы, расплавы-рассолы и



расплавы-растворы (работы Т.Ю.Базарова, И.Т.Бакуменко, Ю.А.Долгова и др.). По их представлению, в начальные периоды кристаллизация пород происходила из силикатных расплавов, затем из силикатно-солевых расплавов и растворов-расплавов, а по мере накопления в них флюидной фазы наблюдался переход в гидротермальный процесс. В некоторых случаях они предполагают, что в многофазных включениях законсервированы трансмагматические флюиды, очень богатые  $NaCl$ . Водно-хлоридная магма, по их мнению, отделялась от силикатного расплава и приводила к формированию пегматитов. Особенно велики содержания солей в карбонатитовых магмах. В Танзании вулкан Ольдоино-Ленгаи является единственным в мире, извергающим натрокарбонатитовые лавы, представленные ниеререита и грегориита  $(Na_{1,7}K_{0,1})(Ca, Sr, Ba)_{0,16}CO_3$  [Keller Jord e.a., 1990].

Изложенный материал по образованию растворов-расплавов при магматических процессах обильный и разнообразный. Он разрознен, пока не объединен в строгую концепцию. Тем не менее, он подтверждает широкое участие глубинных магматических солевых и водно-солевых расплавов в формировании месторождений.

В.И.Старостин [1990] доказывает, что сульфидно-солевые растворы-расплавы могут возникать в зонах активного метаморфизма гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных руд, приводя к их плавлению при относительно невысоких температурах, и к формированию инъекционных залежей. Им также высказано представление и о том, что водно-солевые растворы-расплавы могут образоваться и в результате погружения эвапоритовых толщ в области высоких температур и давлений. Фильтрация подобных растворов-расплавов может привести к выщелачиванию рудных элементов из пород и к формированию в верхних горизонтах массивных руд.

Первое из высказанных представлений полностью подтверждается результатами исследований на месторождении Текели [Парилов, Паталаха, 1980]. При динамотермальном метаморфизме происходила мобилизация сульфидов гидротермально-осадочных руд при температурах – 550-300°C, и образование массивных галенит-сфалерит-пиритовых залежей. Этот процесс происходил при участии водно-солевого флюида, который содержал, % мас.:  $H_2O$  - 6-8, солей – 75-76, концентрация солей в водно-солевом расплаве составляла 90-92 (см. табл. 3.2). В отличие от эндогенных флюидов, главными солевыми компонентами расплава были сульфаты и карбонаты кальция, т.е. компоненты, заимствованные из поровых растворов вмещающих пород.

Имеется материал, показывающий также, что источником рудных компонентов могут быть подстилающие и прилегающие осадочные или вулканогенные горные породы, подверженные гидротермально-метасоматическим, метаморфическим и динамотермальным преобразованиям (работы И.Ингерсона, Д.С.Коржинского, В.Г.Прохорова, Э.Н.Баранов и др.). Предложено несколько моделей этого процесса. Наиболее ранняя из них была конвекционная гипотеза, о которой уже говорилось.

Гипотезу адиабатической мобилизации рудного вещества развивал Ю.А.Долгов [1979]. Согласно его представлениям, в остывающих магматических интрузиях и окружающих породах многократно и практически мгновенно образуются контракционные трещины. В результате резкого увеличения объема в них происходит адиабатическое падение давления, температуры, плотности и концентрации растворов, что активизирует приток поровых растворов, поставляющих жильный материал и рудные компоненты из окружающих пород в трещины.

Е.И.Паталаха [1972] доказывает, что рудное вещество многих колчеданных и полиметаллических месторождений могло быть заимствовано из блоков пород в зонах повышенного уровня дислоцированности. Как отмечали А.А.Пэк [1968], У.Файф и др. [1981], уже в ранние стадии тектонических напряжений, сопровождаемых повышением температуры пород, происходит отжатие поровых и пленочных вод в приразломные зоны. Такой характер разгрузки создает условия для локализации мобилизованных из больших объемов пород рудных компонентов в зоны повышенной проницаемости, к которым и приурочены рудные тела. Реальность подобных процессов не исключается. Проходить они могут тоже с участием высококонцентрированных водно-солевых

флюидов типа растворов-расплавов. Метаморфизм пород сопровождается перекристаллизацией и дегидратацией минералов [Белевцев и др., 1985]. В результате они одновременно освобождаются от элементов-примесей и от связанной воды. Это может приводить к формированию концентрированного рудоносного флюида, так как поровые и пленочные воды обладают повышенной способностью растворять минералы. Стрессовые нагрузки способствуют отжатию растворов в трещинные зоны повышенной проницаемости. Ввиду того, что давление в этих зонах существенно ниже, чем в системе пор, поступающие в них флюиды на участках дросселирования будут испытывать необратимое адиабатическое расширение. В результате вскипания будет происходить разделение их на пневматолитовую и конденсированную (раствор-расплав) фазы. Как уже отмечалось ранее, последняя при раскристаллизации может создавать массивные сульфидные залежи.

Тектонические явления, сопровождаемые стрессовыми нагрузками, могут проявляться многократно. Соответственно, в породах будет происходить более глубокие динамометаморфические преобразования с выносом менее подвижных элементов и освобождением воды из более устойчивых минералов. Этим можно объяснить смену состава оруденения во времени и пульсационный характер рудного процесса.

Таким образом, результаты изучения флюидных включений, обобщение геологических, теоретических и экспериментальных данных однозначно свидетельствуют о формировании массивных руд на месторождениях меди, свинца и цинка при участии солевых и водно-солевых сульфидных расплавов-расплавов. Приведенные данные указывают на их широкое распространение в природе. Солевые и водно-солевые расплавы способны экстрагировать из магм и пород рудные компоненты, накапливать их до весьма высоких концентраций, транспортировать на большие расстояния и бурно отлагать в благоприятных условиях. Предпочтение в образовании сульфидных растворов-расплавов следует отдать процессам магматизма. Не исключается также образование подобных рудоносных флюидов в связи с динамотермальным метаморфизмом ранних руд, а также при разнообразных процессах мобилизации рудного вещества при тектонических деформациях, метаморфизме и метасоматозе пород. Отвергнутые ранее идеи плутонистов о «рудных магмах» в настоящее время испытывают возрождение. И это возрождение происходит на основе, которую составили исследований новейшими методами.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РУД

Сформировавшиеся руды на месторождениях претерпели различные преобразования, физико-химические параметры которых рассматриваются в этом разделе.

**Дислокационный метаморфизм** проявлен в гидротермально-осадочных рудах Шалкии, Талапа и Жайрема. В период складкообразования в них происходили перекристаллизация и частичное переотложение рудных и жильных минералов в трещинах и полостях отслоения.

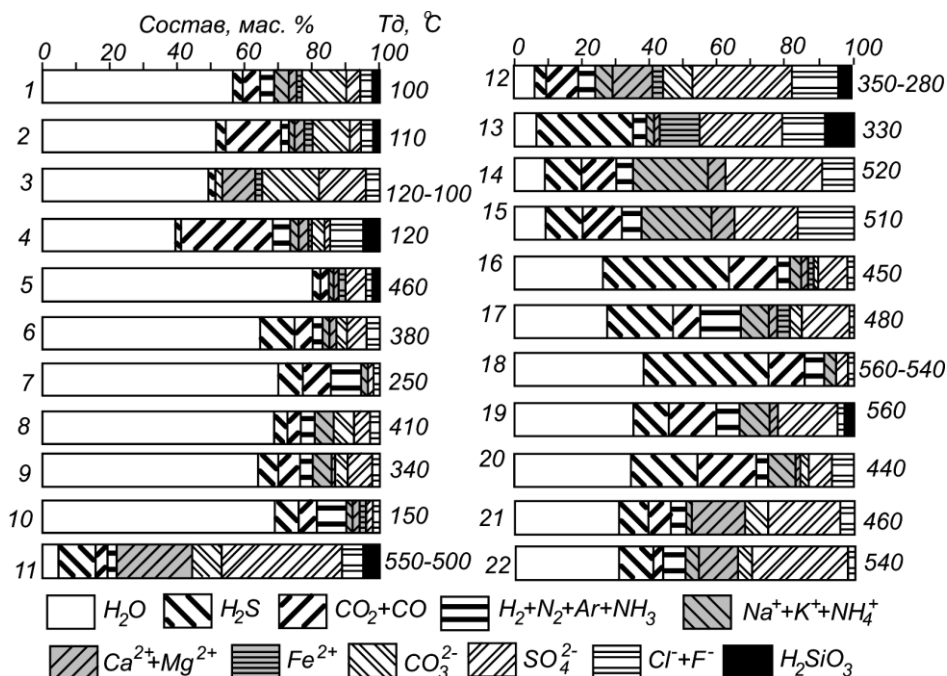
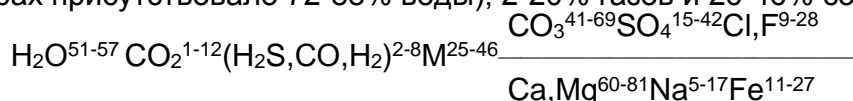


Рис. 3.31. Составы растворов во включениях минералов метаморфизованных руд: 1-3 - дислоцированные галенит и сфалерит (1 и 2) в рудах Шалкии и пирит (3) в рудах Жайрема; 4 - перекристаллизованные галенит и сфалерит под воздействием термальных захороненных вод, Шалкия; 5-10 - образование мелких гнезд и прожилков при охлаждении высокотемпературных массивных сульфидов, Рудный Алтай (процесс типа автометаморфизма); 11-13 - динамотермальный метаморфизм галенит-сфалеритовых руд Текели (11-12) и пиритовых Майкаина (13); 14-15 - перекристаллизованные галенит и сфалерит Акжала (автометаморфизм); 16-20 - образование жил крупнокристаллических сульфидов в тонкозернистых массивных рудах Рудного Алтая; 21-22 - образование крупнокристаллических галенита и сфалерита при контактово-гидротермальном метаморфизме руд Акжала

В галенит-пирит-сфалеритовых рудах Шалкии этот процесс протекал при 100-110°C, в пиритовых рудах Жайрема - при 120-100°C. В процессе участвовали поровые растворы, которые содержали 51-57% воды (при формировании исходных руд в растворах присутствовало 72-88% воды), 2-20% газов и 26-46% солей (рис. 3.31, 1-3):



Как видно из формулы и диаграмм рис. 3.32, в составе газовых компонентов преобладали CO<sub>2</sub> и CO, при метаморфизме пиритов - заметные количества H<sub>2</sub>S. Среди солей развиты карбонаты и сульфаты Ca и Mg, иногда в заметных концентрациях Fe.

В целом дислокационный метаморфизм проходил при низких температурах - 100-120°C. Эти значения согласуются с данными теоретических расчетов, показавших, что подобный разогрев мог осуществляться за счет термических эффектов от дробления пород и их скольжения по кливажу [Е.И.Паталаха и др., 1969]. Процесс приводил к активизации поровых растворов, обогащенных газовыми и солевыми компонентами - преимущественно CO<sub>2</sub> и карбонатами Ca и

Mg, которые были заимствованы из окружающих карбонатных пород. Эти растворы были щелочными ( $\Delta pH$  от +1,0 до +2,0) и имели окислительную среду ( $\Delta E$  от +0,001 до +0,010).

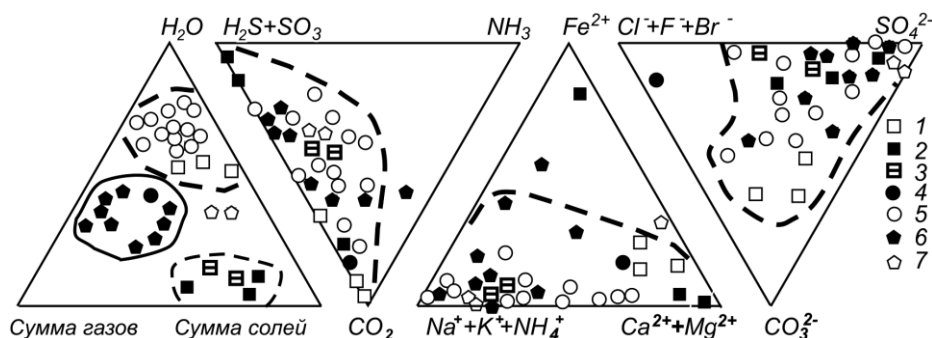
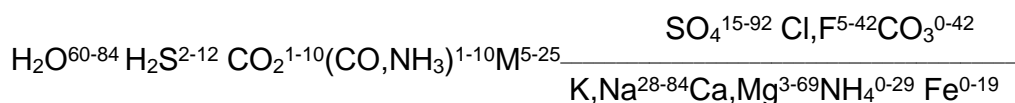


Рис. 3.32. Соотношения компонентов растворов во включениях минералов метаморфизованных руд: 1-2- дислокационный (1) и динамотермальный (2) метаморфизм; 3 - контактовый прогрессивный метаморфизм; 4 - воздействие захороненных термальных вод; 5 - автотермальный метаморфизм высокотемпературных руд; 6 - переработка газо-гидротермальными растворами; 7- контактовый гидротермальный метаморфизм

**Воздействие на руды захороненных термальных рассолов** проявлено в гидротермально-осадочных рудах Шалкии. По трещинам, секущим слоистость, возникла сеть мелких прожилков сульфидно-кварц-карбонатного состава мощностью до 10 мм. Минеральный состав их полностью соответствует составу пересекаемых ими пород и руд. Образовались они путем выполнения трещин по принципу секреторного роста минералов при заимствовании вещества из прилегающих пород. Процесс проходил при температуре 120°C. Флюид во включениях представлял газо-водный раствор, мас. %: вода - 42, CO<sub>2</sub> - 24, прочие газы - 7, соли (хлориды и бромиды Ca при подчиненных CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, Na и Fe) - 24 (рис. 3.36, 4; рис. 3.37). Эти растворы были слабощелочными -  $\Delta pH$  +0,5, и слабо окислительными -  $\Delta E$  = +0,003. Необычность химического состава этого раствора позволяет предполагать, что первоначально это был натриевый хлор-бромный рассол. Заполняя систему трещин в карбонатной породе, он обогатился углекислотой, карбонатами Ca и рудными элементами, которые переотлагал в виде прожилков.

**Процесс типа автотермализма** проявлен на большинстве изученных месторождений с массивными сульфидными и барит-сульфидными рудами.

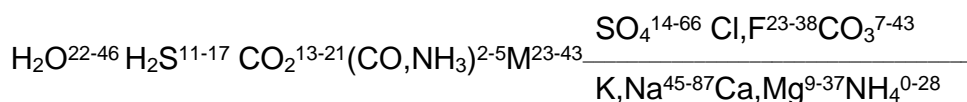
На колчеданно-полиметаллических месторождениях после каждого эндогенного высокотемпературного отложения массивных руд наступал период их консолидации и охлаждения. При этом имела место частичная перегруппировка вещества с образованием средне- и низкотемпературных ассоциаций сульфидов и сульфосолей, поздних мелких прожилков и гнезд нерудных минералов. В этом процессе участвовали остаточные растворы, сохранившиеся в порах и интерстициях массивных руд. Температуры в этот период понижались примерно от 500 до 100°C. Флюиды эволюционировали от газо-гидротермальных до слабо нагретых водных растворов. Предельные содержания компонентов следующие (рис. 3.31, 5-10):



Из формулы и треугольных диаграмм (рис. 3.32, 5) видно, что это были водные растворы, среди газов в них присутствовали в близких количествах CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S. В солевом составе распространены галогениды, карбонаты и сульфаты (последние преобладали) щелочных металлов, хотя Ca и Mg в некоторых случаях присутствовали тоже в больших количествах. В целом соотношения газовых и солевых компонентов такие же, как и в исходном флюиде, сформировавшем

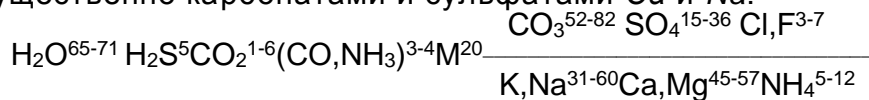
массивные руды. Это свидетельствует об унаследованности компонентов остаточными растворами. Они были восстановительными ( $\Delta E$  от -0,002 до -0,014), что обусловлено закрытостью поровых и трещинных систем, в которых проходил этот процесс внутри массивных сульфидных руд.

На Акжале массивные колломорфные галенит-сфалеритовые руды в период охлаждения приобрели тонкокристаллическое строение. Вновь образованные минеральные агрегаты присутствуют в тесном сростании с предыдущей колломорфной разновидностью руд, возникшей путем отложения из высококонцентрированных флюидов типа растворов-расплавов. Под микроскопом удается наблюдать постепенные переходы между ними при отсутствии каких-либо наложений. Температуры их образования ниже температур формирования колломорфных руд, и изменяются от 410 до 360°C, в большинстве образцов она составила 390°C. Растворы во включениях менее концентрированные - содержат в среднем 35% солей, среди которых наряду с галогенидами и сульфатами *Na* развит карбонат *Ca*. Летучие присутствуют в количестве 65 мае. %, состав их сероводородно-углекислотно-водный (рис. 3.31, 14-15):



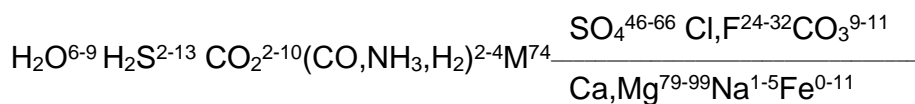
Образование тонкокристаллических агрегатов можно объяснить автометасоматической переработкой исходных колломорфных метастабильных руд. При воздействии растворов, которые освобождались при их отложении, они подвергались частичной перекристаллизации. Об этом свидетельствуют постепенные переходы от колломорфных руд к тонкокристаллическим, более низкие температуры образования последних, обогащение остаточных флюидов летучими и появление в их составе карбоната *Ca*, обусловленного растворением рудовмещающих известняков.

Завершился процесс автометаморфизма на Акжале, как и на месторождениях Рудного Алтая, образованием тонких прожилков и мелких гнезд кальцита с вкраплениями сфалерита и галенита среди массивных колломорфных (исходных) и тонкокристаллических (перекристаллизованных) руд. Включения в них газожидкие и углекислотно-водные, температура их образования 320-230°C. В растворах летучие составляют 80%. Солевые компоненты представлены преимущественно карбонатами и сульфатами *Ca* и *Na*:

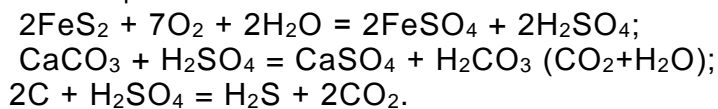


Эти растворы еще больше обогащены водой и компонентами рудовмещающих известняков (карбонатом *Ca*). При их циркуляции в мелких пустотах и тонких трещинках сформировались гнезда и прожилки кальцита с вкраплениями галенита и сфалерита, которые заимствованы из вмещающих известняков и массивных руд.

**Динамотермальньй метаморфизм** проявлен в гидротермально-осадочных рудах Текели. Слоистые и конкреционные сульфидные руды в этом процессе превращены в брекчированные породы, трещины в которых заполнены рудными минералами. Имеются признаки течения сульфидной массы. Для этих процессов характерны высокие температуры - порядка 500°C для ранней и 300°C для поздней стадий метаморфизма. Прогрев происходил при внедрении тел магматических пород, был неравномерным, что обусловило существенный разброс температур. Гидротермальные растворы в этот период преобразования руд отсутствовали, в связи с чем большая часть включений выполнена твердыми фазами. Во флюидах оказалось мало воды и газов при высокой концентрации солей (рис. 3.31, 11-13):



Содержание кремниевой кислоты в них составляло 3-11%. Преобладающее распространение во флюидах Текели  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$  обусловлено тем, что при высоких температурах происходило частичное окисление сульфидов с образованием  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , которая участвовала в реакциях с карбонатами и углистым веществом:



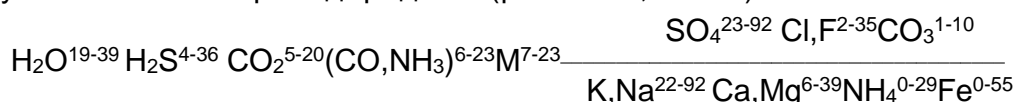
На Майкаине аналогичный динамотермальный метаморфизм претерпели массивные колчеданные руды, в результате чего они раскристаллизованы и рассланцованы. Условия этих преобразований аналогичны. Температура составила около 330°C, флюид во включениях состоял из 7% воды, 32%  $\text{H}_2\text{S}$ , 19% прочих газов и 58% сульфатов  $\text{Fe}^{2+}$ . Сульфаты железа и  $\text{H}_2\text{S}$  при метаморфизме массивных колчеданов могли возникнуть по реакции:  $2\text{FeS}_2 + 3\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{S}$ .

Физическую сущность метаморфических флюидов расшифровать довольно трудно. Не исключено, что они представляли растворы сульфидов в водно-солевых расплавах, содержавших повышенные количества газов. Флюиды были гетерогенными, на что указывают изменения во включениях соотношений твердых, жидких и газообразных фаз, а также неравномерное распределение самих включений. Флюиды обладали повышенной вязкостью. Это обусловило их движение только по тектоническим трещинам и заполнение минеральным веществом полостей в катаклазированных породах и рудах, закономерную ориентировку обломков в жилах, отсутствие ореола вкрапленного оруденения и метасоматических изменений вмещающих пород. В.В.Золотухин и др. [1976] экспериментально доказали, что при 500°C и всестороннем давлении  $(1-2) \times 10^8$  Па стрессовые нагрузки приводят к пластичному течению сульфидов, которые залечивают механические нарушения во вмещающих породах. При более низких температурах в них проявляются хрупкие деформации. На Текели в ранний этап температуры и, вероятно, давления соответствовали условиям пластичного течения сульфидов. Параметры формирования более низкотемпературных метаморфических руд находились в области хрупких деформаций. Однако присутствие водно-солевого расплава способствовало пластичному течению сульфидов и в этих условиях.

**Гидротермальный метаморфизм** проявлен в гидротермально-осадочных слоистых рудах Яблоневого месторождения. Возникшие при этом минеральные образования представляют жилы и гнезда неправильной формы в метаморфических структурах. Включения в минералах газообразные, температуры декрепитации их составили, °C: в карбонатно-галенит-сфалеритовой ассоциации - 370-360, в кварц-кальцит-сульфидной - 130. Составы растворов в обеих ассоциациях близкие: преобладает  $\text{H}_2\text{O}$  - 74-76%, имеется большой набор газов при суммарном содержании 5-7%, соли (карбонаты, сульфаты и хлориды преимущественно  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ ) - 19%. Данные минералогических исследований и изучения флюидных включений подтверждают метаморфическое происхождение этой разновидности руд. Возникли они при низких температурах в период дислокаций пород при участии растворов, в солевом составе которых преобладали компоненты вмещающих пород.

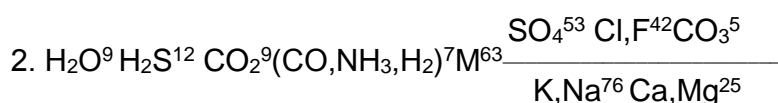
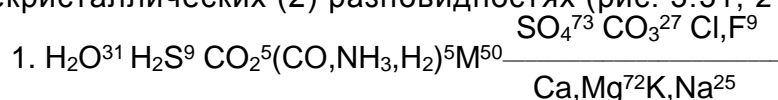
**Переработка газо-гидротермальными растворами.** На месторождениях Рудного Алтая в условиях тектонически неспокойного рудоотложения по трещинам прорывались глубинные магматические пневматолитовые флюиды.

Они формировали жилы и гнезда крупнокристаллических сульфидов, минеральный состав которых полностью соответствовал вмещающим их массивным тонкозернистым рудам. Температуры флюидов 600-440°C. Состав их водно-углекислотно-сероводородный (рис. 3.31, 16-20):



Как видно из диаграмм (рис. 3.32, 6),  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$  присутствовали в близких количествах, в солевом составе преобладали сульфаты щелочных металлов и железа. Величина  $\Delta E$  в них составляла от -0,008 до -0,035, что указывает на восстановительные условия. Близость минерального состава жил и вмещающих массивных руд указывает на отсутствие привноса минерального вещества флюидами, и крупнокристаллические сульфиды возникли путем перекристаллизации тонкозернистых руд.

**Контактовый метаморфизм** имел место на Акжале, где сульфидные руды прорывают малые интрузии диоритовых порфириров. Руды в контакте с интрузиями претерпели глубокие преобразования. Исходные колломорфные массивные галенит-сфалеритовые (клеифановые) руды превращены в крупнокристаллические, в которых развит бурый грубо сдвойникованный марматит. Галенит дает обособленные скопления с кубической формой кристаллов. С удалением от интрузии агрегаты постепенно переходят в среднекристаллические. Температура образования крупнокристаллических руд изменялась от 540 до 460°C. Во флюидных включениях сохранились своеобразные растворы. Соли представлены сульфатами и карбонатами  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$ , среди летучих преобладает вода, повышена роль  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$ . Температура образования среднекристаллических руд несколько ниже - 520-510°C. Концентрации солей более высокие, в их составе, по-прежнему, преобладают сульфаты и карбонаты  $\text{Na}$  и  $\text{Ca}$ . Среди летучих близкие соотношения  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ . Химический состав флюидов соответственно в крупно- (1) и среднекристаллических (2) разновидностях (рис. 3.31, 21-22):



Из диаграмм (рис. 3.32, 7) видно, что растворы этой разновидности руд имеют наиболее высокие концентрации сульфатов.

Возникли эти две разновидности руд путем перекристаллизации массивных колломорфных и тонкокристаллических руд в результате прогрева в период внедрения магматических расплавов, из которых кристаллизовались диоритовые порфириды (прогрессивный контактовый метаморфизм). На это указывают резко возросшие температуры образования, крупно- и среднекристаллическое строение минеральных агрегатов и своеобразие химического состава флюидов. При прогреве произошла резкая активизация поровых растворов, обладающих высокой концентрацией солей. Вблизи поверхности сульфиды подвергались частичному окислению с образованием серной кислоты, которая, реагируя с окружающими карбонатными породами, обогащала остаточные флюиды, сохранившиеся во включениях,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ , карбонатами и сульфатами. Резкие колебания соотношений химических компонентов флюидов во включениях свидетельствуют о неоднородности поровых растворов. В этот период было подвижно железо – привнесено с внедряющимися магмами. В результате крупнокристаллический сфалерит приобрел темно-бурю окраску.

## В Ы В О Д Ы

В целом, при формировании сульфидных месторождений проявлены следующие процессы: гидротермально-осадочное рудоотложение, прерудный метасоматоз вмещающих пород, гидротермально-метасоматическое и гидротермальное формирование руд, инъекционное образование рудных тел массивных сульфидов, процессы последующего метаморфического преобразования руд. В результате исследований удалось получить средние или предельные значения физико-химических параметров всех этих процессов.

1. *Гидротермально-осадочное рудоотложение* свинцово-цинковых руд на месторождениях Каратау, Джунгарского Алатау, Атасуйского рудного района, ранней пиритовой минерализации на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая происходило при 80-50°C в мелководных морских бассейнах. Сульфиды отлагались из рассолов, мас. %:  $H_2O$  - 66-93, газы ( $H_2S$ ,  $SO_3$ ,  $CO_2$ ) - 0,5-7, соли (галогениды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов) - 3-27. Плотность их составляла 1,1-1,2 г/см<sup>3</sup>. Они были нейтральными и щелочными, характеризовались переходной обстановкой от восстановительной к окислительной. Колебания температуры и содержаний газов и солей обусловлены интенсивностью гидротермальной деятельности и неравномерной поставкой материала. Кроме того, вблизи мест излияния гидротерм, где преимущественно накапливались галенит-сфалеритовые руды, рассолы имели температуру на 20-30°C выше, большие концентрации солей и газов по сравнению с периферией, где образовывалась преимущественно пиритовая минерализация. Исходными в рудоносных гидротермах были  $H_2S$ ,  $CO_2$ , галогениды  $Na$ ,  $K$ ,  $NH_4$ . В морских бассейнах  $H_2S$  окислялось до  $H_2SO_4$ , последующие реакции которой с осадками приводили к обогащению рассолов сульфатами и карбонатами  $Ca$  и  $Mg$ . Если галогениды  $Na$  и  $K$  характерны при отложении галенит-сфалеритовых руд, то сульфаты  $Ca$  и  $Mg$  - при образовании пиритовой минерализации.

2. На эндогенных месторождениях распространены разнообразные *метасоматические преобразования пород*, которые предшествуют отложению руд.

Наиболее ранние метасоматиты возникли при участии *пневматолитовых флюидов*, образование которых связывается с дегазацией магматических расплавов. С их участием произошли пропилитизация, окварцевание и альбитизация кислых пород субвулканических тел, возникали мрамора, роговики и скарны в контактовых зонах интрузий и т.д. Температуры флюидов колебались от 700 до 500°C, по составу они были чаще углекислотно-водными и содержали, мас. %:  $H_2O$  - 20-50,  $CO_2$  - 20-60, прочие газы ( $H_2S$ ,  $CO$ ,  $NH_3$ ,  $H_2$ ) - до 10, соли (галогениды и сульфаты, реже карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов) - 3-15. В целом, это слабоминерализованные растворы с низкой плотностью 0,07-0,2 г/см<sup>3</sup>, характеризовались окислительной обстановкой, только при образовании метасоматитов с пиритом обстановка была восстановительной. Растворы не осуществляли значительного массопереноса, и новообразования обусловлены перекристаллизацией и частичным переотложением вещества пород в результате диффузионной подвижности компонентов.

Мощные зоны метасоматитов возникли при участии *газо-гидротермальных и гидротермальных растворов* преимущественно при 500-400°C. При формировании кислотных метасоматитов это были существенно водные ( $H_2O$  - 60-80%) растворы с содержаниями газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $NH_3$  и др.) - 10-30%, и солей (галогениды и сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов) - 8-20%. Щелочные метасоматиты по силикатным породам возникали при участии водно-солевых флюидов с малым количеством газов, мас. %:  $H_2O$  - 57-58, газы - 2-3, соли - 36-38 (состав прежний). На контактово-метасоматических месторождениях, при преобразовании карбонатных пород растворы были водно-углекислотно-солевыми, мас. %:  $H_2O$  - 42-46,  $CO_2$  - 28-35, прочие газы - 2-8, соли - 16-22. Хотя плотность этих растворов была невысокой - чаще 0,4-0,7 г/см<sup>3</sup>, они осуществляли интенсивные метасоматические преобразования с привнесом и



выносом компонентов. Среда минералообразования была переходной от восстановительной к окислительной.

При дальнейшем понижении температуры - 400-70°C, метасоматические преобразования пород не происходили. Растворы выщелачивали компоненты пород и отлагали минеральную нагрузку в трещинах, по которым они циркулировали, приводя к образованию прожилков различного состава. Химический состав этих растворов аналогичен составу флюидов метасоматического периода при несколько возросшей роли сульфатов и карбонатов. Это были гомогенные *гидротермальные или слабонагретые водные растворы* с плотностью 0,7-1,1 г/см<sup>3</sup>, имели нейтральную и щелочную среду, переходные от восстановительных к окислительным условия.

**3. Гидротермально-метасоматические прожилково-вкрапленные руды** возникали в тех случаях, когда процесс прерудных гидротермальных изменений был длительным, постепенно развивался от высоких температур до средних, выражался в закономерной смене минеральных ассоциаций. Этот процесс проявлен при формировании свинцовых, медно-порфировых, полиметаллических и медных руд. Условия их образования были довольно близкими. Температурный интервал составил 530-460°C. Только при отложении руд в мраморах, на значительном удалении от интрузий температура понижалась до 390°C. Растворы были сложными газо-водно-солевыми, мас. %: H<sub>2</sub>O – 40-60, H<sub>2</sub>S - 4-10, CO<sub>2</sub> – 10-20 (максимально в медно-порфировых рудах до 40), концентрации солей 9-25 (преобладали сульфаты, хлориды и фториды щелочных и щелочноземельных металлов). При рудоотложении в скарнах и мраморах растворы обогащены карбонатами. В большинстве случаев флюиды были гетерогенными, несущие наряду с водно-солевым раствором жидкую и газообразную углекислоту. Они были способны переносить большие объемы рудного вещества.

*Гидротермальное жильное рудообразование* наиболее высокотемпературным было при формировании крупнокристаллических агрегатов сульфидов на Жезказгане – 600-450°C. Они имеют малое распространение, сформировались в полых трещинах при участии остаточных растворов, освобождающихся при консолидации и охлаждения массивных медных руд. Высокотемпературными были также кварцевые и баритовые жилы с агрегатами сульфидов на месторождениях Рудного Алтая – 620-440°C. В обоих случаях участвовали сложные углекислотно-сероводородно-водные гетерогенные растворы с содержанием 10-40% солей, представленных хлоридами, фторидами и сульфатами щелочных и щелочноземельных металлов. Поздние кварц-карбонатно-сульфидные прожилки развиты широко практически на всех изученных месторождениях. Температурный интервал их образования крайне широк – от 480 до 70°C. Часто формирование их начиналось еще в период отложения основных медных и колчеданно-полиметаллических руд и продолжалось длительное время до практически полного охлаждения рудной массы. В процессе участвовали растворы, которые освобождались при отложении основной массивных сульфидов. Они были существенно водными (H<sub>2</sub>O 50-80%) с повышенным содержанием CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S (в сумме до 20%). Содержания солей в них возрастало с понижением температуры и в целом составляло от 3 до 40%. Наряду с галогенидами щелочных металлов присутствовали сульфаты и карбонаты Ca и Mg. Эти высоко- и среднетемпературные гидротермальные жильные образования существенного значения в общем балансе руд на месторождениях не имеют. Только сульфидные, сульфидно-баритовые и сульфидно-кварц-карбонатные жилы и жильные тела на месторождениях хр. Каратау представляют промышленную ценность. Формирование их происходило из низкотемпературных (200-70°C) водных растворов (H<sub>2</sub>O 72-85%) с содержанием 2-8% газов (преимущественно CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S) и 14-25% солей (хлориды, фториды и сульфаты Na, K, NH<sub>4</sub>). В виду низких температур рудовмещающие карбонатные породы не проявляли химической активности. Исходными компонентами рудоносных флюидов при гидротермально-метасоматическом и гидротермальном жильном рудообразовании были H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO, NH<sub>3</sub>, галогениды Na, K и NH<sub>4</sub>.

В области высоких и средних температур различия в параметрах процессов гидротермально-метасоматического и гидротермального жильного рудообразования несущественны. В обоих случаях были близкие температуры, близкие составы и

агрегатные состояния растворов (сложные гетерогенные газо-водно-солевые флюиды). В количественном отношении в области высоких и средних температур резко преобладали гидротермально-метасоматические процессы – ими сформированы громадные объемы руд. Гидротермальный метасоматоз резко затухает с понижением температуры и ниже 400°C практически не проявляется. Отложение промышленных руд в области низких температур связано с гидротермальным процессом.

4. *Массивные сульфидные руды* широко развиты на крупных и уникальных месторождениях цветных металлов. На основании изучения флюидных включений, геологических, минералогических и экспериментальных данных обосновывается представление об их формировании в результате внедрения и раскristаллизации высококонцентрированных вязких сульфидных растворов-расплавов, которые по своей физической сущности соответствуют «рудным магмам».

Формирование массивных сульфидных и барит-сульфидных руд происходило в широком интервале температур – от 700 до 150°C. Колчеданные, медно-колчеданные и полиметаллические сплошные руды месторождений Рудного Алтая и Южного Урала, медные руды Жезказгана и пирит-галенит-сфалеритовые руды Текели возникли при высоких температурах – преимущественно 650-450°C. Галенит-сфалеритовые руды Акжала и Текели, а также ассоциации барит-сульфидных руд Майкаина сформировались в интервале средних температур – 450-300°C. Только массивные барит-сульфидные руды Жайрема возникли при низких температурах – 300-200°C, а главная промышленная барит-галенит-сфалеритовой ассоциации - при 150°C.

В минералах массивных сульфидных и барит-сульфидных руд развиты кристаллофлюидные включения, в которых весьма велико количество твердых солевых веществ при подчиненных газовых и жидких фазах. Соотношения фаз во включениях варьирует, т.е. флюиды в период рудоотложения были гетерогенными - представляли смеси водного раствора, газовой фазы и солевого или водно-солевого расплава. По внутреннему строению эти включения сходны с включениями растворов-расплавов, которые присущи пегматитам, магматическим породам и карбонатитам.

Содержания летучих компонентов во флюидных включениях чаще 20-40% ( $H_2O$  - 2-15%), максимально до 60% и минимально до 3%. Главными из них являются  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$  и  $CO$ , на их долю приходится более 3/4 от общего количества летучих компонентов флюидов. Содержание солевых компонентов во флюидных включениях изменяется от 30 до 98 мас. %: в медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических - 60-80%, в барит-сульфидных руд Жайрема – 88-97%, в рудах Жезказгана и Акжала – 30-55%. Концентрация солей в водно-солевых растворах в большинстве случаев весьма велика – преобладают 90-98%. Основными компонентами солевого состава являются галогениды  $K$ ,  $Na$  и  $NH_4$ , которые были исходными в рудоносных флюидах. Второстепенное значение имеют сульфиты  $Ca$  и  $Mg$  - поступали в остаточные растворы, сохранившиеся во включениях, в зоне рудоотложения.

На основании взаимоотношений компонентов химического состава флюидов высказано представление о переносе в сульфидных растворах-расплавах  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$  других металлов в расплаве  $Na_2S$ ,  $Fe$  – в виде хлоридов,  $Ba$  – в виде сульфидов, гидросульфидов и полисульфидов бария. Рудоотложение происходило при смене восстановительной среды на окислительную. Окисление явилось ведущей причиной разрушения сернистых соединений флюидов и осаждения сульфидов цветных металлов и железа, а также сульфата бария (барита).

Возникать подобные растворы-расплавы могли несколькими путями: в результате ликвационной дифференциации силикатных расплавов, путем накопления солей в остаточных расплавах при кристаллизации магматических пород. Смена состава оруденения во времени обусловлена либо полнотой дифференциации мантийного расплава, либо контаминацией флюидами кислого корового материала. Не исключена возможность образования подобных флюидов в результате мобилизации поровыми и пленочными растворами рудного вещества, рассеянного в породообразующих минералах при тектонических деформациях, метаморфизме и метасоматозе пород, а также при динамотермальном метаморфизме ранних бедных руд

и рассеянной сульфидной минерализации.

Подобные растворы-расплавы способны содержать весьма высокие концентрации рудных компонентов, переносить их и формировать крупные и уникальные месторождения массивных сульфидных руд цветных металлов инъекционным путем. Наличие полей интенсивного дислоцирования пород и тектонических зон глубинного заложения способствовали продвижения сульфидных растворов-расплавов к поверхности. Это привело к тому, что размещение рудных тел контролируется складчатыми и разрывными структурами. Они представляют линзы, жилы и столбы, серии параллельных жил, разделенных безрудными прослоями, а также залежи, залегающие согласно с вмещающими дислоцированными породами,.

Массивные руды сложены практически полностью сульфидами при незначительном участии жильных минералов. Кристаллизация растворов-расплавов происходила быстро, что обусловило крипто- и мелкокристаллическое строение минеральных агрегатов. В рудах не выражена последовательность отложения рудных минералов, которая четко проявляется при кристаллизации из гидротермальных растворов.

Наложение минеральных ассоциаций происходило путем внедрения в дробленные породы и ранние руды без каких-либо признаков воздействия на них синрудных гидротермальных изменений. Флюид обладал повышенной вязкостью, в результате чего в массивных сульфидных рудах присутствует большое количество обломков вмещающих пород и ранних руд. Они подвергаются не только механическому воздействию, но и активно растворяются и ассимилируются флюидом.

Сульфиды отлагались в несколько последовательных этапов и стадий, процесс носил непрерывно-прерывистый пульсационный характер. При этом условия минералообразования в отдельные рудные периоды были сходными. Консолидация и охлаждение руд сопровождалось образованием закрытых трещин и полостей. Они заполнялись остаточными растворами, которые способствовали частичному переотложению рудного материала и образованию поздних более крупных кристаллических обособлений сульфидов и кварц-кальцит-сульфидных прожилков как среди рудной массы, так и среди вмещающих пород.

Многократное повторение периодов сульфидного отложения возможно при наличии мощного глубинного источника рудоносных флюидов. Согласно большинству исследователей, им мог быть мантийный базальтоидный расплав. При его дифференциации в донных частях магматических камер образовывался продукт, обогащенный рудными компонентами. Он мог представлять либо расплав сульфидов, либо их раствор в расплаве солей. Отторжение этого богатого сульфидами продукта может происходить после удаления воды и других летучих компонентов с ранними порциями силикатных расплавов. Изменение состава сульфидного оруденения во времени объясняется полнотой и многоэтапностью дифференциации магм.

4. В сформировавшихся рудах проявились разнообразные последующие метаморфические преобразования.

*Дислокационный метаморфизм* в период складкообразования выразился в перекристаллизации и частичном переотложении рудных и жильных минералов в трещинах и полостях отслоения при 120-100°C с участием поровых растворов, которые содержали 51-57% воды, 2-20% газов и 26-46% солей (карбонаты и сульфаты Ca и Mg). Разогрев осуществлялся за счет термических эффектов от дробления пород и их скольжения по кливажу.

*Воздействие на руды захороненных термальных рассолов* привело к их частичному переотложению с образованием мелких прожилков сульфидно-кварц-карбонатного состава мощностью до 10 мм. Процесс проходил при участии раствора с температурой порядка 120°C, содержащего среди солевых компонентов хлориды и бромиды Ca.

*Процесс типа автометаморфизма* проявлен в высокотемпературных рудах массивных сульфидов. Он способствовал перекристаллизации и частичному переотложению сульфидных агрегатов в виде гнезд и прожилков, а также

формированию средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций при 500-100°C с участием остаточных растворов, наследующих химический состав исходных флюидов.

*Динамотермальный метаморфизм* при высоких температурах - 500-300°C, вызывал течение сульфидной массы либо раскристаллизацию и рассланцевание руд с участием своеобразных маловодных солевых флюидов, в составе которых преобладали компоненты вмещающих пород.

*Гидротермальный метаморфизм* сформировавшихся руд приводил к образованию жил и гнезд неправильной формы в метаморфических структурах. Процесс проходил при 370-130°C с участием водных растворов, содержавших около 19% солей, представляющих карбонаты, сульфаты и хлориды преимущественно Ca и Mg.

*Прорыв по трещинам глубинных магматических флюидов* приводил к формированию жил и гнезд крупнокристаллических сульфидов среди массивных тонкозернистых руд. Температура составляла 600-440°C. Флюиды были водно-углекислотно-сероводородными с невысоким содержанием солей.

*Контактовый прогрессивный метаморфизм* тонкозернистых массивных сульфидных руд приводил к образованию крупно- и среднекристаллических агрегатов при 540-460°C и участии поровых растворов, содержавших повышенные количества сульфатов, карбонатов и хлоридов щелочных и щелочноземельных металлов.

Изученные метаморфические процессы вызывали перекристаллизацию и частичное переотложение рудных агрегатов в метаморфических структурах. При этом существенных изменений минеральных парагенезисов и состава сульфидов не отмечалось. Значительного выноса рудного вещества из месторождений не наблюдалось. В ряде случаев динамотермальный метаморфизм приводил к образованию богатых сульфидных руд из бедного вкрапленного оруденения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования флюидных включений на сульфидных месторождениях цветных металлов сдерживались отсутствием технических средств и методических приемов, позволяющих изучать включения весьма малых размеров в мелкозернистых метасоматитах и непрозрачных сульфидах. В работе изложен новый комплекс методов, давший возможность получать всестороннюю характеристику физико-химических параметров образования сульфидных месторождений: температуру, полный состав газов и солей, плотность и агрегатное состояние присутствующих во включениях флюидов, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства среды минералообразования, устанавливать возможные источники рудоносных флюидов. Достоверность термометрических и аналитических методов проверена всеми возможными средствами. Несмотря на многочисленные попытки, так и не удалось разработать методы, которые бы позволяли стабильно определять давления минералообразования. Не дало результатов и использование углекислотных включений - получаемые величины давлений давали крайне большой разброс и не воспроизводились.

Основным недостатком аналитических методов является их громоздкость и высокая трудоемкость, предельная тщательность выполнения всех операций при соблюдении особой чистоты. Малейшее заражение посторонними веществами, даже воздушной пылью, резко искажало результаты анализов. Все это приводило к постоянному напряжению в работе, требовало совершенствования методов, многократного повторению анализов, особенно в тех случаях, когда результаты не укладывались в рамки имеющихся представлений на условия образования того или иного рудного объекта. В целом группой исследователей из четырех человек удавалось изучать не более 60-70 образцов в год.

С использованием этого комплекса методов охарактеризованы физико-химические параметры образования более 30 рудных объектов меди, свинца и цинка Казахстана, являющихся представителями основных типов месторождений этого вида минерального сырья. Получены также наиболее часто встречающиеся и предельные значения параметров процессов формирования сульфидных месторождений и их последующего преобразования. Отметим только некоторые общие вопросы, касающиеся условий минералообразования на сульфидных месторождениях.

Гидротермальным растворам многие годы придавалось исключительно большое значение в эндогенных процессах, в том числе и при рудообразовании. У большинства геологов сложилось представление о том, что это, как правило, гомогенные (однородные) водные растворы, содержащие в растворенном состоянии небольшие количества газов и солей. Это представление лежит в основе одного из наиболее распространенного и, казалось бы, непоколебимого метода определения температур минералообразования - метода гомогенизации включений. Результаты наших исследований показали, что в большинстве случаев минералообразование на месторождениях в области высоких средних температур проходило при участии гетерогенных (неоднородных) флюидов, представлявших механическую смесь, газа и водно-солевого раствора, а часто и водно-солевого расплава. Встречены также и гетерогенные высококонцентрированные флюиды типа солевых и водно-солевых расплавов со значительным участием газовых компонентов. Эти фазы в неодинаковом количестве захватывались во включения в период кристаллизации минералов, в результате чего приходится наблюдать сильные колебания соотношений водного раствора, газа и кристаллических веществ в синхронно возникших включениях. Гомогенные водные растворы в природе представляют скорее исключение, чем правило. Они присущи низкотемпературному минералообразованию. Все это позволяет усомниться в универсальности гомогенизации и других методов индивидуального изучения включений.

Несколько неожиданным оказалось и то, что плотность эндогенных флюидов невелика - в большинстве случаев существенно менее 1 г/см<sup>3</sup>. При пневматолитовом

высокотемпературном (700-500°C) минералообразовании она составляла 0,1-0,2 г/см<sup>3</sup>. Эти флюиды обычно возникали при дегазации магматических расплавов, приводили к автometаморфизму (или автometасоматозу) кристаллизующихся пород, образованию мраморов, роговиков и скарнов в контактовых зонах интрузий. Привноса новых минеральных веществ они не осуществляли и новообразования обусловлены диффузионной подвижностью компонентов. В области средних температур - 500-400°C, плотность флюидов находилась в пределах 0,3-0,6 г/см<sup>3</sup>, в большинстве случаев они представляли гетерогенные газо-водные растворы. Тем не менее они производили интенсивный привнос и вынос компонентов, приводили к гидротермально-метасоматической переработке огромных объемов пород, отложению прожилково-вкрапленных гидротермально-метасоматических руд. При низкотемпературном минералообразовании - 200-100°C, преобладали гомогенные гидротермальные растворы с плотностью 0,7-1,0 г/см<sup>3</sup>. Однако эти растворы уже не производили метасоматических преобразований пород, только частично растворяли их компоненты и отлагали свою минеральную нагрузку в виде прожилков в трещинах, по которым циркулировали. В этих условиях сформированы промышленные скопления прожилково-жилых гидротермальных сульфидных руд. Плотность термальных (90-50°C) рассолов, из которых отлагались гидротермально-осадочные сульфиды в морских бассейнах, находилась в пределах 1,1-1,2 г/см<sup>3</sup>.

Формирование медных, свинцово-цинковых, полиметаллических и колчеданных месторождений в целом происходило при сочетании гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического, гидротермального процессов, а также при внедрении и раскристаллизации богатых сульфидными солевыми и водно-солевыми расплавов. Причем все эти процессы иногда удается наблюдать в пределах одного и того же рудного поля и даже месторождения. Различными были и источники рудообразующих флюидов и рудных компонентов: мантийные базальтоидные и коровые кислые магмы; флюиды, возникающие при глубинном метаморфизме пород; захороненные подземные воды и поровые растворы вмещающих пород. Это многообразие условий образования одних и тех же минеральных ассоциаций исключает существование универсальных концепций, объясняющих генезис руд.

Температурный интервал сульфидного рудообразования необычайно широк - в целом от 800 до 40°C. Наиболее высокие температуры 700-400°C, характерны для массивных сульфидных руд, возникших инъекционным путем при участии весьма богатых рудными компонентами водно-солевых и солевых расплавов, приближающихся по своей сути к «рудным магмам». Исключение составили массивные барит-сульфидные руды, сформировавшиеся аналогичным образом при средних и низких температурах - 300-150°C. Во всех случаях в подобных условиях формируются крупные и уникальные по запасам полезных компонентов месторождения. Формирование гидротермально-метасоматических прожилково-вкрапленных руд происходило чаще при 500-400°C. Промышленные гидротермальные жильные руды возникли в области низких температур - 200-100°C. Гидротермально-осадочное накопление сульфидов происходило при 90-40°C. Какой-либо стандартизации по температурам образования тех или иных минеральных ассоциаций провести не удастся. Очевидно, компоненты сульфидных руд в рудоносных флюидах устойчивы во всем этом интервале температур, мобильно меняют свои формы и подстраиваются к изменяющимся условиям. Понижение температуры, даже резкое при вскипании растворов, не является причиной отложения сульфидов.

Последующие метаморфические преобразования руд приводили к перекристаллизации и частичному переотложению минеральных агрегатов в метаморфических структурах в весьма широком интервале температур - от 700 до 100°C. При этом не происходило существенных изменений состава сульфидов. Значительного выноса рудного вещества за пределы месторождений наблюдать не приходилось. В ряде случаев, особенно при динамотермальном метаморфизме, возникали богатые сульфидные руды за счет бедного вкрапленного оруденения.

Химический состав растворов во включениях несомненно является вторичным,

оформившимся в заключительные периоды рудоотложения в результате кристаллизации минералов и реакций с окружающей средой. Статическая обработка большого количества анализов показала удивительно однообразный набор исходных компонентов рудоносных флюидов - во всех случаях в них преобладали  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$ , хлориды и фториды  $Na$ ,  $K$  и  $NH_4$ . Миграция в растворах цветных металлов -  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Ag$  и других, могла осуществляться в виде гидросульфидных, сульфидных и полисульфидных соединений. Восстановление исходного химического состава флюидов, сформировавших инъекционные массивные сульфидные руды, показала, что в нем преобладали галогениды и сульфиды  $Na$ ,  $K$  и  $NH_4$ , которые при высоких температурах давали солевые и водно-солевые расплавы, способные избирательно экстрагировать, концентрировать и переносить в высоких концентрациях цветные металлы. Перенос бария осуществлялся тоже в виде сернистых (гидросульфидных, сульфидных и полисульфидных) соединений, которые способны давать водно-солевые расплавы в области низких температур. Перенос железа при формировании колчеданных руд осуществлялся в виде хлоридных соединений, которые хорошо растворимы в водных растворах и способны давать водно-солевые и солевые расплавы. В результате окисления сероводорода и других сернистых соединений в зоне рудоотложения возникала серная кислота, последующие реакции которой с окружающей средой поставляли в остаточные флюиды большие количества сульфатов и карбонатов кальция, магния и железа.

Отложение сульфидных минеральных ассоциаций в большинстве случаев происходило в переходной обстановке - от восстановительной к окислительной. Окисление сульфидных комплексов приводило к образованию сульфатов и тиосульфатов, которые не устойчивы в гидротермальных условиях. Именно в этот момент начиналась кристаллизация сульфидов при гидротермально-метасоматическом, гидротермальном и гидротермально-осадочном рудоотложении, а также при инъекциях высококонцентрированных солевых и водно-солевых расплавов. Окисление и связанное с ним повышение кислотности растворов создавало наиболее благоприятные условия для осаждения сульфидов из первоначально щелочных восстановительных флюидов. Многими исследователями признается окисление рудоносных флюидов как ведущий фактор сульфидного рудоотложения. Все изученные рудные объекты сформировались в близповерхностных условиях по той причине, что "эндогенного" кислорода недостаточно для разрушения сернистых соединений и, как следствие, образования глубинных сульфидных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Д.Г., Лапухов А.С., Щербань И.П. и др.* Новые материалы по геологии и генезису Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск. 1977. В. 364. С. 33-73.
- Аксенов В.С., Хохлов П.И.* О механизме формирования колчеданно-полиметаллических руд Второй Риддерской залежи Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тез. докл. VII Всес. металлогенического совещания. Свердловск. 1976. С. 112-113.
- Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян Б.Р.* Взаимоотношение магматизма и рудообразования в свете изотопно-кислородной геохимии // Тез. докл. VI Симпозиума МАГРМ. Тбилиси. 1962. С. 16-17.
- Алехин В.С., Вакуменко А.Г.* Особенности растворимости труднолетучих соединений в газопаровых смесях // Тез. докл. XI Всес. совещания по эксперимент. минералогии. Черногловка. 1986. С. 8-9
- Ализаде А.А., Мамедова А.Я.* Новые данные о геологических особенностях Шекербайского медно-серно-колчеданного месторождения // Докл. АН АзССР. 1976. Т. 32. № 4. С. 48-53.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.* Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М., Наука. 1982. 147 с.
- Андреева И.Е., Коваленко В.И., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н.* Состав и условия образования силикатных и солевых магм гранатовых сиенит-порфиоров (святоносителей) карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия. 2004. № 6. С. 579-596.
- Андреев В.С., Успенская М.Е.* Химизм баритообразующих растворов месторождения Жайрем // Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геол. изысканиях. М. 1974. С. 80-91.
- Андрианова Н.А., Беликова Г.И., Хайретдинов И.А.* Данные термобарогеохимии и генезис колчеданных месторождений Южного Урала // Термобарогеохим. земной коры и рудообраз. М. 1978. С. 40-54.
- Андрусенко Н.И., Лушников В.Г.* О газово-жидких включениях в синтетическом исландском шпате // Исследование минералообразующих растворов. М. 1968. С. 221-224.
- Аревадзе Д.В., Ярошевич В.В.* Роль глубинных флюидов в формировании рудных месторождений // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Львов. 1985. Ч. 2. С. 31.
- Ашихмина Н.А., Горшков А.И. и др.* Сильванит и галит в лунном грунте // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 5. С. 1258-1260.
- Бабанский М.Д., Строителев А.Д., Чернышев А.И.* Перекристаллизация сфалерита в расплавах солей и металлов // Вопросы геологии Сибири. Томск. 1971. С. 227-229.
- Балицкий В.С.* Достоверность результатов термобарогеохимических исследований по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., Недра. 1982. С. 198-208.
- Балицкий В.С., Дороговин Б.А.* Экспериментальное изучение участия углеводородов в процессе гидротермального рудообразования // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов. 1975. С. 23-24.
- Баренблатт Г.И.* О некоторых задачах теории упругости, возникающих при исследовании механизма гидравлического разрыва нефтяного пласта // Прикладн. матем. и механика. 1956. № 4. С. 475-486.
- Барнс Г.Л., Чаманский Г.К.* Растворимость и перенос рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. С. 286-325.
- Барсанов Г.П., Гурьева Э.Я.* О различии природного кварца, претерпевшего  $\alpha$ - $\beta$ -превращение // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 4. С. 909-912.
- Бартон П.Б.* Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов // Термодинамика геохимических процессов. М. 1970. С. 9-33.
- Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Лялько В.И. и др.* Физико-химические основы метаморфогенного рудообразования. Киев, Наукова думка. 1985. 204 с.
- Беликов Б.П., Александер К.С., Рыжова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов. М., Наука. 1970. 276 с.
- Беляев А.И., Жемчужина Е.А. и др.* Физическая химия расплавленных солей. М., Металлургиздат. 1957. 359 с.
- Берг Г.* Заполнение жильных трещин. Перевод с нем. Л., Геолком СНК СССР. 1940. 18 с.
- Беспяев Х.А., Ганженко Г.Д. и др.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Прииртышского района. Алма-Ата, Наука. 1988. 244 с.
- Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М. 1955. С. 122-275.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д. и др.* Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений. М., Недра. 1964. 598 с.
- Богатырев В.Л.* Иониты в смешанном слое. М., Химия. 1968. 209 с.
- Большц Д.П., Поттер В.Г. и др.* Колориметрические (фотометрические) методы определения металлов. М., ИЛ. 1963. 467 с.
- Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А.* Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геол.



- рудных месторожд. 2004. № 1. С. 74-87.
- Бузмаков Е.И., Щибрик В.И.* Стратиграфия и литология фаменских отложений Атасуйского рудного района // Сов. геол. 1976. № 2. С. 61-79.
- Бушляков Н.Н.* К оценке содержания галогенидов в гранитоидных расплавах // Геохимия. 2000. № 4. С. 445-448.
- Вахрушев В.А.* Рудные минералы изверженных и метаморфических пород. М., Недра. 1988. 199 с.
- Вейц Б.И.* Минералогия главнейших месторождений и рудопроявлений Текелийской зоны Джунгарского Алатау. Алма-Ата, Наука. 1972. 136 с.
- Вейц Б.И. и др.* Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд. АН КазССР. 1957-1959. Т. 1-3.
- Вибли Д.А.* Механические свойства материалов при низких температурах. М., Мир. 1974. 373 с.
- Викентьев И.В.* Условия современного и древнего колчеданообразования // Актуальные проблемы рудогенеза и металлогении. Тез. докл. Междун. совещ., посвященного 100-летию со дня рождения академика А.А.Кузнецова. Новосибирск. 2006. С. 45-46.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород М., Недра. 1979. 327 с.
- Витовская И.В.* Распределение микроэлементов в метаморфических породах и минералах Акчагыла и Кызылэспе. М., Изд АН СССР. 1960. 88 с.
- Возняк Д.К., Квасница В.Н. и др.* Первая находка раскристаллизованного солевого расплава из кимберлитов // Минер. ж. 1988. В. 10. № 4. С. 15-22.
- Волков В.М., Гинатулин А.М. и др.* Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата, Наука. 1972. 109 с.
- Воробьев Ю.Ю.* Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения. М., Госгеолтехиздат. 1963. 126 с.
- Воробьев Ю.Ю., Иншин П.В.* Соотношение инъекционных и метасоматических явлений при образовании сульфидных залежей Рудного Алтая // Геол. рудных месторожд. 1968. № 4. С. 87-89.
- Ворцепнев В.В., Мельников Ф.П.* О магматогенном генезисе вкрапленных руд Талнахского медно-никелевого месторождения // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Тез. докл. Всес. совещания. Новосибирск. 1977. Т. 1. С. 37-38.
- Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая).* М., МГУ. 1978. 278 с.
- Гавриленко Е.С., Дерпгольц В.Ф.* Глубинная гидросфера Земли. Киев, Наукова думка. 1971. 272 с.
- Газизова К.С.* Основные черты геологии и минералогии Гульшадского месторождения. Алма-Ата, Изд. АН КазССР. 1962. 206 с.
- Генкин А.Д., Басалаева И.В. и др.* Распределение кадмия, марганца, селена и изотопов серы в сосуществующих галените и сфалерите свинцово-цинковых месторождений // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М. 1980. С. 5-41.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В. и др.* Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М., Наука. 1981. 233 с.
- Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района.* М., Недра. 1975. 284 с.
- Годлевский М.Н., Лихачев А.А.* Физико-химические условия образования сульфидных руд норильских месторождений // Геол. и полезные ископаемые Норильского района. Норильск. 1971. С. 239.
- Годовиков А.А.* Минералогия. М., Недра. 1975. 519 с.
- Горбачев Н.С., Некрасов И.Я.* Особенности генезиса основных и ультраосновных рудно-силикатных магм // Очерки физ.-хим. петрологии. М. 1978. В. УП. С. 5-24.
- Горжевский Д.И., Козаренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра. 1965. 300 с.
- Гуцало Л.К., Ветштейн В.Е., Лебедев Л.Н.* Современные рудообразующие гидротермы Челекена по данным изотопного состава водорода и кислорода // Геохимия. 1978. № 8. С. 1173-1180.
- Дистанов Э.Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск., Наука. 1977. 350 с.
- Дистлер В.В., Смирнов А.В. и др.* Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения // Условия образования магматогенных рудных месторождений. М. 1979. С. 211-269.
- Дмитриев А.П., Кузеев Л.С.* Физические свойства горных пород при высоких температурах. М., Недра. 1969. 160 с.
- Добровольская М.Г.* Сульфиды щелочных металлов в высокощелочных и других породах // Программа и тез. докл. годичной сессии Московского отделения Минералогического общества «120 лет со дня рождения акад. А.Е.Ферсмана». М. 2003. С. 37-38.
- Долгов Ю.А.* Адиабатическая мобилизация и локализация рудного вещества // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообраз. Новосибирск. 1979. Т. 1. С. 51-66.
- Долженко В.П., Давлетов И.К.* К вопросу о последовательности и температурных условиях образования постмагматической минерализации месторождения // Зап. Кирг. отдел. ВМО. 1976. В. 9. С. 3-12.
- Долицин В.А., Долицина Т.В. и др.* Происхождение солевых гигантов // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск. 1983. С. 23-31.
- Доломанова Е.И.* О возможной роли ликвации силикатных расплавов в рудообразовании // Очерки

- геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М. 1966. С. 127-151.
- Доломанова Е.И., Гасоян М.С. и др.* Типоморфные особенности гидротермального жильного кварца // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М. 1972. С. 138-148.
- Еникеева Г.Н.* Гипогенная минерализация полиметаллических месторождений Центрального Казахстана // Тр. ВСЕГЕИ. 1959. Т. 23. 106 с.
- Еремича В.Г.* Газовый анализ. Л., Гохимиздат. 1955. 380 с.
- Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М., Недра. 1972. 376 с.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. М., Недра. 1979. 271 с.
- Ермолов П.В., Евтушенко О.П.* Новые находки рудных обломков в среднедевонских отложениях Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 6. С.1430-1433.
- Жабин А.Г.* Онтогенез минералов. Агрегаты. М., Наука. 1979. 275 с.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Шубулатов Р.А.* Флюидно-магматическая дифференциация основных магм // Геол. и геофиз. 1986. №7. С. 35-40.
- Жуков Н.М.* Возрастное соотношение колчеданных руд и гранитных интрузий Приорского района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 67-73.
- Жуков Н.М.* Инфильтрационный метасоматизм и природные колонны гидротермалитов. Алма-Ата, Гылым. 1991. 216 с.
- Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н.* Экспериментальные исследования кислотного метасоматоза. М., Наука. 1981. 218 с.
- Звонцов В.С.* О геологической позиции Майкаинского колчеданно-полиметаллического месторождения (северо-восток Центрального Казахстана) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 46-51.
- Золотухин В.В., Рябов В.В.* Проблемы генезиса сульфидных медно-никелевых руд (на примере норильских) и основные параметры процесса // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Тез. докл. Всес. совещания. Новосибирск. 1977. Т. 1. С. 50-52.
- Золотухин В.В., Ушаков Г.Д., Рябов В.В.* О вероятном механизме образования норильских сульфидных жил "внедрения" (экспериментальные данные) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск. 1976. Т. 1X. С. 176-192.
- Иванкин П.Ф.* Соотношение магматизма, гидротермального метасоматоза и рудообразования на колчеданных месторождениях // Материалы Всес. симпозиума "Метасоматизм и оруденение". Ереван. 1975. С. 12-14.
- Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Глубинная дегазация земной коры и ее роль в петрорудогенезе солей и нефтеобразовании. М. 2001. 206 с.
- Иванов О.П., Ефременко Л.Я. и др.* Особенности пространственной ориентировки векторов внутрижильной зональности Иультинского месторождения (к проблеме рудных магм) // Докл. АН СССР. 1979. Т.244. № 2. С. 446-449.
- Иванов С.Н.* О причинах образования гидротермальных месторождений // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 1. С. 159-161.
- Иванова В.П.* Термограммы минералов // Зап. ВМО.1961.В.1.С. 50-90.
- Игумнов А.Н.* О первичной структуре жильного кварца // Докл. АН СССР. 1951. Т. 79. № 3. С. 509-511.
- Икорникова Н.Ю.* Гидротермальный синтез кристаллов в хлоридных системах. М., Наука. 1975. 223 с.
- Ингерсен И., Маккин Дж.Х.* Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон-Спрингс, Юта // Физико-химические проблемы формирования пород и руд. М. 1961. Т. 1. С. 85-102.
- К. фон Гемер.* Потенциальные критерии для установления различий между рудами, имеющими внутрикоровый и подкоровый источник // Геология и геохимия рудных месторожд. М. 1971. С. 206-210.
- Кадик А.А.* Фракционирование летучих компонентов при плавлении верхней мантии // Геол. и геофиз. 1986. № 7. С. 70-73.
- Каипов А.Д., Тарантов Н.Н.* Кембрийский вулканизм и медно-колчеданное оруденение Майкаинского рудного поля // Магматические и метаморфич. комплексы Казахстана. Балхаш. 1974. С. 286-287.
- Карякин А.Е.* О генезисе хрусталоносных погребов // Докл. АН СССР. 1953. Т. 92. № 5. С. 1023.
- Каюпов А.К., Солтон С.А. и др.* Зырянское месторождение // Металлогения Казахстана. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата. 1978. С. 91-102.
- Квасница В.Н., Мельников В.С. и др.* Высокотемпературные минералы из дацитов Закарпатья // Минер. ж. 1987. В. 9. № 5. С. 22-30.
- Кобилев М.Г., Труфанов В.Н.* О главных этапах формирования свинцово-цинковых месторождений Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 5. С. 1156-1159.
- Кокшаров В.А., Кузельный В.С.* О режиме минералообразующих растворов на Риддер-Сокольном месторождении // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Тез. докл. Всес. совещания. Новосибирск. 1977. Т. 1. С. 77.
- Колесников В.В.* Месторождения цветных металлов. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата, Гылым. 1991. 192 с.
- Колесников В.В., Жуков Н.М., Солодилова В.В. и др.* Меднопорфировые месторождения. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата, Наука. 1986. 200 с.

- Колчеданные месторождения мира*. М., Недра. 1979. 284 с.
- Колужный В.А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев, Наукова Думка. 1982. 268 с.
- Кондюрин О.И.* Морфологические особенности и зональность глубокозалегающих рудных залежей Иртышского месторождения (Рудный Алтай). Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата. 1977. 20 с.
- Конников Э.Г., Трунева М.Ф., Каливадзе М.Ш.* Генетические соотношения стратиформного и магматического оруденения Кодаро-Удоканской зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 10. С. 102-110.
- Константинов Б.П., Ошуркова О.В.* Прибор анализа электролитов по подвижности ионов // Журнал технической физики. 1966. В. 5. С. 942-957.
- Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука. 1957.
- Кормушин В.А.* Результаты исследований межлабораторной пробы "Кварц-74" в различных лабораториях СССР. Алма-Ата. 1976. 49 с.
- Кортаев М.Г., Матвеева С.С.* Теоретическая модель формирования грейзеновых рудных месторождений // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М. 1986. С. 418-430.
- Кочурова Р.Н.* Геометрические методы количественного минералогического анализа горных пород. Изд. Ленингр. университета. 1957. 67 с.
- Крейг Х.* Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудообразование. М. 1974. С. 96-140.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфиновые месторождения мира. М., Наука. 1986. 236 с.
- Крылова Т.Л., Киселева Г.Д., Величкин В.И., Тимофеев А.В.* Флюидный режим формирования оловянного месторождения Сырымбет (Северный Казахстан) // Тр. ВНИИ синтеза минерал. сырья. 2000. Т. 16. С. 357-368.
- Кузнецов В.Д.* Поверхностная энергия твердых тел. М., Гос. изд. научно-теорет. литературы. 1954. 220 с.
- Лалухов А.С.* Рудная зональность и локальный прогноз колчеданно-полиметаллических месторождений // Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск. 1981. С. 71-78.
- Левин В.Л.* Сульфиды меди - индикаторы повышенных температур образования руд Джезказгана // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных сульфидных руд и околорудных изменений. М. 1986. С. 24-25.
- Летников Ф.А., Карпов И.К.* Флюидный режим земной коры и мантии. М., Наука. 1977. 216 с.
- Ли В.Г., Нарвайт Г.Э.* Месторождение Бошекуль // Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата. 1978. С. 66-83.
- Лугов С.Ф.* Геологические особенности олово-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., Недра. 1965. 336 с.
- Малышев А.И.* Особенности физико-химических свойств серы и их значение для эндогенного рудообразования // Литосфера. 2004. № 2. С. 94-107.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудоотложения. М., Наука. 1972. 229 с.
- Маракушев А.А., Граменицкий Е.А., Кортаев М.Ю.* Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геол. рудных месторожд. 1983. № 1. С. 3-20.
- Маракушев А.А.* Проблемы рудоносности гранитоидов // Геол. рудных месторожд. 1984. № 5. С. 3-15.
- Марченко З.* Фотоколориметрическое определение элементов. М., Мир. 1971. 502 с.
- Мелентьев Б.И., Иваненко Б.В., Памфилова Л.А.* Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., Наука. 1968. 103 с.
- Мелентьев Б.И., Делицин Л.М.* Проблемы ликвации в магме // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 1. С. 191-193.
- Мергенов Б.М., Парилов Ю.С. и др.* Характер газовой выделения и флюидный состав включений в кварце вулканических пород // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 6. С. 1488-1490.
- Металлогения Казахстана.* Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата. 1978. 267 с.
- Миронова О.Ф., Наумов Г.Б.* Источник метана и других углеводородов при анализе газовой-жидких включений // Теория и практика термобарогеохимии. М. 1978. С. 241-244.
- Мирошниченко Л.А.* Акчагыл // Металлогения Казахстана. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата. 1978. С. 150-153.
- Мирошниченко Л.А., Фомичев В.И. и др.* Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. Алма-Ата, Наука. 1971. 184 с.
- Митряева Н.М.* Минералогия баритово-свинцово-цинковых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата, Наука. 1979. 219 с.
- Митряева Н.М., Исакова Г.А.* Минералого-петрографические особенности месторождения Шалкия // Инф. сб. Института геологических наук АН КазССР. Алма-Ата. 1976. С. 140-144.
- Митряева Н.М.* Тектурные признаки относительного времени рудоотложения и динамометаморфизма на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях Казахстана // Геология рудн. месторожд. 1977. № 4.
- Митряева Н.М., Парилов Ю.С. и др.* Условия образования свинцово-цинково-баритовых руд

- Жайрема // Металлогения и рудообразование. Алма-Ата. 1979. С. 197-209.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И.* Летучие компоненты магматических и метаморфических комплексов по данным изучения включений в минералах // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 6. С. 1461-1463.
- Наумов Г.Б., Рыженко В.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. М., 1971. 240 с.
- Некрасов Б.В.* Основы общей химии. М., Химия. 1979. 415 с.
- Некрасов И.Я.* О возможном генезисе рудоносных кварцевых жил в дифференцированных гранитных массивах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 246. № 5. С. 1224-1227.
- Нуралин Н.Н.* Месторождение Джезказган // Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата. 1978. С. 171-179.
- Овчинников А.М.* Минеральные воды. М., Госгеолтехиздат. 1963. 365 с.
- Овчинников Л.Н.* Плутоногенные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М. 1968. С. 443-490.
- Озеров И.М.* Шлиховая съемка и анализ шлихов. М., Госгеолтехиздат. 1959. 379 с.
- Ольшанский Я.И.* О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления // Докл. АН СССР. 1948. Т. 63. № 2. С. 187-190.
- Ольшанский Я.И., Иваненко В.В.* Механизм переноса вещества при образовании гидротермальных месторождений сульфидов // Труды ИГЕМ. 1956. В. 16. С. 3-78.
- Ошуркова О.В.* Микроанализ растворов по подвижности ионов // Проблемы современной физики. Л. 1974. С. 46-62.
- Павлов А.Л.* Современные гидротермальные системы и рудоотложение // Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск. 1981. С. 19-26.
- Париллов Ю.С.* К генезису руд Джезказгана (по результатам изучения флюидных включений) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 6. С. 1432-1435.
- Париллов Ю.С.* Применение вакуумной декрепитации к исследованию сульфидных руд // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 59-67.
- Париллов Ю.С.* Физико-химические условия накопления гидротермально-осадочных сульфидных руд на месторождениях Казахстана // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 5. С. 1224-1226.
- Париллов Ю.С.* Физико-химические параметры минералообразования на полиметаллических месторождениях Казахстана. Алма-Ата, Наука. 1984. 292 с.
- Париллов Ю.С., Паталаха Г.Б.* О физико-химических параметрах образования колчеданно-свинцово-цинковых руд месторождения Текели // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 49-58.
- Париллов Ю.С., Михалева В.А., Ешкеева Н.Т.* Экспериментальная проверка достоверности термометрии по флюидным включениям применительно к сульфидным месторождениям // Геол. рудных месторожд. 1990. № 4. С. 106-112.
- Париллов Ю.С., Ошуркова О.В.* Использование капиллярного изотахофореза при анализе солевого состава флюидных включений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М. 1982. С. 115-118.
- Паталаха Г.Б.* Месторождение Акжал // Геохимия серебра сульфидных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая. Алма-Ата. 1975. С. 59-74.
- Паталаха Г.Б.* Метаморфизм руд стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана // Геология и металлогения Казахстана. Алма-Ата. 1989. С. 266-288.
- Паталаха Е.И., Блох А.М.* Влияние тектонофациального фактора на обезвоживание пород и формирование рудообразующих растворов // Вестник АН КазССР. 1972. № 4. С. 21-26.
- Паталаха Е.И., Ли В.Г.* О возможном термическом эффекте тектонического деформирования горных пород // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 19-26.
- Полиметаллические* месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957. 369 с.
- Попов В.М.* О генетической связи некоторых пластовых месторождений цветных металлов с вулканизмом // Изв. АН КиргССР. 1967. № 5. С. 40-49.
- Проблемы* генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука. 1977. 304 с.
- Прокин В.А.* Об условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала // Геология и условия образования месторождений меди на Урале. Уфа, 1975. С.15-20.
- Пронин А.П.* Флюидизация и формирование колчеданно-полиметаллических месторождений Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 23-34.
- Пронин А.П., Беспаев Х.А.* Р-Т параметры гидротермального минералообразования на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Тез. Всес. совещания. Новосибирск. 1977. Т. 1. С. 91-92.
- Прохоров В.Г.* Геохимические особенности пород, руд и минералов-индикаторов колчеданных месторождений. М., Наука. 1970. 152 с.
- Пучков Е.В., Найденов Б.М. и др.* Геолого-генетические особенности месторождения Алайгыр // Геол. рудных месторожд. 1986. № 4. С.13-23.
- Пшеничный Г.Н.* Гайское медно-колчеданное месторождение Южного Урала. М. 1975. 187 с.
- Пэк А.А.* О динамике ювенильных растворов. М., Наука. 1968. 147 с.
- Равич М.И.* Водносолевые системы при повышенных температурах и давлениях. М., Наука. 1974. 151 с.

- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т.1. М., Мир. 1987. 560 с.
- Рожнов А.А., Бузмаков Е.И. и др.* Жайремское месторождение // Разведка и охрана недр. 1972. № 4. С. 4-11.
- Рудные месторождения СССР.* М., Недра. 1974. Т. 3. 471 с.
- Румянцев В.Н.* К теории кварцево-жильного минералообразования генетически связанного с гранитоидами // Минеральные рудные месторожд. М. 1983. С. 60-70.
- Рябчиков И.Д.* Условия образования концентрированных растворов в ходе кристаллизации кислых магм // Проблемы геологии месторождений, петрологии и минералогии. М. 1969. Т. П. С. 100-121.
- Рябчиков Д.И., Цитович И.К.* Ионообменные смолы и их применение. М., Химия. 1956. 186 с.
- Сатпаева М.К.* Руды Дзезказгана и условия их формирования. Алма-Ата, Наука. 1985<sub>1</sub>. 208 с.
- Сатпаева М.К.* О возможности инъекционного генезиса стратиформных залежей Дзезказгана // Геол. рудных месторожд. 1985<sub>2</sub>. № 1. С. 58-70.
- Сатпаева Т.А.* Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата, Изд. АН КазССР. 1958. 243 с.
- Скиннер Б.И., Пек Д.Л.* Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторожд. М. 1973. С. 195-207.
- Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М. 1968. С. 586-648.
- Смирнов В.И.* Плутонизм и непутизм в развитии учения о рудных месторождениях. М., Наука. 1987. 192 с.
- Смирнов С.С.* Состояние учения о рудных месторождениях. Избранные труды. М., Изд. АН СССР. 1955. 248 с.
- Смит Ф.Г.* Геологическая термометрия по включениям в минералах М., Изд. ИЛ. 1956. 164 с.
- Смит Ф.Г.* Физическая геохимия. М., Недра. 1968. 476 с.
- Сопко П.Ф.* Магматические факторы образования и размещения медных месторождений в Магнитогорском мегасинклинии // Геология и условия образования месторождений меди на Урале. Уфа, 1975. С.3-15.
- Соукинс Ф.Дж.* Универсальная модель генезиса колчеданных месторождений типа Куроко // Тез. докл. У1 Симпозиума МАГРМ. Тбилиси. 1982. С. 46-47.
- Сперр Дж.* Рудные магмы // О рудной магме. М.-Л. 1933. С. 6-68.
- Старостин В.И.* Роль расплавов в формировании рудных месторождений // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М. 1990. С. 137-154.
- Старостин В.И., Дороговин Б.А., Лычаков В.А.* Роль сульфидных расплавов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 933-937.
- Стенина Н.Г.* Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. Новосибирск, Наука. 1985. 107 с.
- Стеценко В.П.* Свинцово-цинковые месторождения Южного Казахстана. М., Недра. 1979. 167 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат. 1963. 535 с.
- Сыромятников Н.Г.* Генетическая интерпретация изотопно-аномальных свинцов "В"-типа на свинцово-цинковых месторождениях Каратау (Казахстан) // Тезисы докл. Всес. совещания по геохимии изотопов. М. 1986. С. 330-331.
- Сыромятников Н.Г., Кошевой О.Г. и др.* Эпохи возникновения рудного свинца полиметаллических месторождений Казахстана по изотопным данным // Изв. АН КазССР. 1979. № 2. С. 4-18.
- Сыромятников Н.Г., Трофимова Б.А., Замятин Н.И.* Стабильные изотопы и радиоэлементы как индикаторы рудообразования. Алма-Ата, Наука. 1978. 246 с.
- Тарантов А.С., Антонов В.А., Ермолов К.Ф.* Строение и особенности формирования сплошных мелкозернистых руд Зырянского месторождения // Геология и металлогения Рудного Алтая. Алма-Ата. 1970. С. 115-126.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М. 1977. 280 с.
- Твалчрелидзе А.Г., Каливадзе М.Ш. и др.* Изотопный эффект термической диссоциации пирита // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 2/ С. 455-457.
- Тейлор Х.П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений М. 1982. С. 200-237.
- Тимофеева В.А.* Рост кристаллов из растворов-расплавов. М., Наука. 1978. 265 с.
- Томиленко А.А., Чупин В.Н.* Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск, Наука. 1983. 201 с.
- Трошин Ю.П.* Геохимия летучих компонентов в магматических породах различных геодинамических обстановок фанерозойских подвижных поясов Земли // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск. 1984. С. 34-41.
- Труфанов В.А., Куршев С.А. и др.* Эффект дросселирования в гидротермальных системах и процессы рудообразования // Тезисы докл. У1 Симпозиума МАГРМ. Тбилиси. 1982. С. 51-52.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоение интрузивных пород. М., Мир. 1970. 551 с.
- Файф У.Ю., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М., Мир. 1981. 436 с.
- Феоктистов В.П., Крамаренко Л.Е.* О природе серой окраски Дзезказганского месторождения // Литология и полезн. ископаемые. 1971. № 3. с. 119-125.

- Хелгесон Г.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., Мир. 1967. 184 с.
- Хетчиков Л.Н.* Включения минералообразующих сред в кристаллах, выращенных в различных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 93-103.
- Хетчиков Л.Н., Балицкий В.С., Гаспорянц Н.Р.* О возможности определения химического состава и концентрации минералообразующих растворов по химическому составу газовой-жидких включений // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 5. С. 1179-1182.
- Хисамутдинов М.Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л., Недра. 1978. 195 с.
- Хитаров Д.Н.* Значение и современное состояние методов анализа валового состава жидкой фазы включений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторожд. М. 1982. С. 25-31.
- Христианович С.А., Желтов Ю.П., Беренблатт Г.И.* О механизме гидравлического разрыва пласта // Нефтяное хозяйство. 1957. № 1. С. 44-53.
- Цигикалова Т.П.* Типы руд и стадии минерализации на полиметаллическом месторождении Акчагыл (Центральный Казахстан) // Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М. 1959. С. 92-114.
- Цинзерлинг Е.В.* Растрескивание пластин кварца при температурах от 200 до 600°C // Тр. Института кристаллографии. 1948а. В.4.С. 209-214.
- Цинзерлинг Е.В.* Укрупнение монокристалльных областей кварца методом  $\alpha$ - $\beta$ -превращения // Труды Института кристаллографии. 1948б. В. 4. С. 107-198.
- Чепрасов Б.Л., Покровская И.В., Ковриго О.А.* Риддер-Сокольное месторождение // Металлогения Казахстана. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата. 1978. С. 107-116.
- Черепенников А.А.* Руководство по определению природных газов. М. 1951. 120 с.
- Шабалина Л.В.* Геодинамика формирования уникального месторождения Жайрем // Проблемы геол. и разведки месторожд. полезных ископаемых. Томск. 2005. С. 450-453.
- Шарапов Ю.Б., Сук Н.И.* Сравнительное изучение фазового распределения *Pb, Cu, Zn* в силикатно-солевых системах фторидной и хлоридной специализации // Российское совещание по экспериментальной минералогии. Тез. докл. Черноголовка. 2001. С. 78.
- Шутов В.Д.* Граувакки меденосной формации Джебказкана // Граувакки. М. 1972. с. 187-231.
- Щерба Г.Н.* Магматическая дифференциация - один из процессов генерации полиметаллического оруденения в Казахстане // Труды лаборатории палеовулканологии. Алма-Ата. 1964. С. 324-326.
- Щерба Г.Н.* Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Сов. геол. 1968. № 6. С. 49-64.
- Щерба Г.Н.* Месторождения атасуйского типа в Казахстане // Докл.сов. геологов на XXIII сессии МГК. Эндеогенные рудные месторожд. 1968.
- Щерба Н.Г., Лаумулин Т.М. и др.* Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Алма-Ата, Наука. 1983. 200 с.
- Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В.* Генетические модели гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск. 1983. Т. 2. С. 132-139.
- Эпельбаум М.Б.* Флюидно-магматическое взаимодействие как процесс формирования и фактор эволюции гранитоидных магм и рудоносных флюидов // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М., 1986. С. 29-47.
- Юдин И.М.* Медное месторождение Коунрад. МГУ. 1969. 150 с.
- Юсупов С.Ш.* Термобарогеохимия колчеданных месторождений Урала. Сульфидные и сульфидсодержащие включения во вкрапленниках вулканитов, в пиритах руд и рудном кварце // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Тезисы докл. УП Всес. совещан. Львов. 1985. Ч. 2. С. 78-79.
- Юшко С.А.* Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М., Недра. 1969. 151 с.
- Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б.* Рудоносные флюид-порфиновые комплексы Юго-Западного Алтая // Вестник МГУ. Геология. 1973. № 2. С. 72-86.
- Яренская М.А., Тарантов А.Н., Щербуняев А.Т.* Месторождение Майкаин // Металлогения Казахстана. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата. 1978. С. 123-126.
- Ярмолюк В.В.* Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М. 1982. С. 41-59.
- Ярош П.Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд Урала. М., Наука. 1973. 239 с.
- Addy Sunit Kunar, Yrma Peter J.M.* Origin of massive sulphide deposits at Ducktown, Tennessee: an oxiden, carbon and hydrogen isotope study // Econ. Geol. 1977. V. 72. № 7. P. 1245-1268.
- Andrew R. Campbell, David Banks.* Mikrotermometry and geochemistry of high-salinity fluid inclusions from quartz-fluorite-REE veins, Capitan Mts, MM, USA // Plinius. 1991. № 5. P. 35-36.
- Arnold M., Guillou J.-J. e.a.* Les filons a barytine, sulfo-antimoniures et sediments stephaniens remonies du Rouvergue // Met. Bur. rech. geol. et minieres. 1980. № 104. P. 177 -200.
- Bichan W.J.* The origins of the massive sulphides // Can. Min. 1960. V. 81. № 3-5. P. 69-72.
- Bignell R.D.* Climate and rifting related to metallogenesis of the Red Sea precipitates // Geol. Ass. Can. Srec. Pap. 1976. № 4. P. 181-184.

- Blacic J.D., Christie J.M.* Plasticity and hidrolitic weakening of quartz single cristals // J. Geochys. Res. 1984. V. 89. № 6. P. 4223-4239.
- Bodner R.J., Cline J.S.* Fluid inclusion Petrology of Porphyry Copper Deposit Revisited: Re-interpretation of Observed characteristics Bases on Recent Experimental and Teoreticall Data // Plinius. 1991. № 5. P. 24-25.
- Branley S.L., Voigt D.* Fluid in metamorphic rocks: Effects of fluidchemistry on quartz microcrack healling // Water-Rock Interact: Proc. 6thInt.Symp., Malvern, 3-8 Aug. 1989: WRI-6. Rotterdam; Brookfield. 1989. P. 113-116.
- Brett R.* Experimental data from the system Cu-Fe-S // Econ. Geol. 1984. V. 59. No 7. P. 1241-1269.
- Brewis Tony.* Escondida // Miner. Mag. 1990. V. 163. № 3. P. 173-178.
- Brown P.E., Essene E.J., Kelly W.C.* Sphalerite geobarometry in the Balmat-Edwards district // Amer. Miner. 1978. V. 63. № 3-4. P. 250-257.
- Cabri D.J., Harris D.S.* New compositional data of talnachite // Eson. Geol. 1971. V. 66. No 4. P. 673.
- Caia J.* Origine des gites stratiformes de cuirve de type "red bed" et gesements apparentes // Chron. rech. miniere. 1977. V. 45. No 439. P. 40-41.
- Calvo D.F., Calvo Y.* La genesis de los minerales // Caloda. 1980. V. 13. № 14.
- Chellett A., Castelo Branco R.M., Giultani G., Dubessy J.* Sulfate-bearing fluids in emeraeds from the Coqui occurrence, Ceara state, Ne Brazil // Plinius. 1991. № 5. P. 42-43.
- Corliss J.B.* Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // Science. 1979. V. 203. No 4385. P. 1073-1085.
- Dawson J.B., Fuge R.* Galogen content of some African primery carbonatites // Lithos. 1980. 13. № 2. P. 139-143.
- Donnay G., Kullerud G.* High-Temperature chalcopyrite // Carnegie Inst. Wash. Year Book. 1958. V. 57. P. 246.
- Drever J.I., Lawrence J.R., Antweiler R.C.* Gypsum ard halite from the Mid-Atlantic Ridge, DSOP Siti 395 // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 42. No 1. P. 98-102.
- Eadiugston P.J., Eastoe C.J.* High temperature fluid inclusions in biotite granodiorite, Bougainville, Papua New Guinea // Res. Rev. 1985. CSIRO. Div. Miner. and Geochim. Canberro. 1986. P. 27-28.
- Eastoe C.J.* A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea // Econ. Geol. 1978. V. 73. № 5. P. 721-748.
- Goldie Ray, Bottril T.J.* Seminar on see-floor hydrothermal systems // Geosci. Can. 1981. V.8. № 3. P. 93-98.
- Green H.W.* Trace elemente in the fluide of the Earth s mantle // Nature. 1979. V. 277. No 5696. P. 465.
- Jacobs D.C., Parry W.T.* Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico//Eson. Geol.1979. V.74. №4. P. 860-887.
- Jacobsen J.W.E., McCarthy T.S.* An unusual hydrothermal copper deposit at Messina, South Africa // Econ. Geol. 1976. V. 71. № 1. P. 117-130.
- Jemomoto H., Kennedi G.C.* Stability relations in the system CaSO – H<sub>2</sub>O at high temperaturas and pressures // Amer. Jour. Sci. 1969. V. 267-A.
- Karwowski L., Kozlowski A., Rodder E.* Gas-liquid inclusions in minerals of zinc and lead ores from the Silezia-Cracow region // Pr. Inst. geol. 1979. No 95. P. 87-96.
- Keller Jard, Krafft Maurice.* Effusive natrokarbonatite aktivty of Oldoingo Lengai, June 1988 // Bull. Volcanol. 1990. 52. № 8. P. 629-645.
- Kennedy G.C.* Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures // Amer. Jour. Ski. 1950. V. 248. P. 540-564.
- Krebs H., Fessbender H.* Darstellung und Eigenschaften vor Schwermetallpolisulfiden // Chem. Berichte. 1957. № 3. P. 425-437.
- Kozlowski A., Karwowski L., Roedder E.* Parent fluids of the zinc and lead ores from Siledsa-Cracow region // Asta geol. Pol. 1980. V. 30. No 2. P. 147-152.
- Kuzniarski M.* Temperatury preobrazzen kontaktowych w krach metamorfiznych massywu klodsko-zlotostockiego z okolic Chwalislawia // Arch. mineralog. 1976. V. 32. No 1. P. 59-78.
- Kyle R.J.* Controls of lead-zinc mineralization Pine-Pointe district, Northwest territories, Canada // Mining End. (USA). 1980. V. 32. No 11. P. 1617-1626.
- Leach D.L.* Temperature and salinity of the fluids responsible for minor occurrences of sfalerite in the Ozark region of Missouri // Econ. Geol. 1979. V. 74. No 4. P. 931-937.
- Lu Huan-Zhang.* Високотемпературные, соленые и высококонцентрированные рудные магматические флюиды на примере месторождения Грасберг, Индонезия // Acta Petrol. Sin. 2000. 16/ № 4/ P. 465-472 (кит., рез. англ.)
- Mackensia H.C.* (Editor). The differential thermal investigation of minerals. London. 1957. 388 p.
- Macqueen R.W., Thompson R.J.* Carbonate-hosted lead-zinc occurreces in northwestern British Cumbia with emphasis of the Robb Lake deposit: Reply // Can. J. Sci. 1979. V. 16. No 10. P. 2067-2068.
- Ohle E.J.* Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley tyre. Rart 11 // Eson. Geol. 1980. V. 75. P. 161-172.
- Openheimer Clive, Stevenson David.* Des laes de soufre sur Terre // Recherche. 1990. 21. № 224. P. 1088-1090.
- Reyner E.O.* The copper ores of the Cobar region, New South Welles // Mem. Geol.N.S.W. 1969. № 10.
- Rickard D.T., Willden M.Y. e.a.* Studies genesis of the Laisvall sandstone lead-zinc deposit, Sweden //

Econ. Geol. 1979. V. 74. № 5. P. 1255-1285.

*Robinson Douglas.* The inhibiting effect of organic carbon on contact metamorphic recrystallisation of limestones // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1971. V. 32. № 4.

*Roedder E.* Fluid inclusion studies on porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado // *Econ. Geol.* 1971. V. 66. № 1. P. 98-120.

*Roedder E., Coobs D.C.* Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic dikes from Ascension Island // *J. Petrol.* 1967. V. 8. № 3. P. 417-451.

*Salvioli Mariani E., Venturelli G., Toscani L., Barbieri M.* The Jumilla lamproite, se Spain: late magmatic-hydrothermal activity (preliminary results) // *Plinius.* 1991. № 5. P. 191-192.

*Sawkins F.J.* The formation of Kuroko-Type deposits viewed within the broader context of ore genesis theory // *Mining Geol.* 1982. V. 32. № 1 P. 25-33.

*Schilling J.-C., Berceron M.B., Evans R.* Halogens in the mantle beneath the North Atlantic // *Phil.Trans.Roy.Soc.London.* 1980. A297. №1430.P. 147-176.

*Scott H.S.* The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions // *Econ. Geol.* 1948. V. 43. № 6. P. 637 -654.

*Scott D.S., Both R.A., Kissin S.A.* Sulphide petrology of the Broken Hill region, New South Weles // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. № 8. P. 1410-1425.

*Sheppard S.M.F.* Identification of the origin of oreforming solutions by the use of stable isotopic // *Volcanic.Process Ore Genesis.* London.1977.P. 25-41.

*Skounakis Stylianos, Sovatzoglou-Skounakis Evangelia.* Cobaltite from the Trilofon sulphide mineralization occurrences (Varia, Greece) // *Chem. Ende.* 1983. V. 42. № 1. P. 63-68.

*Smit D.L., Evans B.* Diffusional crack healing in quartz // *J. Geochys. Res.* 1984. B. 89. № 6. P. 4125.

*Sobolev V.S., Bazarova T.Yu., Kostyuk V.P.* Inclusions in the minerals of some types of alkaline rocks // *Alkaline rocks.* London. 1974. P. 389-401.

*Spiess F.N.* East Pacific Risk: hot springs and geophysical experiments // *Science.* 1980. V. 207. No 4438. P. 1421-1432.

*Stern S.M., Bodnar R.J.* Synthetic fluid inclusions in natural quartz. 1: Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. № 12. P. 2659.

*Sverjensky L.A.* The origin of a Mississippi valley type deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri // *Econ.Geol.* 1981.V.76. № 7. P. 2659-2663.

*Taylor G.H.* Carbonaceous matter: a guide to the genesis and history of ores // *Soc. Mining. Geol. Yopan. Spec. Issue.* 1971. № 3. P. 283-288.

*Tufar W.* A non-ferrous metal mineralization in the triassic gypsum deposit from Myrthengraben (Lower Austria) in the mesozoic of the eastern Alpa - a new types of sulphosalt-occurrences // *Сульфосоли, платиновые металлы и рудная микроскопия. Материалы // съезда ММА. Новосибирск.* 1978. М. 1980. С. 148- 157.

*Turet Jauques, Van Den Kerkhof A.M.* High density fluids in the lower crust and upper mantle // *Physica.* 1986. BC 139-140. P. 834-840.

*Urabe Tetsuro, Marumo Katsumi.* Model for Kuroko-type deposits of Japan // 8th JAGOD Symp. in conjunct. with Int. Conf. Miner. Deposit Model. Ottawa. 1990. P. 192-193.

*Viswanadham C.R.* Genesis of sulphide ores // *Geol. Surv. India. Misc. Publ.* 1977. № 27. P. 289-293.

*Wilson J.W.J., Kesler S.E. e.a.* Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia// *Econ. Geol.*, 1980. V. 75. № 1. P. 45-61.

*Wu Jing, Huang Zhilong.* Content of fixed-ammonium ( $NH_4^+$ ) in Lamprophyres in the Zhenyuan gold orefield, China // *Chin. J. Geochim.* 2004. 23. № 2. P. 186-190.