

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
Институт минералогии

В. В. Масленников

**СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ, ГАЛЬМИРОЛИЗ И ЭКОЛОГИЯ
КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
ПОЛЕЙ**
(на примере Южного Урала)

Миасс
1999

УДК 553.41 (470.5)

В. В. Масленников.

Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Научное издание. – Миасс: Геотур, 1999. – 348 с.
ISBN 5-89204-040-2

На основе сравнения соотношений рудных и околорудных фаций предложена литолого-фациальная типизация колчеданоносных палеогидротермальных полей Урала. Рассмотрены основы теории гальмиролиза, объясняющие минералогическое разнообразие палеогидротермальных труб, сульфидных холмов, рудокластических и оксидных металлоносных отложений. Приводятся данные по силурийским и девонским пригидротермальным бентосно-бактериальным экосистемам, содержащим новые виды сульфидизированных вестиментифер, бивальвий, моноплакофор, полихет и строматолитов. Представлена единая модель взаимодействия процессов седиментогенеза, гальмиролиза и биогенеза на колчеданоносных палеогидротермальных полях. Рассмотрены седиментологические критерии прогнозирования колчеданных месторождений в зонах локальных раздвигов.

Книга может быть полезна для широкого круга читателей, интересующихся вопросами взаимодействия биосферы, гидросферы и литосферы. Результаты исследований получены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 98-05-64-718 и 98-05-64-818) и INTAS (1699).

Табл. 15 и 15 в приложении. Рис. 104.

Ответственный редактор: докт. геол.-мин. наук В. В. Зайков

Рецензенты: докт. геол.-мин. наук И. Б. Серавкин, Е. С. Контарь, Е. П. Ширай



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 99-05-78037).

V. V. Maslennikov.

Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields (after example of the South Ural). The scientific edition. – Miass: Geotur, 1999. – 348 p.
ISBN 5-89204-040-2

The lithological-facial typification of Urals' massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields were offered on the basis of correlation comparison of ore and near-ore facies. The principles of halmyrolysis theory, explaining mineralogical diversity of paleohydrothermal chimneys, sulphide mounds, ore-clastic and oxidic metalliferous sediments were considered. Here are adduced data on Silurian and Devonian near-hydrothermal benthos-bacterial ecosystems, containing the new species of sulphidized vestimentiferans, bivalves, monoplacophorans, polychaetas and stromatolites. The common model of interaction of sedimentogenesis, halmyrolysis and biogenesis processes were produced. The sedimentological criteria of prognosis of massive sulphide deposits in zones of local extension were considered.

Carring out of researches and publishing of book were put into effect by support from Russian Foundation of Fundamental Investigations (projects 98-05-64-718, 98-05-64-818 and 99-05-78037) and INTAS (1699).

15 tables and 15 in appendix, 104 figures.

Editor-in chief – Doctor of geol.-min. sciences V. V. Zaykov

Reviewers – Doctors of geol.-min. sciences I. B. Seravkin, E. S. Kontarь, E. P. Shirai

М $\frac{7(99)}{34Г(03)-99}$ БО

© В. В. Масленников, 1999

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
----------------	---

Глава 1

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО

УРАЛА	10
1.1. Геодинамическая позиция	11
1.2. Сакмарское окраинное море	13
1.3. Западно-Магнитогорская дуга	27
1.4. Сибайский междуговой бассейн	51
1.5. Восточно-Магнитогорская дуга	63
1.6. Орско-Домбаровский задуговой бассейн	95
1.7. Западно-Мугоджарский задуговой бассейн	103
1.8. Литолого-фациальная типизация колчеданосных палеогидротермальных полей Урала	104

Глава 2

ФАЦИИ-ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

111	
2.1. Палеогидротермальные трубы «черных курильщиков»	111
2.2. Рудокластиты	119
2.3. Госсаниты, умбриты, джаспериты	125
2.4. Пелитолиты и силициты	132
2.5. Эдафогенные брекчии и ксенолавокластиты	141
2.6. Особенности осадконакопления в колчеданосных зонах растяжения	150

Глава 3

ГАЛЬМИРОЛИЗ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

164	
3.1. Проблемы происхождения литолого-минералогической зональности	164
3.2. Пригидротермальный гальмиролиз труб «черных курильщиков»	169
3.3. Пригидротермальный гальмиролиз сульфидных холмов	174
3.4. Дистальный гальмиролиз рудокластитов	184
3.5. Дистальный гальмиролиз рудоносных осадков	194

Глава 4

ЭКОЛОГИЯ КОЛЧЕДАНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕР-

МАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ	207
4.1. Условия нахождения пригидротермальных оазисов	207
4.2. Вестиментиферы и проблематичные трубчатые черви	218
4.3. Бивальвии, моноплакофоры и брахиоподы	230
4.4. Сульфидные строматолиты и бактериальные «маты»	235
4.5. Роль гидротерм в жизни глубоководных оазисов	247
4.6. Влияние гальмиролиза на экологию и сохранность устьевой биоты	253

Глава 5

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОСНЫХ

ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ	259
5.1. Модель рудной и окорудной седиментации	259
5.2. Седиментологический контроль колчеданного оруденения	265
5.3. Литолого-стратиграфические критерии	267
5.4. Литолого-фациальные критерии	271
5.5. Литолого-геохимические критерии	279
Заключение	293
Литература	297
Приложение (таблицы химических анализов)	327

ВВЕДЕНИЕ

Открытие сульфидоносных палеогидротермальных полей на дне современных океанов стимулировало поиски их аналогов в древних океанических и окраинно-океанических структурах. В последние два десятилетия на колчеданных месторождениях докембрийских, палеозойских и мезозойских комплексов на различных континентах реконструированы сульфидные холмы – остатки разрушенных «черных курильщиков». Некоторые из них содержат оруденелую фауну и окружены специфическими металлоносными отложениями. Фейерверк открытий подобного рода сопровождал работы по колчеданным месторождениям на Южном Урале – крупнейшем в мире колчеданоносном регионе, содержащем все известные типы колчеданных месторождений (уральский, бесси, куроко, кипрский). Проведенное автором литолого-фациальное картирование колчеданных месторождений Урала показало, что силурийские и девонские колчеданоносные палеогидротермальные поля, как и их современные аналоги, представляют собой локальные ареалы гидротермальных, рудокластических и синхронных с ними рудоносных фаций, отражающих специфические условия пригидротермального отложения и субмаринного преобразования. Несмотря на общность происхождения, колчеданоносные палеогидротермальные поля иногда существенно отличаются друг от друга по комплексу литолого-минералогических признаков. Это во многом объясняется вариациями геотектонических, палеогеографических и физико-химических условий седиментогенеза, гальмиролиза и биогенеза – основных процессов, определяющих облик палеогидротермальных полей.

В последние два десятилетия установлено, что формирование современных колчеданных месторождений происходит в различных плито-тектонических обстановках, связанных с растяжением земной коры: в срединно-океанических, межконтинентальных и задуговых рифтах. Это находится в противоречии с ранее господствовавшими представлениями о формировании древних колчеданных месторождений в зонах латерального сжатия [Hutchinson, 1973]. Кризис парадигмы сжатия, наметившийся в последние годы в теории тектоники и геодинамики современных и древних океанов и континентов, островных дуг и задуговых морей [Иванов, 1996], очевидно, имеет место и в моделях, рассматривающих геодинамику и геотектонику Урала. Сравнительные петрологические исследования, проведенные в последние десятилетия на Урале, свидетельствуют об островодужной природе колчеданоносных вулканических комплексов [Зайков, 1991; Язева, Бочкарев, 1998; Суриш, 1997]. Однако, для многих колчеданоносных комплексов

мира, которые считаются островодужными, геотектоническая обстановка формирования все еще остается предметом дискуссии [Ohmoto, 1996]. Компромиссным решением этой проблемы на Южном Урале можно считать выделение колчеданосных зон задугового, внутридугового и междугового спрединга [Формирование ..., 1986; Серавкин, 1991; Масленников, 1991, 1997; Вулканизм ..., 1992; Зайков и др., 1993]. Вместе с тем, пока опубликовано сравнительно мало данных, доказывающих рифтогенную природу локальных колчеданосных структур.

Известно, что современные рифтогенные структуры характеризуются своими особенностями седиментогенных фаций, отражающими специфические геотектонические черты осадконакопления [Грачев, 1987; Мурдмаа, 1987]. Поэтому, в дополнение к петрологическим исследованиям эффузивов, появилась необходимость сравнительно-литологического анализа современных и древних вулканогенно-осадочных фаций, ассоциирующих с колчеданными месторождениями. Первая попытка проведения этих исследований показала, что древние колчеданосные локальные зоны растяжения могут быть обнаружены и реконструированы на основе литолого-фациального анализа осадков рудомещающих толщ. Так, на колчеданных месторождениях Южного Урала и других регионов были установлены эдафогенные, ксенолавокластические, гидротермальные и гальмиролитические фации, указывающие на парагенетическую связь колчеданообразования и околорудного осадконакопления с глубоководными зонами локальных раздвигов [Масленников, 1991; 1994; 1997]. Недостаток информации о критериях диагностики этих фаций сдерживает реконструкции внутридуговых локальных зон растяжения в других колчеданосных регионах. Поэтому одна из задач главы 2 заключается в представлении характеристики генезиса типичных рудных и околорудных фаций, прямо или косвенно отражающих обстановки локального растяжения.

В книге приведены результаты построения детальных карт палеопверхностей колчеданосных палеогидротермальных полей. На основе этих карт реконструированы колчеданосные рифтоподобные долины, образовавшиеся в период базальт-риолитового эффузивного вулканизма островодужного типа. Показаны особенности отложений, сформированных в локальных колчеданосных зонах раздвигов, в сравнении с осадками из других обстановок осадконакопления.

Очевидно, что при создании генетической модели необходимо оценить соотношение эндогенных (гидротермальных) и экзогенных факторов, определяющих облик колчеданосных палеогидротермальных полей. Известно, что при формировании современных «черных курильщиков» значительная часть гидротермальных сульфидных «дымов» рассеивается на огромные расстояния и лишь частично участвует в формировании локальных гид-

ротермально-осадочных ареалов. В значительной мере седиментационные ареалы, окружающие современные «черные курильщики», представлены продуктами синхронного разрушения сульфидных построек и подводного окисления с образованием, в ряде случаев, мощных железных шляп – госсанов [Hekinian et al., 1980; Malahoff et al., 1983; Лисицын и др., 1991]. Подобные образования ранее были обнаружены и изучались на Кипре [Constantinou et al., 1971], Омане [Fleet, Robertson, 1980] и Урале [Иванов, Рокачев, 1966; Жабин, 1979; Вулканизм..., 1992; Масленников, 1986, 1991; Злотник-Хоткевич, 1988; Масленников, Зайков, 1991а, б; Теленков, Масленников, 1995; Тесалина и др., 1998]. На примере колчеданных месторождений Урала были выделены фации пригидротермального и дистального гальмиролиза колчеданосных палеогидротермальных полей [Масленников, 1997]. Вместе с тем, характер и масштабы гальмиролиза, его влияние на вариации минерального состава руд и околорудных осадков не были рассмотрены. Приведенное в главе 3 изложение основ теории гальмиролиза различных рудных и околорудных фаций в систематическом виде позволило объяснить разнообразие минерального состава отложений и в конечном итоге изменить классификацию колчеданных месторождений Урала.

На Южном Урале, на Сибайском медно-цинково-колчеданном месторождении реликты оруденелых трубчатых червей и двустворчатых моллюсков были обнаружены С. Н. Ивановым еще в 1947 г. Долгие годы считалось, что биоморфные руды образовались при замещении рифтогенных известняков. Однако, эта гипотеза находилась в противоречии с появившимися позже представлениями [Иванов С. Н., 1966] об обязательной глубоководности условий формирования медно-цинково-колчеданных месторождений. В связи с открытием современных «сульфидных» экосистем – глубоководных оазисов жизни, тяготеющих к «черным курильщикам», наметились перспективы решения этой проблемы путем сопоставления древних и современных устьевых биот. Появилась необходимость изучения условий локализации, фоссилизации и выяснения причин появления оруденелой фауны на колчеданных месторождениях. Так как исследования в этом направлении затрагивают не только проблемы генезиса колчеданных месторождений, но и основные фундаментальные вопросы современной науки, касающиеся происхождения и эволюции жизни на Земле, автором, начиная с 1981 г., реализовывались все возможности для фациально-палеоэкологического изучения сульфидных холмов Урала. В конечном итоге это привело к разработке актуалистических моделей экологии палеогидротермальных полей Уральско-го палеоокеана и других регионов. В главе 4 значительное место уделено результатам фациально-палеоэкологического анализа гидротермальных построек, показаны особенности локализации и специфика пригидротермальной фауны самых древних из описанных устьевых биот. Впервые охаракте-

ризованы несколько новых родов и видов древнейшей пригидротермальной фауны: вестиментифер, моноплакофор, бивальвий, беззамковых брахиопод и сульфидных строматолитов. В книге приводятся данные в пользу того, что «сульфидные» палеоэкосистемы развивались синхронно с гидротермальной деятельностью при участии сульфид-окисляющих бактерий. Этот вывод позволяет наметить перспективы сравнения устьевых биот Урала с современными глубоководными экосистемами, основанными на бактериальном хемосинтетическом способе энергетического обмена.

Медно-цинково-колчеданные месторождения – основной источник сырья для меднорудной промышленности Урала, где поверхность уже опоскована и прирост запасов можно получить только за счет обнаружения скрытых на глубине рудных залежей. Открытия последних лет доказывают, что существенный вклад в расширение минерально-сырьевой базы может внести выявление глубокозалегающих рудоносных уровней в пределах уже известных колчеданных месторождений. Для оценки перспектив последних необходимо разработать новые критерии локального прогноза медноколчеданных руд.

За более чем полувековой период работ большого коллектива геологов установлены основные закономерности колчеданных месторождений на Южном Урале, показаны связь их с силуро-девонским вулканизмом и важнейшая роль структурных факторов в локализации оруденения. Фундаментальные работы посвящены гидротермально-метасоматическим и метаморфическим изменениям рудовмещающих толщ, зональности рудных тел, минеральному составу, структурно-текстурным и геохимическим особенностям колчеданных руд. Установлено, что колчеданные залежи представляют собой сложные полигенные и полихронные образования, испытавшие последующий метаморфизм. В связи с развитием гипотезы гидротермально-осадочного колчеданообразования, наметилась тенденция к фациальному и литолого-стратиграфическому расчленению рудовмещающих толщ, постепенно изменилось значение термина «литологический контроль медноколчеданного оруденения» и определились перспективы разработки новых седиментологических критериев прогнозирования колчеданных месторождений (глава 5).

В книге показано, каким образом седиментологический контроль локализации колчеданных месторождений определяет литолого-стратиграфические, литолого-фациальные и литолого-геохимические критерии прогнозирования, отражающие основные отличия колчеданоносных палеогидротермальных полей и безрудных обстановок осадконакопления.

Автор признателен Б. И. Агееву, В. М. Волкову, Ю. А. Королю, Б. С. Чернецову, Н. И. Резникову, В. М. Мосейчуку, И. С. Хану, А. В. Чадченко, В. С. Ямщиковой за содействие в проведении полевых работ. Исключо-

чительно важным для автора явилось сотрудничество с А. П. Лисицыным, Н. П. Юшкиным, Ю. А. Богдановым, А. П. Кузнецовым, В. Ф. Рудницким, В. В. Зайковым, В. А. Прокиным, Ф. П. Буслаевым, А. Ю. Леин, Т. Н. Суриным, С. Г. Тесалиной, О. С. Теленковым, Р. Херрингтоном, К. Стенли, Н. Моррисом, К. Литтлом.

Автор выражает искреннюю благодарность ответственному редактору В. В. Зайкову, а также рецензентам Е. П. Шираю, И. Б. Серавкину, Е. С. Контарю, которые сделали ценные замечания. В оформлении книги участвовали С. П. Масленникова, Е. В. Белогуб, И. Г. Жуков, И. В. Синяковская, Н. Р. Аюпова, Р. З. Садыкова, которым автор глубоко благодарен. Завершение книги было бы невозможно без всестороннего содействия со стороны директора Института минералогии УрО РАН В. Н. Анфилогова.

Автор надеется, что книга, освещающая взаимодействие процессов седиментогенеза, гальмиролиза и экогенеза палеогидротермальных полей, будет интересна широкому кругу читателей.

ГЛАВА 1. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Общие данные по закономерностям размещения, геологическому строению и условиям формирования колчеданных месторождений Южного Урала приводятся в монографиях П. Ф. Сопко [1975], М. Б. Бородаевской и др. [1977], И. Б. Серавкина [1986], В. В. Зайкова [1991], Е. С. Контаря [1997], В. А. Прокина с соавторами [*Медноколчеданные...*, 1995, 1988, 1992; *Prokin, Buslaev*, 1999]. В результате были предложены рудно-формационные классификации колчеданных месторождений, учитывающие генеральные особенности химического состава рудовмещающих формаций и колчеданных руд. Цель данной главы – показать минералого-седиментологическое разнообразие колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала. Основное внимание уделено обобщению данных рудно-морфологических, минералогических и литолого-фациальных исследований типичных месторождений. Колчеданное месторождение в данном случае рассматривается не как скопление полезного ископаемого, а в первую очередь описывается как участок формирования одного или нескольких палеогидротермальных полей, сформированных в различных седиментологических обстановках.

Не вступая в затянувшуюся дискуссию о сущности понятия фация, автор рассматривает фацию как часть геологического тела, представленную одной или несколькими породами и отличающуюся от другой части этого же геологического тела по каким-либо генетическим признакам, отражающим специфические условия образования. В целом, это определение не противоречит смыслу, вкладываемому в последние годы в учение о фациях [*Коротеев и др.*, 1986; *Мурдмаа*, 1987; *Авдонин*, 1994]. Литолого-фациальный анализ, таким образом, предусматривает изучение генетических изменений рудных залежей и околорудных осадков в пространстве и выяснение причин и закономерностей таких изменений. Основными объектами для фациального анализа на колчеданных месторождениях явились рудные залежи и околорудные металлоносные вулканогенно-осадочные отложения как основные элементы строения палеогидротермальных полей. Обобщение данных по рудным и околорудным отложениям базируется на методологических основах рудно-фациального анализа, рассмотренных в работах А. Г. Жабина [1974], Н. С. Скрипченко [1972], А. Г. Злотника-Хоткевича и др.

[1991], В. В. Авдоница [1994], В. В. Зайкова [1991, 1985] и автора [Масленников, 1991; Масленников, Зайков, 1998].

1.1. Геодинамическая позиция

Геодинамическим реконструкциям колчеданосных зон Южного Урала посвящены работы С. Н. Иванова и др. [*Формирование ...*, 1986], К. С. Иванова, С. Н. Иванова, В. Н. Пучкова [1989], К. С. Иванова [1998], В. А. Прокина, В. М. Нечеухина [1992], В. М. Нечеухина [1996], В. А. Коротева и др. [1985, 1986], Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина [1993], И. Б. Серавкина, А. М. Косарева, Д. Н. Салихова и др. [*Вулканизм ...*, 1992], А. С. Бобохова [1991], В. А. Маслова [1980], В. В. Зайкова, В. В. Масленникова, Е. В. Зайковой [1993], В. Г. Кориневского [1987], М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова, Е. П. Ширая [1977], Т. Н. Сурина [1993, 1997], Р. Г. Язевой [1982], Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева [1998] и многих других. В последние годы развиваются, в основном, плито-тектонические модели [*Металлогения...*, 1996], позволяющие использовать актуалистический подход для реконструкции геотектонических условий развития Урала и других колчеданосных регионов. Наиболее полной и обоснованной представляется модель С. Н. Иванова с соавторами [*Формирование...*, 1986], впоследствии развитая К. С. Ивановым [1998], Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [1998]. В соответствии с последними моделями история формирования Южного Урала выглядит следующим образом.

Начавшиеся в позднем протерозое процессы континентального рифтогенеза, сменились в позднем кембрии разрывами континентальной коры, формированием грабенов и заполнением их мощными терригенными молассоидными осадками. В позднем тремадоке-арениге эти осадки сменились пестрыми по составу вулканогенно-осадочными толщами. Разрыв верхней части земной коры произошел в нескольких зонах, где, начиная со среднего ордовика, формировались мощные однородные толщи толеитовых базальтов. Фрагментом субокеанической коры, возникшей в Центральном разрыве, считаются Кимперсайский и некоторые другие габбро-гипербазитовые массивы. Западнее главного разрыва между блоками континентальной коры формировалась Сакмарская и восточнее – Зауральская (Денисовская) рифтогенные зоны. Дальнейший спрединг привел к возникновению Уральского палеоокеана. На склонах микроконтинентов отлагались вначале терригенные, а затем кремнистые, углеродисто-кремнистые и глинисто-сланцевые толщи.

Островодужный этап охватывал интервал от позднего ордовика до позднего девона [Иванов К. С., 1998]. Колчеданное оруденение формировалось в основном в узком временном интервале – от верхнего силура до среднего девона в различных палеогеографических обстановках: Сакмарском окраинном море, Западно- и Восточно-Магнитогорской дугах, Сибайском



Рис. 1. Схема размещения главных колчеданосных районов на Урале. Составлена по [Зайков и др., 1993, 1998; Контарь, Либарова, 1997; Медноколчеданье..., 1985, 1988; Prokin, Buslaev, 1999; Кривцов, 1999] с упрощением.

Месторождения: 1 – уральского типа; 2 – кипрского типа и типа бесси; 3 – типа куроко; 4 – филизчайского типа.

Рудные районы: 1 – Ивдельский, 2 – Карпинский, 3 – Кабанский, 4 – Красноуральский, 5 – Кировградский, 6 – Маукский, 7 – Юлукский, 8 – Ивановский, 9 – Ишкининский, 10 – Медногорский, 11 – Дегтярский, 12 – Карабашский, 13 – Миасский, 14 – Учалинский, 15 – Верхнеуральский, 16 – Александринский, 17 – Сибайский, 18 – Баймакский, 19 – Бурибайский, 20 – Гайский, 21 – Теренсайский, 22 – Ашебутакский; 23 – Домбаровский, 24 – Сафьяновский, 25 – Кунашакский, 26 – Амурский, 27 – Айдырлинский, 28 – Среднеорский, 29 – Верхнеорский, 30 – Берчогурский.

ВМ – Восточно-Магнитогорская дуга, ЗМ – Западно-Магнитогорская дуга, Т – Тагильское окраинное море, ВУ – Восточно-Уральское поднятие, С – Сибайский междуговой бассейн, Д – Орско-Домбаровский, Западно-Мугоджарский задуговые бассейны, СМ – Сакмарское окраинное море.

Fig. 1. The location scheme of the Urals' massive sulphide-bearing districts (after Zaykov et al., 1993, 1998; Kontar, Libarova, 1997; Mednokolchedannie..., 1985, 1988; Prokin, Buslaev, 1999; Krivtsov, 1999) with simplification.

Deposits: 1 – of urals type; 2 – of cyprus one and besshi one; 3 – of куроко one, 4 – filizchay one.

Ore districts: 1 – Ivdel, 2 – Karpinsk, 3 – Kaban, 4 – Krasnouralsk, 5 – Kirovgrad, 6 – Mauk, 7 – Yuluk, 8 – Ivanovsk, 9 – Ishkinino, 10 – Mednogorsk, 11 – Degtyarsk, 12 – Karabash, 13 – Miass, 14 – Uchaly, 15 – Verkhneuralsk, 16 – Alexandrinsk, 17 – Sibai, 18 – Baimak, 19 – Buribai, 20 – Gai, 21 – Terensai, 22 – Ashchebutak, 23 – Dombarovsk, 24 – Safyanovka, 25 – Kunashak, 26 – Amur, 27 – Aidyrlyza, 28 – Sredneorsk, 29 – Verkhneorsk, 30 – Berchogur.

ВМ – East-Magnitogorsk arc, ЗМ – West-Magnitogorsk arc, Т – Tagil continental sea; ВУ – East-Uralian fault; С – Sibai interarc basin, Д – Orsk-Dombarovsk and West-Mugodzharian back-arc basin; СМ – Sakmar marginal sea.

междуговом, Орско-Домбаровском и Западно-Мугоджарском задуговых бассейнах [Зайков, 1991] (рис. 1).

Предполагается, что в этот период на Урале могло существовать не менее трех-четырёх зон субдукции, имевших разное падение. Формационный анализ вулканитов не исключает возможности проявления самостоятельной ранне-островодужной стадии развития и в Сакмарской палеовулканической зоне [Вулканизм..., 1992]. Вероятно, зоны субдукции противоположного падения существовали и в Зауральской мегазоне.

В среднем девоне на окраине палеоокеана формировалась наиболее выраженная островная дуга (ныне хребет Ирэндык) [Коротеев и др., 1986]. Считается, что в это же время началось закрытие Уральского палеоокеана с погружением океанической коры по зоне косой субдукции, положение которой трассируется Главным Уральским разломом. Восточнее островной дуги в результате вторичного спрединга развивалось тыловодужное расширяющееся глубокое море (ныне – основная часть Магнитогорского погружения). Некоторые исследователи считают, что в результате внутридугового спрединга первоначально единая вулканическая дуга расщепилась на два фрагмента: Западно-Магнитогорский и Восточно-Магнитогорский с формированием соответствующего междугового бассейна [Зайков, 1991]. Не исключено, что Восточно-Магнитогорская дуга появилась в результате перескока зоны субдукции к востоку от Западно-Магнитогорской дуги [Прокин, Нечеухин, 1992], либо развивалась автономно [Вулканизм..., 1992]. Предполагается, что значительная часть колчеданных месторождений формировалась во внутридуговых, междуговых и задуговых зонах локальных растяжений [Формирование..., 1986; Масленников, 1991, 1997; Вулканизм..., 1992; Зайков и др., 1993]. В тот же период, в связи с базальтовым вулканизмом, сформировалось большинство марганценосных низкотемпературных палеогидротермальных полей.

Формирование океанической и островодужной структур Южного Урала завершилось в позднем карбоне–перми коллизионной стадией развития. Более молодые терригенные отложения тылового моря свидетельствуют о его обмелении с проявлением трахириолитового и трахибазальтового вулканизма во время пароксизмов растяжения [Иванов К. С. и др., 1992]. В карбоне формировались палеогидротермальные поля с сульфидно-магнетитовыми стратиформными месторождениями. В триасе на Урале проявилось незначительное постколлизионное растяжение. Начиная с юры, Урал вступил в платформенный этап развития.

1.2. Сакмарское окраинное море

Медногорский колчеданоносный район является частью Сакмарской палеовулканической зоны. Предполагается, что она заложилась в стадию

континентального рифтогенеза в кембрии или начале ордовика [*Формирование...*, 1986]. На начальной стадии раскрытия бассейна проявился трахибазальтовый вулканизм афарского типа [*Вулканизм...*, 1992]. В ордовике широкое развитие получили аркозовые песчаники с глауконитом, материал которых отлагался в мелководном бассейне. По мнению С. В. Руженцева, [1976] эти отложения относятся к грабеновым фациям – индикаторам континентальной рифтогенной обстановки. В силуре и девоне проявился вулканизм раннеостроводужной или окраинно-морской стадии развития. В этот период в различных участках формировались как красноцветные, так и сероцветные и даже черносланцевые гемипелагические отложения. Переслаивание восстановленных и окисленных осадков свидетельствует о сочетании и частой смене аноксических условий обстановками с кислородным режимом палеобассейна, что возможно при колебаниях глубин осадконакопления около нижней границы зоны кислородного минимума (максимальные глубины 1300–2000 м), при переходе ее к зоне глубоководного кислородного максимума [*Хворова*, 1995]. Присутствие в некоторых кремнистых породах ходов червей [*Вулканизм...*, 1992], свидетельствует о кислородном режиме глубоководных частей бассейна [*Рейнек, Сингх*, 1981].

Таким образом, начиная с ордовика в Сакмарской зоне наблюдается эволюция осадконакопления от мелководных кварцевых и аркозовых песчаников терригенной грабеновой формации континентальных рифтов к терригенной алевропелитолитовой формации низкоэнергетических условий седиментогенеза. В силуре–нижнем девоне отлагались пелагические и гемипелагические яшмы, силицитовые, фтанитовые осадки, а в колчеданосных районах дополнительно появлялись разнообразные по составу вулканокластические и гидротермально-осадочные отложения. Тесная ассоциация диабазов, фтанитов и серпентинитов образует классическую офиолитовую триаду [*Руженцев*, 1976]. Структура развивалась при участии разновозрастной надвиговой тектоники [*Вулканизм ...*, 1992]. Формирование осадочно-вулканогенного разреза в девоне завершилось накоплением флиш-идных и олистостромовых формаций.

Колчеданные месторождения **Медногорского района** приурочены к блявинской свите ($S_2^?$), которая подразделяется на ряд толщ. И. Б. Серавкиным с соавторами [*Вулканизм...*, 1992], по результатам изучения Блявинского, Комсомольского и Яман-Касинского месторождений, в разрезе блявинской свиты выделяется три ритма или толщи: 1) нижняя толща (bl_1), сложенная в нижней части осадочно-вулканогенной кремнисто-базальтовой пачкой, а в верхах – вулканогенной андезит-риодацитовый и соответствующая раннему ритму толеит-риодацитового вулканизма с яман-касинским уровнем колчеданного рудоотложения; 2) средняя толща (bl_2), сложенная в низах базальтовыми и андезит-базальтовыми эффузивами, а в основном объеме – эффузивами, туфами и экструзивными куполами дацит-риолитового состава

ва, соответствующая главному позднему ритму толеит-риодацитового вулканизма с колчеданными рудами блявинско-комсомольского уровня; 3) верхняя (надрудная) толща (bl₃) представлена афировыми базальтами, переслаивающимися с граптолитовыми сланцами, и содержит в низах локальные линзы кислых пород.

Рудовмещающей структурой является Блявинская синформа овальной конфигурации с поперечником около 10 км. Большинство колчеданных месторождений располагается в узкой (1–5 км) полосе, сложенной преимущественно риолитами, дацитами и, в меньшей степени, андезитами и базальтами (рис. 2). Эта полоса рассматривается как колчеданоносный рифт [Вулканизм..., 1992; Зайков, 1995].

Яман-Касинское медно-цинково-колчеданное месторождение (рис. 3) является типичным представителем медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа [Еремин, 1983]. По составу руд, околорудных осадков и оруденелой фауне получен представительный материал, позволяющий сопоставлять рудную залежь месторождения с современными «черными

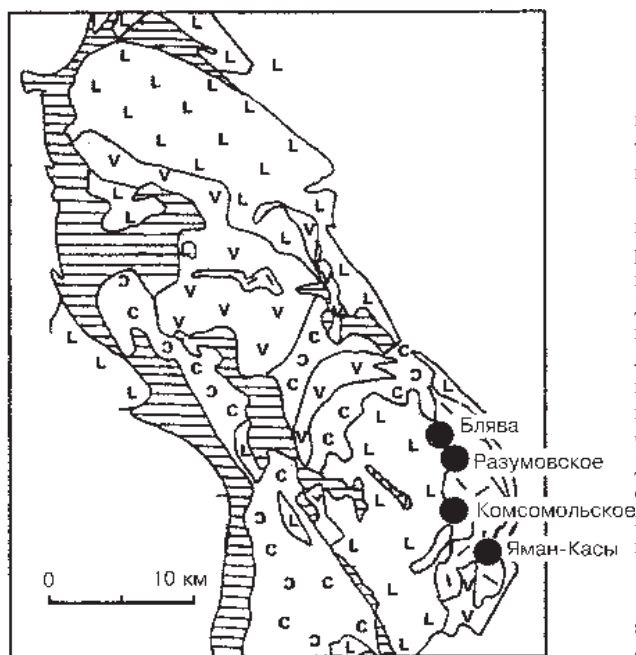


Рис. 2. Схема размещения колчеданных месторождений в Медногорском районе.

1 – базальтовая формация нерасчлененная; 2 – риолит-базальтовая формация нерасчлененная; 3 – андезит-базальтовая формация (эффузивная, вулканокластическая и турбидитовая нерасчлененная); 4 – флишoidные вулканокластические отложения (S–D) недифференцированные; 5 – серпентиниты; 6 – медно-колчеданные месторождения.

Fig. 2. Location scheme of massive sulphide deposits in Mednogorsk district.

1 – basalt formation undifferentiated; 2 – rhyolite-basalt one undifferentiated; 3 – andesite-basalt one (effusive, volcanoclastic and turbiditic undifferentiated); 4 – flysch volcanoclastic sediments (S–D) undifferentiated; 5 – serpentinites; 6 – massive copper sulphide deposits.

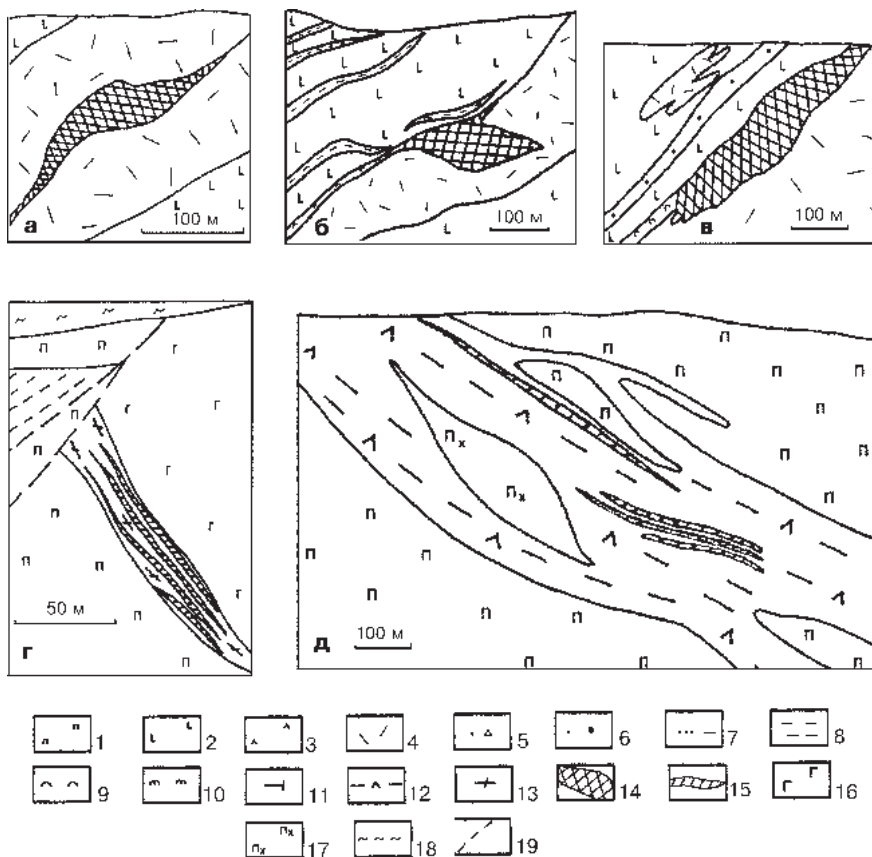


Рис. 3. Схематические геологические разрезы типичных колчеданных месторождений Сакмарского окраинного моря:

а – Яман-Касинское, б – Комсомольское, в – Блявинское, г – Маукское, д – Ивановское. Составлено с упрощением по [Медноколчеданные..., 1985, 1988; Зайков, 1995; Захарова, 1970; Коштарь, Либарова, 1997].

1 – серпентиниты; 2 – базальты и андезиты-базальты, их лавокластиты и гиадокластиты; 3 – андезиты и андезиты-дациты; 4 – риолиты и дациты, их лавокластиты; 5 – вулканокластиты и их тефроды смешанного состава; 6 – то же, но с рудокластами; 7 – вулканомиктовые отложения флишоидные; 8 – яшмы, фтаниты, кремнистые пелитолиты; 9 – кварц-гематитовые металлоносные отложения (госсаниты, джаспериты); 10 – хлорит-магнетитовые металлоносные отложения (госсаниты); 11 – пирит-кремнистые пелитолиты; 12 – амфиболиты апоосадочные; 13 – тальколиты и хлоритолиты апоосадочные; 14 – халькопирит-пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые, пиритовые и сфалерит-пиритовые, иногда пирротин- и борнитсодержащие руды, массивные и брекчиевидные; 15 – то же, но преимущественно рудокластические, полосчатые или слоистые, иногда с пелитолитовыми, магнетитовыми или гематитовыми прослоями; 16 – габбро, диабазы; 17 – пироксениты; 18 – рыхлые отложения; 19 – разломы.

курильщиками» [Шадлун, 1991; Кузнецов А. П. и др., 1993; Зайков и др., 1994, 1995; Теленков, Масленников, 1995; Авдонин, 1996; Масленников, 1997; Little et al., 1997; Herrington et al., 1998].

В карьере месторождения Яман-Касы вскрыты нижняя и средняя толщи блявинского комплекса. Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают апориолитовые хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты. Предполагается, что они являются юго-западным флангом риолито-дацитового купола, у подножья которого сформировалась сульфидная залежь (рис. 4). В кровле рудного тела располагается эффузивно-лавокластическая толща сложного строения с потоками лав и ксенокластолав риолитового или базальтового составов, перемежающимися с лавокластитами и кремнисто-железистыми породами.

По данным геологоразведочных и эксплуатационных работ, рудная залежь имеет линзовидную форму и наклонена на запад под углом 30–60° согласно напластованию пород (см. рис. 4). Это сооружение реконструировано как сульфидный холм (рис. 5) [Зайков и др., 1995; Масленников, Зайков, 1998].

Нижняя часть холма сложена массивным серным колчеданом, фиксирующим положение рудоподводящего канала. В ядре холма в массивной халькопирит-пиритовой руде содержатся многочисленные жилы сфалерита и барита. В кровле обнаружены многочисленные остатки оруденелой фауны, сходной с организмами, населяющими современные «черные курильщики» [Зайков и др., 1995]. Рядом с колониями организмов встречаются реликты запечатанных палеогидротермальных сульфидных трубок, залегающих *in situ*. По своему строению они сопоставимы с гидротермальными «дымоходами» – сульфидными трубами современных «черных курильщиков» [Масленников и др., 1997а; Herrington et al., 1998].



Fig. 3. Schematic geological cross-sections of typical massive sulphide deposits of Sakmarsk marginal sea:

а – Yaman-Kasy, б – Komsomolskoye, в – Blyavinskoye, г – Maukskoye, д – Ivanovskoye (after [Mednokolchedannie..., 1985, 1988; Zaykov et al., 1995; Zakharova, 1970; Kontar, Libarova, 1987] with simplification).

1 – serpentinites; 2 – basalts and andesite-basalts, their lavoclastites and hyaloclastites; 3 – andesites and andesite-dacites; 4 – rhyolites and dacites and their lavoclastites; 5 – volcanoclastites and their tephroids of mixed composition; 6 – the same, but with ore-clasts; 7 – flysch volcanoclastic sediments; 8 – jaspers, phthanites, siliceous lutites; 9 – quartz-hematite metalliferous sediments (gossanites, jasperites); 10 – chlorite-magnetite metalliferous sediments (gossanites); 11 – pyrite-siliceous lutites; 12 – amphibolites aposedimentary; 13 – talcolites and chloritolites aposedimentary; 14 – chalcopyrite-pyrite, sphalerite-chalcopyrite-pyrite, pyrite and sphalerite-pyrite, sometimes pyrrotite- and bornite-bearing ores, massive and brecciform; 15 – the same, but mainly oreclastic, banded ore layered, sometimes with lutaceous, magnetite or hematite interlayers; 16 – gabbro, diabases; 17 – pyroxenites; 18 – loose sediments; 19 – faults.

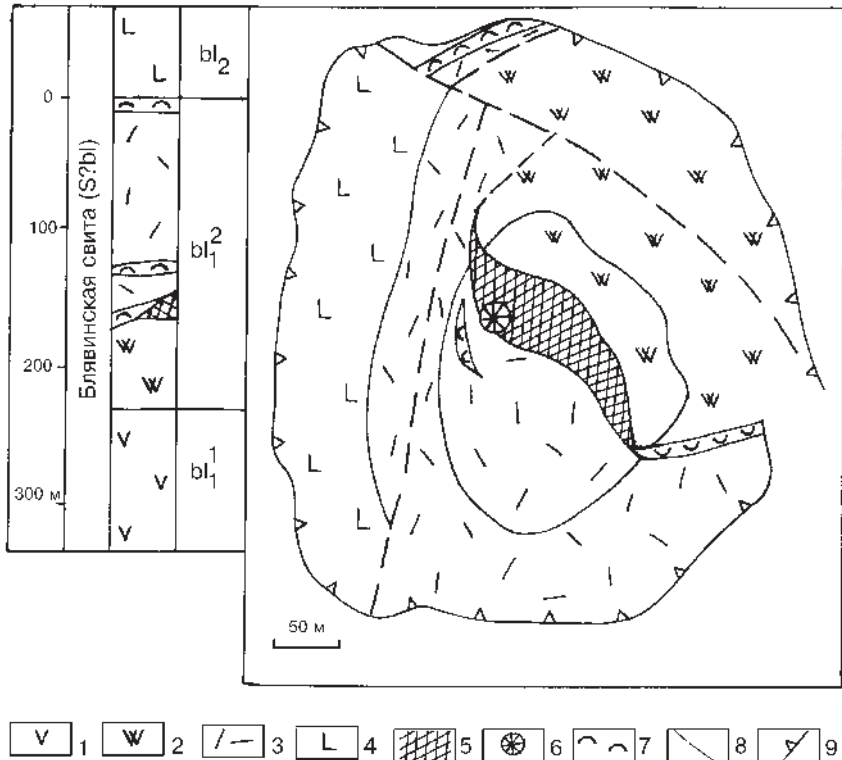


Рис. 4. План карьера месторождения Яман-Касы (по В. В. Зайкову и др., 1995).

1 – андезито-базальты и базальты; 2 – серицит-кварцевые метасоматиты по породам риолито-дацитового купола; 3 – лавы, лавокластиты, гиалокластиты риолитового и дацитового состава; 4 – лавы и вулканомиктовые отложения базальтового состава с прослоями темно-серых и лиловых алевролитов; 5 – медно-цинково-колчеданная залежь; 6 – сульфидные биостромы; 7 – горизонты оксидно-железистых отложений; 8 – разломы; 9 – контуры карьера.

Fig. 4. The plan of open pit of the Yaman-Kasy deposit (after V. V. Zaykov et al., 1995).

1 – andesite-basalts and basalts; 2 – sericite-quartz metasomatites after rocks of rhyolite-dacitic dome; 3 – lavas, lavoclastites, hyaloclastites of rhyolitic and dacitic compositions; 4 – lavas and volcanic sediments of basaltic composition with interlayers of dark-grey and violet aleurolites; 5 – the massive copper-zinc sulphide occurrence; 6 – sulphide biostromes; 7 – horizons of oxide-ferruginous sediments; 8 – faults; 9 – open pit contours.

В рудных пластах, вскрытых карьером, наиболее распространены элювиальные брекчии, состоящие из глыб сфалерит-пиритовых и халькопирит-пиритовых руд. Наблюдаются признаки растрескивания и подводного разрушения колломорфных и массивных руд. С удалением от сульфидного холма элювиальные рудные брекчии сменяются коллювиальными, затем про-

ксимальными рудными турбидитами (см. рис. 5). Последние на расстоянии 150 м от сульфидного холма сменяются тонкослоистыми сульфидно-гематитовыми ритмитами – дистальными рудными турбидитами и кремнисто-гематитовыми отложениями.

Главными минералами руд являются пирит, сфалерит, халькопирит и марказит. К второстепенным относятся галенит, вюртцит и барит. Среди редких минералов обнаружены теннантит, тетраэдрит, голдфилдит, борнит, ковеллин, изокубанит, самородное золото, алтаит, штюцит-гессит, сальванит, калаверит, колорадоит, теллурувисмутит, вольтинскит, тетрадимит, теллуrowый кобальтин, бенлеонардит и самородный теллур [Шадлун, 1942, 1950, 1991; Масленников и др., 1997а; Herrington et al., 1998]. Химический состав руд: Cu – 2.56 %, Zn – 5.56 %, S – 42.27 %, Au – 3.3 г/т, Ag – 33.5 г/т. Руды месторождения отличаются от руд других месторождений в среднем аномальными содержаниями теллура, достигающими 200–300 г/т и более.

В литологической колонке (рис. 6), построенной по южной выклинке колчеданной залежи, насчитывается более 60 слоев. Нижняя часть колонки представлена хлоритолит-сульфидными и госсанит-сульфидными ритмитами – дистальными отложениями рудокластических потоков, содержащими значительную примесь гиалокластогенного материала кислого состава. Почти черные хлоритолиты насыщены керитом. Стратиграфически выше в прослоях хлоритолитов и гиалокластогенных песчаников появляется примесь гематита, свидетельствующая об окислении части примесных сульфидов.

Средняя часть колонки представлена проксимальными рудными турбидитами и флюксотурбидитами и даже рудно-коллювиальными брекчиями, с отчетливой прямой градацией рудокластического материала. В рудных брекчиях встречаются фрагменты сульфидизированных вестиментифер и зональных сфалерит-халькопирит-марказит-пиритовых «труб» «черных курильщиков». На поверхности прослоев сульфидных песчаников обнаружены покрытые пленками керита отпечатки одиночных створок беззамковых брахиопод и мелких бивальвий.

В верхней части колонки фрагменты макрофауны исчезают, наблюдается тонкое переслаивание сульфидных песчаников и гематит-кремнистых пород с характерными текстурами оползания нелитифицированного осадка. Редкие прослои оползневых брекчий содержат глыбовые рудокласты и фрагменты слоев гематит-кремнистых пород. Гематит-кремнистые микрообломочки – характерная черта почти всех прослоев сульфидных песчаников. Гематит-кремнистые и гематит-хлоритовые прослои и их фрагменты по прямым признакам замещения пирита гематитом и повышенным содержаниям халькофильных элементов (> 0.1 мас. %) и Au (0.1–2 г/т) относятся к апосульфидным металлоносным отложениям – госсанитам [Теленков, Масленников, 1995].

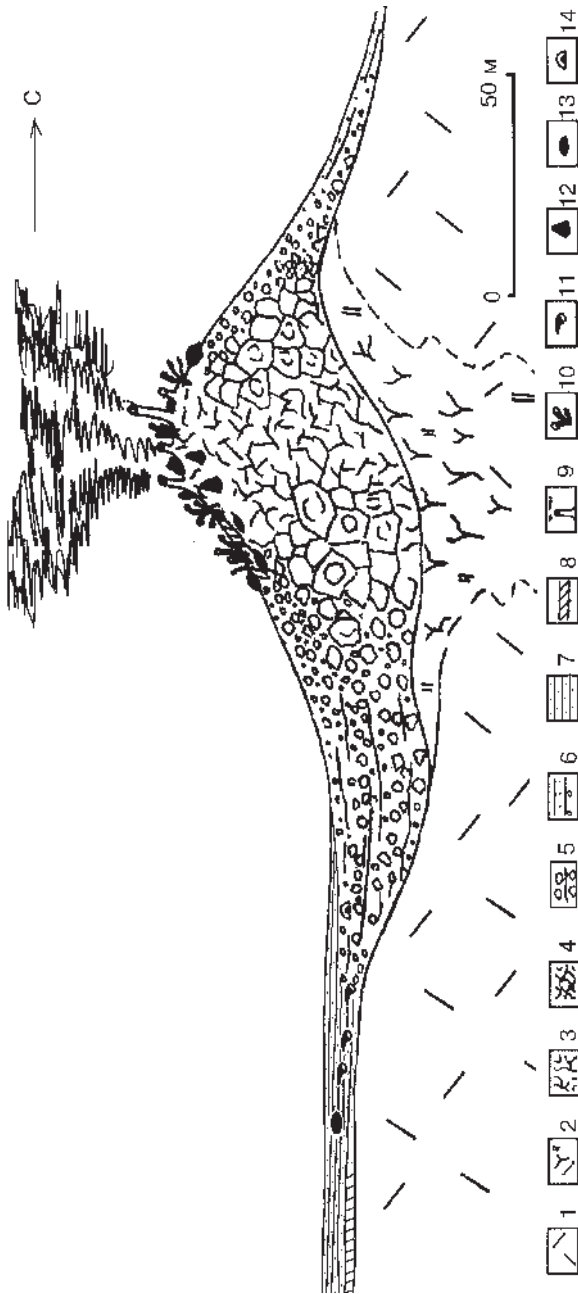


Рис. 5. Реконструкция сульфидного холма Яман-Кашинского медно-цинково-колчеданного месторождения.

1 – риодациты и их лавокластиты; 2 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты по риодацитам с прожилками сульфидов; 3 – массивные и глыбовые медноколчеданные руды с прожилками сфалерита и барита; 4 – глыбовые элювиальные медноколчеданные брекчии, сцементированные обломочным сфалерит-пиритовым агрегатом; 5 – псевдито-агломеративные сфалерит-пиритовые колловиальные брекчии; 6 – псевдито-псаммитовые рудокластические отложения; 7 – ритмично слоистые рудокластические отложения, состоящие из слоев сульфидных песчаников, дресвячиков, тематитовых госсанитов, хлоритолитов; 8 – кериты; 9 – трубы «черных курильщиков»; 10–13 – оруденелая фауна: 10 – колонии вестиментифер *in situ*, 11 – фрагменты вестиментифер и других трубчатых червей, 12 – моноплакофоры, 13 – безаммочные брахиоподы; 14 – сульфидные строматолиты.

Аналогичное регрессивно-прогрессивное строение имеют рудокластические слоистые пачки на выклинках сульфидных холмов Сибайского [Масленников, 1991], Александринского [Тесалина и др., 1994] и Западно-Озерного колчеданных месторождений. Очевидно, что такое строение отражает специфическую историю роста и разрушения сульфидных холмов (см. раздел 3.3).

В пределах карьера в кровле риодацитов рудовмещающей толщи кроме лав и лавокластитов, залегающих *in situ*, изредка встречаются тела ксенокластолав и ксенолавокластитов риодацитов, содержащие ксенолиты руд и кремнисто-железистых пород. Мощная гематит-кремнистая (яшмовая) слоистая пачка, вскрытая в северной части карьера, очевидно фиксирует положение верхнего рудоносного литолого-стратиграфического уровня, на котором севернее локализуется Комсомольское медно-цинково-колчеданное месторождение.

На **Комсомольском** медно-цинково-колчеданном месторождении колчеданосный литолого-стратиграфический уровень находится на границе риолит-дацитов и перекрывающей базальтовой толщи (см. рис. 3б). Среди надрудных базальтов встречаются слои гематит-кварцевых пород, яшм и углеродистых черных сланцев, свидетельствующие о частой смене окислительных и восстановительных обстановок фонового седиментогенеза.

Рудное тело имеет форму двояковыпуклой линзы [Медноколчеданные..., 1985, 1988] и может реконструироваться как два сросшихся сульфидных холма [Богуш, Воронов, 1989]. В центральной части холма преобладают автохтонные брекчированные марказит-сфалерит-халькопирит-пиритовые руды. Глыбы массивного зернистого медного и серного колчедана, характеризующего гидротермальную рудную фацию, обычно цементируются более поздними пиритом, сфалеритом и халькопиритом. В гидротермальных рудах, кроме основных минералов, встречены редкий пирротин, замещивший халькопирит [Медноколчеданные..., 1988], и хорошо сохранившиеся теллуриды – алтаит, креннерит и гессит [Муталов, Пишеничный, 1962; Минералогия..., 1991]. В тех колчеданных рудах, где сохранились тонкодисперсные, радиально-лучистые колломорфные и фрамбоидальные структу-



Fig. 5. The reconstruction of sulphide mound of the Yaman-Kasy massive copper-zinc sulphide deposit.

1 – rhyodacites and their lavoclastites; 2 – sericite-chlorite-quartz hydrothermalites after rhyodacites with veins of sulphides; 3 – massive and clumpy copper massive sulphide ores with veins of sphalerite and barite; 4 – clumpy eluvial copper massive sulphide breccias, cemented after clastic sphalerite-pyrite aggregate; 5 – psephitic-agglomeratic sphalerite-pyrite colluvial breccias; 6 – psephitic-psammitic oreclastic deposits; 7 – rhythmic-layered ore-clastic deposits, consisting of layers of sulphide sandstones, of gruses of hematite gossanites, chloritolites; 8 – kerites; 9 – chimneys of «black smokers»; 10–13 – the sulphidized fauna: 10 – colonies of vestimentiferans *in situ*; 11 – fragments of vestimentiferans and other tubular worms; 12 – monoplacophorans; 13 – inarticulate brachiopods; 14 – sulphide stromatolites.

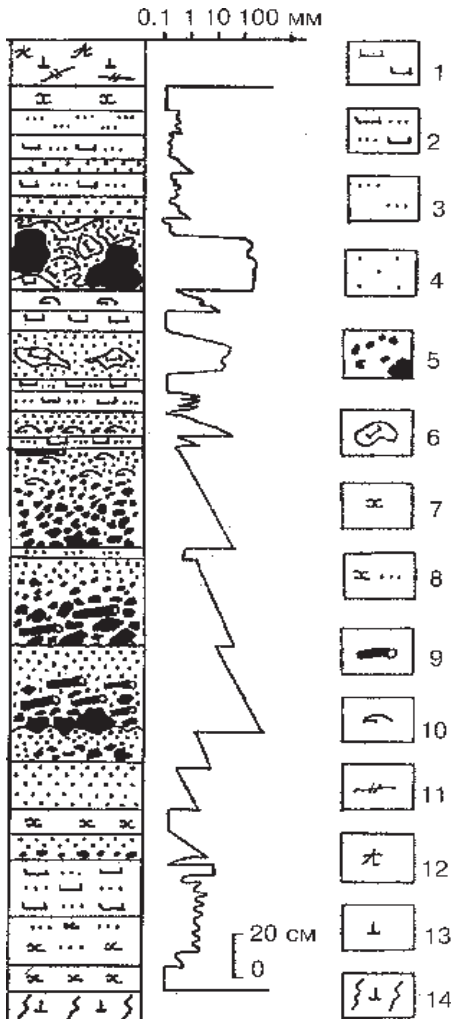


Рис. 6. Литологическая колонка южной выклинки сульфидного холма Яман-Касинского месторождения.

1 – госсаниты гематит-кварцевые; 2 – переслаивание госсанитов и сульфидных песчаников (ритмиты); 3 – переслаивание сульфидных песчаников и сульфидных алевролитов; 4 – сульфидные песчаники массивные; 5 – гравийные и псефитовые сульфидные брекчии; 6 – обломки первично полулитифицированных госсанитов; 7 – хлоритолиты; 8 – переслаивание хлоритолитов и сульфидных песчаников; 9 – сульфидизированные вестиментиферы; 10 – отпечатки створок моллюсков; 11 – жилы керитов; 12 – жилы гематит-кварцевых пород; 13 – дациты, частично дезинтегрированные, хлоритизированные; 14 – дациты расланцованные серицитизированные.

Fig. 6. The lithological column of southern wedging out of sulphide mound in the Yaman-Kasy deposit.

1 – gossanites hematite-quartz; 2 – interbedding of gossanites and sulphide sandstones (rhythmities); 3 – interbedding of sulphide sandstones and sulphide aleurolites; 4 – sulphide sandstones massive; 5 – gravelly and psephitic sulphide breccias; 6 – clasts of initially semilithified gossanites; 7 – chloritolites; 8 – interbedding of chloritolites and sulphide sandstones; 9 – sulphidized vestimentiferans; 10 – moulds of mollusk valves; 11 – veins of kerites; 12 – veins of hematite-quartz rocks; 13 – dacites partially disintegrated, chlorized; 14 – dacites schistose sericitized.

ры, обнаружены фрагменты мелких трубчатых сульфидных червей [Пшеничный, 1984]. Аллохтонные рудокластические фации представлены псефитовыми сульфидными брекчиями, содержащими обломки плагиогранитов, риолитов и гематит-кварцевых пород. Хорошо сохранившиеся колломорфные, фрамбоидальные и другие первичные структуры гидротермальных руд отчетливо срезаются ограничениями рудокластов.

С удалением от сульфидного холма грубообломочные рудные брекчии сменяются грейдитами – ритмично-слоистыми сульфидными гравелитами, песчаниками и сульфидно-гематитовыми ритмитами – дистальными турбидитами. Эта же тенденция наблюдается снизу вверх в строении колонок ру-

доносной слоистой пачки [Скрипченко, 1972; Богуш, Воронов, 1989]. С рудокластическими фациями связано появление редких теннантита, халькозина, борнита, галенита, барита и магнетита. По магнетиту нередко развивается гематит.

Гематит преобладает в слоях окисных металлоносных отложений, прослеженных на расстояние 1.5–1.8 км от рудного тела [Богуш, Воронов, 1989]. Основой для окисных металлоносных отложений служили пелитомофные кремнистые и глинисто-карбонатные илы, гиалокластический материал риолитового и базальтового состава. Наряду с обильным гематитом, в них присутствуют идиобласты новообразованного магнетита и хлорит. Н. С. Скрипченко [1972], И. А. Богуш и А. Р. Воронов [1989] эти породы относят к группе кремнисто-железистых гидротермально-осадочных отложений – эксгалитов. Вместе с тем, по условиям локализации они более напоминают госсаниты – продукты субмаринного окисления тонкообломочных рудокластитов, охарактеризованные для Яман-Касинского, Сибайского и Молодежного месторождений Южного Урала [Злотник-Хоткевич, 1989; Масленников, 1991; Масленников, Котляров, 1990; Масленников, Зайков, 1991а, б; Теленков, Масленников, 1995].

Кроме риолитовых и базальтовых гиалокластитов, на месторождении обнаружены брекчии, состоящие из округлых и угловатых рудокластов, базальтов, риолитов, риодацитов, сульфидизированных и несulfидизированных метасоматитов, белого и серого кварца [Богуш, Воронов, 1989].

Палеогидротермальное поле *Блявинского* медноколчеданного месторождения приурочено к границе подрудной риолитовой и надрудной базальтовой толщи (см. рис. 3 в).

Главная Северная рудная залежь имеет форму двояковыпуклой линзы [Прокин, 1977], которая может быть реконструирована как придонный сульфидный холм. В рудах месторождения Блява, так же, как и на Яман-Касинском и Комсомольском месторождениях, основным структурным признаком руд является тонкозернистость и первичные тонкие срастания минералов. В рудной залежи преобладает гидротермальная фация частично брекчированных тонкозернистых массивных руд. Широко распространены колломорфные структуры: концентрически-зональные и почковидные агрегаты пирита, марказита, халькопирита, сфалерита и вюртцита. В качестве второстепенных минералов отмечаются энаргит, галенит и эвгдральный пластинчатый пирротин [Шадлун, 1950]. В небольших количествах местами встречаются борнит, блеклые руды, барит и алтаит [Прокин, 1975].

Рудокластические фации залегают в кровле и на выклинивании сульфидных линз. Внутри рудных тел встречаются гематитовые прослои, содержащие реликты сульфидов. Всячий бок центральной части Северной линзы Блявинского месторождения сложен гематит-кварцевыми породами, содержащими остатки гематитизированных базальтов. Кварц-гематитовые

породы содержат магнетит, кальцит, реликты халькопирита, пирита и неопределимой макрофауны. Вместе с тем, в некоторых случаях наблюдаются признаки замещения кварц-гематитовых пород сульфидами [Туркин, Денисова, 1987]. Сульфидно-гематитовыми рудами сложена значительная часть Северной линзы на ее южном выклинивании и почти половина руд Южной линзы. Полосчатые сульфидные и сульфидно-гематитовые руды прослежены вдоль контакта кислых и основных вулканитов на выклинивании рудных залежей [Скрипченко, Воронов, 1969]. Они представляют собой чередование сульфидных песчаников, яшм (госсанитов) с кремнистыми пелитолитами (туффитами) и гиалокластитами основного состава.

Рудовмещающие риодацитовые ксенокластолавы и ксенолавокластиты, более известные как туфобрекчии смешанного состава или взрывные брекчии [Скрипченко, 1972; Бородаев и др., 1965], кроме обломков эффузивных пород, метасоматитов и рудокластов, содержат ксенокласты плагиогранитов. В надрудной толще среди лав и гиалокластитов базальтового состава, наряду с яшмами и гематит-кварцевыми породами, наблюдаются слои углеродистых пелитолитов, содержащие прослойки фрамбоидального пирита.

Таким образом, для колчеданосных палеогидротермальных полей Сакмарской зоны характерны следующие признаки: во-первых, холмообразная форма и слабая разрушенность сульфидных построек; во-вторых, преобладание и хорошая сохранность придонно-гидротермальных, гидротермально-биогенных руд и незначительное распространение типичных борнитсодержащих и пиритовых, баритовых гипергенных рудных фаций; в-третьих, обилие в придонно-гидротермальных рудах разнообразной аксессуарной теллуридной минерализации; и, наконец, в-четвертых, присутствие в кровле и на выклинках рудных тел отчетливо выраженных кремнисто-магнетит-гематитовых и гематит-кремнистых апосульфидных металлоносных отложений.

Присакмарская колчеданосная подзона, предположительно являющаяся частью Сакмарского окраинного моря, на юге сливается с Сакмарским аллохтоном, отделяясь от последнего к северу Уралтауским антиклинорием [Зайков и др., 1993]. По палеотектонической позиции она рассматривается как окраинно- или внутриконтинентальная рифтовая зона на коре океанического типа [Контарь, Либарова, 1997], либо реконструируется как реликт палеозойской зоны субдукции [Формирование..., 1986; Зайков, 1991; Вулканизм..., 1992; Иванов К. С., 1998].

В офиолитовых комплексах Присакмарской зоны наиболее известны Ишкининский, Ивановский и Маукский колчеданосные районы. Одноименные колчеданные месторождения локализуются среди ультрамафитов и вмещающих их базальтоидов и углеродистых кремнистых сланцев. Все эти месторождения отнесены к серно-медноколчеданной кобальтоносной формации [Контарь, Либарова, 1997].

Общим для месторождений является пластообразная лентовидная форма колчеданных залежей (см. рис. 3 г, д).

Рудные тела *Ишкининского* месторождения сложены ритмично-слоистыми сульфидными песчаниками, реже гравийными брекчиями. Наблюдаются признаки пирротинизации халькопирит-пиритовых рудокластических фаций и последующего замещения пирротина новообразованным кобальтоносным пиритом. В халькопирит-пирит-пирротиновых агрегатах угадываются тонкополосчатые текстуры, вероятно отражающие первичное тонкослоистое строение руд. К второстепенным минералам относятся магнетит, арсенопирит, кобальтин, пентландит, аргентопентландит, линнеит-виоларит, никелин, зигенит. Тонкодисперсное самородное золото рассеяно в арсенопирите [Зайков и др., 1999]. Содержания металлов в кобальтин-халькопирит-пирротиновых рудах: Cu – 0.5–1.5 %, Zn – 0.4 %, Co – 0.01–10 %, Ni – 0.1–0.4 %, Au – 1.4 г/т, Ag – 4–6 г/т, Pt – 1 г/т, S – 16–27 % [Контарь, Либарова, 1997].

В рудовмещающей и надрудной толщах месторождения широко распространены ксенокластолавы и ксенолавокластиты базальтового состава, содержащие ксенокласты гематит-кварцевых пород, силицитов, габбро-диоритов. В серпентинизированных ксенокластолавах встречены ксенолиты колчеданной руды. В вулканомиктовых песчаниках обнаруживаются зерна серпентинита. В надрудной слоистой пачке среди базальтовых вулканокластитов залегают слои красноцветных гематитсодержащих алевролитов, яшм, хлоритолитов, хлорит-карбонатных пород и углеродистых сланцев. Стратиграфически выше в геологическом разрезе преобладают мощные слои фтанитов, силицитов, вулканомиктовых отложений и кремнекластических брекчий. Последние состоят из обломков силицитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, заключенных в кремнистую цементирующую массу.

Аналогичные по условиям залегания и составу массивные, брекчиевые, полосчатые и «сланцевые» руды слагают многочисленные пластообразные и лентовидные тела *Ивановского* месторождения (рис. 3 г). Брекчиевидные руды, кроме остроугольных и сглаженно-угловатых рудокластов, содержат обломки рудовмещающих хлоритовых и тальк-хлоритовых пород. Главными минералами руд являются пирротин, халькопирит, пирит, магнетит, к второстепенным отнесены пентландит, кобальтин, никелин, хромит, брейнерит, сидерит, родохрозит, к редким – золото, серебро, миллерит, виоларит, сфалерит, рутил, тальк, кальцит, хлориты, антигорит, хризотил, сидерит, доломит, кварц [Бучковский, 1970; Захарова, Захаров, 1976]. Содержания металлов в рудах: Cu – 1.4–1.8 %, Co – 0.02–0.07 %, Ni – 0.1–0.13 %, Au – 1–3 г/т, Ag – 9–16 г/т [Контарь, Либарова, 1997].

В надрудной толще месторождения распространены глинисто-кремнистые сланцы и «конгломераты». Последние, кроме обломков базальтового

состава, содержат «галки» пироксенитов, габбро, диабазов и других интрузивных и жильных пород Байгускаровского массива. Среди «галек» находятся околорудные метасоматиты: серпентиниты, хлоритовые, карбонатно-хлоритовые, тальковые породы с рассеянной рудной минерализацией, представленной характерными для кобальт-медноколчеданных месторождений минералами: пиритом, марказитом, магнетитом, пентландитом, миллеритом, виоларитом [Захарова, 1970].

Маукское месторождение локализовано на самом узком участке смыкания Тагильской и Сакмарской вулканогенных колчеданосных зон в породах силурийской (ландовери) офиолитовой ассоциации в Уфалейско-Коркодинской палеодепрессии, имеющей рифтогенную природу. Геологический разрез состоит из базальтов, углеродистых и углеродисто-кремнистых алевролитов, песчаников и линзовидных тел серпентинизированных ультрамафитов (см. рис. 3 д). Эти породы преобразованы в альбит-эпидот-цоизит-актинолитовые, альбит-кварц-биотит-хлоритовые, альбит-карбонат-актинолит-хлоритовые и графит-кварцевые сланцы [Горелов, 1958]. Так же, как и на Ивановском месторождении, наблюдается полициклическое строение рудовмещающей структуры: девять пластообразных рудных тел локализируются не менее чем на трех главных литолого-стратиграфических уровнях. Подрудные гидротермальные метасоматиты развиты слабо. Участками выделяются слои слюдисто-кварцевых и хлоритовых пород, содержащих редкую послойную вкрапленность сульфидов.

Руды представлены массивными, пятнистыми и слоистыми (полосчатыми) халькопирит-сфалерит-пиритовыми и сфалерит-пиритовыми, халькопирит-сфалерит-пирит-пирротиновыми, и халькопирит-сфалерит-магнетит-пирротиновыми разностями. Обилие мелкообломочных ритмично-слоистых рудокластических фаций – характерная черта рудных тел Маукского месторождения. Наблюдается переслаивание преобразованных сульфидных песчаников с хлоритолитами и хлорит-магнетитовыми отложениями. Главными рудными минералами являются пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит. К второстепенным относятся магнетит (4–5 %), марказит, кубанит, валлериит, арсенопирит, галенит, гематит и ильменит. Изредка встречаются теннантит, алтаит, самородное золото, самородное серебро, молибденит. Нерудные минералы представлены сидеритом, кварцем, кальцитом, актинолитом, роговой обманкой, биотитом, мусковитом, гранатом, сфеном, эпидотом [Буслаев и др., 1988]. Содержания металлов в рудах: Cu – 1.58 %, Zn – 1.62 %, Co – 0.03 %, Ni – 0.09 %, Au – 0.43 г/т, Ag – 10.8 г/т [Контарь, Либарова, 1997].

По ассоциации руд с офиолитами и углеродистыми породами, это месторождение относится либо к кипрскому типу, либо к типу бесси. Однако, руды характеризуются почти равными содержаниями меди и цинка. Это отличает Маукское месторождение от типичных медноколчеданных месторож-

дений типа бесси и кипрского. В отличие от месторождений уральского типа, в маукских рудах в среднем меньше теллура, золота, серебра, больше кобальта и никеля. Повышенные содержания кобальта (0.03 до 0.5 %), особенно в медных рудах, сближают это месторождение, так же, как и другие месторождения Присакмарской зоны, с кобальтсодержащими месторождениями типа бесси.

В целом, колчеданоносные палеогидротермальные поля Присакмарской зоны характеризуются следующими особенностями: во-первых, ленто-видной формой колчеданных залежей; во-вторых, широким распространением полосчатых и ритмично-слоистых преобразованных кластогенных руд; в-третьих, присутствием в рудах обильного пирротина и кобальтовой сульфидно-арсенидной минерализации; в-четвертых, широким развитием хлоритов или хлорит-магнетитовых околородных отложений.

1.3. Западно-Магнитогорская дуга

Западно-Магнитогорская палеовулканическая зона (см. рис. 1) по данным многих исследователей является эталоном для реконструкций островодужных обстановок вулканизма [*Формирование ...*, 1986; *Коротеев и др.*, 1986; *Зайков*, 1991; *Вулканизм ...*, 1992 и др.]. В пределах зоны выделяются две структурно-формационные подзоны: Баймак-Бурибайская и Ирендыкская. Баймак-Бурибайская подзона, сложенная дифференцированными риолит-базальтовым и андезит-дацитовым комплексами, сформировалась на раннеостроводужной стадии развития. В Ирендыкской подзоне, которая реконструируется как примитивная островная дуга, преобладают эффузивные и вулканокластические породы андезит-базальтовой формации. Раннеостроводужные условия формирования Баймак-Бурибайской подзоны подтверждаются присутствием вулканитов, сходных с бонинитами энсиматических островных дуг западного обрамления Тихого океана [*Кабанова, Зайков*, 1987; *Spadea et al.*, 1998]. Каждая подзона характеризуется своими особенностями вулканизма и осадконакопления. В обеих подзонах присутствуют стратовулканы базальтового и андезит-базальтового состава. Однако, если в Ирендыкской подзоне преобладал андезит-базальтовый вулканизм центрального типа с широким развитием грубообломочных вулканокластических отложений и дистальных тефротурбидитов [*Коротеев и др.*, 1986; *Фролова, Бурикова*, 1977], то в Баймак-Бурибайской подзоне базальтовые вулканические постройки в значительной степени связаны с каркасными дайковыми комплексами, характеризующими условия рассеянного спрединга [*Зайков и др.*, 1993]. В межгрядовых впадинах и на равнинах развиты дистальные отложения гиалокластогенных турбидитов, кремнистые пелитолиты и, реже, яшмы и джаспериты.

В пределах Западно-Магнитогорской зоны локализуются три колчеданосных района: Гайский, Бурибайский и Баймакский (см. рис. 1).

В **Гайском** районе крупнейшее на Урале **Гайское** медно-цинково-колчеданное месторождение приурочено к меридионально вытянутой вулканотектонической депрессии, заполненной андезит-дацитовыми и липарит-дацитовыми продуктами вулканизма центрального типа [Прокин, 1977; Пшеничный, 1975]. В рудовмещающей экструзивно-эффузивной толще месторождения широко представлены ксенокластолавы и ксенолавокластиты риолитового и дацитового состава, содержащие маломощные прослои пелитоморфных туффилов, переотложенных вулканомиктовых кремнистых пород (рис. 7 а). В обломках присутствуют риодациты и дациты, окварцованные, серицитизированные и пиритизированные их разновидности, нередко сосед-

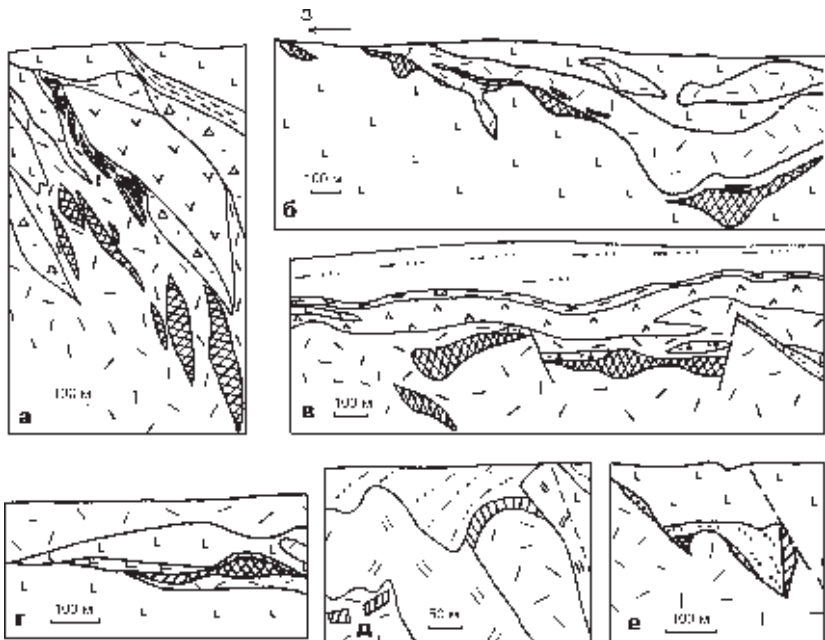


Рис. 7. Схематические геологические разрезы типичных колчеданных месторождений Западно-Магнитогорской дуги:

а – Гайское, б – Юбилейное, в – Подольское, г – Таш-Таш, д – Балта-Таш, е – Бакр-Таш. Условные обозначения на рис. 3. Составлено по [Медноколчеданные..., 1985, 1988; Еремин, 1983; Кривцов, 1979; Серавкин, 1986] с упрощением.

Fig. 7. Schematic geological cross-sections of the typical massive sulphide deposits of West Magnitogorsk arc:

а – Gaiskoye, б – Ubileinoye, в – Podolskoye, г – Tash-Tau, д – Balta-Tau, е – Bakr-Tau. Denotations see in fig. 3 (after [Mednokolchedannye..., 1985, 1988; Eremin, 1983; Krivtsov, 1979; Seravkin, 1986] with simplification).

ствующие с эпидотизированными и альбитизированными обломками [Колчеданные..., 1979]. Ксеногенными также несомненно являются обломки гематит-кварцевых пород, колчеданных руд, плагиогранитов, аплитов, диоритов, размер которых колеблется от нескольких сантиметров до глыб диаметром 1 м. В кровле толщи в вулканогенно-осадочных породах наряду с обломками риодацитов, встречаются пирокласты базальтового состава [Требухин, 1970]. М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин, Ю. В. Никеишин [1981] отмечают приуроченность некоторых рудных тел к маломощным вулканогенно-осадочным горизонтам, сложенным туфами, туфопесчаниками и яшмоидами. В центральной части месторождения выделяются как минимум два колчеданоносных палеогидротермальных поля – Нижнее и Верхнее, занимающие, соответственно, нижний и верхний полициклические рудоконтролирующие литолого-стратиграфические уровни. Гайское месторождение в целом относится к месторождениям уральского типа [Контарь, Либарова, 1997]. Содержания металлов в рудах: Cu – 1.0–2.6 %, до 12 % до, Zn – 0.7 %, иногда до 9 %, Co – 0.003–0.03 %, Au – 1 г/т, в кластогенных рудах содержание Au достигает 5.8 г/т и более, Ag – от 10.8 г/т до 97 г/т и более [Нестеренко, 1989].

На Нижнем палеогидротермальном поле глубокими скважинами по падению более чем на 2 км вскрыта система крупных линзовидных колчеданных залежей. Ядерная часть рудных линз сложена преимущественно массивными брекчиевидными сфалерит-халькопирит-пиритовыми и пиритовыми рудами. Текстуры гидротермальной фации руд мелкозернистые, иногда колломорфные. Второстепенные минералы представлены марказитом и блеклыми рудами. К редким минералам относятся гессит, арсенопирит. В кровле и на выклинках рудных линз появляются полосчатые руды. Они сложены преимущественно пиритом с примесью халькопирита и сфалерита. С второстепенными теннантитом и борнитом ассоциируют редкие моусонит и станноидит [Нестеренко и др., 1988]. Значительная часть этих руд представляет собой ритмично-слоистые сульфидные песчаники, содержащие одиночные крупные рудокласты. На рудоносных подуровнях среди вулканокластитов кислого состава встречаются белые и розовые окварцованные пелитолиты, иногда с примесью тонкодисперсного гематита и пирита.

К Верхнему палеогидротермальному полю приурочены Северная и знаменитая Стержневая рудные линзы. Центральная часть линз сложена относительно бедными брекчиевыми и брекчиевидными медистыми и серноколчеданными рудами, фиксирующими положение рудоподводящего канала. В этих рудах, кроме пирита, сфалерита, халькопирита и теннантита, барита и галенита, обнаружена разнообразная акцессорная минерализация, представленная тонкодисперсным золотом и теллуридами: гесситом, алтаитом, колорадоитом, калаверитом, креннеритом и теллурувисмутитом. На выклин-

как располагаются богатые пятнистые и реликтивно-полосчатые борнитовые руды. Для них не свойственно обилие теллуридов. В реликтовом халькопирите встречены лишь единичные зерна гессита, алтаита и сульфотеллурид серебра [Молошаг, Вигоров, 1980]. В борнитовых рудах место теллуридов серебра и золота занимает ялпайт и обильное самородное золото. Другие акцессорные минералы представлены германитом, моусонитом, станноидитом и бетехтинитом [Лиеничный, 1975]. Характерная особенность борнит-содержащих руд – полное отсутствие колломорфных текстур и признаков перекристаллизации и переотложения рудного вещества [Ярош, 1973]. В кровле и на выклинивании Стержневой и Северной линз обнаружены наиболее значительные линзовидные и карманообразные по форме скопления

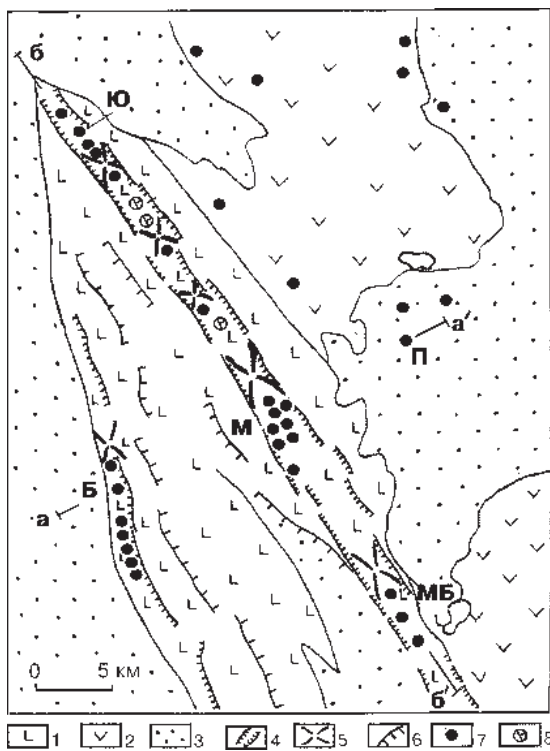


Рис. 8. Схема расположения колчеданных месторождений и рудопроявлений Бурибайского рудного района.

1 – южная часть баймак-бурибайской структурно-формационной подзоны (D_2ef); 2 – часть иреддыкской структурно-формационной подзоны (D_2ef); 3 – вулканогенный флиш улутаской свиты (надрудный) (D_2zv); 4 – предполагаемые границы рифтоподобных раздвигов; 5 – поперечные вулканогенные поднятия внутри раздвигов; 6 – предполагаемое расположение границ внешних склонов раздвигов; 7 – колчеданные месторождения и проявления; 8 – проявления джасперитов. Месторождения: Б – Бурибайское, М – Маканское, П – Подольское, Ю – Юбилейное, МБ – Мамбетовское.

Fig. 8. The arrangement scheme of the massive sulphide deposits and ore manifestations of the Buribai ore district.

1 – southern part of Baimak-Buribai structural-formational subzone (D_2ef); 2 – part of Irendik structural-formational subzone (D_2ef); 3 – volcanogene flysch of Ulutau suite (supra-ore) (D_2zv); 4 – assumptive boundaries of extension zone grabens and semigrabens; 5 – across volcanogene uplifts inside extension zone; 6 – assumptive position of boundaries of extension zone; 7 – massive sulphide deposits and ore manifestations; 8 – jasperite manifestations. The deposits: Б – Buribaiskoye, М – Makanskoye, П – Podolskoye, Ю – Ubileinoye, МБ – Mambetovskoye.

обломочных и слоистых гематит-кремнистых пород, частично замещенных кварцем и сульфидами [Нестеренко, 1989]. Наблюдается ритмичное пере-слаивание гематит-кремнистых пород с сульфидными песчаниками.

Колчеданные месторождения **Бурибайского** района (Бурибайское, Маканская группа, Юбилейное, Подольское) приурочены к поднятиям в линейных зонах развития кислых вулканитов, которые рассматриваются как колчеданоносные рифты или раздвиги, связанные с участками локального растяжения основания островной дуги [Зайков и др., 1993; Масленников, 1994] [рис. 8, 9].

Геологическое строение **Бурибайского** месторождения рассмотрено в работах В. А. Прокина и др. [1977] и А. И. Кривцова [1979]. Рудные залежи залегают в узкой полосе шириной около 1 км и протяженностью не менее 7 км (рис. 8). Эта полоса была реконструирована как колчеданоносная рифтовая долина, имеющая габбро-диабаз-базальтовое основание [Рудницкий, Панулов, 1985]. Западный борт рифтовой долины отсутствует – рифт относится к асимметричным структурам типа полуграбенов (рис. 9). Рудные залежи залегают среди базальтов, однако, к югу от месторождения на рудоносном уровне автором обнаружены переотложенные ксеноловакситы дацитового состава, содержащие многочисленные ксенокласты гидротермальных местасоматитов по миндалекаменным базальтам. В этой же части структуры, кроме редких прослоев гялокластитов основного состава, встречаются типичные эдафогенные брекчии с обломками базальтов, габбро и карбонатно-базальтовых брекчий. Рудные залежи имеют форму линз, эродированных в стадию наземного гипергенеза. Главное рудное тело – Южная линза, сложено в основном массивным медным колчеданом. Расположенная в 500 м к югу слепая Новобурибайская залежь характеризуется микробрекчиевыми текстурами руд. Содержание металлов в рудах: Cu 3.5 %, Zn 0.5–1 %, Co 0.03 %, Au до 5.5 г/т. Кроме основных минералов – пирита, халькопирита и сфалерита, в рудах отмечаются пирротин, мельниковит-пирит, блеклая руда, борнит, энаргит, магнетит [Прокин, 1977]. В отвалах месторождения встречаются образцы выщелоченных массивных и брекчиевых серноколчеданных руд, сульфидных песчаников, гематит-сульфидных ритмитов и апелитовых микрокварцитов, а также трубочки оруденелых окварцованных вестиментифер.

Маканское рудное поле изучалось И. С. Анисимовым, В. В. Воробьевым, В. И. Макаровым, Е. В. Поповым, В. В. Рябовым, А. И. Кривцовым, И. Б. Серавкиным, Д. А. Малаховым и др. Геологическая характеристика рудного поля приводится в монографии И. Б. Серавкина [1986]. Детальная литолого-фациальная характеристика рудоносных вулканогенно-осадочных горизонтов дается в специальной монографии автора [Масленников, 1991]. По данным И. Б. Серавкина [1986], все известные рудные тела Маканского

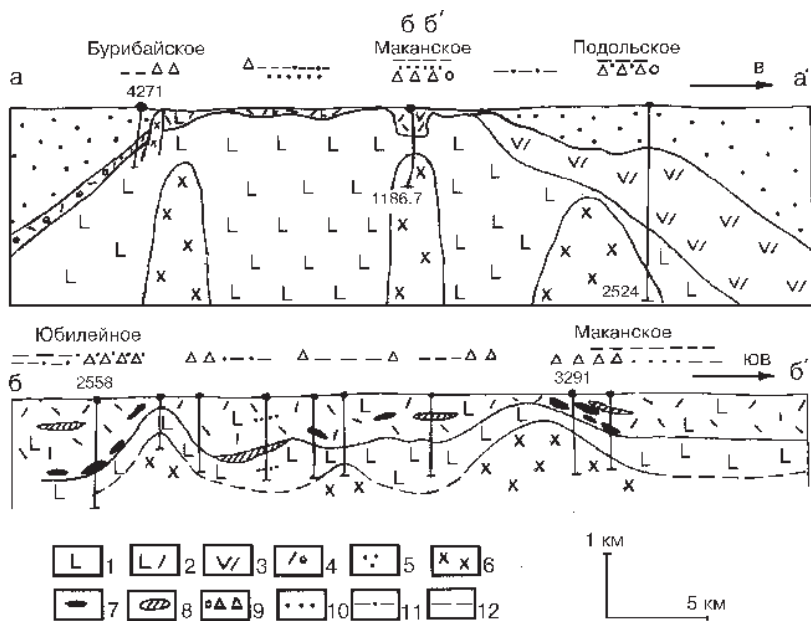


Рис. 9. Места локализации литодинамических типов вулканогенно-осадочных отложений на схематических разрезах через Западно-Магнитогорский палеовулканический пояс. аа' – поперечный разрез, бб' – продольный разрез (см. рис. 8).

1 – базальтовое основание (S-D₁); 2 – риолит-базальтовая и риолит-андезит-дацитовая надстройка баймак-бурибайской зоны (D₂ef); 3 – андезит-базальтовый комплекс ирендыкской зоны (D₂ef); 4 – вулканомиктовая гадилевская толща; 5 – вулканогенный флиш улутауской свиты (D₂zv); 6 – плагиограниты, кварцевые диориты, габбро; 7 – колчеданные залежи; 8 – тела джасперитов; 9 – грубообломочные эдафогенные и ксенолавокластические отложения в колчеданосных рифтовых долинах; 10–11 – литодинамические типы кремнисто-тефротурбидитовых отложений в межгрядовых впадинах: 10 – проксимальный, 11 – дистальный; 12 – кремнистые отложения.

Fig. 9. The localization places of lithodynamic types of volcanosedimentary deposits in schematic profile through the West-Magnitogorsk paleovolcanic belt.

аа' – cross section, бб' – longitudinal one (see fig. 8).

1 – basaltic base (S-D₁); 2 – upper rhyolite-basalt and rhyolite-andesite-dacite part of Baimak-Buribai subzone (D₂ef); 3 – andesite-basalt complex of Irendik subzone (D₂ef); 4 – volcanic Gadilev strata; 5 – volcanogenic flysh of Ulutau suite (D₂zv); 6 – plagiogranites, quartz diorites, gabbro; 7 – the massive sulphide deposits; 8 – jasperite bodies; 9 – rudaceous edafogene and xenolavoclastic sediments in massive sulphide-bearing rift valleys; 10–11 – lithodynamic types of siliceous-tephroturbiditic sediments in interridge depressions: 10 – proximal, 11 – distal; 12 – siliceous sediments.

рудного поля локализуются в вершинной кальдере одноименного стратовулкана. Последний приурочен к линейной зоне разломов, которая прослеживается более, чем на 50 км от месторождения Юбилейного через Маганское к Мамбетовскому и, возможно, Гайскому месторождениям (см. рис. 8).

В геологическом разрезе Маканского рудного поля снизу вверх выделяются три толщи: 1) подрудная андезит-базальтовая мощностью более 500 м; 2) рудовмещающая осадочно-вулканогенная андезит-дацитовая, дацитовая мощностью 100–700 м; 3) надрудная риолит-дацитовая 100–770 м, содержащая слоистую пачку андезитового и андезит-базальтового состава мощностью 1–40 м.

В рудовмещающей толще, имеющей полициклическое строение, концентрируются несколько цинково-медноколчеданных колчеданных месторождений: Маканское, Ново-Маканское, Ташкулинское и Октябрьское. Насчитывается более 60 рудных тел, которые являются фрагментами всего лишь нескольких рудных залежей.

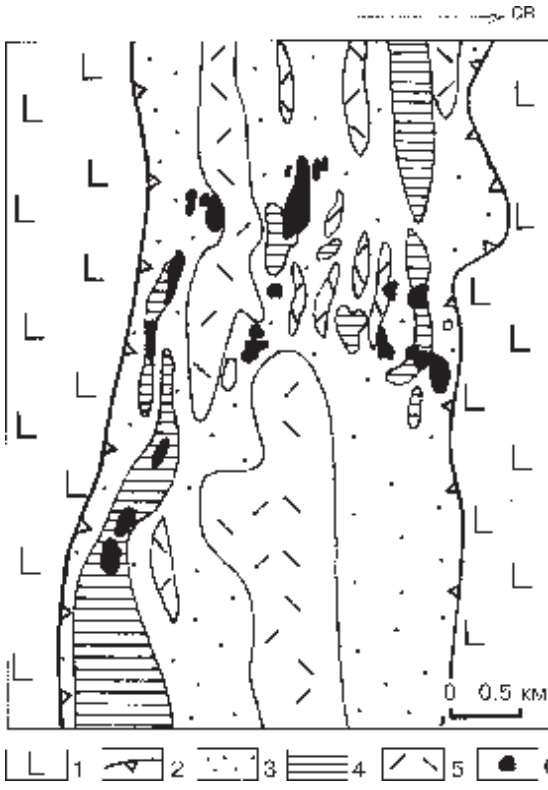
Рудные залежи *Маканского*, *Ново-Маканского* и *Ташкулинского* месторождений, тяготеющие к основанию рудовмещающей толщи, имеют форму двояковыпуклых линз, которые могут быть реконструированы как сульфидные холмы. В составе рудных линз преобладают массивные медноколчеданные руды, которые в кровле и на выклинках сменяются пятнистыми, брекчиевидными и слоистыми разностями. Кроме главных минералов – пирита, халькопирита, в рудах изредка встречаются галенит, блеклая руда, магнетит, барит, карбонаты. Среди акцессорных минералов на Маканском месторождении встречены разнообразные теллуриды: алтаит, гессит, петцит, креннерит [Вахрушева, 1977]. Околорудные отложения на этих месторождениях в основном представлены ксенолавокластогенными брекчиями и песчаниками андезитового и андезито-дацитового состава. Пелитоморфные фации сложены пиритсодержащими пелитолитами и силицитами, нередко переслаивающимися с окварцованными сульфидными песчаниками [Масленников, 1991].

Рудные тела, располагающиеся на верхних литолого-стратиграфических уровнях, имеют пластообразную форму. Реконструированная из отдельных блоков рудная линза *Октябрьского* месторождения осложнена двумя сросшимися рудными холмами. В их осевой части обнаружены пирит-халькопирит-пиритовые «сифоны», по своему строению напоминающие гидротермальные трубы «черных курильщиков». Вокруг «сифонов» установлены кварцевые ядра брахиопод [Масленников, 1991]. Однако, в целом в рудах преобладают окварцованные брекчиевидные и микробрекчиевидные разности руд, участками имеющие слоистое строение. В этих рудах, кроме главных минералов – пирита, халькопирита и сфалерита, встречаются борнит, блеклые руды, барит, халькозин. Теллуриды не обнаружены. Вероятно, их место занимают самородное золото, сульфиды серебра, свинца и висмута, которые обычно наблюдаются в борнитсодержащих рудах Подольского, Гайского, Молодежного и других колчеданных месторождений Южного Урала.

Маканское рудное поле является одним из первых объектов, на котором на основе детального литолого-стратиграфического анализа доказывалась раздвиговая природа колчеданоносных структур и реконструируются расчлененные на части палеогидротермальные поля. Выделено шесть рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов, каждый из которых имеет свои литологические особенности, позволяющие распознавать стратиграфическую принадлежность фрагментов околорудных пачек. Подробное послынное описание литологических колонок и выявленных стратифицирующих признаков рассмотрено автором ранее в книге, посвященной обоснованию стратиграфо-литологического контроля медноколчеданных руд [Масленников, 1991].

Реконструированные в Маканской полициклической структуре палеогидротермальные поля залегают в узкой зоне, представляющей в современном геологическом разрезе грабен шириной 2–3 км, глубиной от 100 до 400 м, напоминающий по размерам рифтоподобную долину хребта Хуан де Фука (Тихий океан). Грабен заполнен ксенокластолавами и вулканогенно-осадочными отложениями (рис. 10 и 11). С юго-запада и северо-востока вулканодепрессия граничит с базальтовыми грядами по разломам (типа листрических). Наблюдается асимметрия в строении бортов грабена, подобная той, которая установлена Л. П. Зоненшайном и М. И. Кузьминым [1993] для некоторых участков рифтовых долин Срединно-Атлантического хребта: юго-западный склон является «аномальным» с выходами на палеоповерхность габбро-диабазов, гранодиоритов и продуктов их придонного разрушения; северо-восточный – «нормальный» – сложен породами гиалокластит-базальтового эффузивного комплекса. В центральной части базальтового дна вулканодепрессии прослеживается прерывистое андезито-базальтовое осевое поднятие шириной 200–300 м, типичное и для современных рифтовых долин.

В северо-западной части структуры наблюдается воздымание цоколя – поперечное поднятие, совпадающее с подъемом кровли малоуглубинного плагиогранитного очага. Это поднятие и хребты, ограничивающие полукольцевую кальдеру, существовали в период рудоотложения и сопряженного с ним осадконакопления. Об этом свидетельствуют реконструированные направления сноса вулканокластического материала (рис. 12). Листрические разломы не были «сквозными», так как места их выхода на палеоповерхность перекрываются осадками (см. рис. 10). На участках заполнения рифтовых террас мощность вулканогенно-осадочных горизонтов максимальна. В зонах раздвигов относительное количество седиментогенного материала резко снижается, что позволяет выявить линейно-блоковый характер структуры. Границы между растянутыми блоками линейно-зигзагообразные. Разрывы трансформируются поясами даек и купольно-дайковых структур, разделяя-



1 — выходы подрудной андезибазальтовой толщи (слоистых пачек нет); 2 — ограничения депрессии; 3–4 — суммарные мощности слоистых вулканогенно-осадочных пород: 3 — 0,2–10 м, 4 — 10–50 м; 5 — участки, не содержащие в рудовмещающей толще слоистых пород (главным образом, подчеркивают положение дайковых поясов риолитового или дацитового составов); 6 — проекции рудных тел.

Рис. 10. Схематический геологический план Маканского (Октябрьского) рудного поля (составил автор с использованием материалов Ю. А. Болотина, В. А. Макарова, Н. Б. Папулова).

1 — выходы подрудной андезибазальтовой толщи (слоистых пачек нет); 2 — ограничения депрессии; 3–4 — суммарные мощности слоистых вулканогенно-осадочных пород: 3 — 0,2–10 м, 4 — 10–50 м; 5 — участки, не содержащие в рудовмещающей толще слоистых пород (главным образом, подчеркивают положение дайковых поясов риолитового или дацитового составов); 6 — проекции рудных тел.

Fig. 10. The schematic geological plan of Makanskoye (Oktyabrskoye) ore field (composed by author with using materials of Yu. A. Bolotin, V. A. Makarov, N. B. Papulov).

1 — exposures of sub-ore andesibasalt strata (without layered packets); 2 — depression restrictions; 3–4 — total thicknesses of layered volcanosedimentary rocks: 3 — 0.2–10 m, 4 — 10–50 m; 5 — places without layered rocks in ore-hosting strata (show the position of dike belts of rhyolitic and dacitic compositions); 6 — projections of ore bodies.

ших блоки и пересекавших осадки и рудные залежи. «Тупые» выклинки большинства рудных залежей направлены к осевой части предполагаемого рифта. Фрагменты наиболее древних рудных залежей удалены друг от друга на расстояния 1000–1500 м. Очевидно, следует считать, что эта цифра определяет общую величину локального раздвига. Фрагменты более молодых рудных тел и вулканогенно-осадочных горизонтов удалены друг от друга на 10–20 м, реже более. Несколько фрагментов рудных тел Октябрьского месторождения реконструированы в единый рудный холм с точным совпадением границ морфоструктурных и геохимических полей [Зайков, Масленников, 1987] (рис. 12, 13).

Проведенная нами реконструкция растяжения рифтовой долины (см. рис. 12) основывалась на документации и литостратиграфической корреляции более 50 литологических колонок слоистых пачек. Использовались

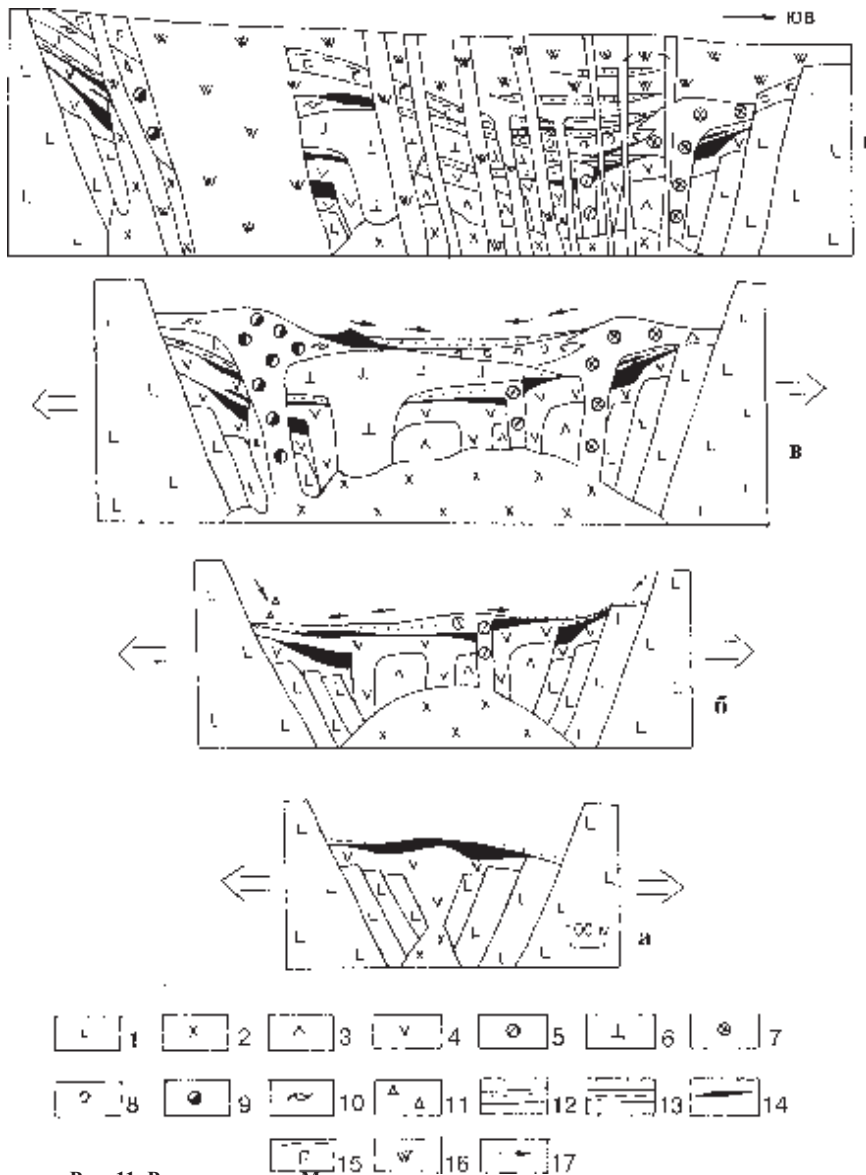


Рис. 11. Реконструкция Маканского раздвига.

а, б, в – главные рудоносные циклы; г – поперечный схематический геологический разрез через центральную часть рудного поля.

Толщи баймак-бурибайской свиты (D,b-br): 1 – вторая толща: базальты, диабазы, габбро; 2–4 – третья толща: 2 – кварцевые диориты, плагииграниты, андезиты-базальты, андезиты с многочисленными дайками разного состава и эдафогенными брекчиями; 3 – андезиты-базальты и их гиалокластиты; 4–14 – четвертая толща: 4 – андезиты и их гиалокластиты; 5 – ксено-

кlastолавы и ксенолавокластиты андезитового состава; 6 – дациты флюидално-полосчатые и их лавокластиты Октябрьского купола; 7 – ксенокlastолавы афировых дацитов Ташкулинского купола; 8 – ксенолавокластиты афировых дацитов; 9 – ксенокlastолавы кварцевых дацитов Южно-Октябрьского купола; 10 – ксенолавокластиты кварцевых дацитов; 11 – эдафогенные брекчии; 12 – вулканомиктовые песчаники эдафогенные, гиалокlastогенные и ксеногиалокlastогенные нерасчлененные; 13 – алевролиты, кремнистые пелитолиты; 14 – колчеданные тела; 15–16 – пятая толща: 15 – гиалокlastиты, лавокластиты и их тefроиды андезито-базальтового и риодацитового состава с прослоями кремнистых пелитолитов; 16 – силлы, лавы, купола и дайки риолитов и риодацитов плаггиоклазовых, кварц-плаггиоклазовых; 17 – направление сноса обломочного материала.

Fig. 11. The reconstruction of Makan spreading.

a, б, в – the main ore-bearing cycles; г – the cross schematic geologic section through the central part of the ore field.

Stratas of Baimak-Buribai suite (D_2b-br): 1 – the second one: basalts, diabases, gabbro; 2–3 – the third one: 2 – quartz diorites, plagiogranites, andesitebasalts, andesites with numerous dikes of different composition and edaphogene breccias; 3 – andesitebasalts and their hyaloclastites; 4–14 – the fourth one: 4 – andesites and their hyaloclastites; 5 – xenoclastolavas and xenolavoclastites of andesitic composition; 6 – dacites flowbanded and their lavoclastites of Oktyabrsk dome; 7 – xenoclastolavas of aphyric dacites; 8 – xenolavoclastites of aphyric dacites; 9 – xenoclastolavas of quartz dacites of South-Oktyabrsk dome; 10 – xenolavoclastites of quartz dacites; 11 – edaphogene breccias; 12 – volcanic sandstones edaphogene, hyaloclastogene, xenohyaloclastogene undissected; 13 – aleurolites, siliceous lutites; 14 – massive sulphide bodies; 15–16 – the fifth one: 15 – hyaloclastites, lavoclastites and their tephroides of andesite-basaltic and rhyodacitic compositions with interlayers of siliceous lutites; 16 – sills, lavas and domes of rhyolites and rhyodacites plagioclastic and quartz-plagioclastic; 17 – direction of clastic materials removal.



фондовые материалы Юго-Восточной ГРЭ, в том числе разрезы более чем по 600 глубоким скважинам. В результате была разработана модель формирования рифтовой долины, включающая не менее 6 тектоно-магматических циклов формирования рудовмещающей толщи. Почти каждый цикл завершался отложением горизонтов вулканогенно-осадочных пород, имеющих свои литологические особенности. Седиментологические реконструкции не только показывают направление сноса обломочного материала по наиболее мощным и распространенным слоистым горизонтам (рис. 14), но и позволяют, например, реконструировать контуры колчеданосного палеогидротермального поля Октябрьского месторождения и получить представление о форме и размерах первоначально единой сульфидной постройки и окружающего ее ареала околорудных осадков. Выделяются четыре основных источника поступления обломочного материала.

Первый источник – это поперечное вулканогенное поднятие, «перегораживающее» рифтовую долину с северо-запада. С этого поднятия поступал, в основном, эдафогенный материал дацитового состава.

Второй источник – рудная залежь, представлявшая собой сдвоенный сульфидный холм. Обильный рудокластический материал переносился в юго-восточном направлении, где смешивался с ксеногиалокlastогенными пес-

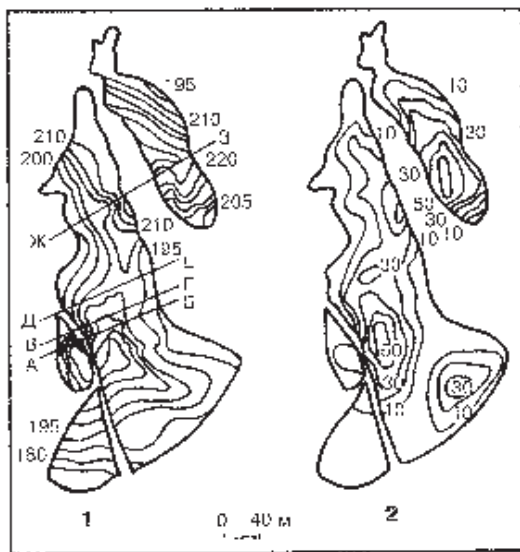


Рис. 12. Рельеф кровли (1) и изопахиты (2) рудных тел Октябрьского месторождения.

Изолинии относительных отметок поверхности кровли рудных тел проведены через 5 м, изопахиты – через 10 м. Контуры тел спроектированы на плоскость, параллельную плоскости пластообразного слоистого горизонта. А–В, В–Г, Д–Е, Ж–З – линии профилей к рис. 13.

Fig. 12. Roof relief (1) and isopachs (2) of ore bodies from the Oktyabrskoye deposit.

Relative marks isolines of roof surface of ore bodies has been lined with interval of 5 m, isopachs – 10 m. Outlines of bodies has been planed on plain parallel to that of layered horizon. А–В, В–Г, Д–Е, Ж–З – lines of profiles to fig. 13.

чаниками, поступавшими при рассыпании Ташкулинского ксенокластолавого дацитового купола – третьего источника обломочного материала. Купол поставлял значительное количество ксеногенных обломков, среди которых преобладали окварцованные андезиты-дациты, базальты, гиалокластиты, гематит-кварцевые породы, хлоритолиты, серицит-кварцевые метасоматиты, плагииграниты и рудокласты. По направлению от Ташкулинского купола к рудной залежи наблюдается латеральный ряд: ксенокластолавы, ксенолавокластиты и их тефроиды, тонкообломочные ксенокварцевые гиалокластогенные песчаники и пелитолиты, и, наконец, розовые и серые апелитовые микрокварциты, участками покрывающие фланги сульфидного холма. Тонкий рудокластический материал, поступающий с сульфидного холма, также достигал Ташкулинского купола. В депрессии, находящейся между куполом и рудной залежью, образовалась дистальная сульфидно-песчаная залежь с содержаниями Au до 30 г/т.

Четвертым источником обломочного материала являлся Южно-Октябрьский ксенокластолавоый дацитовый купол. В его составе, кроме разнообразных ксеногенных обломков эффузивных, интрузивных и вулканогенно-осадочных пород, присутствуют рудокласты, появившиеся при эруптивном разрушении глубокозалегающей Южно-Октябрьской залежи. Этот купол, чуть более ранний, чем Ташкулинский, поставлял гораздо меньше мелкообломочного ксенолавокластического материала. Тем не менее, его появление сдерживало поступление рудокластического материала с расположенного к северу сульфидного холма Октябрьского месторождения.

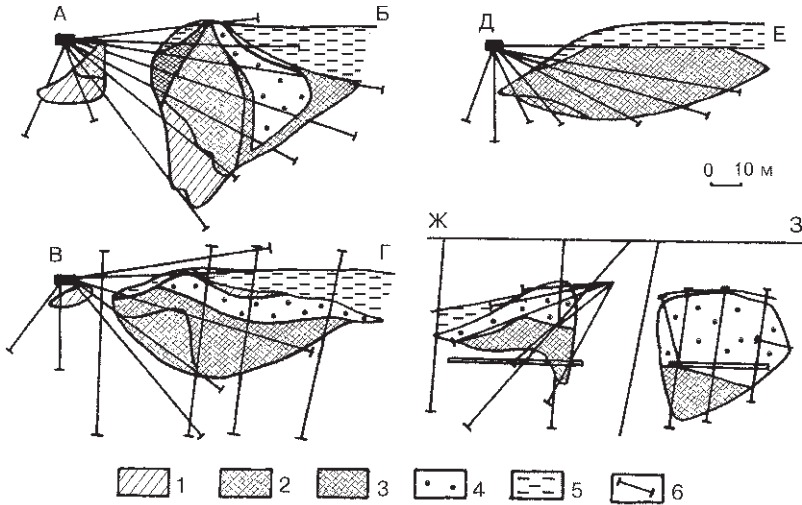


Рис. 13. Распределение типов руд в различных разрезах сульфидного холма первого (главного) рудного тела Октябрьского месторождения.

1–4 – руды: 1 – крапленые, 2 – сплошные серноколчеданные, 3 – богатые медноколчеданные, 4 – медно-цинково-колчеданные; 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – скважины детальной эксплуатационной разведки. А–Б, В–Г, Д–Е, Ж–З – положение разрезов на рис. 12.

Fig. 13. Distribution patterns of ore types in different sections of sulphide mound of first (main) ore body in the Oktyabrskoye deposit.

1–4 – ores: 1 – disseminated, 2 – massive sulphur-sulphide, 3 – high-grade copper-sulphide, 4 – copper-zinc-sulphide; 5 – volcanosedimentary rocks; 6 – holes of detailed exploited prospecting. А–Б, В–Г, Д–Е, Ж–З – position of sections in fig. 12.

Для каждого этапа развития Маканского раздвига характерны свои литодинамические типы осадков. На нижних уровнях разреза залегают колювиальные или эдафогенные брекчии, на средних они дополняются отложениями проксимальных турбидитов, на верхних, кроме того, широко развиты отложения дистальных турбидитов и кремнистых пелитолитов. Следовательно, эволюция литодинамических типов не противоречит расширению вулканодепрессии во времени. В целом, наблюдается разнообразие литодинамических типов циклитов. Присутствие в некоторых случаях регрессивных циклитов указывает на снос вулканокластического материала с крутых склонов колчеданосного раздвига. Индикаторами тектонически активного режима осадконакопления и расчлененного рельефа Маканской кальдеры (рифтовой долины) служат эдафогенные брекчии, нередко содержащие обломки полулитифицированных вулканогенно-осадочных пород. Иногда прослой эдафогенных брекчий почти полностью состоят из кремнеклас-

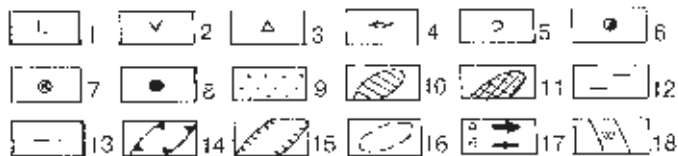
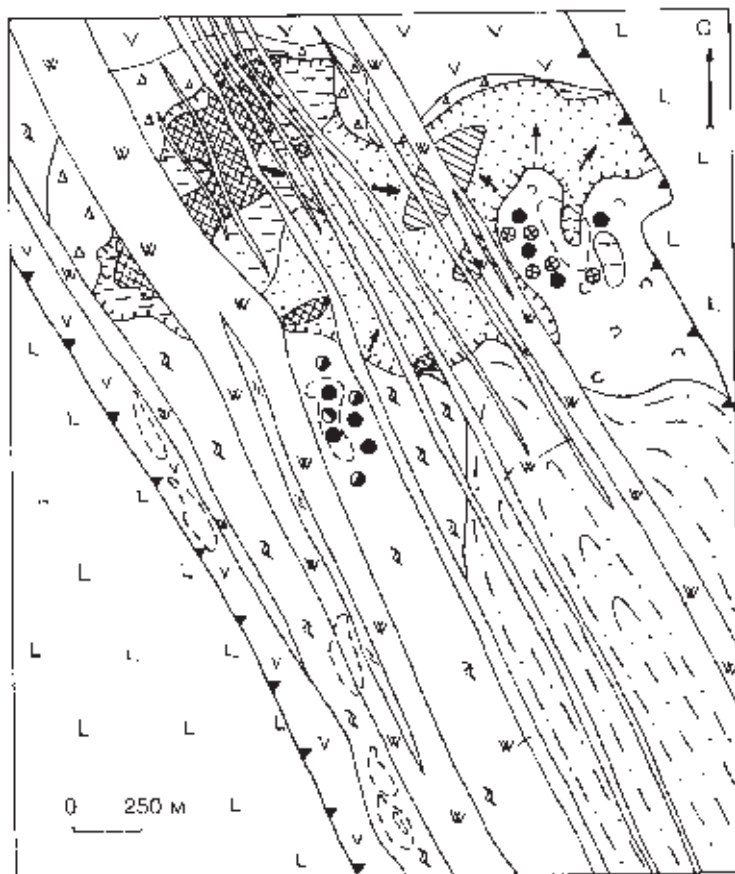


Рис. 14. Реконструкция палеогидротермального поля Октябрьского колчеданного месторождения.

1 – базальты, габбро, диабазы дорудные; 2 – андезиты и дациты; 3 – эдафогенные брекчии андезитового и дацитового составов; 4 – ксенолавокластиты Южно-Октябрьского дацитового купола; 5 – ксенолавокластиты Ташкулинского дацитового купола; 6–7 – ксенокластолавы куполов: 6 – Южно-Октябрьского, 7 – Ташкулинского; 8 – рудокласты ксеногенные; 9 – ксеногиалокластогенные песчаники с примесью и прослоями пирита; 10 – кластогенные и густовкрапленные золотоносные пиритовые руды с примесью гиалокластиты; 11 – медно-цинково-колчеданные залежи; 12 – апопелитовые микрокварциты; 13 – переслаива-

ние кремнистых пелитолитов и гравийно-псаммитовых гиалокластогенных тефроидов; 14 – границы Маканской структуры; 15 – границы палеогидротермального поля Октябрьского месторождения; 16 – контуры глубокозалегающих рудных тел; 17 – направления сноса рудокластического (а) и гиалокластического (б) материалов; 18 – дайки кварц-плагиоклазовых риодацитов.

Fig. 14. The reconstruction of paleohydrothermal fields of the Oktyabrskoye massive sulphide deposit.

1 – basalts, gabbro, diabases pre-ore; 2 – andesites and dacites; 3 – edaphogene breccias of andesitic and dacitic compositions; 4 – xenolavoclastites of South-Oktyabrsk dome; 5 – xenolavoclastites of Tashkulinsk dacitic dome; 6–7 – xenoclastolavas of domes: 6 – South-Oktyabrsk, 7 – Tashkulinsk; 8 – oreclasts xenogene; 9 – xenohyaloclastogene sandstones with admixture and interlayers of pyrite; 10 – clastogene and densely disseminated ores with admixture of hyaloclastic; 11 – the copper-zinc-sulphide deposits; 12 – apopelitic microquartzites; 13 – interbedding of siliceous lutites and gravelly-psammitic hyaloclastogene tephroides; 14 – boundaries of Makan structure; 15 – boundaries of the paleohydrothermal field of the Oktyabrskoye deposit; 16 – outlines of deep-seated ore bodies; 17 – direction of oreclastic (a) and hyaloclastic (б) materials removal; 18 – dikes of quartz-plagioclasic rhyodacites.



тического материала. В нескольких случаях были встречены слои глыбовых вулканогенных брекчий. Некоторые эдафогенные брекчии заполняли зияющие трещины, по-видимому, гьяры, в основании рифтовой долины.

В отложениях Маканской долины хорошо представлен специфический тип вулканокластических фаций колчеданосных рифтов – ксенолавокластические образования [Масленников, 1991]. Ксенокластолавы или эруптивные брекчии поставляли многочисленные резургентные обломки интрузивных, эффузивных и вулканогенно-осадочных пород, которые вошли в состав ксеногиалокластогенных отложений. Содержания резургентных обломков иногда достигают 60 %. Среди них выделяются ксенокласты плагиогранитов, кварцевых диоритов, гиалокластитов разного состава, гидротермальных хлоритовых, серицит-кварцевых и кварцевых метасоматитов, гематит-кварцевых пород и вулканомиктовых песчаников, пелитолитов, различных по составу эффузивных пород и колчеданных руд. Обилие ксенолитов пород, слагающих рудовмещающую толщу, может служить косвенным признаком активного тектонического растяжения, обрушения обломков в зияющие трещины и указывать на перемешивание их с магматическим расплавом на небольших расстояниях от поверхности дна.

Главной особенностью реконструированного палеогидротермального поля Октябрьского месторождения являются признаки придонного кислотного выщелачивания руд и околорудных осадков, содержащих значительное количество рудокластического материала. В отличие от Яман-Касинского палеогидротермального поля, рудокластический материал состоит практически из пирита и почти не содержит сфалерита и халькопирита. Подобные рудоносные «обеленные» осадки встречаются на колчеданосных палеогидротермальных полях хребта Валу Фа в задуговой зоне спрединга в

бассейне Лау (Западная часть Тихого океана) [Fouquet et al., 1993]. За пределами рудных полей стратифицированные метасоматиты – продукты кислотных преобразований осадков – исчезают.

В участках, удаленных от рудных тел, на уровне рудоотложения встречаются прослойки вишнево-красного гематита, который послойно замещает витрокластический материал основного и кислого составов. Образующиеся в результате железисто-кремнистые пелитолиты по повышенному содержанию P_2O_5 (0.3–0.86 %) сходны с аллохтонными оксидно-железистыми продуктами подводного окисления (гальмиролиза) колчеданных руд, встречающимися на древних и современных колчеданосных гидротермальных полях [Теленков, Масленников, 1995].

Развитие Маканского раздвига в пострудный период сменяется условиями рассредоточенного трещинного вулканизма, проявившегося в виде обширных ареалов даек риолитового состава. В этот же период происходят излияния андезито-базальтовых лав, дающих значительные объемы вулканокластического материала. Осадконакопление в пострудный период происходило в режиме, свойственном межгорным впадинам: наблюдалось широкое развитие ритмично-слоистых монотонно повторяющихся пачек, сложенных преимущественно мелкообломочными дистальными тэфротурбидитами и кремнистыми пелитолитами. Подобные отложения могли образоваться лишь в относительно обширной депрессии [Романовский, 1985; Фролов, 1984; Хворова, Ильинская, 1980]. Анализ распространения проксимальных и дистальных турбидитов показывает, что снос андезито-базальтового обломочного материала происходил от бортов к центральной и южной частям кальдеры.

Юбилейное месторождение располагается на северо-западном продолжении Макан-Мамбетовской зоны растяжения. Геологическое строение месторождения рассмотрено в работах Ю. Б. Болотина и др. [1988], И. Б. Серавкина [1986], Кривцова [1979]. Месторождение формировалось в кальдере крупного вулкана центрального типа [Серавкин, 1986], осложнившего строение полуграбена колчеданосного рифта. На месторождении установлено шесть рудных залежей. Наиболее крупные рудные залежи нижнего литолого-стратиграфического уровня залегают среди базальтов в кровле нижней толщи или тяготеют к границе нижней базальтовой и средней андезит-дацит-риолитовой толщ. Небольшие рудные тела верхнего литолого-стратиграфического уровня залегают среди кислых экструзивных, эффузивных и вулканогенно-осадочных пород нижней риодацитовой толщи (см. рис. 7 б).

Рудные залежи имеют линзовидную, сундучную или пластообразную форму. Некоторые из них могут быть реконструированы как пологие сульфидные холмы. Преобладают массивные и брекчиевидные руды, состоящие

из пирита, халькопирита и сфалерита. В рудах хорошо сохранились разнообразные колломорфные, метаколлоидные и эмульсионные текстуры. Редкими минералами в рудах являются мельниковит-пирит, марказит, пирротин, арсенопирит, галенит, а также блеклые руды, борнит, магнетит, гематит, барит, электрум и самородное золото [Болотин, Буслаев, 1988]. По аналогии с месторождением Яман-Касы в рудах Юбилейного месторождения возможно обнаружение разнообразных теллуридов, так как содержания теллура достигают 200 г/т. Во второй и четвертой залежах встречены пиритизированные окаменелости, определенные как кораллы, табуляты и тентакулиты [Малахов, Денисенко, 1974]. По своим морфологическим особенностям они напоминают реликты сульфидизированных трубчатых червей.

На выклинках рудных тел руды становятся слоистыми. В их кровле залегают либо гематитизированные базальты, либо туффиты и гематит-кремнистые породы, переслаивающиеся с рудными слоями [Серавкин, 1986]. В гематит-кремнистых породах, кроме гематита, магнетита, пирита, борнита и халькозина, магнезиально-железистого хлорита, кальцита, содержатся реликты гематитизированных стекол базальтового состава, содержащие хлорит, гидрослюдисто-смешаннослойные образования и эпидот [Пуркин, Денисова, 1987]. Обломки гидрослюдисто-гематитовых пород и колчеданных руд встречаются в «туфоконгломератах» из надрудных слоистых пачек [Кривцов, 1979].

Подольское медно-цинково-колчеданное месторождение располагается в восточной части Бурибайского района. Обобщение данных по геологии месторождения дано в статье Ю. А. Болотина и др. [1988].

Рудные тела Подольского месторождения приурочены к верхней части риодацитово-толщи на контакте их с вышележащими слоистыми вулканомиктовыми отложениями и кварцевыми риолитами.

В рудовмещающей толще, наряду с массивными экструзивно-эффузивными телами, широко представлены игнимбритовидные ксенокластолавы и ксенолавокластиты, включающие ксеногенные обломки вмещающих пород и колчеданных руд. Рудные тела имеют форму чашеобразных линз с плоской кровлей и гребневидной подошвой (см. рис. 7 в). Некоторые рудные тела представлены мощными пластами. Кроме массивных, в рудах отмечены пятнистые, брекчиевидные и слоистые текстуры [Пшеничный, 1984]. Иногда встречаются колломорфные текстуры и фрамбоидальный пирит, приуроченные к верхним частям рудных тел. В кровле и на флангах рудных тел в вулканомиктовых отложениях распространены рудокласты. В рудных залежах преобладают пиритовые, халькопирит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые типы руд. В подчиненном количестве вблизи висячего бока обнаружены сфалерит-пиритовые и халькопирит-борнит-пиритовые руды.

По данным П. Я. Яроша и М. И. Исмагилова в колчеданных рудах, кроме основных минералов, представленных пиритом, сфалеритом и халькопиритом, встречаются теннантит, борнит, халькозин, дигенит, ковеллин, куприт, пирротин, марказит, кубанит, макинавит, германит, колусит, моусонит, бетехтинит, валлериит, висмутин, самородное золото, электрум, магнетит и гематит, барит, ангидрит, анальцит, десмин [Болотин и др., 1988].

На уровне рудоотложения на контакте кислых вулканитов с вулканомиктовыми отложениями наблюдаются слоистые хлоритизированные гиалокластогенные песчаники или типичные околорудные пелитоморфные магнезиальные хлоритолиты. Оксидные металлоносные отложения широко распространены вверх по разрезу от главной залежи Подольского месторождения на Северо-Подольском и Восточно-Подольском месторождениях [Пуркин, Денисова, 1987]. Сульфидно-магнетитовые отложения отмечаются висячем боку некоторых рудных залежей. На Северо-Подольском участке развита слоистая пачка пестроокрашенных вулканомиктовых и, в меньшей мере, карбонатных и известковистых осадков. На уровне рудоотложения серые и зеленые хлоритизированные гиалокластогенные песчаники иногда окрашены в красно-бурый цвет оксидами железа. Среди хлоритолитов встречаются двухметровые слои красно-бурых карбонатно-железистых пород, содержащих, наряду с гематитом, вкрапленность магнетита и пирита. Высокожелезистые (до 40,5 % Fe_2O_3) карбонатно-магнетит-гематитовые породы низкотемпературных джасперитов по повышенным содержаниям P_2O_5 (0,4–4 %), TiO_2 (0,3–0,6 %), Mg (4,6–9,1 %) напоминают аллохтонные карбонатно-магнетит-хлорит-гематитовые госсаниты Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения [Теленков, Масленников, 1995]. Отмечаются несколько повышенные содержания Mn (0,42–0,72 %), что сближает эти породы с марганцовистыми карбонатно-магнетит-гематитовыми околорудными отложениями Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения [Пуркин, Денисова, 1987].

На Восточно-Подольском участке колчеданное месторождение располагается непосредственно под горизонтом кремнисто-железистых отложений, сопоставляемых с бугульгырским яшмовым горизонтом [Пуркин, Денисова, 1987]. С удалением от надрудных зон «яшмы» исчезают. Кремнистые породы этого горизонта содержат конкреции и прослои глобулярного и фрамбоидального пирита, отличающиеся высокими содержаниями типоморфных рудных элементов. Предполагается, что формирование субгоризонтальной геохимической аномалии в надрудном «бугульгырском» горизонте определено синхронным гидротермально-биогенным отложением сульфидов и осадочных пород [Засухин, 1982].

В Баймакском районе наиболее типичными месторождениями баймакского типа являются золото-медно-цинково-колчеданные месторождения Таш-Тау и Бакр-Тау.

Геологические данные о месторождении *Тау-Тау* опубликованы в монографиях П. Ф. Сопко с соавторами [1975], В. А. Прокина [1977], в фундаментальном труде «Медноколчеданные месторождения Урала» [1985, 1988], и в статьях В. В. Зайкова [1995, 1997]. Анализ данных геологоразведочных работ позволил высказать предположение о придонно-гидротермальном способе формирования рудной залежи по типу современных океанических сульфидных холмов [Зайков, Масленников, 1987]. Проведенные в последние годы рудно-фациальные исследования в карьере месторождения позволили подтвердить особенности строения сульфидных построек, выяснить соотношение рудных фаций и обосновать их сравнение с придонными гидротермальными сооружениями современных океанических структур [Зайков, 1995].

В структурном отношении месторождение приурочено к сводовой части базальтовой гряды северо-восточного простирания, перекрытой потоками андезитов, дацитов и риолитов (см. рис. 7 г). По данным гравиметрической съемки, длина этой структуры 2.5 км, ширина 0.7 км. Корневая система дацитовых излияний представлена кулисообразно расположенными субвертикальными линейными аппаратами, состоящими из систем даек и цепочек некков. Наиболее крупные аппараты, имеющие длину 200–600 м при мощности десятки м, приурочены к восточной и западной границам рудной зоны. В их глубинных частях отмечены тела плагиигранитов. Сульфидные залежи сосредоточены в зоне длиной 1.5 км, приуроченной к границе базальтовой и риолит-дацит-андезитовой толщ баймак-бурибайского комплекса. В этой зоне располагаются три рудных тела, залегающих полого и не выходящих на дневную поверхность.

Самое крупное Южное рудное тело – линзовидное, длиной 430 м, шириной 80–160 м, содержит около 70 % запасов месторождения. Его основу составляют два сросшихся сульфидных холма, залегающих субгоризонтально и имеющих высоту 20–25 м, диаметр 50–100 м [Зайков, 1995]. Они окружены шлейфом рудокластитов и тонкослоистых руд мощностью первые м. Вершины холмов перекрыты красноцветными андезитами и частично эродированы. Об этом свидетельствует присутствие в лавах мелких ксенолитов руд гематит-халькопирит-баритового, баритового, халькопирит-пиритового состава. В юго-восточной части рудное тело прорвано нечком дацитов брекчиевой текстуры. Они содержат обломки руд величиной от первых см до 1–4 м. В западной части рудного тела сохранились фрагменты ненарушенного залегания. Здесь развиты массивные руды, перекрытые вулканомиктовыми песчаниками. Северная часть рудного тела срезана малоамплитудным разломом, представленным зоной перетертых хлоритовых сланцев мощностью 10–30 см. В этой зонке со стороны руды содержатся обломки халькопирит-пиритового состава, а со стороны дацитов – их раздробленные фрагменты. Конфигурация рудных тел и характер разреза свидетельствуют, что на данном участке существовала локальная депрессия. Общая мощность

заполнившей ее пачки рудоносных вулканомиктовых пород находится в пределах 10–50 м. Учитывая широкое распространение на месторождении магмоподводящих каналов в виде систем даек можно полагать, что на заключительном этапе формирования рудоносной структуры происходили локальные раздвижки, которыми рудные тела были расчленены на отдельные пластины.

В составе колчеданных залежей на месторождении Таш-Тау выделяются гидротермальная, преобразованная гидротермально-биогенная, гидротермально-метасоматическая, кластогенная и гипергенная рудные фации. Содержания полезных компонентов в рудах: Cu – 3.3–13.3 %; Zn – 1.6–5.6 %, S – 12–36 %, Au – 2–3.4 г/т до 9 г/т и более, Ag – 21–40 г/т и более [Зайков, 1995].

Гидротермальные фации, представленные массивными рудами и рудоподводящими сульфидными трубами, развиты в ядре сульфидного холма. Формирование гидротермальных руд происходило в результате многоактного отложения сульфидов, последующего их растворения и перераспределения, поэтому в массивных рудах угадываются брекчиевидные, пятнистые и даже полосчатые и крустификационные текстуры, содержащие псевдоморфозы халькопирита и сфалерита по автохтонному рудокластическому материалу. В рудах гидротермальной фации Центрального рудного тела, по данным В. П. Москвичева, встречены псевдоморфозы пирита по органическим остаткам в виде стебельчатых дендритовидных выделений.

Среди массивных и глыбовых брекчиевидных сфалеритовых руд обнаружены трубообразные рудоподводящие каналы, диаметр которых достигал 0.5 м [Кулешов, Зайков, 1998]. Стенки таких каналов инкрустированы концентрическими слоями дендритовидного сфалерита, зернистого пирита и друзовидного халькопирита. Центральные каналы таких труб обычно запечатаны кальцитом. Результаты химического анализа одной из труб: Cu – 2.4 %, Zn – 51.5 %, S – 27.32 %, Au – 1.2 г/т, Ag 58.8 г/т [Кулешов, Зайков, 1998]. В трубах отсутствует акцессорная теллуровая минерализация, обнаруженная в палеогидротермальных трубках «черных курильщиков» месторождения Яман-Касы. Ее место занимает обильная вкрапленность галенита и блеклых руд. Во время образования каналы залежали в толще рудного тела. На это указывает отсутствие наружной оболочки трубы, характерной для свободностоящих труб современных и древних гидротермальных «черных» или «белых курильщиков» [Наyton, 1983, Масленников и др., 1997а]. Тем не менее, на восточном фланге Южного рудного тела в сфалеритовых рудах автором обнаружены реликты небольших (диаметр 0.5–1 см, длина 5–7 см) сфалерит-халькопиритовых запечатанных трубок. Они имеют морфологическое сходство с преобразованными палеогидротермальными трубами «черных курильщиков» месторождений Яман-Касы и Александринского (см. главу 2).

Переотложенные рудокластические фации развиты на склонах колчеданных построек. Мощность горизонтов кластогенных руд, окружающих холмы (Южное и Центральное рудные тела), достигает 10 м, при средних значениях 3–6 м. Среди них преобладают халькопирит-сфалерит-пиритовые разности обломочной текстуры, часто с градационной сортировкой сульфидных обломков. В ряде случаев кластогенные руды содержат прожилки и вкрапленность галенита. Переотложенный рудокластический материал подвергался субмаринным гипергенным преобразованиям с увеличением концентраций Au до 88.6 г/т, Ag до 475 г/т [Зайков, 1995]. Кроме пирита, сфалерита и халькопирита, субмаринные гипергенные руды содержат борнит, барит, блеклые руды, энаргит, халькозин и ковеллин. Изредка встречаются реликты микронных зерен германита, сульфотеллуридов серебра и меди. Крупные (до 4 мм) вкрапленники золота, образовавшиеся за счет разложения теллуридов, имеют сотовую или кружевную структуру и включают многочисленные выделения барита, борнита, халькопирита и галенита. По результатам микрозондового анализа золотины характеризуются следующим составом (%): Au 76–89; Ag 8–20; Hg 0.01–0.20; Te 0.01–0.16 [Зайков, 1997].

На выклинках холма появляются проксимальные и дистальные рудные турбидиты, переслаивающиеся с гиалокластогенными песчаниками кислого состава, розовыми и серыми окварцованными пиритсодержащими алевролитами и пелитолитами. Выделяются слои выщелоченных пиритовых песчаников и сульфидные ритмиты, почти полностью замещенные сфалеритом. Иногда встречаются гематит-баритовые породы, ассоциирующие с гематит-карбонатными прослоями.

Рудная залежь месторождения *Балта-Тау* имеет форму изогнутой пластообразной линзы (см. рис. 7 д). Сплошные руды обладают полосчатой, линзовидно-полосчатой, сланцеватой и брекчиевидно-пятнистой текстурами. Полосчатая текстура обусловлена либо чередованием полосок, различающихся по крупности зерен мономинерального агрегата, например, сфалеритового, либо чередованием сульфидных полос с окварцованными пелитолитами и баритом. Существенная часть руд, вскрытых карьером в 1998 г., представляла ритмично-слоистые сульфидные песчаники и дресвяники, иногда в значительной мере замещенные сфалеритом. В целом, минеральный состав руд типичен для рудокластической фации колчеданных руд, интенсивно преобразованных в стадию повторного гальмиролиза [Тесалина и др., 1998]: кроме халькопирита и пирита, широко распространены блеклые руды, галенит и барит. Среди акцессорных минералов М. И. Исмагиловым [1988] обнаружены борнит, халькозин, ковеллин, молибденит, германит, самородное золото и гессит. Пелитоморфные околорудные осадки нередко превращены в стратифицированные кварциты.

Месторождение *Бакр-Тай* приурочено к небольшой брахиантиклинальной структуре, расчлененной на ряд блоков разрывными нарушениями [Сопко и др., 1975]. Рудоконтролирующей структурой является Главный разлом северо-западного простирания, характеризующийся участками многократного тектонического дробления [Сопко и др., 1975]. Рудоносная брахиантиклиналь рассматривается как сильно деформированная постройка центрального типа [Серавкин, 1986].

Геологический разрез (см. рис. 7 е) месторождения слагают породы, относящиеся к верхней части баймак-бурибаевской свиты (снизу вверх): 1) экструзивные кварцевые риолиты рудовмещающей толщи мощностью до 200 м; 2) надрудный слоистый горизонт алевритовых, пелитовых, псаммитовых и лапиллиевых гиалокластогенных тефроидов кислого и смешанного состава, кремнистых пелитолитов («туффитов») общей мощностью 40–50 м; 3) андезит-базальты и диабазы с прослоями гиалокластитов и лавокластитов основного состава (до 100 м); 4) вулканические брекчии смешанного дацитового и андезит-базальтового состава; 5) горизонт яшмовидных кремнистых туффитов (около 100 м) [Медноколчеданные..., 1988].

Основное промышленное значение имели руды мощного штокверка, залегающего в лежащем боку палеогидротермального поля. Небольшие тела придонных гидротермальных руд, очевидно являются фрагментами единой пластообразной рудной линзы, расчлененной субвулканическими телами и разломами. Наиболее мощная часть рудного тела была сложена богатыми пятнистыми и брекчиевидными сплошными сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами. Главные рудные минералы месторождения – сфалерит, халькопирит, галенит, пирит и барит. К второстепенным относятся борнит, халькозин, ковеллин, теннантит, штроейерит, аргентит (акантит), бетехтинит, германит, молибденит, самородное золото и серебро. Редкие пойкилиты пирротина в пирите ассоциируют с арсенопиритом. Крайне редкие «теллуросмусситы» в рудах, богатых халькопиритом, определены предварительно. Определения «гессита», ассоциирующего с галенитом, не подтверждены микронзондовыми анализами. [Исмагилов, Исмагилова, 1970; Сопко и др., 1975; Медноколчеданные..., 1988]. Руды месторождения характеризовались повышенными содержаниями золота и цветных металлов. Типичный химический состав руд: Cu – 2.6–3.7 %, Pb – 4.7–5.7 %, Zn – 0.5–0.7 %, S – 17–35 %, Au – 4.6–7.2 г/т, Ag – 58–64 г/т.

В рудокластических фациях выделяются минеральные типы руд, характерные для зон придонного кислотного выщелачивания (пиритовый, баритовый) и зон медного и цинкового обогащения (сфалерит-халькопиритовый, сфалеритовый, галенит-сфалеритовый и борнитовый полиминеральный). На придонный характер выщелачивания указывает локализация, по крайней мере, части серноколчеданных и баритовых руд со стороны

висячего бока рудного тела. На фланге месторождения фрагменты рудных пластов состоят из переотложенных рудокластических брекчий, песчаников и пелитолитов. Коррозия, катаклаз и регенерация зерен пирита, переотложение халькопирита и сфалерита и образование мономинеральных агрегатов, а также метасоматическая пятнисто-полосчатая, кластогенная слоистая и брекчиевидная текстуры – типичные признаки интенсивного кислотного гальмиролиза и интенсивного разрушения колчеданных руд.

В кровле одного из таких рудокластических пластов залегает слоистая пачка, сложенная пиритовыми песчаниками и окварцованными пирит-кремнистыми пелитолитами (рис. 15). Прослойки сульфидных песчаников на участках придонного выщелачивания почти полностью преобразованы в послойные зоны пиритовой вкрапленности. В единичных пиритовых прослоях угадываются элементы обломочного строения с более слабой регенерацией пирита. Кровля слоев серых и светло-розовых пирит-кремнистых пелитолитов нередко превращена в белый кварцит. Ритмичное чередование зон окварцевания в разрезе свидетельствует о придонном характере выщелачивания. Минеральный состав большинства пелитолитов пирит-хлорит-серицит-кварцевый. Содержание гематита лишь в некоторых розовых прослоях достигает 1 %. На рудной выклинке появляются ярко-красные, кирпично-красные и темно-красные кремнисто-гематитовые пелитолиты с содержанием гематита до 6 %. В удаленных гематит-кремнистых отложениях послойная вкрапленность пирита почти полностью исчезает, наблюдается повышение содержаний P_2O_5 (0.35 % при фоновых 0.06 %, табл. 3 в прилож.).

Судя по опубликованным данным колчеданные месторождения Баймакского района имеют свои особенности, определяющие литолого-фациальную или минералогическую зональность палеогидротермальных полей в целом. Большинство колчеданных залежей залегает среди андезитодацитов, дацитов и риолитов и вулканогенно-осадочных отложений, интенсивно преобразованных в гидротермальную кислотную стадию в кварц-серицитовые (Восточно-Семеновское, Тубинское) и кварц-пиррофиллитовые сланцы (Куль-Юрт-Тау).

В целом, эти и другие колчеданные месторождения Баймакского района характеризуются своими общими особенностями. Рудные тела залегают среди дацитовых и риолитовых вулканитов, имеют форму пластообразных линз и лентовидных тел. Холмообразная форма рудных тел в сочетании с рудными пластами реконструируется только для месторождения Таш-Тау. Кроме массивных, пятнистых и микробрекчиевидных, широко представлены полосчатые, по-видимому, слоистые текстуры руд. Среди сфалерит-халькопирит-пиритовых руд отмечается обилие богатых пирит-халькопиритовых и галенит-сфалеритовых рудностей. По минеральным ассоциациям от-

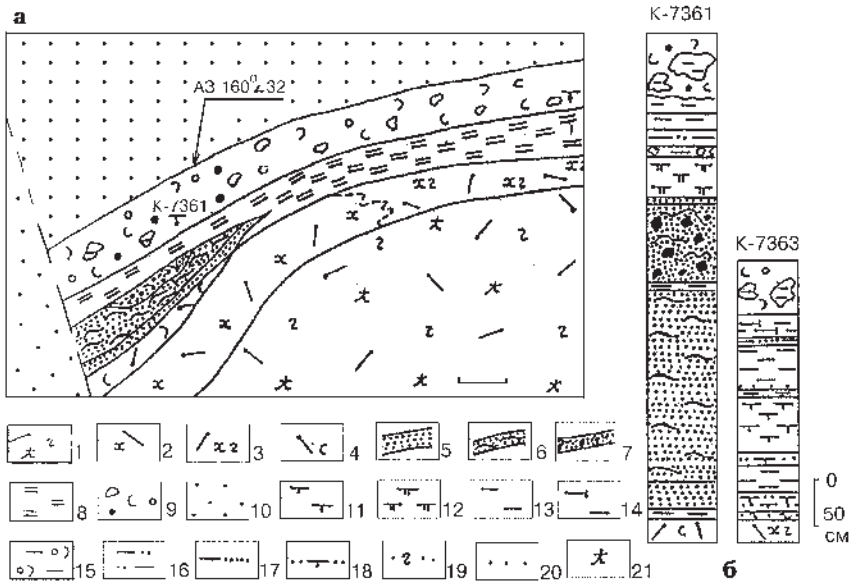


Рис. 15. Строение рудоносного горизонта месторождения Бакр-Тау:

а – общий вид выклинки рудного тела в западном борту карьера, б – К-7361 и К-7363 – литологические колонки.

1–4 – плагиоклаз-кварцевые риодациты: 1 – гематитизированные, 2 – хлоритизированные, 3 – хлоритизированные и гематитизированные, 4 – серцитизированные; 5–7 – сульфидные фации: 5 – ритмично-слоистые пиритовые песчаники, 6 – линзовидно-слоистые ритмиты с признаками оползания и интенсивного замещения слоев халькопиритом и сфалеритом, 7 – сульфидные псаммито-агломеративные микститы; 8 – ритмичное переслаивание разнообразных пелитолитов, кремнисто-железистых пород и песчаников; 9 – ксеногиалокластогенные отложения андезидацитового состава; 10 – существенно песчаниковая толща с прослоями сероцветных алевролитов и пелитолитов; 11 – кремнисто-гематитовые пелитолиты; 12 – пирит-кремнистые пелитолиты и силициты, иногда гематитсодержащие, с прослоями регенерированных сульфидных песчаников и алевролитов; 13 – сероцветные пелитолиты; 14 – переслаивание сероцветных и красноцветных пелитолитов; 15 – зеленовато-серые пелитолиты с редкими обломками кремнистых пелитолитов, с гиалокластами и рудокластами; 16 – переслаивание гиалокластогенных песчаников и пелитолитов; 17 – переслаивание сероцветных пелитолитов и пиритовых песчаников; 18 – переслаивание песчаников и кремнисто-железистых пелитолитов; 19 – красноцветные песчаники; 20 – сероцветные песчаники; 21 – гематитовые жилы.

Fig. 15. The structure of the ore-bearing horizon of the Bakr-Tau deposit:

а – the outward appearance of wedging out of the ore body in western ledge of open pit, б – К-7361 and К-7363 – lithological columns.

1–4 – plagioclase-quartz rhyodacites: 1 – hematitized, 2 – chlorized, 3 – chlorized and hematitized, 4 – sericitized; 5–7 – sulphide facies: 5 – rhythmic-layered pyrite sandstones, 6 – lenticular-layered rhythmities with signs of slumping and intensive replacing of laminae after chalcopyrite and sphalerite, 7 – sulphide psammitic-agglomeratic mixtites; 8 – rhythmic interbedding of diverse lutites, 9 – xenoglycolastogenic deposits of andesitic composition; 10 – essentially sandy bed with layers of greyish micaceous siltstones and pelites; 11 – siliceous-hematitic pelites; 12 – pyrite-siliceous pelites and silicites, sometimes hematite-bearing, with layers of regenerated sulphidic sandstones and siltstones; 13 – greyish pelites; 14 – interbedding of greyish and reddish pelites; 15 – greenish-grey pelites with rare fragments of siliceous pelites, with glauconites and ore clasts; 16 – interbedding of glauconitic sandstones and pelites; 17 – interbedding of greyish pelites and pyritic sandstones; 18 – interbedding of sandstones and siliceous-ironiferous pelites; 19 – reddish sandstones; 20 – greyish sandstones; 21 – hematite veins.

четливо выделяются пиритовые (Куль-Юрт-Тау, Семеновское) и борнитсодержащие полиминеральные руды (Майское, Бакр-Тау, Таш-Тау, Восточно-Семеновское), характеризующие две субфации субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) руд – придонного выщелачивания и моносульфидного обогащения соответственно. Для руд не свойственна пирротиновая и акцессорная теллуридная минерализация. Основными акцессорными минералами руд являются сульфиды и сульфосоли меди и серебра, а также обильное самородное золото [Сонко, 1974]. Среди околорудных пород широко представлены пиритсодержащие «осадочные» микрокварциты. Гематит-кремнистые отложения на месторождениях встречаются крайне редко. В основном рудоносные осадки превращены в магнезиальные хлоритолиты (Бакр-Тау), кварцсерицитовые (Восточно-Семеновское, Юлалы, Тубинская группа) или даже диаспор-пирофиллитовые (Куль-Юрт-Тау) породы.

1.4. Сибайский междуговой бассейн

Сибайская палеовулканическая зона располагается между Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской зонами, которые сравниваются с фрагментами островных дуг [Зайков, 1991]. В связи с этим, Сибайская зона может фиксировать положение либо задугового [Иванов К. С. и др., 1992], либо междуговой бассейна [Зайков и др., 1993]. Вулканиды контрастной риолит-базальтовой субформации перекрываются яшмами и вулканомиктовыми отложениями. Ареал этих осадков вытянут в субмеридиональном направлении и ограничен дугами. На основании гравиметрических и сейсмических данных [Серавкин, 1986] предполагается, что бассейн имеет базитовое основание. Западной границей структуры является конседиментационный разлом, фиксирующий уступ, которым ограничивалась Западно-Магнитогорская дуга [Коптева, 1980]. Восточная граница бассейна открыта терригенно-карбонатными отложениями карбона.

Классическим примером колчеданосных вулканических построек является Сибайское вулканогенное брахиантиклинальное поднятие, имеющее на современном эрозионном срезе длину 14 км при ширине 2 км [Иванов С. Н. и др., 1962]. Проведенное недавно И. С. Вахромеевым [1994] изучение глубоких



siliceous-ferruginous rocks and sandstones; 9 – xenohyaloclastogene sediments of andesidacitic composition; 10 – essentially sandstone strata with interlayers of grey aleurolites and lutites; 11 – siliceous-hematitic lutites; 12 – pyrite-siliceous lutites and silicites, sometimes hematite-bearing, with interlayers of regenerated sulphide sandstones and aleurolites; 13 – grey lutites; 14 – interbedding of grey and red lutites; 15 – greenish-grey lutites with rare clasts of siliceous lutites with hyaloclasts and oreclasts; 16 – interbedding of hyaloclastogene sandstones and lutites; 17 – interbedding of grey lutites and pyrite sandstones; 18 – interbedding sandstones and siliceous-ferruginous lutites; 19 – red sandstones; 20 – grey sandstones; 21 – hematite veins.

структурных скважин позволило реконструировать эту структуру в виде линейного палеовулканического хребта северо-западного простирания, представляющего собой цепочку относительно крупных базальтовых построек трещинного питания, на склонах которых формировались преимущественно экструзивные купола риолитов и риодацитов. Сибайский палеовулканический хребет прослежен структурными скважинами под перекрывающей его улутауской свитой в северном направлении еще на 12 км. Не проявляя тенденции к выклиниванию, Сибайский палеовулканический хребет во всем этом интервале сохраняет неизменный состав, фациальные особенности и размеры составляющих его основных и кислых куполов. В последних почти на каждом широтном разрезе вскрыты проявления колчеданного оруденения, сопровождаемые геофизическими аномалиями, выявленными методом «заряженного тела». Группа Сибайских месторождений локализуется в узком (300–400 м) рифтоподобном полуграбене длиной не менее 3–5 км [Масленников, 1991]. Рудные залежи располагаются в виде субмеридиональной цепочки вдоль линейной депрессии, положение которой определяется по повышенным мощностям стратифицированных гиалокластитов пятой толщи. В зависимости от условий локализации выделяются четыре блока (с севера на юг): Камаган, Старый Сибай, Новый Сибай и Слепая залежь.

На верхних уровнях *Старого Сибая* залежали пластообразные тела рудоносных ксенокластолав и ксенолавокластитов, известных как туфобрекчи кислого и смешанного составов, содержащие гигантские рудокласты [Прокин, 1977]. Рудокласты состоят из пирита, халькопирита и сфалерита, иногда содержат примесь магнетита. На средних уровнях локализовались согласные с напластованием линзы сплошных халькопирит-пиритовых руд. Среди аксессуарных минералов установлены сростки вольтскита с алтаитом и раклиджитом в пирите. На нижних уровнях обнаружены пласты халькопирит-магнетитовых руд.

Ново-Сибайское медно-цинково-колчеданное месторождение изучалось С. Н. Ивановым, В. А. Прокиным, М. Б. Бородаевской, Н. А. Перижняк, Н. В. Петровской, И. В. Ворониным, Г. К. Долматовым, С. А. Рокачевым, М. И. Исмагиловым, В. Г. Шигаревым, А. Г. Жабиным, И. Б. Серавкиным, А. С. Бобоховым, В. Ф. Рудницким, В. В. Масленниковым и др. Обобщенный анализ геологии месторождения дан в монографии [Медноколчеданные..., 1988].

В настоящее время месторождение отрабатывается глубоким карьером, который был закартирован автором в 1981–1985 гг. [Масленников, 1991] (рис. 16). В районе месторождения выделяются пять толщ карамальташской свиты: 1) базальтовая; 2) дацитовая, мощностью 400–800 м; 3) базальтовая, мощностью 50–200 м; 4) риолитовая, мощностью 100–350 м; 5) базальтовая, мощностью 100–500 м (рис. 17).

Толщи сложены лавами, ксенокластолавами, лавокластитами и гиалокластитами соответствующего состава. Значительно реже встречаются слоистые гиалокластогенные, эдафогенные, кремнистые и кремнисто-железистые отложения. Разрез карамалыташского комплекса перекрывается флишoidalными толщами и известняками улутауского комплекса. Все известные колчеданные залежи и апосульфидные кремнисто-железистые отложения приурочены к четвертой толще (D₂zv-ul). Рудовмещающая толща содержит четыре главных вулканогенно-осадочных горизонта. Каждый горизонт контролирует положение пластообразных сульфидных выклинок [Жабин и др., 1974; Масленников, 1991].

Рудная залежь Нового Сибая, реконструированная Н. В. Петровской [1961], А. Г. Жабиным и др. [1974], состоит из четырех этажнорасположенных крутопадающих на восток холмообразно-пластообразных тел, соприкасающихся в местах максимальных раздувов и, таким образом, как бы напизанных на рудоподводящий стержень, который охватывает всю мощность рудовмещающей толщи. Холмы имеют выпуклую кровлю высотой до 30–40 м. Общая мощность залежи достигает 100–110 м. На выклинках холмов и линз наблюдаются шлейфы рудных обломков и ритмично-слоистые рудокластиты. Последние ассоциируют с кремнисто-железистыми прослоями, гиалокластогенными и эдафогенными отложениями кислого и смешанного составов. Выщелоченные существенно серноколчеданные руды тяготеют к стержневой зоне, медно-цинково-колчеданные – к флангам сульфидной постройки.

Наблюдается цикличное строение залежи, выраженное в закономерном чередовании текстурно-минералогических типов руд в вертикальном разрезе (рис. 18). Так, нижний сульфидный холм сложен халькопирит-пирит-магнетитовой и двумя халькопирит-магнетит-сидерит-пиритовыми линзами, содержащими реликтовые участки пирротина. В кровле каждой линзы сидерит и иногда халькопирит исчезают, руды становятся пористыми, кавернозными, нередко с новообразованными кристалликами халькопирита, реже – сфалерита, кристаллизовавшимися на стенках пустот. Стратиграфически выше и ближе к выклинкам залегают обломочные сфалерит-халькопирит-пиритовые или сфалерит-пиритовые руды. В верхних телах сидеритсодержащие руды отсутствуют, однако, ритмичное строение холма сохраняется.

В целом, наблюдается изменение минерального состава снизу вверх по разрезу залежи, от скудных минералами магнетитовых руд до полиминеральных халькопирит-сфалеритовых. В магнетитовых рудах сохраняются реликты пирита, халькопирита, изредка встречаются гематит и мушкетовит, а среди нерудных минералов – тальк, анкерит, сидерит, кварц. В пирротиновых и магнетит-халькопирит-сидеритовых рудах, кроме талька, хлорита

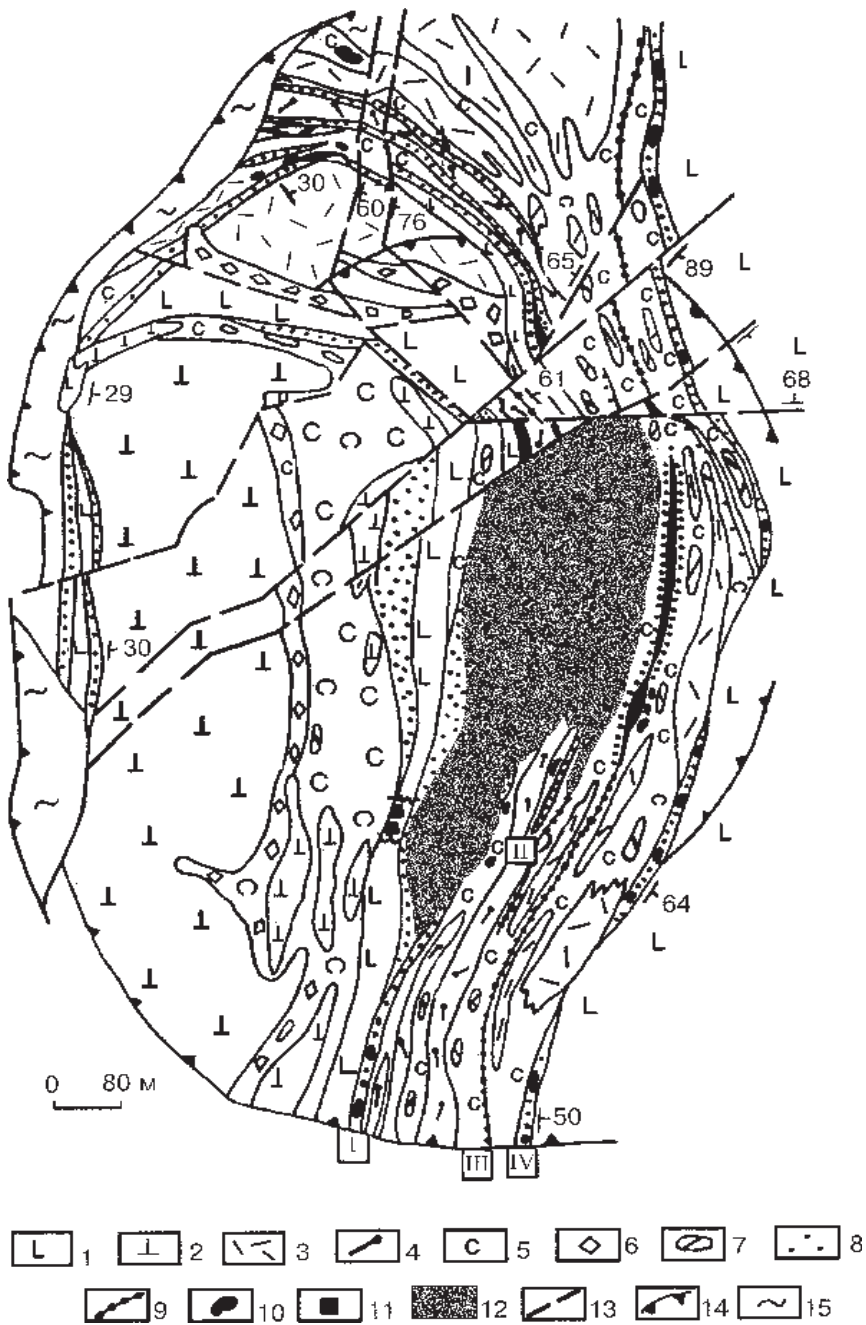


Рис. 16. Схематический литолого-фациальный план Ново-Сибайского карьера.

1–3 – лавовые и экструзивные фации: 1 – диабазы плагиоклазовые и афировые базальты и их гиалокластиты, 2 – плагиоклазовые дациты второй толщи, 3 – мелкопорфировые кварц-плагиоклазовые и афировые риодациты, дациты четвертой толщи; 4 – кварцевые риолиты четвертой толщи; 5–7 – лавокластитовые и гиалокластитовые фации: 5 – гиалокластиты, гиалолавокластиты, кластолавы кислого состава, 6 – лавокластиты или агломеративные купольные брекчии, 7 – лавовые обособления кислого состава; 8–12 – рудные и вулканогенно-осадочные фации: 8 – гиалокластиты с прослоями вулканогенно-осадочных пород, гиалокластитовые тейфroidы, вулканотерригенные песчаники, кремнистые породы и др., 9 – переслаивание руд и вулканогенно-осадочных пород, 10 – рудокласты и оруденелье калиптры, 11 – оруденелье гиалокластитов основного состава, 12 – руды сплошные (нерасчлененные по типам); 13 – разломы; 14 – некоторые уступы карьера; 15 – кора выветривания. I–IV – номера рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов.

Fig. 16. The schematic lithological-facial plan of Novy Sibay open pit.

1–3 – laval and extrusival facies: 1 – diabases, plagioclastic and aphyric basalts and their hyaloclastites, 2 – dacite of second unit, 3 – fine-porphyrific quartz-plagioclastic and aphyric rhyodacites, dacites, of forth unit; 4 – quartz rhyolites, of forth unit; 5–7 – lavoclastic and hyaloclastic facies: 5 – hyaloclastites, hyalolavoclastites, clastolavas of rhyolitic and dacitic compositions, 6 – lavoclastites or agglomeratic dome autobreccias, 7 – lava isolations of rhyolitic and dacitic compositions; 8–12 – ore and volcanogenic-sedimentary facies: 8 – hyaloclastites with interlayers of volcanosedimentary rocks, hyaloclastitic tephroides, volcanogenic-terriogenous sandstones, siliceous rocks and et al., 9 – interbedding of ores and volcanosedimentary rocks, 10 – oreclasts and mineralized calyptras, 11 – mineralized hyaloclastites of basaltic composition, 12 – compact ores (undissected by types); 13 – faults; 14 – some ledge of open pit; 15 – crust of weathering. I–IV – numbers of ore – controlling volcanosedimentary horizons.



и более поздних сидерита, магнетита, халькопирита, можно обнаружить реликты арсенипирита. Каплевидные включения теллурувисмутита до 10 мкм в диаметре обнаруживаются в пирротине и халькопирите на контакте с магнетитом, реже – в мелкозернистом пирите [Юшко-Захарова и др., 1978]

В сфалерит-халькопирит-пиритовых и сфалерит-пиритовых рудах, слагающих верхнюю часть, появляются блеклые руды, галенит, кальцит, иногда барит, на выклинках рудных линз – борнит, ковеллин, фрейбергит, гринокит, энаргит, киноварь, валлериит, фторапатит, гематит [Медноколчеданные..., 1988].

На месторождении выделяется не менее четырех рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов, каждый из которых характеризуется своим строением и литологическими особенностями.

Первый вулканогенно-осадочный горизонт в виде единой слоистой пачки залегает на южном выклинивании нижней рудной линзы Ново-Сибайской залежи (см. рис. 16). В нижней части пачки, среди гиалокластогенных отложений смешанного состава располагается прослой магнетит-хлорит-гематитовых пород. Верхняя часть пачки сложена типичными ксенолавокластитамы кислого состава, содержащими ксенокласты руды и окварцованных базальтов. В северном борту карьера первый вулканогенно-осадоч-

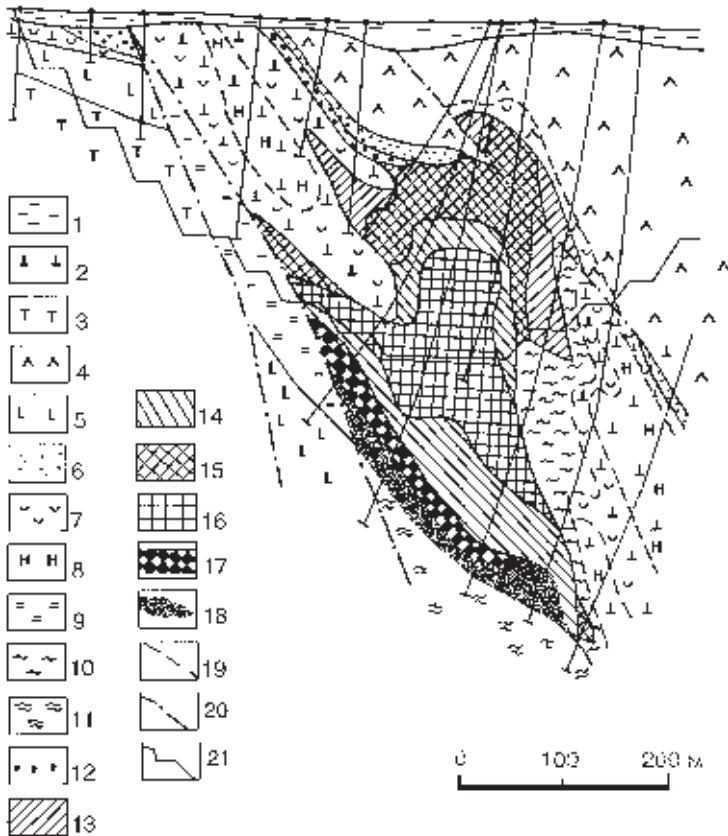


Рис. 17. Поперечное сечение Сибайского колчеданного месторождения (Новый Сибай) (по Prokin, Buslaev, 1999).

1 – детритовые отложения; 2 – риодациты; 3 – дациты; 4 – базальтовая вулканическая брекчия; 5 – спилиты; 6 – смешанные туфы; 7 – серицитизация; 8 – гематитизация; 9 – серицит-кварцевая порода; 10 – серицит-хлорит-кварцевая порода; 11 – кварц-хлоритовая порода; 12 – брекчиевидная руда; 13 – сфалерит-пиритовая руда; 14 – халькопирит-пиритовая руда; 15 – сфалерит-халькопирит-пиритовая руда; 16 – пиритовая руда; 17 – халькопирит-пирротитовая руда; 18 – халькопирит-магнетит-сидерит-пиритовая руда; 19 – границы фациальных изменений боковых пород; 20 – разлом; 21 – контуры карьера на 1985 г.

Fig. 17. Cross-section of Sibaiskoye sulphide deposit (Novy Sibai) (no Prokin, Buslaev, 1999).

1 – detritus; 2 – rhyodacite; 3 – dacite; 4 – basalt volcanic breccia; 5 – spilite; 6 – mixed tuff; 7 – sericitization; 8 – hematitization; 9 – sericite-quartz rock; 10 – sericite-chlorite-quartz rock; 11 – quartz-chlorite rock; 12 – breccia-like ore; 13 – sphalerite-pyrite ore; 14 – chalcopyrite-pyrite ore; 15 – sphalerite-chalcopyrite-pyrite ore; 16 – pyrite ore; 17 – chalcopyrite-pyrrhotite ore; 18 – chalcopyrite-magnetite-siderite-pyrite ore; 19 – boundaries of wall-rock alteration facies; 20 – fault; 21 – contours of open pit (1985).

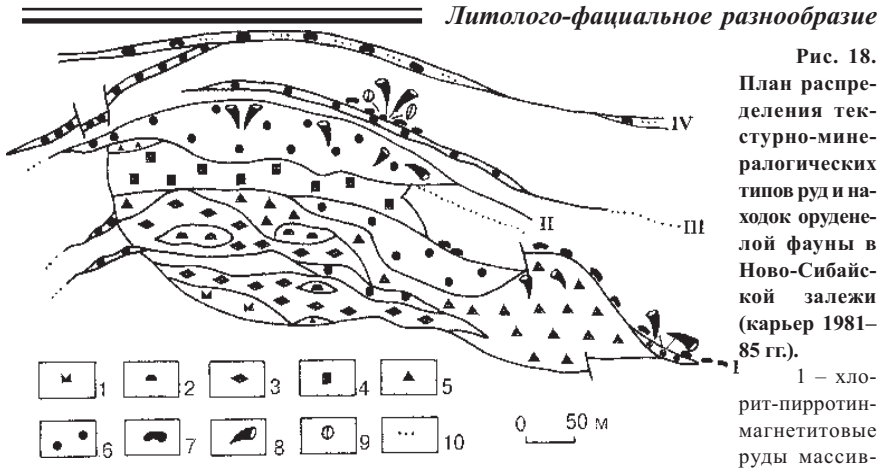


Fig. 18. Distribution plan of textural-mineralogical types of ore and finds of mineralized faunas in the Novo Sibay Zalezh (open pit 1981–85).

1 – chlorite-pyrrhotite-magnetite ore massive with relict brecciform and colloform textures; 2 – chalcopyrite-pyrrhotite, chlorite-talc-pyrrhotite ore massive, breccial with porphyrocrystalline metacrystals of pyrite; 3 – chalcopyrite-siderite-pyrite ores spotted; 4 – pyrite ores massive with vuggy-drusoid texture; 5 – chalcopyrite-pyrite ores massive, homogeneous, sometimes brecciform and colloform; 6 – sphalerite-chalcopyrite-pyrite and sphalerite-pyrite ores with brecciform, colloform and streaky textures, content organic (?) unresolved microfossils; 7 – clastic sulphide isolations in supra-ore horizons, including xenoreclasts, oreclasts, mineralized calyptras and et al.; 8 – find place of mineralized vestimentiferans and alvinellides; 9 – find place of mineralized bivalved mollusks; 10 – volcanosedimentary rocks; I-IV – numbers of volcanosedimentary horizons.

ный горизонт расщепляется на четыре слоистых пачки, состоящие из слоев гематит-кремнистых пород и гиалокластогенных песчаников основного и кислого составов.

Опорная литологическая колонка северной выклинки первого горизонта имеет двучленное строение, свойственное только рудоконтролирующим вулканогенно-осадочным горизонтам [Масленников, 1987]. Литологическая колонка на этом участке подразделяется на три части, отражающие различные условия седиментации (рис. 19). Нижняя часть литологической колон-

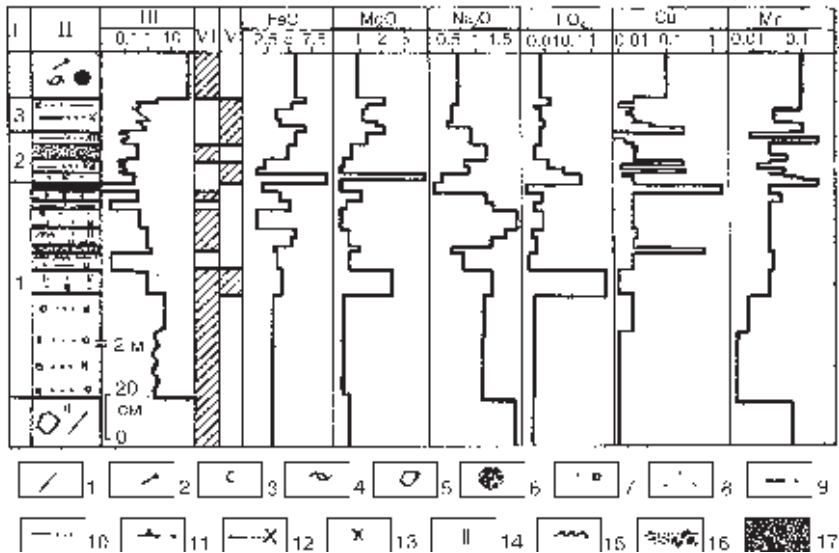


Рис. 19. Литограмма нижней слоистой пачки первого рудоконтролирующего вулканогенно-осадочного горизонта Ново-Сибайского месторождения. Северный борт карьера.

1 – дациты, 2 – кварцевые риолиты; 3–5 – эффузивно-обломочные породы с соответствующим по составу знаком эффузива: 3 – гиалокластиты «комковатые», 4 – гиалокластиты игнимбритовидные, 5 – лавокластиты; 6 – ксенородукластиты; 7 – гравийные и псаммитовые тейфroidы переслаивающиеся, 8 – псаммитовые тейфroidы; 9 – пелитолиты и кремнистые пелитолиты; 10 – псаммитовые тейфroidы и пелитолиты переслаивающиеся; 11 – гематит-кремнистые пелитолиты; 12 – хлоритолиты; 13 – переслаивание песчаников, кремнистых пелитолитов и хлоритолитов; 14 – окварцевание; 15 – проблематичные сульфидные прослои, 16 – кластогенные сульфидные прослои; 17 – массивные медно-цинково-колчеданные руды.

I – циклиты или слои; II – литология; III – гранулометрическая кривая, см; IV, V – преобладают обломки: IV – кислого, V – основного составов. Содержания химических элементов даны в мас. %.

Fig. 19. The lithogram of the lower layered packet of the first ore-controlling horizon of Novo Sibay deposit. Northern slope of open pit.

1 – dacites, 2 – quartz rhyolites; 3–5 – effusive-clastic rocks with appropriate by composition effusive mark: 3 – hyaloclastites «cloddy», 4 – hyaloclastites ignimbritic, 5 – lavoclastites; 6 – sulphide ore clasts; 7 – gravelly and psammitic layered tefroids; 8 – psammitic tefroids; 9 – lutites and siliceous lutites; 10 – interbedding of psammitic layered tefroids and lutites; 11 – hematite-siliceous lutites; 12 – chloritolites, 13 – interbedding of sandstones, siliceous lutites and chloritolites; 14 – silicification; 15 – unresolved sulphidic interlayers; 16 – clastogene sulphidic interlayers; 17 – massive copper-zinc-massive ores undissected;

I – cyclites or layers; II – lithology; III – granulometric curve, cm; IV, V – prevalence of clasts: IV – rhyolitic and dacitic, V – basaltic compositions. The content of chemical elements (mas. %).

ки сложена светло-серыми и почти белыми грубослоистыми вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и кремнистыми алевролитами, содержащими прослой псаммитов-пелитовых рудокластитов. Интенсивное преобразование осадка, выраженное в его осветлении, серицитизации и окварцевании, проявлены в кровле слоев. С удалением от рудного тела окраска кремнистых пород становится вишнево-красной за счет тонкодисперсного гематита, заместившего пирит.

Надрудная (средняя) часть пачки представляет собой переслаивание хлоритолитов и белых осадочных микрокварцитов. В кровле пачки каждого последующего слоя хлоритолитов появляется контрастное осветление, связанное с придонной гидрослюдизацией и окварцеванием пиритсодержащего гиалокластического материала. Верхняя часть слоистой пачки завершается дистальными песчано-алевролитовыми циклитами мощностью 1–5 см, содержащими тонкую вкрапленность пирита и гематита.

Таким образом, подрудная и надрудная части слоистой пачки резко отличаются по характеру придонных изменений. В надрудной части уменьшается степень послонного окварцевания, появляются хлоритолиты. Для пород подрудной части пачки свойственны устойчивые низкие содержания MgO, FeO, MnO, Cu. В надрудной пачке количество этих элементов значительно варьирует.

В слоистых пачках, залегающих стратиграфически выше (рис. 20), наблюдаются многочисленные прослой фрамбоидального пирита, кремнистых пелитолитов и хлорит-гематит-кварцевых пород. Последние возникли за счет замещения сульфидов и гиалокластогенного материала основного и кислого составов гематитом. Повышенные содержания (в г/т) Cu (50–500), Zn (150–500) и, особенно, Pb (20–70) подтверждают апосульфидное происхождение хлорит-гематит-кварцевых пород [Теленков, Масленников, 1995].

На глубоких горизонтах Старо-Сибайского месторождения отложения первого горизонта сменяются пластообразными телами магнетита, ассоциирующими с железистыми хлоритолитами и гиалокластогенными песчаниками основного состава.

Второй горизонт вулканогенно-осадочных пород располагается на выклинивании второй медно-цинковой рудной линзы Ново-Сибайской залежи. На северной выклинке рудного тела примерно на этом же уровне отмечаются две сближенные пачки: гиалокластиты кварцевых риодацитов каждого цикла кверху переходят в гиалокластогенные песчаники, хлоритолиты и мелкообломочные сфалерит-пиритовые колчеданные руды. На южном выклинивании горизонта также выделены две маломощных пачки: нижняя, представленная слоем ксеногиалокластогенных дресвяников, мощностью 30 см и верхняя – пласт гравийно-псаммитовых сфалерит-пиритовых руд. Пачки отделены друг от друга гиалокластитами, расчлененными лавами кислого состава.

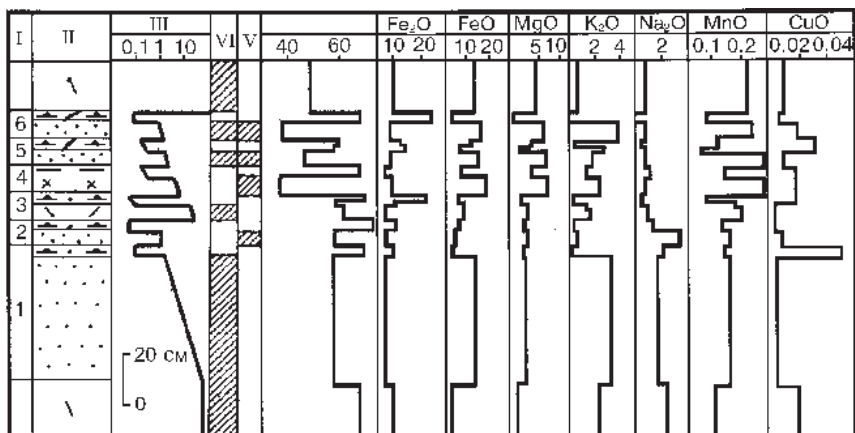


Рис. 20. Литограмма верхней слоистой пачки первого рудоконтролирующего вулканогенно-осадочного горизонта Ново-Сибайского месторождения. Северный борт карьера.

Условные обозначения на рис. 19.

Fig. 20. Lithogram of key column of upper layered packet of the first ore-controlling horizon of Novy Sibay deposit. Northern slope of open pit.

Denotation in fig. 19.

Ксеногиалокластогенные дресвяники и песчаники, кроме остроугольных гиалокластов риолитового состава, содержат многочисленные сглаженно-угловатые и округлые обломки гематит-кварцевых пород, кварцевых риолитов, риодацитов и дацитов, фрагменты гиалокластитов, зерна поликристаллического кварца. Эти обломки являются резургентными, так как вокруг некоторых из них сохранились каемки стекловатой лавовой матрицы. В лавах кварцевых риолитов, вмещающих слоистую пачку, встречаются ксенолиты гематит-кварцевых пород. Многочисленные проблематичные микрофоссилии замещены эпидотом, карбонатом и частично пиритом.

Третий вулканогенно-осадочный горизонт совпадает с положением третьей (снизу) рудной линзы Ново-Сибайской залежи. В центральной части линзы среди грубообломочных медноколчеданных руд и колломорфных сульфидных корок залегает оруденелый биостром (рис. 21). В составе его участвуют пиритизированные вестиментиферы и двустворчатые моллюски [Масленников, 1991].

Литологическая колонка южной выклинки этого горизонта сложена сульфидно-хлоритовыми циклитами. Нижняя часть каждого циклита представлена гравийно-псаммитовыми обломочными рудами, верхняя – хлори-

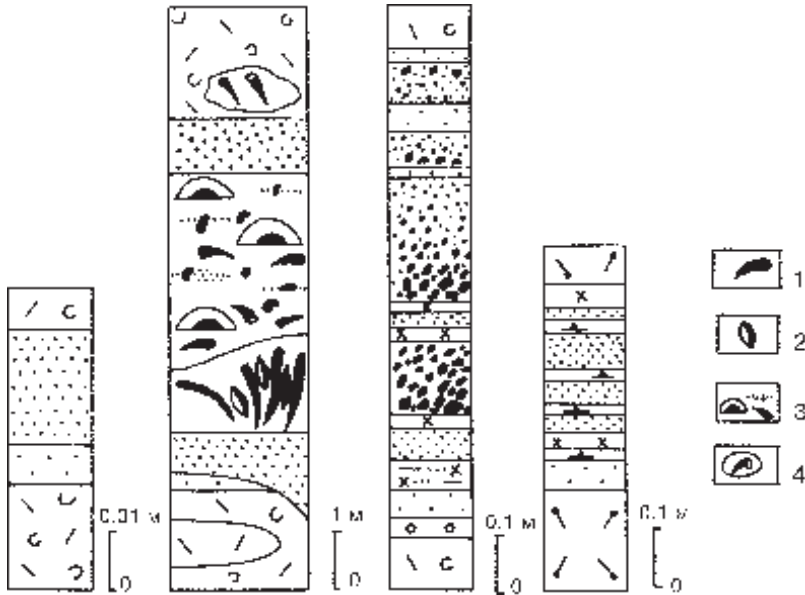


Рис. 21. ЛитоLOGические колонки третьего рудоконтролирующего вулканогенно-осадочного горизонта Сибайского месторождения (центральная часть и нижний борт Ново-Сибайского карьера).

1 – оруденелые вестиментиферы; 2 – двустворчатые моллюски в прижизненном положении в серноколчеданной руде; 3 – колломорфные сфалерит-пиритовые руды с обломками вестиментифер, кластогенные сульфидные руды гравийные и псаммитовые; 4 – отторженец оруденелой калиптры, состоящей из трубок вестиментифер. Расстояние между колонками (от первой к четвертой), соответственно: 100, 50 и 450 м. Остальные условные обозначения на рис. 19.

Fig. 21. The lithological columns of the third ore-controlling volcanosedimentary horizon of the Sibaiskoye deposit (the central part and lower slope of the Novy Sibay open pit).

1 – mineralized vestimentiferans; 2 – bivalved mollusks in their life position in sulphur-sulphide ore; 3 – colloform sphaerite-pyrite ores with clasts of vestimentiferans, clastogenic sulphide ore gravelly and psammitic; 4 – erratic mass of mineralized calyptra, consisting of vestimentiferans tube. The distance between columns (from the first to fourth) is respectively: 100, 50 and 450 m. The remaining denotations are in fig. 19.

толитами, окварцованными фосфорсодержащими (P_2O_5 до 10 %) пелитолитами или гиалокластогенными песчаниками кислого состава. В сфалерит-халькопирит-пиритовых песчаниках, обогащенных примесью гиалокластогенного материала, появляются борнит, ковеллин, валлериит, магнетит, гематит, магнизиально-железистый хлорит, незначительная примесь альбита и радиолярий. В хлоритолитах и пелитолитах обнаруживается тонкодисперсное органическое вещество.

На расстоянии 300 м в южном направлении максимальный размер рудных обломков постепенно уменьшается от 2 см до 0.2–1 мм и среди песчаников появляются прослой пурпурно-красных кварц-хлорит гематитовых пород. Тонкодисперсный гематит замещает зерна кристаллического и фрамбоидального пирита. В кровле окисдно-железистых слоев реликты сульфидов исчезают. Повышенные содержания Cu (0.27 %), Zn (0.3 %), Pb (0.05 %) подтверждают апосульфидное происхождение кварц-хлорит-гематитовых пород.

Четвертый горизонт тяготеет к границе четвертой и пятой толщ. Яркая черта этого горизонта – обилие ксенокластолав и ксеногиалокластитов, содержащих многочисленные ксенорудокласты. Рудокласты, приуроченные к кровле слоев, имеют гематитовую каемку или полностью замещены гематитом. Участками ксеногиалокластитов фациально сменяются гиалокластогенными и пиритовыми песчаниками. Рудоносные гиалокластогенные песчаники, кроме остроугольных хлоритизированных гиалокластов кислого состава, содержат много чуждого ксенокластического материала: сглаженно-угловатые обломки серицит-кварцевых метасоматитов, вулканикоидных песчаников, алевролитов, гиалокластитов, поликристаллического кварца, аллотриоморфнозернистых метасферолитовых риодацитов. Иногда чуждые обломки припаяны к соседним гиалокластам, т.е. являются резургентными. В каждом циклите ксеногиалокластогенные песчаники кварца постепенно переходят в пиритовые песчаники и алевролиты.

Пиритовые песчаники состоят преимущественно из обломков зернистого колломорфного пирита, сгустков фрамбоидов, оруденелых радиолярий и проблематичных микрофоссилий. Многие зерна пирита индивидуализированы, несут признаки растворения, поэтому нередко зональность зерен срезается их ограничениями. Пылевидный сульфидный материал иногда почти полностью растворен и замещен кварцем, поэтому песчаники имеют базальный кварцевый цемент. В некоторых рудокластах сохранились сфалерит и халькопирит.

Пурпурно-красные гематит-кремнистые пелитолиты, иногда перекрывающие слои гиалокластит-сульфидных ритмитов, содержат небольшую примесь кальцита. С удалением от рудной залежи они сменяются зелеными силицитами. В отличие от силицитов, гематит-кремнистые пелитолиты содержат гораздо больше P_2O_5 – 0.7 %, а также Cu – 86, Zn – 563 и Pb – 58 (в г/т), что свидетельствует об их апосульфидном происхождении.

В целом, палеогидротермальные поля Сибайского рудного поля характеризуются своими особенностями: во-первых, холмообразной формой сульфидных построек; во-вторых, преобладанием придонно-гидротермальной фации руд при подчиненном развитии кластогенной рудной фации; в-третьих, хорошей сохранностью первичных текстур в рудных фациях, в том чис-

ле и гидротермально-биогенных; в-четвертых, присутствием в придонно-гидротермальных рудах пирротина и акцессорной теллуридной минерализации; в-пятых, широким развитием на флангах палеогидротермальных полей апосульфидных металлоносных отложений: как магнетитовых и кварц-магнетит-гематитовых, ассоциирующих с базальтовыми вулканокластическими породами, так и маложелезистых гематит-кремнистых и окварцованных пирит-кремнистых прослоев, ассоциирующих с гиалокластогенными песчаниками кислого состава. Все эти признаки свидетельствуют о литолого-фациальном сходстве колчеданосных палеогидротермальных полей Сибайской и Медногорской зон.

1.5. Восточно-Магнитогорская дуга

Восточно-Магнитогорская палеовулканическая зона подробно изучалась Е. П. Шираем, С. Т. Агеевой [1970], А. Д. Штейнбергом [1969], В. С. Шарфманом [1989], И. Б. Серавкиным и др. [*Вулканизм...*, 1992], Т. Н. Суриным [1993], Р. Г. Язевой [1982], В. В. Зайковым [*Основы...*, 1995] и др. На севере она смыкается с Западно-Магнитогорской дугой, на юге – примыкает к Восточно-Магнитогорскому микроконтиненту. В северной части Восточно-Магнитогорской зоны находится колчеданосная Учалино-Александринская островодужная структура. Латерально-временной ряд девонских магматических формаций, реконструируемый в этой зоне, включает (от ранних к поздним) раннеживетскую базальт-риолитовую (карамалыташскую), позднеживет-раннефранскую базальт-андезит-дацит-риолитовую (колтубанскую) и фаменскую трахибазальт-трахиандезит-дацитовую. Этот ряд совпадает с петрохимическим рядом островодужных серий: толеитовая (палингенная известково-щелочная) – известково-щелочная – калиево-натриевая субщелочная – шошонитовая и отражает эволюцию магматизма от «юной» до «развитой» и «зрелой» стадий островной дуги [Сурин, 1993]. Палеовулканические реконструкции позволяют рассматривать строение Учалино-Александринской подзоны как сочетание линейных вулканических гряд [*Геологическое...*, 1994], сложенных вулканитами риолит-базальтового состава. В пределах Учалино-Александринской подзоны выделяются три колчеданосных района: Учалинский – северный, Верхнеуральский – центральный и Александринский – южный.

В **Учалинском** районе располагаются два крупных медно-цинково-колчеданных месторождения: Учалинское и Ново-Учалинское.

Последние данные по геологическому строению рудного района и **Учалинского** медно-цинково-колчеданного месторождения обобщены в монографиях [*Медноколчеданные...*, 1985, 1988; *Минеральные...*, 1994]. Месторождения

рождение связано с колчеданосной риолит-базальтовой формацией, сопоставляемой с карамалыташской свитой (D_2e-zv). Разрез карамалыташской свиты слагают (снизу вверх): 1) базальты и их брекчии мощностью более 250 м; 2) экструзивные, эффузивные и лавокластические породы риодацитового, реже – риолитового состава мощностью 50–500 м; 3) вулканомиктовые и кремнистые отложения, содержащие эффузивные и лавокластические отложения базальтового и риолитового состава, мощность 0–300 м; 4) базальты и андезибазальты и их вулканокластические разности мощностью 0–1.15 км; 5) эффузивные и вулканокластические породы риолитового и риодацитового состава мощностью до 600 м (рис. 22 а).

Учалинское рудное поле приурочено к базальтовой вулканической гряде (D_2e), осложненной риодацитовыми вулканическими аппаратами. Учалинское месторождение локализуется в области продольного воздымания кровли базальтового основания на участке развития системы многофазовых экструзивно-эффузивных куполов. С запада рудовмещающая риолит-базальтовая структура перекрыта шлаковой базальтовой толщей карамалыташской свиты, с востока – линейными эффузивно-экструзивными постройками андезитового состава улугауской свиты ($D_2zv - D_3fr$). Колчеданная залежь локализуется в межкупольных депрессиях [*Медноколчеданные...*, 1988; *Минеральные...*, 1994].

Форма рудного тела линзообразная с пережимом в центре над апикальной частью купола. Колчеданная залежь имеет субвертикальное положение. На глубине по падению она резко выклинивается (см. рис. 22 а). На флангах по простиранию залежь имеет пластообразную форму. В висячем боку залежи отмечались линзовидные тела вкрапленных руд мощностью от 2–3 до 10–15 м.

Выполненные реконструкции показали ее первичное субгоризонтальное образование в виде частично разрушенного сульфидного холма [*Злотник-Хоткевич и др.*, 1991; *Минеральные...*, 1994]. Фланги залежи имеют воронкообразную форму с плоской иногда бугристой кровлей, перекрытой прерывистым горизонтом вулканомиктовых пород с рудокластами.

Придонно-гидротермальные фации представлены массивными рудами пиритового и халькопирит-пиритового состава, залегающими в пережиге рудного тела над выступом риолито-дацитового купола и предполагаемым выводным каналом, а также вблизи этого участка, в основании рудной залежи. В кровле сульфидной залежи встречаются колломорфные текстуры руд и нередко сохраняются реликты фрамбоидального пирита.

Главными рудными минералами являются пирит (60–90 %), сфалерит (от единичных зерен до 25 %) и халькопирит (0.1–10 %). Второстепенные минералы представлены теннантитом, галенимом и магнетитом. Среди редких минералов отмечаются марказит, пирротин, мельниковит, арсенопирит,

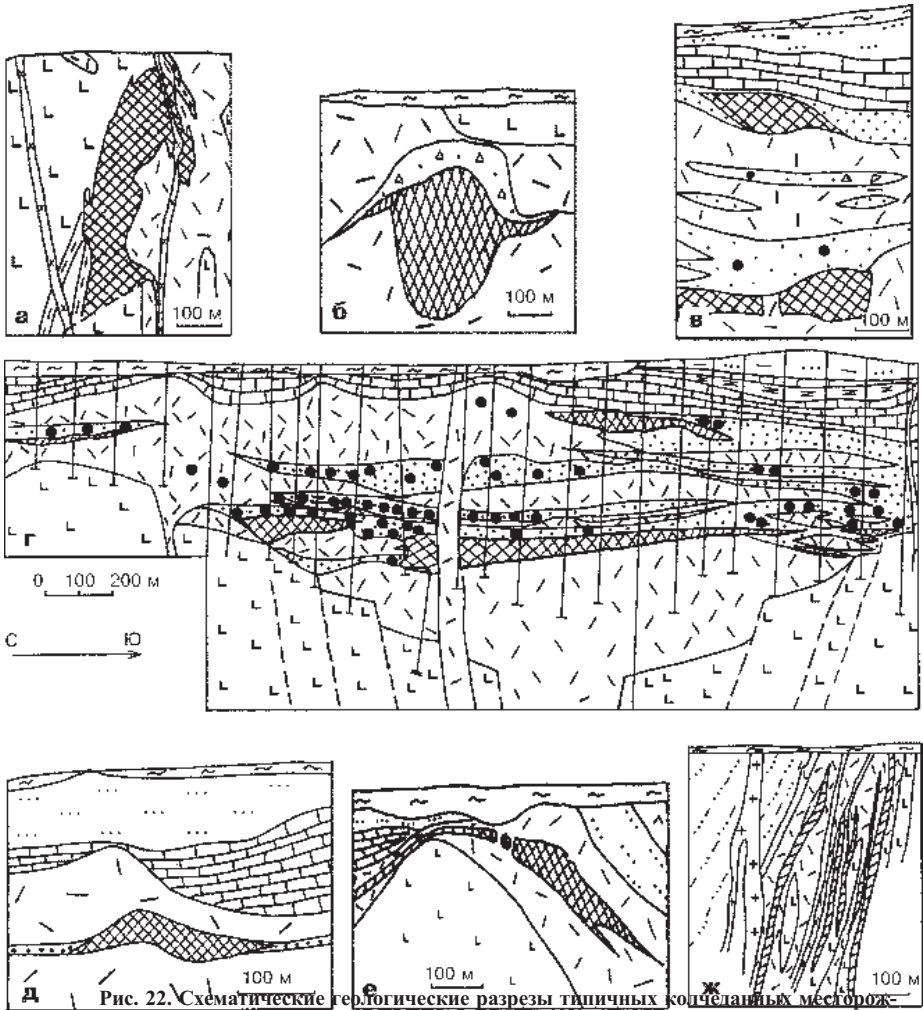


Рис. 22. Схематические геологические разрезы типичных кончелановых месторождений Восточно-Магнитогорской дуги:

а – Учалинское, б – Озерное, в, г – Узельгинское (в – поперечный разрез, г – продольный), д – Чебачье, е – Молодежное, ж – Джусинское. Условные обозначения на рис. 3. Составлено по [Медноколчеданные..., 1985, 1988; Путилин, 1984; Prokin, Buslaev, 1999; Зайков и др., 1998].

Fig. 22. Schematic geological sections of typical massive sulphide deposits of East-Magnitogorsk arc:

а – Uchalinskoye, б – Ozernoye, в, г – Uzelginskoye (в – cross section, г – longitudinal one), д – Chebach'ye, е – Molodezhnoye, ж – Dzhusinskoye. Denotations see in fig. 3 (after [Mednokolchedannye..., 1985, 1988; Putilin, 1984; Prokin, Buslaev, 1999; Zaykov et al., 1998]).

алтаит, гессит, калаверит, колорадоит, теллурувистмутит, тетрадимит, самородный теллур, ассоциирующие с жильной пирит-халькопиритовой минерализацией [Шадлун, 1961; Петровская, Касьянов, 1960; Минералогия..., 1991; Минеральные..., 1994]. Наблюдаются признаки субмаринного гипергенного преобразования (гальмиролиза) гидротермальных руд. В кровле залежи отдельные «карманы» брекчированных руд заполнены красной охристой хлорит-гематитовой массой с реликтами гематитизированных сульфидных обломков. Эти образования вероятно являются автохтонными продуктами субмаринного окисления сульфидных руд.

Рудокластические фации на Учалинском месторождении представлены широко. В низах залежи преобладают брекчиевидные руды, выделяются крупные блоки халькопиритовых и пирит-халькопиритовых руд. Слоистые крупнообломочные разности характерны для корытообразных раздувов рудного тела [Пирожок, Злотник-Хоткевич, 1978]. В них обломки пиритового и халькопирит-пиритового состава цементируются мелкообломочными и метакolloидными сфалерит-халькопирит-пиритовыми и сфалерит-пиритовыми агрегатами. Намечается несколько ритмов мощностью 2–30 м, в которых размер обломков уменьшается от основания к кровле от десятков сантиметров до одного миллиметра. Мелкообломочные слоистые руды, представленные чередованием пиритовых, пирит-халькопиритовых, пирит-сфалеритовых, гематит-кварцевых слоев, развиты на флангах и в кровле залежи. По заключению М. Б. Бородаевской с соавторами [1984], уменьшение размерности обломков к флангам рудного тела свидетельствует о механическом перемещении фрагментов растрескавшихся руд сульфидного тела. Среди рудокластических фаций выделяются оползневые брекчии со следами оплывания, проксимальные и дистальные сульфидные турбидиты [Злотник-Хоткевич и др., 1991].

В кластогенных рудах кроме халькопирита и пирита, распространен сфалерит, содержащий включения магнетита. Второстепенными минералами являются теннантиты-тетраэдриты, барит и галенит, редкими – борнит, халькозин, ковеллин, фрейбергит, реньерит, германийсодержащий колусит, станноидит, моусонит, буланжерит и самородное золото [Медноколчеданные..., 1988; Рыкус, 1992; Минеральные..., 1994]. Большинство этих минералов характеризует борнитсодержащую ассоциацию руд, отражающую процессы обогащения руд в стадию субмаринного гипергенеза рудокластического материала [Масленников, Зайков, 1991, 1998]. Однако обильная борнитовая минерализация, ассоциирующая с гематитом, встречается на месторождении нечасто [Пиеничный, Пирожок, 1970]. Окисные гематит-кремнистые и хлорит-магнетитовые металлоносные отложения развиты на месторождении незначительно в кровле сульфидных ритмов и на выклинивании рудных тел. Нередко их место занимают хлоритолиты и силициты, переслаивающиеся с гиалокластогенными песчаниками кислого состава.

Рудная залежь **Ново-Учалинского** медно-цинково-колчеданного месторождения залегает на контакте кислых вулканитов с надрудными базальтами. По морфологическим, текстурно-структурным и минералого-геохимическим признакам она сходна с рудной залежью Учалинского месторождения [*Ново-Учалинское...*, 1999]. Тем не менее, отмечается, что брекчиевидные текстуры, определяющие облик Учалинского месторождения, на Ново-Учалинском месторождении имеют гораздо меньшее распространение. Заметно снижается количество колломорфных макро- и микротекстур, не встречены марказит и мельниковит-пирит [Рыкус, 1992]. На выклинивании рудной залежи Ново-Учалинского месторождения обнаружены полосчатые и полосчато-брекчиевидные магнетит-барит-гематит-сульфидные руды [*Ново-Учалинское...*, 1999]. В рудах наблюдаются прослои градационно-слоистых сульфидных песчаников и гематит-кремнистых пород.

Верхнеуральский район, обладая общими для колчеданосных районов Южного Урала чертами геологического строения, выделяется слабой деформированностью первичных вулканических построек, насыщенностью медноколчеданными месторождениями и литолого-фациальным многообразием.

В Верхнеуральском районе в пределах Узельгинского рудного поля находится несколько колчеданных месторождений: Озерное, Узельгинское, Чебачье, Молодежное, Талганское, им. XIX партсъезда, Западно-Озерное, Озерное и Новое. Все месторождения района и почти все проявления рудной минерализации сосредоточены в пределах линейных зон северо-западного и близмеридионального простирания, которые пространственно близки осям базальтовых гряд и межгрядовых впадин, выполненных кислыми вулканитами, и контролируются синвулканическими и рудоподводящими нарушениями [*Петров, 1968; Баранов, Куликовский, 1988*].

Озерное медно-цинково-колчеданное месторождение изучалось Э. Н. Барановым, Н. К. Курбановым, В. Н. Логиновым, Г. Н. Пшеничным, Е. П. Шираем и др. Обзор данных по геологическому строению и составу руд месторождения приводится М. И. Исмагиловым [1988]. В геологическом разрезе месторождения выделяется три толщи: 1) базальтовая, представленная миндалекаменными базальтами с прослоями гиалокластитов и яшм; 2) рудовмещающая осадочно-эффузивная риолит-дацитовая; 3) андезитовая, состоящая из лав и вулканокластических брекчий (см. рис. 22 б).

Рудное тело размещается в верхней части риолит-дацитовой толщи. Главная масса руд сосредоточена в штокообразной залежи, которая реконструируется как холм или купол [*Баранов, Куликовский, 1988*]. В составе холма преобладают придонно-гидротермальные фации руд. В значительно меньшей степени встречаются рудокластические фации. По составу руды бед-

ные Cu – 1.1–2.8 %, Zn – 0.7–1 %. Отмечаются необычно высокие средние содержания Te – 53–69 г/т и Se – 310–440 г/т [Исмаилов, 1988].

Пирротиновые и халькопирит-пиритовые руды составляют нижнюю часть залежи. Массивные пирротиновые руды нередко содержат порфировые метакристаллы пирита, прожилки халькопирита, сидерита и пирита с каемками магнетита. Второстепенным минералом пирротиновых руд является арсенопирит. Тесно ассоциирующие с пирротиновыми халькопирит-пиритовые руды содержат разнообразные акцессорные минералы: калаверит, сильванит, кобальтин, маккинавит и кубанит, которые в других типах руд не обнаружены. Сидерит-пиритовые и пиритовые руды, слагающие верхнюю часть рудного холма, так же как и на Сибее, образовались за счет разложения пирротиновых руд. Пирротин и арсенопирит в них являются редкими минералами. Нарастание количества магнетита, тяготеющего к скоплениям сидерита и сфалерита, а также появление таких акцессорных минералов как теннантит, галенит и гематит указывает на окислительные условия преобразования пирротиновых руд в кровле сульфидной постройки.

Рудокластические фации присутствуют лишь на склонах сульфидного холма и в составе пластообразных коротких выклинок. В рудокластических фациях преобладает пирит и сфалерит. Типичными минералами являются магнетит, гематит, блеклые руды, галенит и барит. Реликты пирротина, гессита и алтаита встречаются редко. Яркой особенностью сфалерит-пиритовых руд является широкое развитие колломорфных текстур, глобулярных, фрамбоидальных, сферолитовых и радиально-лучистых агрегатов пирита. По своим минералогическим и текстурно-структурным особенностям эти руды напоминают руды Сибайского и Яман-Касинского месторождений.

В кровле и на флангах сульфидной постройки широко представлены ксенолавокластиты риодацитового состава. Наряду с ксеногенными рудокластами, они содержат округлые ксенокласты гидротермальных метасоматитов, базальтов и гематит-кварцевых пород. К зоне развития обломковидных обособлений примыкает наиболее удаленный от рудной залежи ареал пылевидной вкрапленности гематита [Исмаилов, 1988].

Узельгинское медно-цинково-колчеданное месторождение изучалось Г. В. Петровым, Н. М. Казаковой, Г. Н. Пшеничным, А. Г. Злотником-Хоткевичем, Н. А. Перижняк, Е. П. Шираем, А. Д. Штейнбергом, В. А. Прокиным, П. Я. Ярошем, В. Ф. Рудницким и автором. В строении месторождения выделяется три толщи: 1) подрудная – базальт-андезиобазальтовая (D_2c-zv,kr_3), лавовая с отдельными прослоями гиалокластитов и яшм; 2) рудовмещающая – базальт-дацит-риолитовая, сложенная небольшими экструзивно-эффузивными куполами массивных и игнимбритовидных дацитов и риолитов, пестроцветными ксенолавокластитами, тефроидами того же состава, крем-

нистыми пелитолитами, хлоритолитами, с одиночными прослоями шлаковых лаво-гиалокластитов основного состава; 3) надрудная – известняковая, мощностью 20–100 м (D_2zv,ul), представленная криноидными, мшанково-строматопоратовыми биомикритами, строение которых осложнено гидротермокарстовыми гематит-карбонатными брекчиями. Карбонатная толща перекрывается вулканомиктовыми и кремнистыми отложениями улутауской свиты, содержащими силлы, лавовые потоки и лавокластиты андезибазальтового состава (см. рис. 22 в, г).

Положение месторождения контролируется трогообразной вулканотектонической депрессией на поверхности подрудной базальт-андези-базальтовой толщи, заполненной рудовмещающими кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными породами (см. рис. 22 в, г). Протяженность рудной зоны в ССЗ направлении составляет 2350 м при ширине 400 м. Рудные тела располагаются на двух уровнях: нижнем – в кровле пачки эффузивных кварцевых риолитов и верхнем – в кровле вулканокластической пачки кислого состава вблизи контакта с улутаускими известняками.

Всего разведано 8 промышленных колчеданных рудных тел и 56 непромышленных. На Узельгинском месторождении распространены крупные линзовидные залежи, имеющие выпуклую подошву, плоскую или волнистую кровлю, осложненную холмообразными выступами.

В лежачем боку некоторых рудных тел наблюдаются признаки замещения пиритом вмещающих пород – базальтов или аподацитовых хлоритолитов. Хлоритолиты – характерные подрудные метасоматиты колчеданных залежей Узельгинского месторождения. Наряду с ними распространены сульфидсодержащие серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые и даже пиррофиллит-кварцевые метасоматиты, обогащенные железистыми карбонатами. В шахтных условиях добываются сплошные медно-цинково-колчеданные руды залежи № 4 с содержаниями (%) Cu 0.7–1.2 (среднее 0.8), Zn 2.5–3.8 (2.7), S 35–40 (36.5).

В линзовидных рудных залежах (№№ 4, 2, 5) преобладают *придонно-гидротермальные* фации, представленные массивными халькопирит-сидерит-пирит-пирротиновыми (№ 4) или халькопирит-сфалерит-пиритовыми и пиритовыми (№ 2, 5). В рудном теле № 5 появляется обильный теннантит-сфалерит-пиритовый тип руд. Особенностью рудных тел является присутствие колломорфных текстур, марказита и аксессуарных теллуридов: алтаита, гессита, сильванита, теллурувисмутита, колорадоита [Пшеничный и др., 1972; Ярош, Буслаев, 1985]. В сидерит-пирит-пирротиновых рудах отмечается появление магнетита, ассоциирующего с пиритом и сидеритом. В халькопирит-пиритовых рудах рудного тела № 4 автором обнаружены реликты трубчатых червей диаметром 8 мм. Трубки обросли оболочкой колломорфного пирита и марказита толщиной 0.5 см.

На выклинивании сульфидных линз появляются *рудокластические* фации, представленные массивными ритмично-слоистыми пиритовыми брекчиями и песчаниками, иногда переслаивающимися с гиалокластогенными песчаниками кислого состава. В кластогенных рудах рудного тела № 5 обнаруживается галенит, блеклые руды, барит, халькозин, самородное золото и гематит.

На южном выклинивании нижнего рудного горизонта обнаруживаются кварц-гематитовые прослои, чередующиеся с ксеногиалокластогенными тефроидами смешанного состава. В кровле толщи распространены известковистые и марганцовистые гематитсодержащие гиалокластогенные песчаники и пелитолиты, госсаниты и умбриты. Ареалы карбонатно-железистых отложений, особенно на верхнем уровне рудоотложения, могут указывать на проявление процессов субмаринного окисления сульфидных руд.

Среди вулканогенно-осадочных отложений рудовмещающей толщи широко распространены ксенолавокластогенные отложения дацитового и риолитового состава. Кроме остроугольных лавокластов они содержат многочисленные округлые обломки разноцветных вулканитов кислого состава, диабазов, базальтов, хлоритовых и серицит-кварцевых околорудных метасоматитов, колчеданных руд, гематит-кварцевых пород, габбро и плагиигранитов. Эпизодически встречаются оползневые кремнекластические брекчии.

Чебачье медно-цинково-колчеданное месторождение залегает в риодацитовой толще (см. рис. 22 д). Рудная залежь имеет форму седловидной изометричной линзы и реконструируется как сульфидный холм [Баранов, Куликовский, 1988]. В ядерной части залежи в основном преобладают массивные халькопирит-пиритовые руды. В кровле обнаруживаются колломорфные придонные пиритовые конкреции и тонкослоистые пиритовые руды, сложенные фрамбоидальным пиритом. Они интерпретируются как гидротермально-осадочные отложения [Прокин и др., 1983]. На склонах струйчатые пирротиновые прослои почти полностью замещаются гематитом. На выклинках колчеданной залежи отмечаются кластогенные слоистые сфалерит-пиритовые руды богатые баритом. Эти руды характеризуют рудокластические субфации сульфидных песчаников и ритмитов. Среди них имеются прослои гематит-кремнистых и карбонатно-кремнисто-гематитовых пород, которые продолжаются и на флангах, за пределами колчеданной залежи [Туркин, Денисова, 1987].

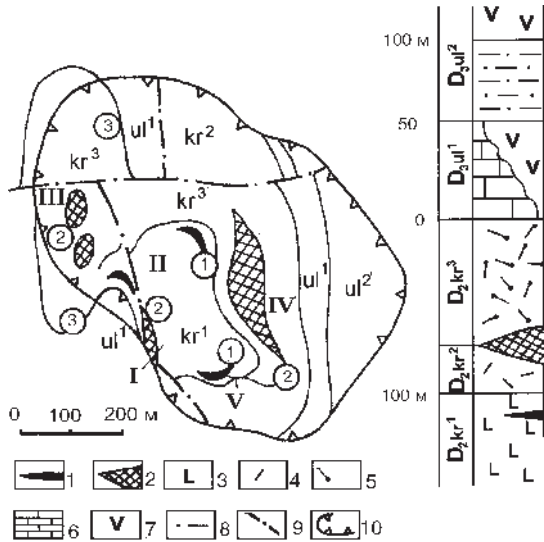
Рудоносный уровень на несколько сотен метров прослеживается по маломощному горизонту псефитовых и гравийных ксенолавокластитов кислого состава. Кроме лавокластов риодацитового состава они содержат округлые ксенокласты базальтов, околорудных метасоматитов, колчеданных руд и гематит-кварцевых пород.

Молодежное месторождение изучалось Г. В. Петровым, Н. К. Курбановым, Е. П. Шираем, В. А. Прокиным, А. К. Тимергазиной, А. Г. Злотником-Хоткевичем, А. В. Пуркиным, В. Ф. Рудницким, П. Я. Ярошем, С. В. Колотовым, В. В. Зайковым, В. В. Масленниковым и др. Обобщенный анализ геологического строения месторождения приводится в монографии [Медноколчеданные..., 1988].

Месторождение расположено в месте сочленения склона Узельгинской линейной палеовулканической структуры с Ялшанским субмеридиональным разломом. В геологическом разрезе месторождения выделяются следующие толщи (см. рис. 22 е и 23), относимые к карамальташской свите (снизу вверх): 1) базальтовая подрудная; 2) риодацитовая рудовмещающая; 3) риолитовая надрудная. Улутауская свита представлена двумя толщами:

Рис. 23. Схема расположения уровней железистых отложений на Молодежном месторождении (составили В. В. Зайков и В. В. Масленников).

1 – железисто-кремнистые отложения; 2 – медно-цинково-колчеданные руды; 3–5 – породы карамальташской свиты: 3 – базальты, 4 – лавы и вулканомиктовые породы риодацитового состава, 5 – риолиты и дациты крупно- и мелкопорфировые; 6–8 – породы улутауской свиты: 6 – известняки, 7 – андезиты, 8 – алевролиты и песчаники; 9 – разломы; 10 – контур скальных выходов в карьере.



Римскими цифрами обозначено местоположение литологических колонок (рис. 24). Цифры в кружках показывают положение уровней локализации железисто-кремнистых отложений.

Fig. 23. Position scheme of ferruginous sediments levels in the Molodyezhnoe deposit (after V. V. Zaykov and V. V. Maslennikov).

1 – ferruginous-siliceous sediments; 2 – copper-zinc-massive sulphide ores; 3–5 – rocks of Karamalish suite: 3 – basalts, 4 – lavas and volcanic rocks of rhyolite-dacitic composition, 5 – rhyolites and dacites magnophyric and fine-porphyric; 6–8 – the rocks of Ulutau suite: 6 – limestones, 7 – andesites, 8 – aleurolites and sandstones; 9 – faults; 10 – outlines of rock exposures in open pit. The location of lithological columns (fig. 24) is shown by roman figures. Figures within the circles show the position of localization levels of ferruginous-siliceous sediments.

нижняя сложена андезитами, известняками и вулканомиктовыми песчаниками, верхняя – алевролитами и песчаниками, перемежающимися с потоками андезитов. На месторождении все четыре рудных тела приурочены к горизонту вулканогенно-осадочных пород, располагающемуся вдоль границы риодацитовой и риолитовой толщ (см. рис. 23). Риолиты подрудной толщи подвержены интенсивным гидротермально-метасоматическим преобразованиям, кварцевые риолиты надрудной толщи затронуты лишь зеленокаменным автометаморфизмом. Основные запасы руд сосредоточены в первом и втором рудных телах, имеющих линзовидную форму и падающих на восток под углами 25-60°. Субмеридиональные раздвиговые разрывные нарушения разделяют их на ряд блоков.

Первая рудная залежь имеет форму пластообразной линзы, которая может быть реконструирована как пологий сульфидный холм. В центральной части залежи располагаются сфалерит-халькопирит-пиритовые руды массивные, однородные по текстурам и распределению минералов. Иногда встречаются прослои, обогащенные борнитом. В кровле появляются элювиальные рудные брекчии сцементированные баритом. К акцессорным минералам относятся марказит, арсенопирит, пирротин, магнетит, алтаит, теллурувисмутит, колорадоит, алтаит, эмрессит и гессит. Теллуриды более характерны для нижней части залежи [Колотов, 1992].

Кластогенные сульфидные руды залегают в кровле и на южной выемке первой рудной залежи, а также почти полностью слагают вторую залежь.

Многообразии минералов связано именно со второй залежью, в строении которой кроме пирита, сфалерита и халькопирита существенную роль играют борнит, теннантит и барит. Эти минералы рассматриваются как отражение процессов выщелачивания и повторного обогащения руд в процессе субмаринного гипергенеза или гальмиролиза кровли рудного тела [Масленников, Зайков, 1991]. Характерными акцессорными минералами борнитсодержащих руд являются энаргит, германит, станноидит, моусонит, энаргит, арсеносульванит, штроемейерит, маккинстриит и ялпаит [Колотов, Гмыра, 1990].

В составе слоистой пачки, маркирующей положение рудоконтролирующего литолого-стратиграфического уровня, участвуют эдафогенно-ксеногиалокластогенные брекчии и песчаники риодацитового состава, содержащие резургентные обломки сульфидных руд, базальтов, афировых дацитов, джасперитов и кварц-хлорит-гематитовых госсанитов (рис. 24 и 25). Среди гиалокластогенных отложений встречаются прослои сульфидных гравелитов и песчаников (грейдитов) и апогиалокластогенных хлоритолитов. Украшением слоистой пачки являются мощные (до 0.6 м) слои магнетит-хлорит-гематитовых, кварц-хлорит-гематитовых и гематитовых госсанитов [Зайков

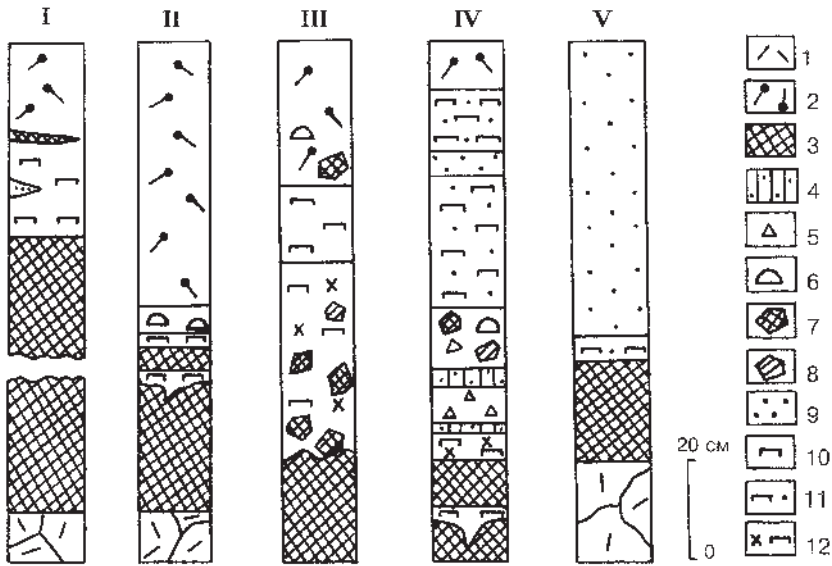


Рис. 24. ЛитоLOGические колонки второго вулканогенно-осадочного горизонта Молодежного медноколчеданного месторождения (составили В. В. Маслеников, В. В. Зайков, О. С. Теленков, Н. Р. Аюпова).

1 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты по дацитам и риодацитам подрудной толщи; 2 – кварц-иллит-хлоритовые аутометасоматиты по кварцевым риолитам; 3 – сплошные медно-цинково-колчеданные руды; 4 – прослой сульфидных песчаников; 5–9 – обломки вулканомиктовых брекчий: 5 – дацитов, 6 – хлорит-гематитовых пород, 7 – колчеданных руд, 8 – гематитизированных колчеданных руд, 9 – вулканомиктовых песчаников; 10–12 – продукты субмаринного окисления колчеданных руд: 10 – гематитовые, 11 – хлорит-гематитовые, 12 – гематит-хлорит-кремнистые. I–V – номера литологических колонок (см. рис. 23).

Fig. 24. The lithological columns of the second volcanosedimentary horizon of the Molodyezhnoe copper-massive sulphide deposit (after V. V. Maslennikov, V. V. Zaykov, O. S. Telenkov, N. R. Ajupova).

1 – sericite-chlorite-quartz metasomatites after dacites and rhyodacites of sub-ore strata; 2 – quartz-illite-chlorite autometasomatites after quartz rhyolites; 3 – compact copper-zinc-massive sulphide ores; 4 – interlayers of sulphide sandstones; 5–9 – clasts of volcanic breccias: 5 – of dacites, 6 – of chlorite-hematite rocks, 7 – of massive sulphide ores, 8 – of hematitized massive sulphide ores, 9 – of volcanic sandstones; 10–12 – products of submarine oxidation of massive sulphide ores: 10 – hematite, 11 – chlorite-hematite, 12 – hematite-chlorite-siliceous. I–V – numbers of lithological columns (see fig. 23).

и др., 1989]. Среди них выделяются автохтонные и аллохтонные разности. Автохтонные госсаниты – продукты субмаринного окисления сульфидных руд типа «железной шляпы», установлены в кровле рудного тела № 2, их прослой достигают мощности 50–60 см. Гематитовый и хлорит-гематито-

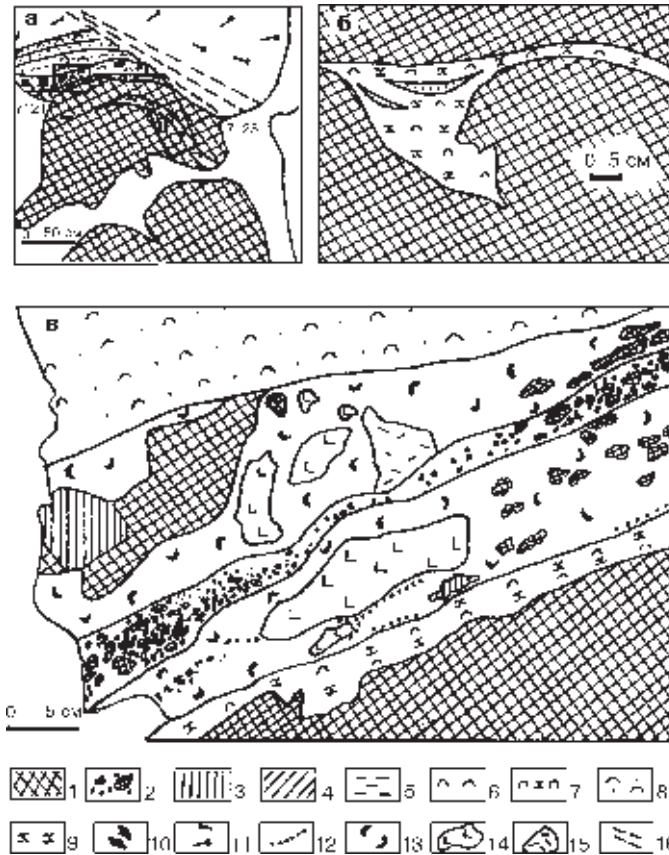


Рис. 25. Схема строения кластогенных и супергенных отложений в кровле колчеданной залежи месторождения Молодежное.

1–4 – руды и рудокласты: 1 – массивные халькопирит-сфалерит-пиритовые руды и агломеративные рудокласты, 2 – сульфидные рудокласты псевдитовые, 3 – псевдоморфозы гематита по рудокластам с участками незамещенных сульфидов, 4 – плитчатые обломки гематитового состава – обломки скорлупчатой госсанитовой корки; 5 – обломковидные баритовые обособления и зонки баритизации; 6–7 – госсаниты автохтонные: 6 – гематитовые, 7 – гематит-хлоритовые; 8 – госсаниты аллохтонные (гематитсодержащие пелитолиты); 9 – хлоритолиты; 10 – халькопиритовая минерализация; 11–15 – вулканогенно-обломочные породы: 11 – вулканокластиты смешанного состава, 12 – гиалокластогенные песчаники, 13 – гиалокластиты базальтового состава, 14 – агломеративные обломки базальтов, 15 – агломеративные обломки риолитов; 16 – разлом. а – общий вид, б, в – детали.

1–4 – ores and ore-clasts: 1 – massive chalcopyrite-sphalerite-pyrite ores and agglomeratic oreclasts, 2 – sulphide oreclasts psephitic, 3 – pseudomorphes of hematite after oreclasts with areas of nonreplaced sulphides, 4 – platy clasts of hematitic composition – the clasts of shelly gossanite crust; 5 – brecciform barite isolations and zones of baritization; 6–7 – gossanites autochthonous: 6 – hematite, 7 – hematite-chlorite; 8 – gossanites allochthonous (hematite-bearing lutites); 9 – chloritolites; 10 – chalcopyrite mineralization; 11–15 – volcanogene-clastic rocks: 11 – volcanoclastites of mixed composition, 12 – hyaloclastogene sandstones, 13 – hyaloclastites of basaltic composition, 14 – agglomeratic clasts of basalts, 15 – agglomeratic clasts of rhyolites; 16 – fault. a – common view, b, v – details.

Fig. 25. Structure scheme of clastogenic and supergene sediments in roof of the Molodyezhnoe massive sulphide deposit.

1–4 – ores and ore-clasts: 1 – massive chalcopyrite-sphalerite-pyrite ores and agglomeratic oreclasts, 2 – sulphide oreclasts psephitic, 3 – pseudomorphes of hematite after oreclasts with areas of nonreplaced sulphides, 4 – platy clasts of hematitic composition – the clasts of shelly gossanite crust; 5 – brecciform barite isolations and zones of baritization; 6–7 – gossanites autochthonous: 6 – hematite, 7 – hematite-chlorite; 8 – gossanites allochthonous (hematite-bearing lutites); 9 – chloritolites; 10 – chalcopyrite mineralization; 11–15 – volcanogene-clastic rocks: 11 – volcanoclastites of mixed composition, 12 – hyaloclastogene sandstones, 13 – hyaloclastites of basaltic composition, 14 – agglomeratic clasts of basalts, 15 – agglomeratic clasts of rhyolites; 16 – fault. a – common view, b, v – details.

вый материал цементирует рудный элювий, состоящий из обломков гематитизированных халькопирит-пиритовых руд, гематитовых и пиритовых пород. На отдельных участках хлорит-гематитовая масса образует поровый цемент в обломочных рудах и короткие линзовидные прослои мощностью от 1–2 до 10–20 см. Обычным является замещение пиритовых обломков различного сложения кристаллическим и тонкодисперсным красным гематитом. В целом, выделяются следующие подзоны, связанные с зоной гальмиролиза или субмаринного гипергенеза (сверху вниз): 1) подзона полного окисления, представленная гематитовыми, хлорит-гематитовыми и барит-гематитовыми госсанитами; 2) подзона выщелачивания, состоящая из баритов или пиритовых микститов; 3) подзона борнитового или халькопиритового обогащения; 4) подзона «первичных» гомогенных массивных сфалерит-халькопирит-пиритовых руд. К границе второй и третьей подзон приурочены интервалы с повышенными содержаниями Au, достигающими 50 г/т [Масленников, Зайков, 1991б].

Аллохтонные кварц-хлорит-гематитовые продукты субмаринного окисления колчеданных руд отличаются от автохтонных разновидностей отсутствием постепенных фациальных переходов с колчеданными рудами, переслаиванием с вулканомиктовыми отложениями. Аллохтонные госсаниты или высокожелезистые пелитолиты образуют прослои мощностью 5–40 см на южном фланге главной колчеданной залежи (см. рис. 24). Им свойственны слоистые текстуры, чередование с хлоритолитами, гиалокластогенными и пиритовыми песчаниками, вулканомиктовыми брекчиями. Обломочные сульфиды тяготеют к подошве таких слоев и исчезают в кровле. В ряде случаев наблюдаются постепенные переходы между хлорит-гематитовыми породами и хлоритолитами, указывающие на придонное замещение оксижелезистой фазой не только сульфидов, но и гиалокластогенного материала. В кварцевых риолитах, перекрывающих рудные тела, иногда встречаются ксенолиты госсанитов и гематитизированных колчеданных руд.

Госсаниты Молодежного месторождения характеризуются специфическим минеральным составом. Достаточные признаки апосульфидных отложений – это замещение пирита халькопиритом, кварцем и гематитом. Кроме реликтов пирита и халькопирита, в госсанитах обнаруживаются сфалерит-магнетитовые сегрегации, типичные и для дистальных кластогенных сульфидных отложений. Новообразованный сфалерит, как правило, более поздний, чем магнетит, сохраняется дольше других сульфидов. В сульфидных прослоях, напротив, более ранний сфалерит растворяется одним из первых сульфидных минералов. В госсанитах иногда сохраняется небольшая примесь карбонатного материала.

Характерная особенность госсанитов Молодежного месторождения, существенно отличающая их от повсеместно распространенных джаспери-

тов – это повышенные содержания рассеянных элементов (в г/т): Cu (100–1500), Zn (4000–10000), Pb (60–800), Ag (1–30), Ba (3000–10000), As (300–800), Sb (80–200), Sn (5–200), Nb (8–30). Обращают на себя внимание высокие концентрации Au (0.1–1 г/т, иногда до 10 г/т), а также Pd, в аномальных случаях достигающие 0.4 г/т.

Таким образом, рудоносный вулканогенно-осадочный горизонт Молодежного месторождения, вскрытый карьером, является типичным элементом ареала колчеданосных палеогидротермальных полей. По обилию госсанитов Молодежное колчеданосное палеогидротермальное поле сходно с месторождениями Кипра [*Constantinou*, 1976]. Присутствие ксенолавокластитов указывает на сходство условий вулканизма и осадконакопления с современными зонами задугового спрединга, например, бассейна Лау в Западной части Тихого океана [*Herzig*, 1990; *Fouquet et al.*, 1993].

Колчеданные залежи медно-цинково-колчеданного месторождения **имени XIX партсъезда** залегают на трех литолого-стратиграфических уровнях (снизу вверх): 1) на базальтах нижней толщи, 2) внутри риолит-дацитовой толщи, 3) на границе риолит-дацитовой толщи с надрудными известняками [*Уразаев, Галимов*, 1970]. Большинство рудных тел имеют форму туповыклинивающихся пластообразных линз [*Сопко и др.*, 1975]. Иногда кровля их отдельных участков выглядит как реликтовая холмообразная. Текстуры сплошных руд массивные с реликтами метаколлоидного сложения и брекчиевидные, определяемые цементацией обломков руд халькопирит-пиритового состава метаколлоидными агрегатами пирита, сфалерита и халькопирита [*Колчеданные...*, 1979]. К второстепенным минералам относятся блеклые руды, борнит и галенит. Среди редких минералов упоминаются алтаит, петцит (?), креннерит, тетрадимит, сильванит и гессит, сопровождающиеся самородным золотом. Минералы образуют тесную парагенетическую ассоциацию с халькопиритом, сфалеритом и блеклыми рудами. Наблюдались признаки замещения алтаита гесситом [*Муталов, Пиенничный*, 1962].

На Восточном и Северо-западном участках рудные пласты, залегающие под известняками, сложены в основном рудокластами пирит-халькопиритового состава, сцементированными пирит-сфалеритовыми агрегатами. Широко распространены ритмично-слоистые, градиционно-слоистые руды с отчетливой сортировкой рудокластического материала по крупности [*Баранов, Куликовский*, 1988]. На флангах рудных тел наблюдается постепенный переход верхних слоев руд в горизонты вулканогенно-осадочных пород. В нижней части толщи известняков нередко встречаются эдафогенные брекчии, состоящие из белых и розовых обломков известняков и рудокластов. На рудоносном уровне иногда обнаруживаются серые окварцованные пелитолиты, содержащие прослои тонкодисперсного пирита. Однако наи-

более яркими представителями металлоносных отложений являются высокожелезистые кварц-гематитовые и карбонатно-гематитовые породы, соответствующие по составу умбрикам и госсанитам верхнего уровня Талганского месторождения. В некоторых из них сохранились фрагменты криноидей, брахиопод, одиночных кораллов, мшанок, цефалопод, трилобитов и проблематичных трубчатых червей. Ксеногенные обломки колчеданных руд, известняков и гематит-кварцевых пород обнаруживаются в составе риолитовых и дацитовых ксенокластолав и ксенолавокластитов. Над рудными телами развиты провалы, заполненные гигантообломочными брекчиями известняков. Обломки известняков сцементированы сульфидами, гематитом или дезинтегрированным риодацитовым матриксом. Можно предположить, что эти брекчии заполняли гидротермокарстовые воронки, возникшие в известняках на выходе гидротерм [Зайков и др., 1995].

С удалением от месторождения ксенолавокластитовые, гидротермокарстовые и окисные металлоносные отложения исчезают, а в серых и темно-серых известняках в основном преобладают строматопороидеи и мшанки, заключенные в микритовый цемент.

Талганское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в 2 км к северо-западу от Молодежного. Геологическое строение Талганского месторождения изучалось Г. В. Петровым, Е. Н. Чесноковой, Н. М. Козаковой, М. Б. Бородаевской, Н. А. Перижняк, В. А. Прокиным, А. А. Богомоллом, В. Ф. Рудницким, В. В. Масленниковым, А. Д. Штейнбергом и др. Обзорная характеристика месторождения приводится в монографии [Медноколчеданные..., 1988].

Месторождение локализуется в пологой линейной депрессии между выступами вулканитов кислого состава. В геологическом разрезе месторождения участвуют три толщи (снизу вверх): 1) базальтовая, мощностью свыше 1000 м; 2) риодацитовая, мощностью от 170–300 м до 1000 м; 3) осадочная, мощностью 150–350 м (рис. 26). Первая толща сложена лавами, лавокластитами и гиалокластитами плагиоклазовых и афировых базальтов, содержащими редкие прослои гиалокластогенных песчаников и железисто-кремнистых пород. В нижней части второй толщи преобладают однородные лавы афировых и крупнопорфировых кварцевых риодацитов, в верхней – игнимбритовидные ксенокластолавы мелкопорфировых кварцевых риодацитов. Нижняя и верхняя подтолщи разделяются слоем пестрых риодацитовых ксенолавокластитов, содержащих многочисленные резургентные обломки вулканитов кислого и основного состава, гематит-кварцевых пород и колчеданных руд. Среди кластолав верхней подтолщи встречаются слои кремнистых пелитолитов, ксеногиалокластогенных песчаников и гематит-кварцевых пород. Последние образуют выдержанный горизонт в средней части верхней подтолщи. На границе риодацитоной и осадочной толщ располага-

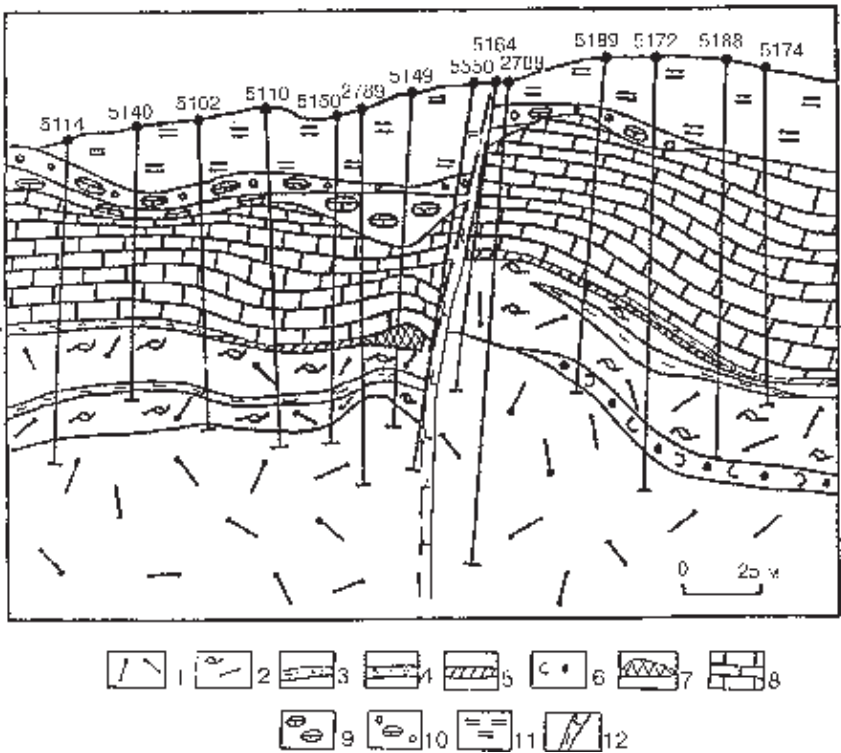


Рис. 26. Размещение кремнисто-железистых отложений на поперечном разрезе Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (составил В. В. Масленников с использованием материалов Ю. С. Емельянова, Г. В. Петрова, В. Ф. Рудницкого, В. А. Прокина, А. А. Богомола).

1 – кварцевые риодациты; 2 – дезинтегрированные кварцевые риодациты игнимбритовидные; 3 – джаспериты первого горизонта; 4 – госсаниты второго горизонта; 5 – рудокластические сульфидные руды; 6 – ксенолавокластиты риодацитового состава с ксенорудокластами; 7 – гидротермальные колчеданные руды; 8 – известняки; 9 – гидротермокарстовые брекчии известняков с гематит-карбонатным цементом; 10 – вулканомиктовые брекчии андезибазальтового состава с обломками известняков; 11 – кремнистые пелитолиты и силициты розовые, красные, зеленые, иногда серые; 12 – дайка диабазов.

Fig. 26. The arrangement of siliceous-ferruginous sediments in section of the Talganskoye massive copper-zinc sulphide deposit (by V. V. Maslennikov with using materials of Yu. S. Emeljanov, G. V. Petrov, V. F. Rudnitskiy, V. A. Prokin, A. A. Bogomol).

1 – quartz rhyodacites; 2 – disintegrated quartz rhyodacites ignimbritic; 3 – jasperites of the first horizon; 4 – gossanites of the second horizon; 5 – oreclastic sulphide ores; 6 – xenolavoclastites of rhyodacites composition with xenoreclasts; 7 – hydrothermal sulphide ores; 8 – limestones; 9 – hydrothermocarstic breccias of limestones with hematite-carbonatic cement; 10 – volcanic breccias of andesibasaltic composition with breccias of limestones; 11 – pink, red, green, sometimes grey siliceous lutites and silicites; 12 – dike of diabase.

ется вулканогенно-осадочный горизонт, сложенный хлоритолитами, ксеногиалокластогенными, часто гематитизированными песчаниками, красноцветными и сероцветными пелитолитами, кварц-карбонат-гематитовыми породами. Этот горизонт вмещает колчеданные руды. Надрудная осадочная толща в нижней части сложена известняками, в верхней – вулканомиктовыми брекчиями, песчаниками, кремнистыми пелитолитами и силицитами. Непосредственно над сульфидным холмом в известняках имеется гидротермокарстовый провал, заполненный гематит-карбонатными пелитолитами и обломками известняков (см. рис. 26). Толщи прорваны субгоризонтальными дайками диоритов и спессаритов, а также многочисленными субвертикальными дайками диабазов.

Главная рудная залежь, имеющая линзовидно-пластовую форму [Зайков, Масленников, 1987], была разобщена разломами, внедрениями риодацитов и более поздних диабазов, в связи с чем и приобрела вид «разбитой тарелки» [Медноколчеданные..., 1988]. Основные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит. Массивные и автохтонные брекчиевидные бедные сфалерит-халькопирит-пиритовые и пиритовые руды локализуются в центральной части сульфидного холма, а более богатые барит-борнит-халькопирит-сфалеритовые кластогенные, иногда ритмично-слоистые, располагаются на его флангах. С ними связаны разнообразные второстепенные минералы, среди которых установлены блеклая руда, галенит, гематит и редко встречающиеся халькозин, марказит, арсенопирит, энаргит, алтаит, самородное золото, магнетит.

На выклинках рудных тел среди осадков обнаружены прослои выщелоченных пиритовых песчаников и алевролитов – «грейдитов», иногда содержащих гематит. Наблюдаемое центробежное уменьшение размеров рудокластического материала подтверждает существование сульфидного холма в центральной части рудной залежи. Непосредственно под сульфидным холмом располагаются серицит-кварцевые метасоматиты. Пластообразные выклинки рудной залежи подстилаются серицит-хлорит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми породами. Текстурно-минералогические особенности и состав руд свидетельствуют об умереннокислых условиях пригидротермального гипергенеза. Обилие карбонатно-гематитовых госсанитов и умбритов в ореоле рудного тела характеризует щелочную обстановку повторно-го субмаринного гипергенеза в условиях карбонатакопления.

Таким образом, кремнисто-железистые горизонты Талганского месторождения, являющиеся наиболее крупными для уральских колчеданных месторождений, локализуются на двух уровнях в верхней части риодацитовой эффузивно-обломочной толщи.

В *нижней* (I) горизонте развиты преимущественно гематит-кварцевые породы типа джасперитов, ассоциирующие с гиалокластогенными песча-

никами кислого состава, а также с серыми и зелеными кремнистыми пелитолитами и силицитами. В плане тело джасперитов имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму при ширине 100–150 м и протяженности более 400–500 м (рис. 27).

В центральной части месторождения под сульфидной залежью в пределах горизонта по скв. 5150 была реконструирована холмообразная постройка высотой 18 м при поперечнике в плане 40–80 м [Санько, Масленников, 1988]. Гематит-кварцевые породы рудоподводящей зоны, в отличие от кварц-гематитовых пород периферии гидротермальной постройки, более окварцованы, содержат прожилки и гнезда кварца. Подстилающие породы на этом участке превращены в сульфидизированные серицит-кварцевые

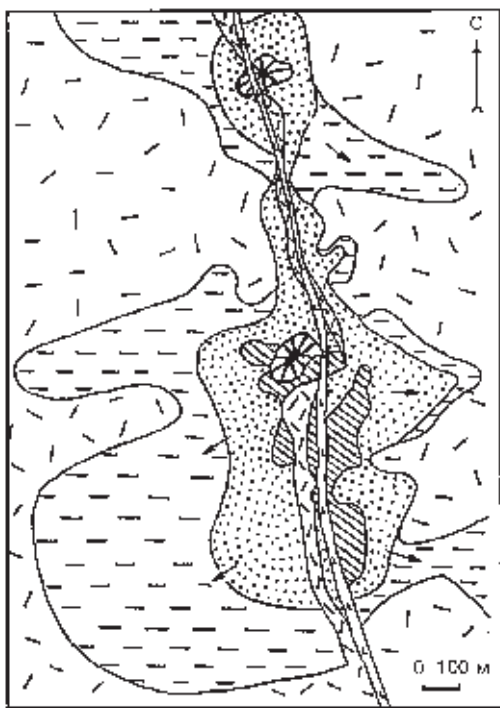


Рис. 27. Размещение кремнисто-железистых отложений первого (джасперитового) горизонта Талганского месторождения в плане (составили Л. А. Санько и автор).

1 – экструзивно-эффузивные и гиалокластитовые фации дацитового состава; 2 – местоположение гематит-кварцевых холмов; 3 – сульфидно-джасперитовые породы; 4 – джаспериты массивные; 5 – джаспериты с прослоями силицитов, пелитолитов и ксеногиалокластогенных песчаников; 6 – дайка диабазов. Стрелками показаны вектора направлений сноса гидротермально-гипергенного материала.

Fig. 27. The arrangement of siliceous-ferruginous sediments of the first (jasperite) horizon of the Talganskoye deposit in plan (after L. A. Sanko and author).

1 – extrusive-effusival and hyaloclastitic facies of dacitic composition; 2 – the location of hematite-quartz mounds; 3 – sulphide-jasperite rocks; 4 – massive jasperite; 5 – jasperites with interlayers of silicites, lutites and xenohyaloclastogene sandstones; 6 – dike of diabase. Removal vector of hydrothermal-hypergene material is shown by arrows.

метасоматиты, которые на границе с гематит-кварцевым телом почти полностью замещены пиритом. С удалением от рудоподводящей зоны пирит и серицит в подстилающих породах исчезают, появляются хлорит и гематит. Находка следов окварцованных трубчатых червей в гематит-кварцевых породах также может указывать на наличие подводящей гидротермальной зоны (рис. 28).

Факт интенсивного замещения гематит-кварцевых пород – джасперитов – пиритом, убедительно доказанный ранее А. В. Пуркиным и др. [1979], не вызывает сомнений. Сульфиды, и, прежде всего пирит, развиваются путем стягивания содержащегося в породе железа к месту сульфидного зерна с одновременным исчезновением в смежных участках первичной темно-красной окраски породы и появлением светло-розовых и даже белых, существенно кварцевых, участков. В целом сульфидизация кремнисто-железистых пород подчинена системе одиночных и штокверковых трещин, не выходящих за пределы мощности пласта. Наблюдается резкое «утыкание» субвертикальных пиритовых жил в подошву перекрывающих серицитизированных кварцевых риолитов. На флангах гидротермального поля, кроме пирита, в гематит-кварцевых породах встречается барит, что свидетельствует о смене восстановительных условий окислительными с удалением от рудоподводящего канала.

Тем не менее, наблюдаемые метасоматические выделения сплошного пирита не несут признаков, характерных для типичных вулканогенно-осадочных колчеданных руд. В частности, в метасоматических пирититах не обнаруживаются колломорфные и ритмично-слоистые текстуры. Сульфидные агрегаты не имеют признаков раскристаллизации сульфидных агрегатов с уменьшением объема, установленных П. Я. Ярошем [1973] в колчеданных рудах. На флангах гидротермальной постройки в джасперитах сохраняются микробрекчиевые микротекстуры: отдельные гематит-кварцевые глобулы и осколчатые микрофрагменты размером от 1–2 мм до 6 мм сцементированы кварцем.

С удалением от подводящей зоны, микробрекчиевые джаспериты приобретают ритмичную слоистость. Микробрекчиевые текстуры выражены в расчленении гематит-кварцевой массы на округлые глобулы и остроугольные микрофрагменты размером 0.1–6 мм, разделенные кварцевым агрегатом. Размеры микрофрагментов почти всегда крупнее в нижней части ритмов. Наблюдаются признаки, характеризующие все стадии растворения кварц-гематитовых микрофрагментов в кварце: от первоначального появления тонких жилок кварца в кварц-гематитовом агрегате до образования темных реликтов железистого вещества в кварцевой массе. Гематит-кварцевые микрофрагменты обычно имеют тонкодисперсную гематитовую кайму или серию кайм. Распределение минеральных агрегатов в них неравномер-

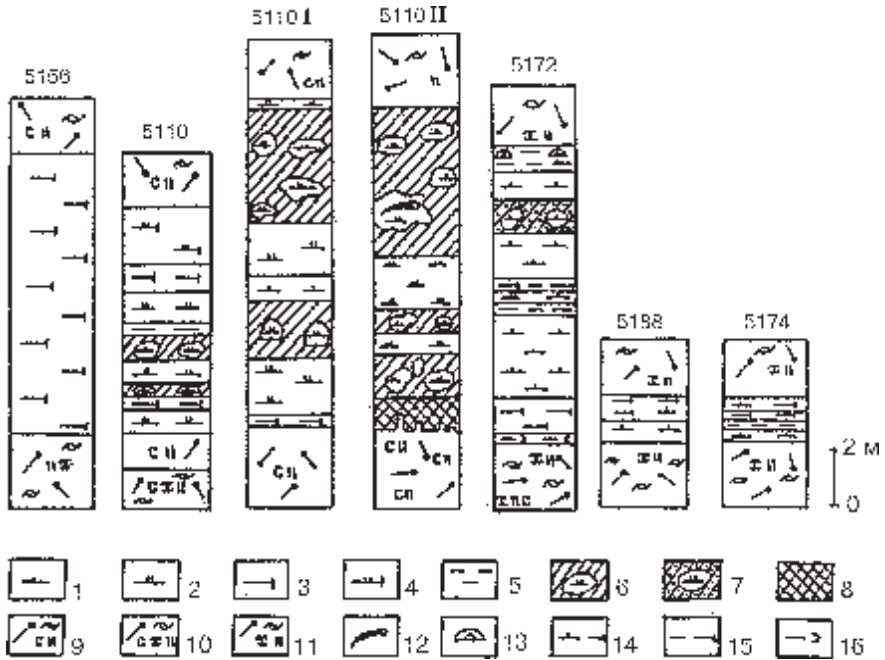


Рис. 28. Литологические колонки первого горизонта кремнисто-железистых пород по субширотному разрезу Талганского месторождения.

1 – джаспериты с гравийной и псаммитовой микробрекчиевой микротекстурой; 2 – джаспериты массивные интенсивно окварцованные маложелезистые; 3 – джаспериты струйчато-слоистые высокожелезистые; 4 – джаспериты струйчато-слоистые окварцованные маложелезистые; 5 – кремнистые пелитолиты зеленые, серые; 6 – реликтовые участки джасперитов среди массивных сульфидов; 7 – реликты джасперитов среди сульфидов, имеющих обломочную текстуру; 8–11 – метасоматиты по кварцевым риолитам: 8 – пиритовые, 9 – серицит-кварцевые, 10 – серицит-хлорит-кварцевые, 11 – хлорит-кварцевые; 12 – следы окварцованных трубчатых червей; 13 – колломорфные структуры; 14 – переслаивание пелитовых и псаммитовых джасперитов; 15 – переслаивание пелитовых джасперитов и серых, зеленых кремнистых пелитолитов; 16 – пелитолиты с примесью гиалокластиков. 5156, 5110 ... – номера скважин.

Fig. 28. The lithological columns of the first horizon of siliceous-ferruginous rocks at sublatitudinal section of the Talganskoye deposit.

1 – jasperites with gravelly and psammitic microbreccial microtexture; 2 – jasperites massive intensive silicified low-ferruginous; 3 – jasperites layered high-ferruginous; 4 – jasperites layered low-ferruginous; 5 – siliceous green, grey lutites; 6 – relict places of jasperites among sulphides with breccial texture; 7 – relicts of jasperites among sulphides, having breccial texture; 8–11 – metasomatites after quartz rhyolites: 8 – pyritic, 9 – sericite-quartz, 10 – sericite-chlorite-quartz, 11 – chlorite-quartz; 12 – imprints of silicified tubular worms; 13 – colloform structures; 14 – interbedding of pelitic and psammitic jasperites; 15 – interbedding of pelitic jasperites and grey, green siliceous lutites; 16 – lutites with admixture of hyaloclastic. 5156, 5110 ... – numbers of drill cores.

ное. В одних случаях зернистый гематит концентрируется в центральной части микрофрагментов, в других – стянут к периферии. В ряде случаев имеются убедительные доказательства метасоматического замещения гематит-кварцевым агрегатом гиалокластогенного материала кислого состава. Наряду с этим встречаются гиалокластогенные прослои, не несущие признаков замещения гематитом. Минеральный состав вышеописанных гематит-кварцевых пород прост: преобладают кварц и гематит, иногда встречаются кальцит, хлорит, барит. Это отражается на их химическом составе: SiO_2 – 70–80 %, Fe_2O_3 – 5–10 %, CaO – 1–10 %, CO_2 – 1–7.7 %. Гематит-кварцевые породы отличаются низкими содержаниями P_2O_5 (0.01–0.05 %), TiO_2 (0.00–0.02 %), Na_2O , K_2O (табл. 7 в прилож.). Низкое отношение $\text{MgO}/\text{K}_2\text{O} = 2.4\text{--}3$ является типичным для них.

Гематит-кварцевые породы хотя и соответствуют по текстурно-структурным особенностям апогиалокластитовым джасперитам, но по некоторым своим петрогеохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между типичными джасперитами и госсанитами. Прежде всего, от типичных джасперитов они отличаются значительными вариациями и повышенными содержаниями элементов, характерных для госсанитов ($n \cdot 10^{-3}$ %): Cu (5–50), Zn (10–70), Pb (0.5–20), Ag (0.015–0.3), As (7–50), Ba (20–300). В отличие от госсанитов, сульфидная минерализация, дающая повышенные содержания рудных элементов, является более поздней – «наложенной». Как и госсаниты, талганские гематит-кварцевые породы характеризуются низкими содержаниями K_2O и Na_2O . От известковистых госсанитов они отличаются пониженными содержаниями P_2O_5 (0.01–0.5 %) и РЗЭ (менее 0.03 %), а от аллохтонных хлорит-гематитовых госсанитов Молодежного месторождения – пониженными содержаниями P_2O_5 , TiO_2 , Al_2O_3 , V, Sn, W (менее 1 г/т) [Теленков, Масленников, 1995]. Все вышесказанное позволяет охарактеризованные отложения объединить в специфическую для колчеданосных гидротермальных полей группу сульфидно-джасперитовых фаций. Палеоповерхность, занятая сульфидно-джасперитовым горизонтом, получила название – Нижнеталганское палеогидротермальное поле.

Верхний горизонт (II) залегает непосредственно под известняками (см. рис. 26) и сложен своеобразными темно-пурпурно-красными кварц-гематитовыми, гематит-карбонатными и гематит-марганцевистыми породами. Мощность горизонта от 5–10 см до 1–3 м, реже – более. Кварц-карбонатно-гематитовые породы располагаются вокруг сульфидного холма, образуя в плане изометричное тело (рис. 29). Взаимоотношения этих пород с сульфидами не объясняются однозначно. А. В. Пуркин и Т. А. Денисова [1987] считают, что формирование колчеданных руд происходило по известково-железистым породам. В качестве примера приводятся признаки замещения марганцево-карбонатно-сидеритового прослоя, залегающего в основании

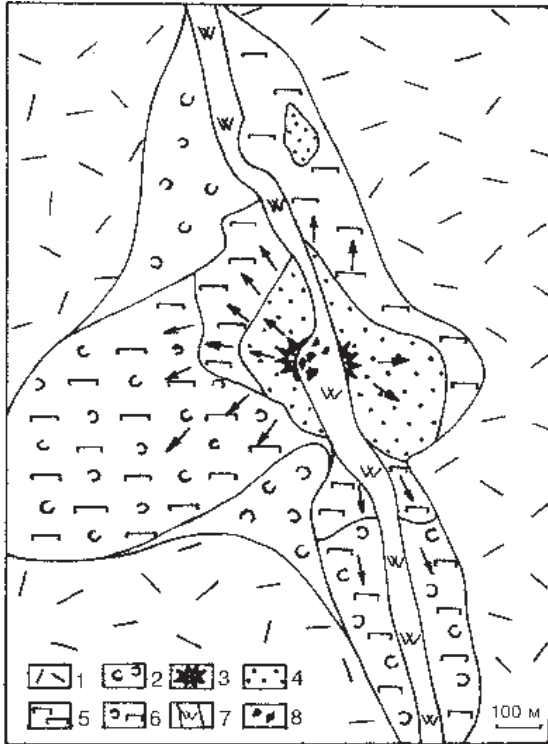


Рис. 29. Размещение кремнисто-железистых отложений второго (госсанитового) горизонта Талганского месторождения в плане.

1 – экструзивно-эффузивные фации риодацитового состава; 2 – гиалокластические фации риодацитового состава; 3 – местоположение сульфидного холма; 4 – рудокластические фации; 5 – гальмиролитические фации: госсаниты и умбриты; 6 – переслаивание госсанитов, пелитолитов, хлоритолитов, рудокластических, гиалокластических и известковых отложений; 7 – дайки риодацитов; 8 – ксенородокласты. Составлено по 220 скважинам.

Fig. 29. The arrangement of siliceous-ferruginous sediments of the second (gossanite) horizon of the Talganskoye deposit in plan.

1 – extrusive-effusional facies of rhyodacitic composition; 2 – hyaloclastic facies of rhyodacitic composition; 3 – the location of sulphide mound; 4 – oreclastic facies; 5 – halmyrolytic facies: gossanites and umbrites; 6 – interbedding of gossanites, lutites, chloritolites, ore-clastic, hyaloclastic and calcareous sediments; 7 – dikes of rhyodacites; 8 – xenoclasts. There was composed from 220 holes.

and umbrites; 6 – interbedding of gossanites, lutites, chloritolites, ore-clastic, hyaloclastic and calcareous sediments; 7 – dikes of rhyodacites; 8 – xenoclasts. There was composed from 220 holes.

сульфидных руд в скв. 5150. Однако, следует заметить, что данный исключительный случай замещения карбонатно-магнетит-гематитовой породы пиритом и сфалеритом связан с формированием придонно-метасоматической зоны субмаринного сульфидного обогащения в лежачем боку слоя кластогенных сульфидных руд. В кластогенных сульфидных прослоях можно встретить псевдоморфозы сульфидов по трубчатым червям и моховидным проблематикам, тогда как соседние надрудные слои известняков не испытали никакого замещения сульфидами. На это же указывают и сторонники метасоматического образования колчеданных руд [Пуркин, Денисова, 1987]. В связи с этим большое значение придается замещению пиритом именно железистой фазы. Не отрицая признаков такого замещения, тем не менее, следует заметить, что взаимоотношения сульфидов и гематита в надрудных сульфидно-окисно-железистых породах верхнего горизонта чаще всего обратные: тонкодисперсный гематит и кварц замещают не только карбонаты, но и кластогенные сульфиды в кровле ритмов рудных турбидитов. Оксид-

но-железистые породы при этом занимают определенное положение в латеральных и вертикальных рядах рудных фаций.

На рис. 30 показан типичный латеральный ряд рудных фаций: элювиальные кластогенные руды, залегающие в кровле сульфидного холма (колонка 5149); сульфидные гравелиты – отложения проксимальных рудных турбидитов (колонка 5172), сульфидные песчаники – отложения дистальных рудокластических турбидитов (колонка 5114); госсаниты – продукты полного окисления сульфидных взвесей. Последние, кроме того, локализируются в верхней части рудных циклитов.

В циклитах, в идеальном случае, выделяются почти все подзоны, характерные для зоны субмаринного гипергенеза сульфидных руд (сверху вниз): 1) подзона полного окисления, представленная гематитовыми, сидерит-магнетит-гематитовыми, иногда железисто-марганцовистыми породами; 2) подзона полного выщелачивания, представленная барититами со специфической субвертикальной струйчатостью и признаками замещения пирита баритом и кварцем; 3) подзона частичного кислотного выщелачивания, представленная пиритовыми песчаниками; 4) подзона сульфидного обогащения, представленная сфалеритовыми, халькопиритовыми и иногда борнитсодержащими разновидностями грубообломочных сульфидных руд. На значительном удалении от рудной залежи среди железистых пород залегают апогиалокластогенные хлоритолиты – типичные спутники субмаринного гипергенеза колчеданных руд. Закономерное положение железистых пород, особенности структуры, реликты сульфидов в них позволяют предполагать, что они относятся к особому типу известковистых госсанитов. Значительное удаление некоторых прослоев от колчеданных руд, вероятно, свидетельствует об образовании некоторых госсанитов при окислении сульфидных взвесей.

Госсаниты характеризуются вишнево-красными, пурпурно-красными и красно-коричневыми цветами; имеют массивные, брекчиевые, параллельно-слоистые, ритмично-слоистые, реже косо-слоистые текстуры; пелитоморфные и микрообломочные структуры; сложены гематитом, карбонатами, кварцем, реже содержат барит, пирит, хлорит, гидрослюда, альбит. По минеральному составу госсаниты можно подразделить на две разновидности: кварц-гематитовые известковистые и кварц-карбонатно-гематитовые. Содержания CaO для разделения этих разновидностей составляют 1–6 % и более 6 %, соответственно. Содержания Fe_2O_3 , P_2O_5 , MnO в госсанитах существенно выше, чем в нижележащих джасперитах (табл. 8 в прилож.). Среди госсанитов, при содержании в них MnO более 1 %, выделены марганцевые и марганцево-железистые разновидности, которые нами были отнесены к группе умбритов. В отличие от госсанитов, в некоторых умбритах появляются темно-серые и черные цвета, а также кавернозные и травертиноподобные текстуры. Кроме гематита и кварца, в умбритах широко представлены гаус-

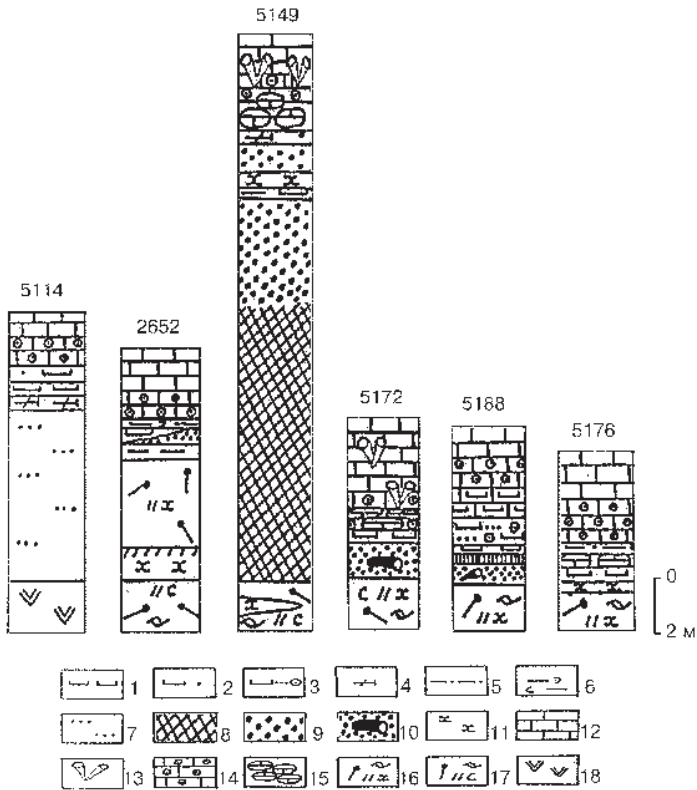


Рис. 30.
Литологические колонки второго (госсанитового) горизонта кремнисто-железистых пород по субширотному разрезу.

1 – госсаниты высокожелезистые; 2 – госсаниты пелитоморфные маложелезистые; 3 – госсаниты с карбонатной пелитопсаммитовой цементирующей массой со следами трубчатых червей и криноидей; 4 – гематит-кварцевые породы придонно-метасоматические с реликтами гиалокластиков кислого состава; 5 – кальцилиты; 6 – кремнистые пелитолиты

зеленые, серые с примесью гиалокластиков кислого состава; 7 – вулканомиктовые песчаники с обильной сульфидной вкрапленностью; 8–10 – колчеданные руды: 8 – массивные, 9 – кластогенные, 10 – кластогенные со следами оруденелых трубчатых червей, криноидей (?) и проблематичных моховидных оруденелых остатков; 11 – хлоритолиты; 12–15 – известняки: 12 – строматопорато-микритовые бафлстоуны, 13 – криноидно-микритовые бафлстоуны, 14 – криноидные калькарениты – пакстоуны и флаутстоуны, 15 – брекчиевые биомикриты; 16, 17 – метасоматиты по кварцевым риолитам: 16 – хлорит-кварцевые, 17 – серицит-кварцевые; 18 – дайка диоритов.

Fig. 30. The lithological columns of the second (gossanite) horizon of siliceous-ferruginous rocks at sublatitudinal section.

1 – gossanites high-ferruginous; 2 – gossanites pelitomorph low-ferruginous; 3 – gossanites with carbonaceous pelitic-psammitic cemented mass with imprints of tubular worms and crinoids; 4 – hematite-quartz rocks benthic-metasmatic with relics of hyaloclastic of rhyolitic and dacitic compositions; 5 – calcilitites; 6 – siliceous green, grey lutites with admixture of hyaloclastic of rhyolitic and dacitic composition; 7 – volcanic sandstones with abundant sulphide dissemination; 8–10 – sulphide ores: 8 – massive, 9 – clastogene, 10 – clastogene imprints of tubular worms, crinoids (?) and problematic mossy mineralized remains; 11 – chloritolites; 12–15 – limestones: 12 – stromatoporatic-micritic bafflestones, 13 – crinoidal-micritic bafflestones, 14 – crinoidal calcarenites – packstones and floutstones, 15 – breccial biomicrites; 16, 17 – metasomatites after quartz rhyolites: 16 – chlorite-quartz, 17 – sericite-quartz; 18 – dike of diorites.

манит, бернессит, бустамит, родохрозит, марганцовистый кальцит, иногда магнетит, хлориты. В шлифах можно наблюдать замещение карбонатного материала марганцево-гематит-кварцевыми агрегатами. Мы это объясняем растворением кальцита кислыми растворами, возникшими при окислении сульфидов. Судя по данным химических анализов, валовые содержания Mn и Fe в умбритах не остаются постоянными. Они характеризуют постепенные переходы с карбонатно-гематитовыми госсанитами. В зависимости от соотношений MnO и Fe₂O₃ и карбонатов выделяется несколько разновидностей умбритов [Теленков, Масленников, 1995].

Госсаниты и умбриты Талганского месторождения обеднены ($n \cdot 10^{-3} \%$) Cu (1–15), содержат повышенные количества Zn (10–100) и особенно Pb (5–70), Ba (30–1000 и более). Кроме госсанитов и умбритов на этом же стратиграфическом уровне иногда обнаруживаются прослой типичных джасперитов. Наибольшее их количество обнаружено в слоистой пачке, залегающей под известняками в апикальной части гематитизированного дацитового купола в 2 км к югу от Талганского месторождения. Слоистая пачка на этом участке (скв. 6108) представлена переслаиванием розовых калькаренинов – дистальных аналогов известковистых госсанитов – с гематитизированными омарганцованными гиалокластитами кислого состава. В последних угадываются «теневые» текстуры, характерные для гиалокластике. Все они содержат примесь известковистого материала. В гематитизированных гиалокластитах реликтовые фенокристаллы кварца корродированы и исчезают по мере замещения породы гематитом. Вероятно, это случай сопряженного образования апогиалокластогенных и апосульфидных отложений при широком участии известковистых буферов.

Таким образом, на Талганском колчеданном месторождении выделяются два типа палеогидротермальных полей, содержащих различные генетические типы окисдно-железистых пород – сульфидизированные джаспериты на одном, госсаниты и умбриты на другом.

Александринский рудный район расположен в центральной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги. В металлогеническом отношении он принадлежит к Учалино-Александринской зоне [Язева, 1985; Зайков и др., 1993; Тесалина и др., 1998]. Площадь района сложена вулканогенными риолит-базальтовыми и андезит-базальтовыми комплексами пород с небольшим объемом вулканогенно-осадочных и осадочных отложений. В пределах Александринского рудного района кроме Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения выделяется ряд палеогидротермальных полей – мелких месторождений (Бабарыкинское, Сабановское, Каменный Плес, Лебяжье) и многочисленных рудопроявлений, несущих стратифицированную серноколчеданную или барит-полиметаллическую минерализацию и сопровождающихся ареалами ксенолавокластогенных и окисных ме-

таллоносных отложений. Выделяется несколько зон северо-восточного простирания, трассирующихся сульфидоносными и джасперитоносными палеогидротермальными полями [Тесалина и др., 1998]. На пространстве между зонами в подрудных и надрудных толщах среди базальтов в межрядовых впадинах или вулканических равнинах локализуются преимущественно яшмы и силициты, ассоциирующие с мономиктовыми гиалокластогенными песчаниками – дистальными тефротурбидитами. Предполагается, что эти зоны фиксируют положение локальных раздвигов или рифтов [Тесалина и др., 1998]. Вместе с тем, в локализации палеогидротермальных полей угадываются и направления северо-западного простирания. Таким образом, размещение палеогидротермальных полей подчиняется правилу «ортогональной сетки», установленной для районов канадских колчеданных месторождений [Scott, 1996].

Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение располагается в южной части Александринского рудного района. Обобщение данных по геологии месторождения приводится, главным образом, в публикациях Р. Г. Язевой [1967], О. С. Теленкова и В. В. Масленникова [1995], С. Г. Тесалиной и др. [1994, 1998].

В районе месторождения в разрезе карамалыташского комплекса выделяются три толщи (снизу вверх): 1) базальтовая подрудная, мощностью более 100 м; 2) риодацитовая мелкопорфировая рудовмещающая, мощностью 100–200 м; 3) базальт-риолитовая порфировая надрудная, мощностью 100 м. Рудоносный карамалыташский комплекс перекрывается известняками, роговообманково-плагиоклазовыми андезитами, андезидацитами, пироксеновыми андезибазальтами и флишоидными отложениями смешанного состава. В рудовмещающей толще широко распространены серицит-кварцевые метасоматиты. В подрудной части залежи наблюдается ореол прожилково-вкрапленных руд, быстро исчезающий с глубиной. В надрудной толще породы эпидотизированы, иллитизированы, частично хлоритизированы или гематитизированы.

Месторождение залегает в линейной вулканотектонической зоне северо-восточного простирания, трассируемой колчеданными телами, ареалами сульфидной минерализации и гидротермальных изменений, окисными металлоносными отложениями, а также дацитовыми и риолитовыми ксенокластолавами, ксенокластокластитами, содержащими ксенокласты колчеданных руд и гематит-кварцевых пород. Эти фации контролируют положение контуров палеогидротермального поля (рис. 31, 32). Все 23 известных рудных тела расположены в пределах небольшой депрессии, заполненной эффузивными и вулканогенно-осадочными породами и колчеданными рудами. Основное промышленное значение имеет Главная рудная залежь. С севера она ограничена разломом, с юга – синвулканическими уступами,

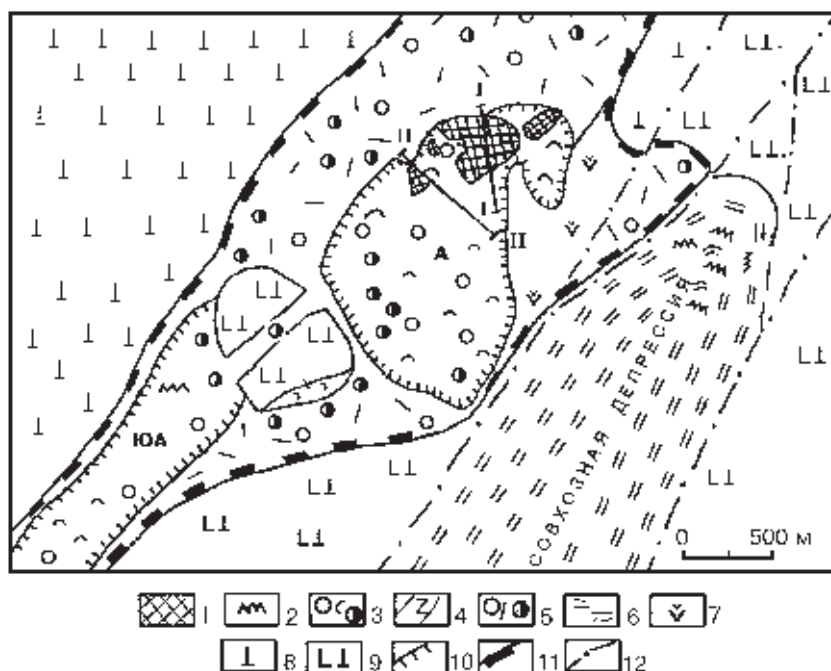


Рис. 31. Седиментологическая схема-проекция палеогидротермальных полей Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения (А) и Южно-Александринского участка (ЮА) (составили В. В. Масленников и С. Г. Тесалина).

1 – колчеданные залежи (проекции); 2 – сульфидные отложения проблематичного генезиса; 3 – госсаниты кварц-сидерит-гематитовые и гематит-кремнистые с примесью ксеногипокластогенного материала; 4 – джаспериты гематит-кварцевые; 5 – рудоносные риолиты и дациты с ксенокластами колчеданных руд и гематит-кварцевых пород, базальтов и гидротермальных метасоматитов; 6 – яшмы, силициты; 7 – андезиты субвулканические; 8 – дациты нерудоносные; 9 – риолит-базальтовые вулканиты, почти не содержащие вулканогенно-осадочные отложения; 10 – границы палеогидротермальных полей; 11 – границы колчеданозонной зоны; 12 – разломы. I-I, II-II – линии геологических разрезов.

Fig. 31. Sedimentological scheme-projection of paleohydrothermal fields of Alexandrinskoye massive copper-sulphide deposit (A) and Uzhno-Alexandrinskoye part (ЮА) (after V. V. Maslennikov and S. G. Tesalina).

1 – massive sulphide deposits projections; 2 – sulphide bodies of problematic genesis; 3 – gossanites quartz-siderite-hematite and hematite-siliceous with admixture of xenohyaloclastogene materials; 4 – jasperites hematite-quartz; 5 – ore-bearing rhyolites and dacites with xenoclasts of massive sulphide ores and hematite-quartz rocks, basalts and hydrothermal metasomatites; 6 – jaspers, silicites; 7 – andesites subvolcanic; 8 – dacites without ore; 9 – rhyolite-basaltic volcanites almost without volcanosedimentary deposits; 10 – boundaries of paleohydrothermal fields; 11 – boundaries of ore-bearing zone; 12 – faults. I-I, II-II – lines of geological sections.

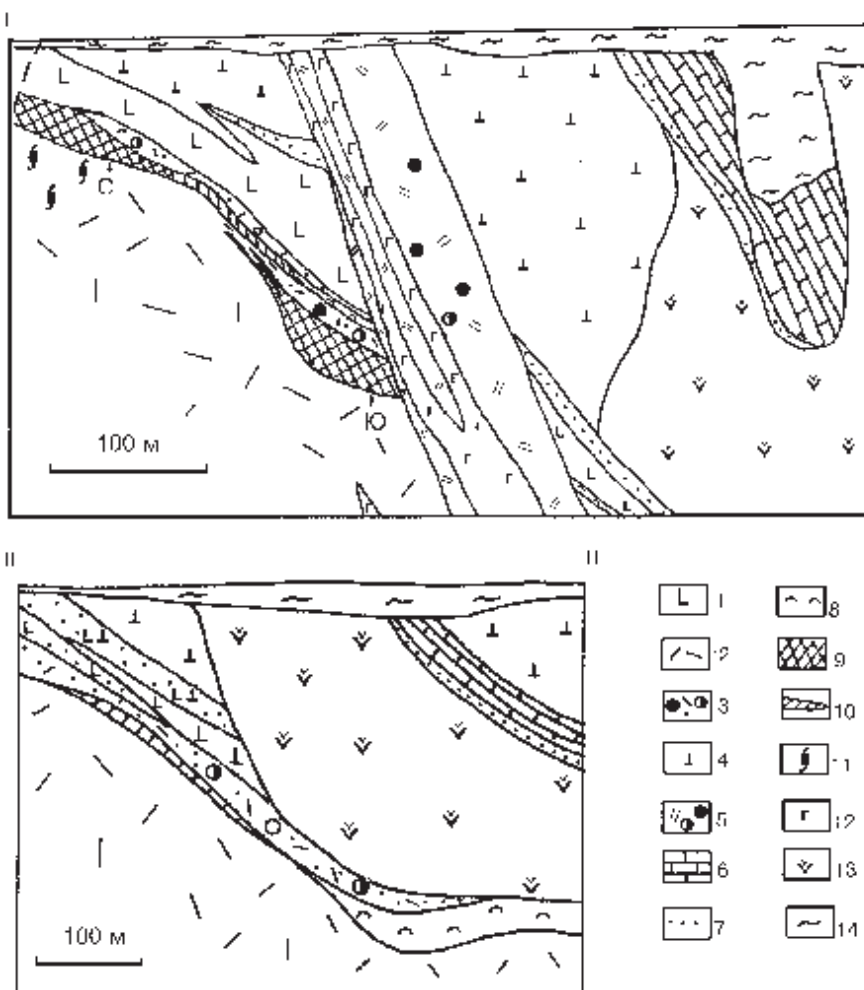


Рис. 32. Геологические разрезы Александринского месторождения по линиям I-I и II-II (см. рис. 31).

1 – базальты и их лавокластиты; 2 – риолиты и дациты подрудные; 3 – ксенокластолавы, ксенолавокластиты и их тефроиды рудовмещающие; 4 – дациты надрудные; 5 – дациты субвулканические с ксенолитами колчеданных руд и гематит-кварцевых пород; 6 – известняки; 7 – вулканомиктовые отложения смешанного состава; 8 – гематитовые госсаниты и гематит-содержащие гиалокластиты; 9 – колчеданные руды массивные и брекчиевидные с реликтами палеогидротермальных каналов; 10 – колчеданные руды слоистые; 11 – штокверковая сульфидная зона; 12 – дайки диабазов; 13 – андезиты субвулканические; 14 – рыхлые отложения.

более поздними дайками дацитов, диабазов и силлоподобным телом роговообманково-плаггиоклазовых андезитов. Главная рудная залежь месторождения условно разделяется на три рудных тела – Южное, Восточное и, наиболее изученное, Северное.

В северной части Северного рудного тела установлены реликты разрушенной придонной гидротермальной постройки (рис. 33), сложенной богатыми пирит-халькопиритовыми и сфалеритовыми массивными и пятнистыми рудами. В рудах обнаруживаются многочисленные друзовые полости и жилы, инкрустированные сфалеритом, халькопиритом и кальцитом. Эти же жилы образуют подрудную штокверковую зону. В лежащем боку постройки среди сфалеритовых руд сохранились реликты многочисленных пирит-халькопиритовых и халькопирит-сфалеритовых палеогидротермальных труб, залегающих *in situ*. Диаметр труб колеблется от 1 до 16 см. Второстепенными минералами труб являются цинковистый теннантит, галенит, кальцит, иногда борнит. В осевой части некоторых труб кристаллы сфалерита содержат мелкие включения самородного золота и гессита.

Сульфидная постройка служила источником рудокластического материала, который слагает более 90 % объема руд. Основной объем песчаной сульфидной фракции поступал при растрескивании, растворении и рассыпании массивных колчеданных руд и крупных рудокластов. Механизм разрушения вероятно во многом обязан придонному кислотному выщелачиванию колчеданных руд [Constantinou, 1976; Масленников, Зайков, 1991].

Главный грубообломочный рудокластический поток заполнил небольшой субмеридиональный желоб (см. рис. 33). Периферический рудокластический «веер» образовал западную и восточную части рудного тела, сложенные мелкообломочными проксимальными (грейдитами) и дистальными (ритмитами) рудными турбидитами. В большинстве ритмов наблюдаются прямая градация рудокластического материала, механоглифы в подошве, признаки оползания и переотложения. Количество сульфидных слоев возрастает с удалением от сульфидной постройки от 2–3 до 10–16 и более, мощность их падает от 3–4 м до 1 см. Направление сноса рудокластического обломочного материала совпадает с направлением переноса вулканоклас-



Fig. 32. Geological sections of Alexandrinskoye deposit at I–I and II–II lines (see fig. 31).

1 – basalts and their lavoclastites; 2 – sub-ore rhyolites and dacites; 3 – xenoclastolavas, xenolavoclastites and their tephroids ore-hosting; 4 – supra-ore dacites; 5 – dacites subvolcanic with xenolites of massive sulphide ores and hematite-quartz rocks; 6 – limestones; 7 – volcanoclastic sediments of mixed composition; 8 – hematite gossanites and hematite-bearing hyaloclastites; 9 – massive sulphide ores massive and brecciform with relics of paleohydrothermal channels; 10 – massive sulphide ores layered; 11 – stockwork sulphide zone; 12 – dike of diabases; 13 – andesites subvolcanic; 14 – loose sediments.

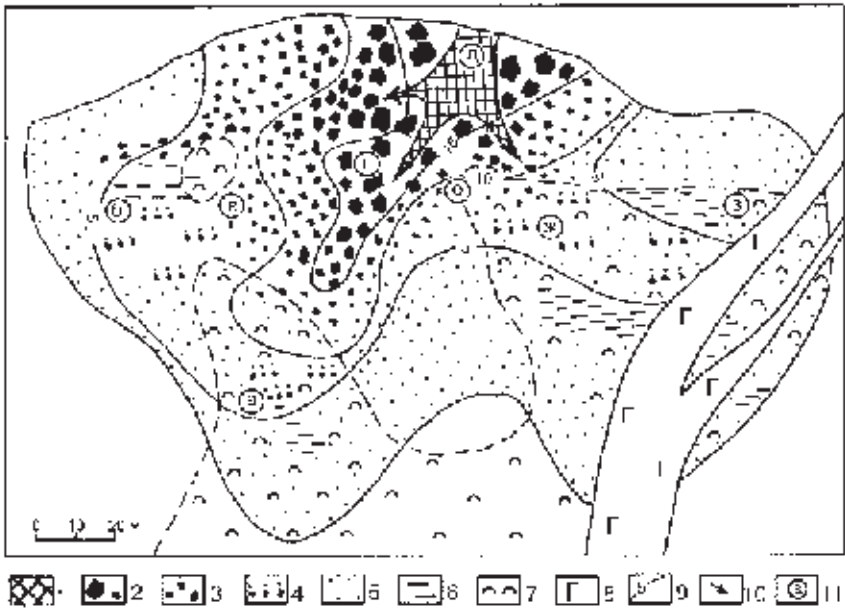


Рис. 33. Реконструкция Северного рудного тела Александринского месторождения.

1 – положение реликтового сульфидного холма; 2–6 – рудокластические фации: 2 – элювиально-коллювиальные, 3 – коллювиальные и флюксотурбидитовые, 4 – проксимальных турбидитов, 5 – псаммитовых массивных турбидитов, 6 – дистальных турбидитов (ритмифитов); 7 – госсаниты; 8 – диабазы; 9 – изопохиты рудного тела в метрах; 10 – главные направления сноса рудокластического материала; 11 – позиция типовых литологических колонок по скважинам (к рис. 34): а – 5978, б – 5972, в – 5967, г – 5968, д – 5960, е – 5969, ж – 5945, з – 5943.

Fig. 33. Reconstruction of Severnoye ore body in Alexandrinskoye deposit.

1 – position of relict sulphide mound; 2–6 – oreclastic facies: 2 – eluvial-colluvial, 3 – colluvial and fluxoturbiditic, 4 – of proximal turbidites, 5 – of psammitic massive turbidites, 6 – of distal turbidites (rhythmites); 7 – gossanite; 8 – diabases; 9 – isopachs of ore body in metres; 10 – main directions of oreclastic materials removal; 11 – position of typical lithological columns at drill holes (for fig. 34): а – 5978, б – 5972, в – 5967, г – 5968, д – 5960, е – 5969, ж – 5945, з – 5943.

тических турбидных потоков, что указывает на наличие первоначального палеосклона на этом участке рудного поля (рис. 34).

Признаки повторного гальмиролиза в идеальном случае фиксируются сменой в циклите (сверху вниз) гематитовой зоны полного окисления пиритовой зоной выщелачивания и, затем, халькопиритовой или борнитовой зоной обогащения [*Тесалина и др.*, 1994].

Руды в значительной степени переработанные в стадию повторного гальмиролиза характеризуются чередованием богатых сфалеритовых, халькопиритовых, борнитовых и баритовых слоев. К второстепенным минера-

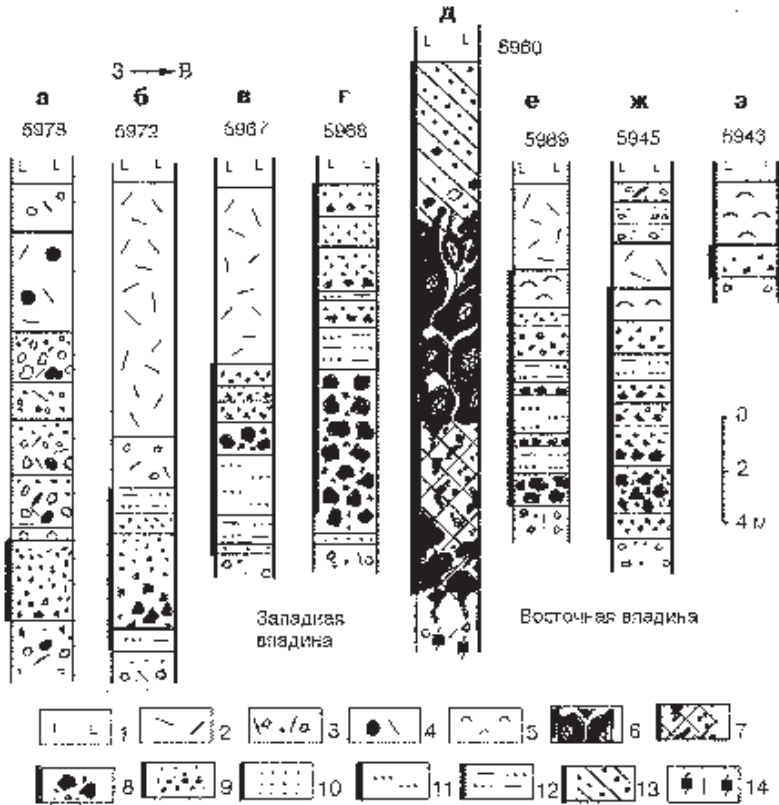


Рис. 34. Литологические колонки по Северному рудному телу Александринского месторождения.

1 – базальты и их лавокластиты; 2 – риолиты и дациты; 3 – лавокластиты кислого состава; 4 – дациты с рудокластами; 5 – госсаниты; 6 – массивные и брекчиевидные (элювий) халькопирит-пиритовые руды с реликтами рудоподводящих каналов; 7 – халькопирит-сфалеритовые пятнистые руды с реликтами рудоподводящих каналов; 8–12 – сфалерит-халькопирит-пиритовые рудокластиты, иногда с вкрапленностью борнита: 8 – элювиально-коллювиальные, 9 – проксимальные турбидиты, 10 – сульфидные песчаники массивные, 11 – то же, но грубо-слоистые, 12 – дистальные турбидиты; 13 – барититы с реликтами сульфидных песчаников; 14 – сульфидный штокверк.

Fig. 34. Lithological columns at Severnoye ore body of Alexandrinskoye deposit.

1 – basalts and their lavoclastites; 2 – rhyolites and dacites; 3 – lavoclastites of acidic composition; 4 – dacites with oreclasts; 5 – gossanites; 6 – massive and brecciform (eluvium) chalcopyrite-pyrite ores with relics of ore-feeder zones; 7 – chalcopyrite-sphalerite spotted ores with relics of ore-feeder zones; 8–12 – sphalerite-chalcopyrite-pyrite oreclastites, sometimes with disseminations of bornite: 8 – eluvial-colluvial, 9 – proximal turbidites, 10 – sulphide sandstones massive, 11 – the same, but coarse-layered, 12 – distal turbidites; 13 – baritites with relics of sulphide sandstones; 14 – stockwork sulphide zone.

лам относятся галенит, теннантит, халькозин, ковеллин, клейофан; относительно редкими, но типичными являются штрмейерит, реньерит, ковеллин, халькозин, энаргит, станнин и самородное золото [Тесалина и др., 1998]. Рудно-фациальные и минералогические особенности руд указывают на сходство Северного рудного тела с кластогенными залежами, описанными ранее для типа «куроко» [Кадзивара, 1973].

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы отражают специфические геотектонические и гидротермально-супергенные условия. Специфика геотектонических условий заключается, очевидно, в сопряженном проявлении осадконакопления и глубоких локальных раздвигов, которые приводили к формированию крупноглыбовых эдафогенных брекчий, а в условиях эффузивных извержений – к появлению ксенокластолав и ксенолавокластогенных отложений дацитового состава. Первые характеризуются обилием обломков полулитифицированных вулканогенно-осадочных пород, а вторые содержат ксеногенные обломки базальтов, плагиоклаз-кварцевых риолитов, афировых окварцованных андезидацитов, гематит-кварцевых пород (джасперитов) и сульфидных руд. Иногда встречаются единичные прослои розовых и зеленовато-серых аргиллитов, придонно-метасоматических доломитолитов, хлоритолитов и сульфидолитов, сульфидных алевролитов и песчаников и кварц-сидерит-гематитовых продуктов субмаринного окисления колчеданных руд (госсанитов). Максимальные мощности надрудных осадков обычно совпадают с максимальными мощностями рудной залежи, увеличиваясь, тем не менее, к южной выклинке рудоносного горизонта по мере выклинивания ксенокластолавовых фаций.

В рудоносном горизонте выделяются гематитсодержащие пелитолиты и барититы, а также карбонат-кварц-гематитовые и карбонат-гематит-хлорит-кварцевые отложения, образующие околорудный ареал в южной части палеогидротермального поля. Высокожелезистые оксидные отложения содержат реликты как сульфидного, так и гиалокластогенного материала. Гиалокластогенный материал, как правило, подвергался интенсивной карбонатизации и гематитизации. Оксидно-железистые породы характеризуются широкими вариациями P_2O_5 (0.1–0.7 %) и типичных химических элементов колчеданных руд ($n \cdot 10^{-3}\%$): Cu (2–100), Zn (20–200), Pb (1–100), Ag (0.3–5), Ba (30–300), As (5–70), характерных для госсанитов – продуктов субмаринного окисления сульфидов [Теленков, Масленников, 1995]. Диагенетическая карбонатизация гиалокластогенного материала в ряде случаев привела к образованию придонно-метасоматических доломитолитов, широко распространенных на восточном фланге палеогидротермального поля. Часть гиалокластогенного материала превращена в стратифицированные хлоритолиты. Хлоритолиты и доломитолиты – типичные представители околорудных отложений на колчеданных месторождениях алтайского типа [Авдонин, 1994].

На предполагаемом южном продолжении Западно-Магнитогорской дуги в **Теренсайском** рудном районе известными являются свинецсодержащие медно-цинково-колчеданные месторождения *Джусинское* и *Барсучий Лог* и *Акжарская группа* рудопроявлений. Месторождения приурочены к горизонтам вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, залегающих среди базальтовых толщ.

Особенностью этих месторождений является лентообразная форма многоэтажно расположенных рудных тел (см. рис. 25 ж), обилие полосчатых текстур руд, присутствие в сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах обильных блеклых руд и галенита и, наконец, повышенные содержания благородных металлов [*Черкасов и др.*, 1988]. Очень редко встречаются магнетит, борнит, молибденит, алтаит(?), арсенопирит и самородное золото. Массивные и брекчиевидные текстуры руд имеют резко подчиненное значение. Реликты колломорфных текстур встречаются крайне редко. Рудные тела могут быть интерпретированы как продукты сильного разрушения и переотложения придонных гидротермальных сульфидных построек. Околорудные отложения превращены в кварциты и серицитолиты. Особенностью Акжарских рудопроявлений является присутствие в рудоносном горизонте гиалокластогенного материала базальтового состава и хлоритолит-магнетитовых ритмитов [*Рыкус*, 1992].

1.6. Орско-Домбаровский задуговой бассейн

Орско-Домбаровский район приурочен к области сочленения двух мегаструктур – Восточно-Магнитогорской зоны и Восточно-Уральского поднятия. В последние годы геологические и петрологические данные свидетельствуют о формировании Домбаровской палеовулканической зоны в рифтоподобной структуре, заложенной на сиалическом основании. Магматизм в этой структуре эволюционировал от континентального рифтогенного до островодужного [*Вулканизм...*, 1992]. Трогообразная структура заполнена девонскими базальтовыми, риодацит-базальтовыми и базальт-андезит-дацит-риолитовыми комплексами, залегающими на отложениях кремнисто-терригенно-трахибазальтовой формации и перекрытых вулканогенно-осадочными отложениями и туфами низов андезито-базальтовой формации (D_2ef). В основании разреза преобладают графитсодержащие тонкослоистые микрокварциты и метаморфизованные сланцы, образовавшиеся по глинистым, кремнисто-глинистым и углисто-глинистым осадкам. С вулканитами базальтового комплекса ассоциируют гиалокластиты, кремнистые осадки и иногда джаспериты. В андезито-базальтовых комплексах широко представлены вулканокластические отложения, состоящие из переслаивающихся лавокластитов, гиалокластогенных песчаников и серо-зеленых кремнис-

тых пелитолитов. В целом, наблюдается смена терригенных режимов осадконакопления хроногенными гемипелагическими и затем флишоидными в обширных межгорных депрессиях.

В **Домбаровском** районе обнаружено несколько колчеданных месторождений. Летнее, Осеннее и Левобережное месторождения относятся к домбаровскому типу [*Медноколчеданные...*, 1988]. Месторождение Зимнее отнесено к типу «бесси» [*Хан, Хан, 1991*]. Особое место занимает Весеннее месторождение, ассоциирующее с кислыми вулканитами.

Летнее месторождение, залегающее среди базальтов, приурочено к щитовому вулкану линейного типа [*Рыкус, 1992*], осложненному рифтоподобной Чиликтинской линейной депрессией или кальдерой, которая при ширине 2 км вытянута в северо-западном направлении не менее, чем на 4 км. Переслаивание базальтов с восемью рудными телами и осадками свидетельствует о циклическом режиме вулканизма и рудоотложения.

Рудные залежи имеют форму пластов, наследующих неровности палеорельефа днища кальдеры. Массивные и брекчиевидные маггемит-магнетитовые и магнетит-пиритовые руды залегают в основании рудных тел. В зонах рудоподводящих каналов наблюдается брекчирование маггемит-магнетитовых руд и замещение их пиритом. Вверх по разрезу появляются линзовидно-полосчатые слоистые сфалерит-халькопирит-магнетит-пиритовые и далее массивные сфалерит-халькопирит-пиритовые руды. В рудах преобладают кристаллическизернистые структуры пирита и встречаются лишь редкие реликты его колломорфных образований. Второстепенные и редкие минералы руд представлены халькозином, ковеллином, борнитом, галенитом, галенит-клаусталитом, пирротинном, макинавитом и кубанитом [*Лядский и др., 1988*].

В каждом типе руд наблюдаются тонкие прослои окварцованных пелитолитов и силицитов и их фрагменты. Значительное место занимают пирит-магнетитовые ритмиты и слои хлоритолитов [*Злотник-Хоткевич, 1984*]. В слоистых рудах видны мягкие оползневые деформации, свидетельствующие об илистом состоянии рудного осадка в период его накопления. Взаимоотношения магнетита и сульфидов свидетельствуют о ритмично-синхронном их отложении [*Злотник-Хоткевич, 1989*].

В рудовмещающей толще выявлены проблематичные «эксплозивные брекчии», состоящие из обломков диабазов, базальтов, габбро-диабазов и офитовых габбро. Наибольшей мощности (до 150 м) горизонт брекчий достигает на северо-восточном фланге месторождения. По составу обломков эти породы напоминают эдафогенные брекчии, формирующиеся вблизи аномального склона рифта в районе колчеданоносного гидротермального поля ТАГ Срединно-Атлантического хребта [*Зоненшайн, Кузьмин, 1993*].

Рудные тела *Осеннего* месторождения залегают в верхней части покрова подушечных лав базальтового состава в пределах прерывистой риолит-базальтовой толщи. Рудовмещающая толща перекрывается мощным вулканогенно-осадочным горизонтом существенно серых, фиолетовых и сургучно-красных кремнистых пород (фтаниты, лидиты, яшмоиды), перемежающихся с базальтовыми потоками. Насчитывается несколько линзовидных, блюдцеобразных и пластовых рудных тел. Рудные залежи расчленены на части многочисленными субвулканическими телами риолитового состава, содержащими ксенолиты минерализованных базальтов. На месторождении выделяется три типа руд: пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые и пирротин-магнетит-халькопирит-пиритовые. Большую часть руды слагают неравномерно-зернистые сфалерит-халькопирит-пиритовые руды, характеризующиеся массивными, брекчиевидно-пятнистыми и линзовидно-полосчатыми текстурами. Наблюдаются признаки «гипогенного» выщелачивания серно-колчеданных руд [Потапенко, 1979]. По данным С. Т. Агеевой акцессорные минералы руд представлены кубанитом, валлериитом, арсенопиритом, бертьеритом, миллеритом, линнеитом, хромитом, галенитом, блеклыми рудами и гематитом. С колчеданными рудами ассоциируют тонкослоистые магнетитовые металлоносные отложения. В магнетитовых ритмах наблюдается сортировка магнетитовых зерен по крупности. В надрудной кремнистой толще отмечается ленточное чередование прослоев силицитов, кремнисто-хлоритовых, кремнисто-магнетитовых пород и послойной пиритовой минерализации.

Рудовмещающий горизонт *Весеннего* медно-цинково-колчеданного месторождения сложен контактово-метаморфизованными вулканитами кислого состава, залегающими среди толщи подушечных базальтов. Главное рудное тело, представляющее собой по форме комбинацию двояковыпуклой линзы и пласта, может реконструироваться как сульфидный холм. Отмечается цинковая специализация руд по сравнению с рудами других колчеданных месторождений Домбаровского района. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные – пирротин, арсенопирит, марказит, теннантит; редкие – магнетит, молибденит [Сопко и др., 1975].

Зимнее колчеданное месторождение расположено в 12 км севернее Летнего месторождения и залегает на более высоком (третьем снизу) литолого-стратиграфическом уровне, представленном кукбуктинской толщей (D_2 ef-gv kb) [Хан, 1991]. В этой толще, как и в киембаевской, распространена серия параллельных даек диабазов и габбро-диабазов, характерная для зон спрединга. Граница между киембаевской и кукбуктинской толщами проводится по подошве горизонта, сложенного туфопесчаниками, углисто-кремнистыми и кремнистыми пелитолитами.

Рис. 35. Размещение госсанитов и кремнисто-сульфидных руд палеогидротермального поля Зимнего колчеданного месторождения (составил В. В. Масленников с использованием материалов И. С. Хана).

1 – базальты, диабазы (а); то же, с прослоями гиалокластогенных песчаников (б); 2 – углеродистые хлорит-кварцевые пелитолиты; 3 – слоистые гиалокластогенные песчаники основного состава с вкрапленностью магнетита; 4 – переслаивание гиалокластогенных песчаников основного состава с хлорит-магнетитовыми госсанитами, магнетит- и пиритсодержащими кремнистыми пелитолитами; 5 – сульфидно-кремнистые руды; 6 – андезибазальты, их лавокластитовые тейфroidы, кремнистые пелитолиты; 7 – предполагаемое положение тектонических уступов рифтогенного полуграбена; 8 – предполагаемые границы фациального контура палеогидротермального поля. А-А' – геологический разрез на рис. 36.

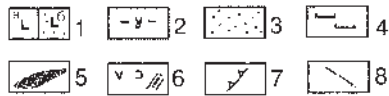
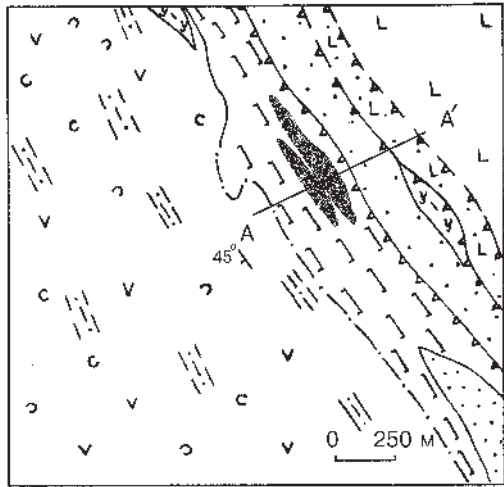


Fig. 35. The arrangement of gossanites and siliceous-sulphide ores of paleohydrothermal field from the Zimney massive sulphide deposit. (after V. V. Maslennikov with using materials of I. S. Khan).

1 – basalts, diabases (a); the same, with interlayers of hyaloclastogene sandstones (б); 2 – carbonaceous chlorite-quartz lutites; 3 – layered hyaloclastogene sandstones of basaltic composition with disseminations of magnetite; 4 – interbedding of hyaloclastogene sandstones of basaltic composition with chlorite-magnetite gossanites, magnetite- and pyrite-bearing siliceous lutites; 5 – sulphide-siliceous ores; 6 – andesibasalts, their lavoclastic tephroides, siliceous lutites; 7 – supposed position of tectonic scarps of riftogenic semigraben; 8 – supposed boundaries of facial outlines of palaeohydrothermal fields. А-А' – geological section in fig. 36.

Рудная залежь локализуется в линейной депрессии северо-западного простирания, протягивающейся вдоль северо-восточного борта рифтогенного полуграбена (рис. 35). Подрудная толща состоит из чередования силло-потоков афировых и плагиоклазовых базальтов с гиалокластогенными песчаниками и кремнистыми пелитолитами, преимущественно основного состава. Кремнистые пелитолиты (туффиты) иногда несут обильную вкрапленную пирротиновую минерализацию.

Среди базальтов, залегающих непосредственно под рудной залежью, встречаются многочисленные прослои хлорит-магнетитовых пород. Это ука-

зывает на проявление гидротермальной деятельности до начала отложения основных объемов сульфидных руд месторождения.

Рудовмещающая толща сложена, в основном, вулканогенно-осадочными образованиями, представленными пирит-кремнистыми пелитолитами (кварцитами), гиалокластогенными песчаниками основного состава, многочисленными прослоями кремнисто-магнетитовых, хлорит-магнетитовых сульфидных песчаников и апопелитовых микрокварцитов. Надрудная толща на участке месторождения представлена псефитовыми гиалокластитами и гиалокластогенными песчаниками основного состава, переслаивающимися с кремнистыми пелитолитами (туффитами). Среди черного гиалокластогенного материала основного состава нередко присутствуют ксеногенные литические обломки белых афировых дацитов, что позволяет отнести осадки к группе ксеногиалокластогенных. В кремнистых пелитолитах в нижней части надрудной толщи встречается незначительная магнетитовая минерализация, которая исчезает постепенно вверх по разрезу.

В разрезе рудная залежь не имеет четких границ: наблюдается циклическое переслаивание пластов массивных полосчатых и густовкрапленных полосчатых медноколчеданных и кремнисто-серноколчеданных руд (рис. 36, 37). С удалением от центра мощность циклитов уменьшается от 5–10 м до нескольких мм.

Кроме пирита, в слоистых рудах встречаются пирротин, магнетит, халькопирит, сфалерит, изредка гематит, ковеллин, халькозин, гессит, германит, энаргит, галенит и самородное золото, то есть минералы, характерные для рудокластитов, преобразованных в стадию повторного гальмиролиза [Масленников, 1997].

Висячем боку и на выклинках рудной залежи пиритовые песчаники переслаиваются с магнетитовыми, гематит-магнетит-кварцевыми, хлоритовыми, тальковыми, тальк-хлоритовыми породами и гиалокластогенными песчаниками основного состава.

Верхняя часть рудоносной толщи состоит из ритмичного переслаивания гиалокластогенных песчаников, апогиалокластогенных хлоритолитов, кластогенных сульфидных прослоев, апопелитовых кварцитов и хлорит-магнетитовых отложений. Количество магнетита, как правило, плавно увеличивается к верхней части каждого циклита, с почти полным замещением сульфидов тонкозернистым тонкослоистым кварц-хлорит-магнетитовым агрегатом. В основании каждого из сульфидных циклитов наблюдаются специфические механоглифы, типичные для рудных турбидитов, и это иногда может служить единственным отличием подобных регенерированных или метаморфизованных грейдитов от гидротермально-осадочных, придонно-метасоматических или осадочно-диагенетических сульфидных прослоев. Магнетитовые слои нередко содержат повышенные содержания

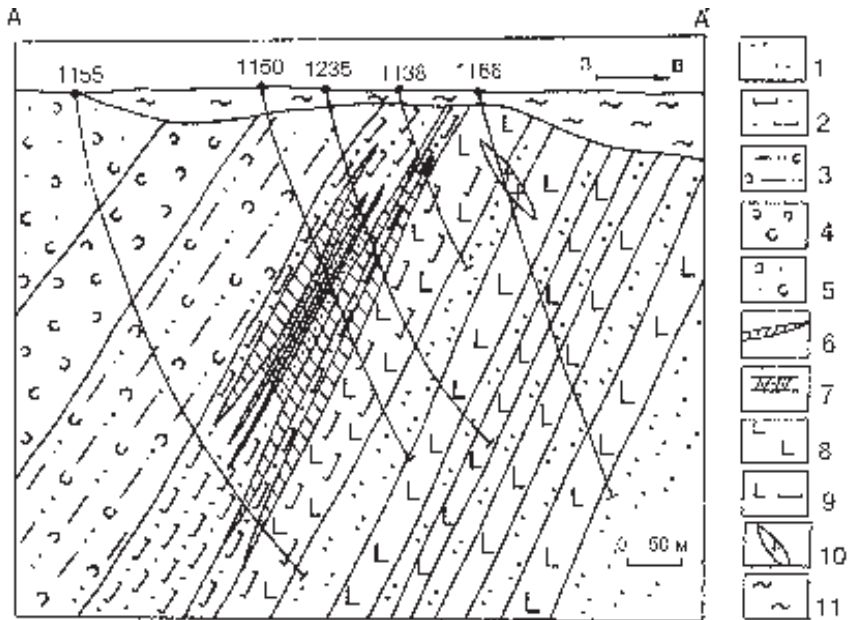


Рис. 36. Геологический разрез Зимнего колчеданного месторождения (составил В. В. Масленников с использованием данных И. С. Хана и Г. Н. Хан).

1 – переслаивание гиалокластогенных песчаников и пелитолитов основного состава подрудной толщи, содержащих рассеянную пирротиновую минерализацию; 2 – переслаивание гиалокластогенных песчаников основного состава с хлорит-магнетитовыми госсанитами, магнетит- и пиритсодержащими кремнистыми пелитолитами; 3 – ритмичное переслаивание кремнистых пелитолитов, ксеногиалокластогенных песчаников и ксеногиалокластитов основного состава; 4 – ксеногиалокластиты основного состава псефитовые и агломератовые; 5 – то же, но с прослоями песчаников того же состава; 6 – густовкрапленные, почти сплошные слоистые колчеданные руды; 7 – сульфидно-кварцитовые ритмиты; 8 – базальты афировые и плагиопорфировые; 9 – переслаивание базальтов и хлорит-магнетитовых пород; 10 – дайка диабазов; 11 – рыхлые отложения.

Fig. 36. The geological section of the Zimney massive sulphide deposit (after V. V. Maslennikov with using materials of I. S. Khan and G. N. Khan).

1 – interbedding of hyaloclastogene sandstones and lutites of basaltic composition of sub-ore strata, including dispersed pyrrhotitic mineralization; 2 – interbedding of hyaloclastogene sandstones of basaltic composition with chlorite-magnetitic gossanites, magnetite – and pyrite-bearing siliceous lutites; 3 – rhythmic interbedding of siliceous lutites, xenohyaloclastogene sandstones and xenohyaloclastites of basaltic composition; 4 – xenohyaloclastites of basaltic composition psephitic and agglomeratic; 5 – the same, but with interlayers of sandstones of the same composition; 6 – densely disseminated, almost compact massive and layered sulphide ores; 7 – sulphide-quartzitic rhythmities; 8 – basalts aphyric plagioporphyrific; 9 – interbedding of basalts and chlorite-magnetite rocks; 10 – dike of diabases; 11 – loose sediments.

P_2O_5 (0.3–0.9 %), элементов Cu (100–600), Zn (10–40), Pb (0.6–8), Mo (0.6–5), As (до 10), Ag (0.008–0.8) и поэтому могут рассматриваться как минеральная разновидность аллохтонных госсанитов – продуктов субмаринного окисления сульфидов [Теленков, Масленников, 1995].

Гиалокластогенные песчаники, ассоциирующие с сульфидными прослоями, почти полностью превращены в талькосодержащие хлоритолиты. Среди хлоритолитов иногда встречаются прослой окварцованных пелитолитов и силицитов, несущих реликтовую сульфидную минерализацию. На других участках гиалокластогенные песчаники менее хлоритизированы, содержат плагиоклазы и гидрослюдистую составляющую. Количество альбита и гидрослюды несколько возрастает в пелитовых туффитах. Подобные альбит-гидрослюдисто-хлоритовые ассоциации типичны для осадков, распространенных за пределами колчеданосных палеогидротермальных полей.

Хлоритолит-магнетитовые ритмы локализуются на нескольких литолого-стратиграфических уровнях слоистой пачки, фациально сменяя сульфидные ритмы. Относительно чистые хлоритовые и тальковые породы встречаются только среди металлоносных отложений. С удалением от месторождения они исчезают. В скважине 1155 (см. рис. 37), значительно удаленной от зоны основного сульфидоотложения, рудоносная слоистая пачка представлена, главным образом, гиалокластогенными песчаниками, содержащими прослой магнетитовых госсанитов и магнетитосодержащих кремнистых пелитолитов. Сульфидные прослой, окварцованные пиритсодержащие силициты и пелитолиты, хлоритолиты и тальколиты встречаются лишь в нижней части рудоносной толщи. Чистые тальколиты образуют светлые секущие или стратифицированные зонки среди почти черных хлоритолитов. Границы зонок нечеткие, с постепенным осветлением хлоритолитов и переходом их в тальковую породу. При этом в хлоритолитах исчезает титан и алюминий – хлорит замещается тальком. Стратиграфически выше хлоритолиты и тальколиты сменяются магнетитовыми и гематит-магнетит-кварцевыми породами. Магнетитовые слои прослеживаются на расстояния до 4 км и более от центра рудной залежи вдоль линейной депрессии и лишь затем исчезают.

В **Средне-Орском** рудном районе рудные залежи медно-цинково-колчеданных месторождений *Приорского* и *50 лет Октября* залегают на границе риолитовой и базальтовой толщ. Рудные залежи имеют линзовидную форму. Руды представлены халькопирит-магнетит-пирротиновыми, халькопирит-магнетитовыми и пиритовыми минеральными разновидностями. В тонкозернистых массивных рудах сохраняются реликты колломорфных структур [Прокин, 1977]. Рудные залежи этих месторождений могут быть реконструированы как слабо разрушенные сульфидные холмы.

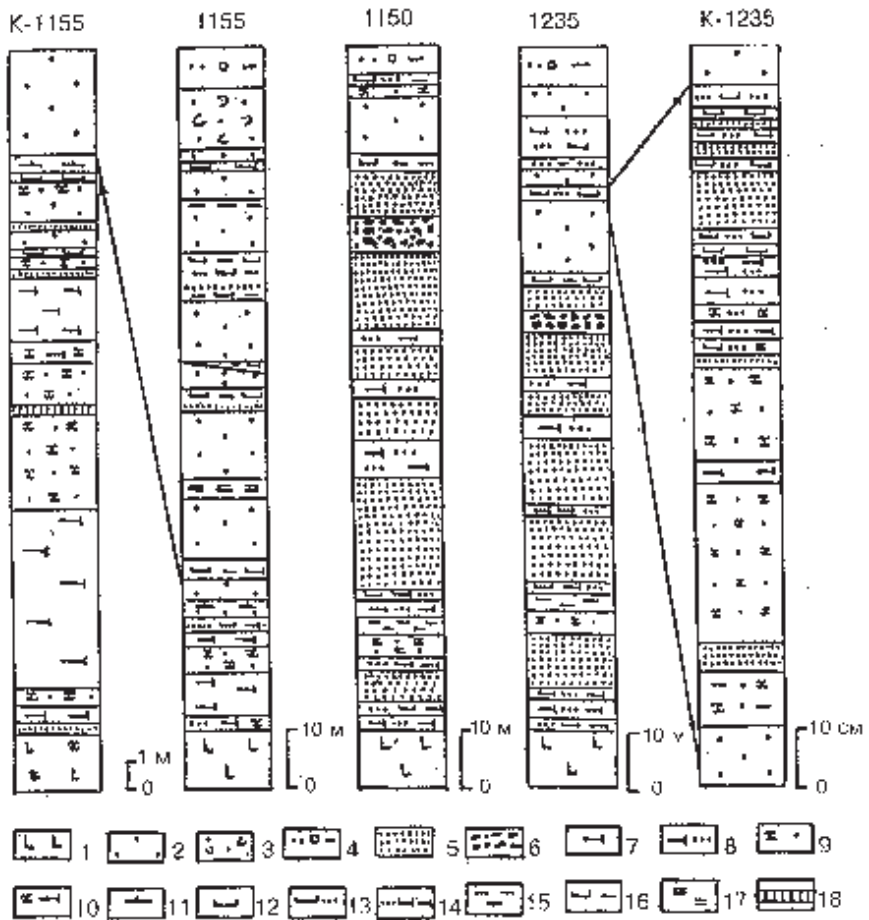


Рис. 37. Литологические колонки рудоносной толщи Зимнего колчеданного месторождения.

1 – базальты; 2 – гиалокластогенные песчаники основного состава; 3 – гиалокластиты псефито-псаммитовые основного состава; 4 – переслаивание кремнистых пелитолитов, гиалокластогенных песчаников и гиалокластитов основного состава; 5 – сульфидные песчаники, иногда с прослоями и включениями фрагментов кремнистых пород; 6 – брекчиевидные колчеданные руды; 7 – пирит-кремнистые апелитолиты (кварциты); 8 – переслаивание пиритовых песчаников с кварцитами; 9 – хлоритолиты; 10 – переслаивание хлоритолитов и кварцитов; 11 – гематит-кварцевые породы; 12 – магнетитовые и хлорит-магнетитовые породы; 13 – магнетит-сульфидные ритмиты; 14 – кварциты сульфид- и магнетитсодержащие; 15 – кремнистые пелитолиты серовато-зеленые; 16 – то же, но с вкрапленностью магнетита; 17 – переслаивание красноцветных и сероцветных кремнистых пелитолитов; 18 – тальковые породы.

Fig. 37. The lithological columns of ore-bearing strata of the Zimneye massive sulphide deposit.

1 – basalts; 2 – hyaloclastogene sandstones of basaltic composition; 3 – psephitic-psammitic basaltic hyaloclastites; 4 – interbedding of siliceous lutites, hyaloclastogene sandstones and hyaloclastites

1.7. Западно-Мугоджарский задуговой бассейн

Медноколчеданная формация в Западно-Мугоджарской зоне представлена мелкими месторождениями и рудопроявлениями среди отложений мугоджарской и куркудукской свит, а также среди параллельных даек диабазов. Медно-цинково-колчеданная формация представлена мелкими месторождениями и рудопроявлениями в милаштинском комплексе [Зайков, 1991].

В **Верхне-Орском** районе известно *Лиманное* медно-цинково-колчеданное месторождение, залегающее на границе базальтов и «спекшихся туфов» кислого состава [Медноколчеданные..., 1985]. Рудные тела имеют лентовидную и линзовидную форму и образуют два литолого-стратиграфических этажа. Главная колчеданная залежь имеет форму линзы, может быть реконструирована как слабозрушенный сульфидный холм. Среди сфалерит-халькопирит-пиритовых и халькопирит-пиритовых руд преобладают разности полосчатой, реже брекчиевидной текстур. Структуры руд неравномернозернистые, колломорфные, петельчатые, коррозионные, распада твердого раствора. Наряду с рудообразующими минералами присутствуют марказит, пирротин и более редкий галенит [Зайков, 1991].

Берчогурский рудный район отличается обилием разнообразных мелких колчеданных месторождений. С вулканоструктурами риолит-базальтовой формации связаны мелкие месторождения. Среди силурийских вулканитов установлены небольшие месторождения (Жарлы-Аша и Кок-Жарлы), залегающие среди базальтов и андезито-базальтов. Наиболее изучена колчеданная залежь месторождения *Жарлы-Аша*. Залежь имеет форму линзы, которая может быть реконструирована как сульфидный холм. Руды представлены халькопирит-пиритовыми и сфалерит-халькопирит-пиритовыми разновидностями. Текстуры руд в основном массивные, иногда колломорфные. Широко распространены фрамбоиды пирита. Среди второстепенных минералов в рудах установлены марказит, пирротин, мельниковит-пирит, дигенит, ковеллин. Висячем боку линзы присутствуют оксиды железа – магнетит и гематит. Гематит развивается по пириту и магнетиту [Буслаев и др., 1988]. Проявление оксидно-железистой минерализации, очевидно, может рассматриваться как зона субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) колчеданной залежи.



of basaltic composition; 5 – sulphide sandstones, sometimes with interlayers and fragments inclusions of siliceous rocks; 6 – brecciform massive sulphide ores; 7 – pyrite-siliceous apolutes (quartzites); 8 – interbedding of pyrite sandstones with quartzites; 9 – chloritolites; 10 – interbedding of chloritolites and quartzites; 11 – hematite-quartz rocks; 12 – magnetite and chlorite-magnetite rocks; 13 – magnetite-sulphide rhythmities; 14 – quartzites sulphide- and magnetite-bearing; 15 – siliceous lutites greyish-green; 16 – the same, but with magnetite dissemination; 17 – interbedding of red and grey siliceous lutites; 18 – talc rocks.

1.8. Литолого-фациальная типизация колчеданосных палеогидротермальных полей Урала

Теоретической базой для типизации колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала служат разработанные к настоящему времени формационные классификации колчеданных месторождений [Колчеданные..., 1979; Иванов С. Н., 1983; Еремин, 1983; Овчинников, Лутков, 1983; Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992; Горжевский и др., 1986; Меднорудные..., 1987; Филатов, Ширай, 1988; Прокин и др., 1990; Гидротермальные..., 1992; Система..., 1992]. Большинство этих классификаций основано на выявлении взаимосвязи рудных и магматических формаций с учетом структурных, палеовулканических и геодинамических условий их формирования и анализа минералогических признаков месторождений.

Во многих классификациях все многообразие как коррелируемых, так и независимых второстепенных признаков, учитывается путем выделения эталонных типов колчеданных месторождений. Таким образом, появились рудно-формационные типы месторождений – кипрский, куроко, уральский, баймакский, домбаровский и другие, каждый из которых был связан с определенной формацией – базальтовой (кипрский, бесси, домбаровский), риолит-базальтовой (уральский), андезит-дацитовой (куроко, баймакский) [Контарь, 1997; Prokin, Buslaev, 1999].

Рудно-формационные классификации, во многом удобные при сравнительном анализе одноярусных колчеданных месторождений не учитывают полициклического строения колчеданосных разрезов: на разных литолого-стратиграфических уровнях в пределах единой структуры могут располагаться рудные залежи, которые существенно различаются по минеральному составу и геохимическим особенностям и могут быть, в связи с этим, отнесены к разным формационным типам. Влияние фактора цикличности может быть снято, если классифицировать не месторождения, а палеогидротермальные поля, характеризующие каждый уровень рудоотложения в отдельности.

Намечается два подхода к классификации колчеданосных палеогидротермальных полей: либо по степени разрушения сульфидных построек, либо по минералого-фациальным особенностям околорудных металлоносных отложений. Эти два элемента палеогидротермальных полей могут быть последовательно объединены в одной таблице (табл. 1). Выделяется четыре литолого-фациальных типа колчеданосных палеогидротермальных полей. Для каждого из них характерны свои морфологические разновидности колчеданных залежей, отражающие степень разрушения исходных сульфидных холмов. Последнее доказывается зависимостью морфологии рудных залежей и соотношения гидротермальных и рудокластических фаций: в сульфидных холмах преобладают массивные гидротермальные фации, в ленто-

Литолого-фациальная типизация колчеданоносных палеогидротермальных полей Урала
(Южноуральские месторождения выделены курсивом)
 Lithological-facial typization of Urals' massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields
 (South Urals' deposits are marked in italics)

№ лито-типа	Степень разрушения палеогидротермальных построек	L/M	H/C	B/S	Состав фоновых вулканокластических фаций	Фоновые пелитоморфные фации	Состав околорудных гальмиролитических фаций	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I	Слабо разрушенные (холмы с крутыми склонами)	2-4	H>C	B>S	Смешанный	Яшмы	Хлорит-магнетитовые или магнетит-кварц-гематитовые	<i>Сибайское (нижний уровень)</i>
						Яшмы, черные сланцы		<i>Комсомольское</i>
					Кислый	Яшмы	Гематит-кварцевые	<i>Яман-Касы</i>
						Черные сланцы		Пирит-серицит-кварцевые пелитолиты
II	Умеренно разрушенные (холмы с пологими склонами)	4-6	H>=C	B>=S	Смешанный	Яшмы	Хлорит-магнетит-гематитовые, хлорит-магнетитовые	<i>Молодежное, Юбилейное, Приорское, Новый Шемур</i>
						Яшмы, черные сланцы		Магнетит-кварц-гематитовые, пирит-углеродистые
					Кислый	Яшмы	Гематит-пирит-кварцевые, пирит-кварцевые	<i>Учалинское, Чебачье, Гайское (нижний уровень), Узельгинское, Маканское, Ново-Маканское, Ташкулинское нижнее</i>
						Черные (?) сланцы		Роговики

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
III	Сильно разрушенные (пластовые тела с реликтами холмов)	6–14	H<C	B<S	Смешанные	Черные сланцы, яшмы	Кварц-магнетитовые	<i>Осеннее</i>	
					Кислые	Яшмы, известняки	Сидерит-магнетит-гематитовые марганцовистые	<i>XIX партсъезда, Талганское, Северо-Подольское</i>	
						Яшмы	Гематит-кварцевые, пирит-серицит-кварцевые	<i>Александринское, Бакр-Тау, Октябрьское, Гайское (верхний уровень), Валенторское, Султановское, Таш-Тау, Балта-Тау</i>	
						Черные сланцы	Пирит-углеродистые, пирит-серицит-кварцевые	III Интернационала, Северо-Ольховское, Сафьяновское, Карпушихинское, Красногвардейское	
IV	Полностью разрушенные и переотложенные (лентовидные тела)	>15	C>>H	S>>B	Ультраосновные (?) и основные	Черные сланцы, яшмы	Хлорит-магнетитовые (Маук) или пирротинтальк-хлоритовые с магнетитом	Мауское, Пышминско-Ключевское, <i>Ишкининское, Ивановское</i>	
					Основные			Магнетит-гематит-кварцевые, хлорит-магнетитовые, пирит-серицит-кварцевые	<i>Летнее, Зимнее</i>
					Смешанные				<i>Акжарская группа рудопроявлений</i>
					Кислые				<i>Джусинское, Барсучий Лог, Дегтярское, Держинское, Ворошиловское, Зюзельское</i>

Примечание. 3 – морфология сульфидных тел (L/M – отношение длины – L к максимальной мощности – M); 4 – соотношение гидротермальных (H) и рудокластических (C) фаций; 5 – соотношение грубообломочных (B) и мелкообломочных рудокластических фаций (S)

видных залежах присутствуют преимущественно слоистые тонкообломочные сульфидные ритмиты.

Литолого-фациальные типы полей подразделяются на подтипы, каждый из которых в свою очередь характеризуется определенным минеральным составом продуктов окисления сульфидно-осадочных смесей. Минеральный состав апосульфидных металлоносных отложений, как было показано ранее [Масленников, 1996, 1997], во многом определяется буферными кислотно-основными свойствами примесных компонентов фоновых осадков. Поэтому фоновые отложения занимают свое место в классификации колчеданосных палеогидротермальных полей.

Для *первого типа* колчеданосных палеогидротермальных полей характерна четко выраженная холмообразная форма колчеданных залежей. Реконструируются высокие холмы: одноэтажные (Яман-Касы, Комсомольское) и многоэтажные (Новый Сибай, Озерное), имеющие крутые склоны, сложенные преимущественно гидротермальными и, в меньшей степени, грубообломочными рудными фациями. Гидротермальные фации представлены массивными халькопирит-пиритовыми, халькопирит-пирротиновыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами. Мелкообломочные рудокластические отложения встречаются только на флангах сульфидных холмов в виде маломощных слоистых пачек. Субмаринные гипергенные фации проявлены слабо – лишь среди рудокластических фаций. Субмаринный гипергенез проявляется лишь в замещении рудокластов халькопиритом и, в крайне редких случаях, борнитом с некоторой концентрацией золота в кровле рудокластических циклитов. В целом, наблюдается хорошая сохранность сульфидных песчаников. Пиритовые рудокласты в основании циклитов обычно сохраняют сфалерит, фрамбоидальный и неизменный колломорфный пирит. В некоторых прослоях появляются эвгдральные кристаллы пирита. В кровле циклитов сульфиды замещаются гематитом.

Особенностью некоторых из этих сульфидных построек является присутствие гидротермально-биогенной фации с хорошо сохранившимися псевдоморфозами пирита по фауне (Яман-Касы, Сибай, Комсомольское). Кроме макрофауны, на этих месторождениях широко распространены сульфидные строматолиты, сложенные колломорфным пиритом, марказитом, реже сфалеритом.

В зависимости от состава фоновых и гальмиролитических фаций выделяются подтипы полей. С яшмовыми риолит-базальтовыми слоистыми пачками ассоциируют прослой магнетитовых и кварц-магнетит-гематитовых госсанитов. Слоистые пачки, сложенные яшмами и гиалокластитами кислого состава, содержат лишь маложелезистые гематит-кварцевые госсаниты. Там, где преобладают дацитовые гиалокластиты и черные сланцы, оксидно-железистые отложения отсутствуют. Их место занимают окварцо-

ванные и серицитизированные пелитолиты, содержащие послойную вкрапленность пирита (см. табл. 1).

Во *втором* типе полей преобладают линзообразные залежи, значительная часть которых реконструируется как невысокие одиночные (Молодежное, Чебачье, Узельгинское нижнее, Юбилейное) или двоянные (Учалинское) холмы с пологими склонами. Гидротермальные фации сложены халькопирит-пиритовыми и сфалерит-халькопирит-пиритовыми (Молодежное, Учалинское и др.), а также сфалерит-халькопирит-пирротиновыми рудами (Узельгинское нижнее). В ядерных частях колчеданных залежей гидротермальные фации обычно преобладают над кластогенными. Тем не менее, в некоторых случаях количество брекчиевидных руд достигает значительных объемов (Учалинское). Ритмично-слоистые мелкообломочные руды эпизодически встречаются в кровле или на выклинках колчеданных залежей. В некоторых участках руд имеются реликтовые червеобразные биоморфные структуры, характеризующие гидротермально-биогенную фацию (Юбилейное). Вместе с тем, в кровле залежей хорошо сохранились сульфидные строматолиты, сложенные колломорфным пиритом (Блява, Чебачье). В рудокластических фациях сохраняются обломки колломорфного пирита. На флангах сульфидных холмов встречаются теннантит-сфалерит-борнитовые руды (Молодежное, Учаль, Гайское), заместившие рудокластические фации в зоне субмаринного гипергенного обогащения. Там же иногда широко представлены баритовые субфации, связанные с субмаринным выщелачиванием рудокластитов, а также магнетит-гематитовые и гематитовые субфации полного субмаринного окисления сульфидных руд, являющиеся аналогами субмаринных железных шляп (Молодежное) [Масленников, Зайков, 1991]. Так же, как и первый тип, второй подразделяется на подтипы, в зависимости от минерального состава металлоносных осадков, образующих седиментационные ареалы палеогидротермальных полей. Выделяются ареалы, сложенные магнетит-гематитовыми, гематит-кварцевыми и серицит-пирит-кварцевыми отложениями. Появление магнетита и обильного гематита в осадках коррелирует с присутствием в фоновых отложениях примеси базальтовых гиалокластитов и известковистого материала (Молодежное).

Рудные тела колчеданосных палеогидротермальных полей *третьего* типа имеют в основном форму пластообразных линз (XIX партсъезда, III Интернационала), осложненных реликтами холмов (Таш-Тау, Подольское, Александринское, Октябрьское, Талганское). Пиритовые, кварц-халькопирит-сфалерит-пиритовые гидротермальные фации, слагающие ядерную часть рудных тел, имеют брекчиевидно-пятнистое строение, указывающее на автохтонное брекчирование колчеданных руд с последующей цементацией гидротермальными и, возможно, супергенными минеральными агрегатами.

Наблюдаются мономинеральные друзовые агрегаты халькопирита и сфалерита, характеризующие рудоподводящие каналы. Борнит-теннантитовая минерализация развита не только на флангах сульфидных линз, но и в их центральной части. Наряду с брекчиевидными рудокластическими фациями широким распространением пользуются тонкообломочные сульфидные песчаники и ритмиты, залегающие в кровле рудокластических циклитов или образующие самостоятельные пласты. Сульфидные песчаники в значительной мере окварцованы и содержат наряду с гексаэдрами и фрамбоидами лишь редкие реликты обломков колломорфного пирита. Изредка обнаруживаются реликты гидротермально-биогенных фаций разной сохранности. Колломорфные трубки червей нередко замещены сфалеритом и галенитом (Сафьяновское). Так же, как и для предыдущих типов наблюдается зависимость минерального состава металлоносных отложений от состава фоновых фаций. Вместе с появлением известковистого материала обнаруживаются умбриты – новый для Урала марганцево-сидерит-гематитовый минералогический тип продуктов субмаринного окисления колчеданных руд (Талганское).

Четвертый тип полей состоит из протяженных лентообразных пластов, сложенных преимущественно слоистыми рудами. Типичные гидротермальные и грубообломочные рудокластические фации встречаются крайне редко. В слоистых рудах с трудом обнаруживаются признаки кластогенной природы, так как в большинстве случаев место рудных обломков занимают гексаэдры пирита. Очевидно, это явилось причиной выделения метасоматической или метаморфической природы полосчатости в колчеданных рудах [Ярош, 1973]. Тем не менее, нередко наблюдается переслаивание сульфидных слоев с нерассланцованными гиалокластогенными песчаниками, хлоритолитами и кремнистыми породами. На придонную кластогенную природу рудных прослоев указывает иногда выявляемая асимметрия слоев и специфические механоглифы в их подошве.

Наблюдается зависимость минерального состава сульфидных прослоев от типа фоновых отложений. Сульфидные прослои, переслаивающиеся с базальтовыми гиалокластитами, содержат значительное количество пирротина (Пышминско-Ключевское, Маукское, Зимнее, Летнее). Сульфидные прослои, ассоциирующие с гиалокластитами кислого состава, представлены либо пиритовой, либо полиметаллической минерализацией (Джуса, Барсучий Лог, Дегтярка). Для апосульфидных гальмиролитических фаций наблюдается та же корреляция: магнетитовые металлоносные отложения ассоциируют с базальтовыми гиалокластитами и углеродистыми осадками, пиритсерицит кварцевые пелитолиты встречаются в виде прослоев среди гиалокластических отложений кислого состава.

Таким образом, по соотношению рудных и околорудных фаций выделены литолого-фациальные типы колчеданоносных палеогидротермальных

полей, образующие единый генетический ряд. Этот ряд отражает степень разрушения сульфидных построек и полноту переотложения и придонного преобразования рудокластических отложений. Дальнейшее подразделение на подтипы целесообразно производить по минеральному составу околорудных фаций или металлоносных отложений, образующих внешние ареалы колчеданосных палеогидротермальных полей.

В целом, палеогидротермальные поля первого и второго литолого-фациальных типов охватывают большинство колчеданных месторождений уральского и кипрского рудно-формационных типов. Палеогидротермальные поля третьего литотипа близки к месторождениям рудно-формационных типов куроко или баймакского. В четвертом литолого-фациальном типе палеогидротермальных полей, очевидно, нужно выделять месторождения рудно-формационного типа бесси, залегающие среди вулканогенно-осадочных отложений основного состава. Месторождения, ассоциирующие с кислыми вулканитами и относящиеся к четвертому литолого-фациальному типу палеогидротермальных полей, как рудно-формационные типы пока не выделялись. Более всего они сходны с некоторыми месторождениями алтайского типа.

Таким образом, предложенная типизация находится в соответствии с определением термина «палеогидротермального поля», как ареала продуктов придонного разрушения и окисления сульфидных гидротермальных построек. Вместе с тем, остаются непознанными причины литолого-фациального и минералогического разнообразия фаций колчеданосных палеогидротермальных полей. Необходимость дальнейшего совершенствования литолого-фациальной типизации колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала, как основы для новой классификации колчеданных месторождений мира, предполагает тщательное изучение вещественных особенностей рудных и околорудных фаций, отражающих специфические геотектонические, палеогеографические и физико-химические условия пригидротермального осадконакопления (глава 2). Для понимания минералогических особенностей колчеданосных палеогидротермальных полей, представляется весьма важным разработать модель гальмиролиза – основного процесса, определяющего облик рудных и околорудных фаций (глава 3).

ГЛАВА 2. ФАЦИИ-ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

На колчеданных месторождениях Урала выделяются рудные и около-рудные фации [Зайков, 1995; Масленников, 1997]. Первые подразделяются на гидротермально-метасоматические, придонные гидротермальные, гидротермально-гипергенные (гальмиролитические), рудокластические и гидротермально-биогенные. Гидротермально-гипогенные и гидротермально-метасоматические фации, слагающие центральную часть рудных залежей и штокверковые зоны, детально охарактеризованы в работах С.Н. Иванова [1947, 1959], Т. Н. Шадлун [1942], П. Я. Яроша [1973], Ф. П. Буслаева и др., [1992], Г. Н. Пшеничного [1984] и др. Менее изучены седиментогенные рудные фации, среди которых важными для понимания условий осадконакопления на колчеданоносных палеогидротермальных полях являются придонные гидротермальные трубы и рудокластические отложения. Околорудные седиментологические фации многообразны. Среди них в последние годы установлены высокожелезистые оксидные металлоносные отложения – госсаниты, умбриты, джаспериты, а также маложелезистые пелитоморфные и кремнистые фации, включающие хлоритолиты, тальколиты, доломитолиты, окварцованные пелитолиты, отражающие специфические условия гальмиролиза на колчеданоносных палеогидротермальных полях. Особую группу составляют ксенолавокластические фации, характеризующие специфические геотектонические условия формирования колчеданоносных структур растяжения.

2.1. Палеогидротермальные трубы «черных курильщиков»

Находки сульфидных труб «черных курильщиков» в древних колчеданных месторождениях чрезвычайно редки. Небольшие сульфидные трубы впервые были обнаружены С. Скоттом [Scott, 1981] на месторождении Куроко еще в 1979 г. Позднее Е. Оудин и Г. Константино [Oudin, Constantinou, 1984] сделали краткое описание фрагментов сульфидных труб из колчеданных месторождений Кипра. Примерно в это же время автором в шахте Октябрьского месторождения были обнаружены субвертикальные сульфидные «сифоны», залегающие в основании колчеданного холма [Зайков, Масленников, 1987; Масленников, 1991]. «Сифоны» имели диаметр 5–7 см и

характеризовались устойчивым двучленным строением: стержневая часть труб заполнена сфалеритом, наружная оболочка представлена халькопиритом в ассоциации с рассеянным эвгедральным пиритом. В пирит-халькопиритовом агрегате угадывались реликтовые концентрические тонкослоистые и струйчатые текстуры, характерные для колломорфных пиритовых корок.

Несколько десятков таких же запечатанных сульфидных труб, но имеющих прекрасную сохранность, были обнаружены автором в карьерах Яман-Касинского и Александринского месторождений. Реликты труб [Масленников и др., 1997а; Тесалина и др., 1998; Herrington et al., 1998] в большинстве случаев имеют структурно-минералогическую зональность, свойственную трубам современных «черных курильщиков» [Haymon, 1983; Koski et al., 1985] На рис. 38 показано поперечное сечение типичных труб из Яман-Касинского и Александринского месторождений.

К настоящему времени состав и минералогическая зональность труб «черных курильщиков», открытых в современных океанах, детально охарактеризованы [Hekinian et al., 1980; Tompson et al., 1988; Von Damm, 1990; Embley et al., 1988; Fouquet et al., 1988, 1993; Graham et al., 1988; Halbach, Pracejus, 1993; Hannington, Scott, 1988; Haymon, 1983; Paradis et al., 1988]. Гораздо меньше данных имеется о зональности древних труб «черных курильщиков» [Oudin, Constantinou, 1984; Масленников и др., 1997а; Herrington et al., 1998].

Типизацию палеогидротермальных труб целесообразно проводить по минеральному составу наружной оболочки. По преобладанию минералов выделяются четыре минералогических типа труб – пиритовые, марказитовые, сфалеритовые и халькопиритовые, имеющие разнообразные переходные разности.

Первый тип палеогидротермальных труб, названный «пиритовый», широко представлен на Яман-Касинском месторождении в виде труб диаметром 2–4 см, длиной до 10–15 см, залегающих в серном и цинковом колчедане в кровле сульфидного холма в положении *in situ*, либо на флангах рудного тела в виде рудокластов. В строении труб этого типа выделяется две-три главных зоны (см. рис. 38 а и 39 а).

Зона А в наиболее наружной части (А1) сложена в основном ламинарным колломорфным пиритом, иногда содержащим дендриты барита [Herrington et al., 1998]. В некоторых трубах пирит частично замещается гематитом. В средней подзоне (А2) появляется ксеноморфный зернистый пирит. Здесь же нередко сохраняются псевдоморфозы мельниковит-пирита по табличатым кристаллам неизвестного минерала (пирротина или ангидрита). Во внутренней подзоне (А3) преобладают кубические кристаллы пирита, сцементированные халькопиритом. По мере приближения

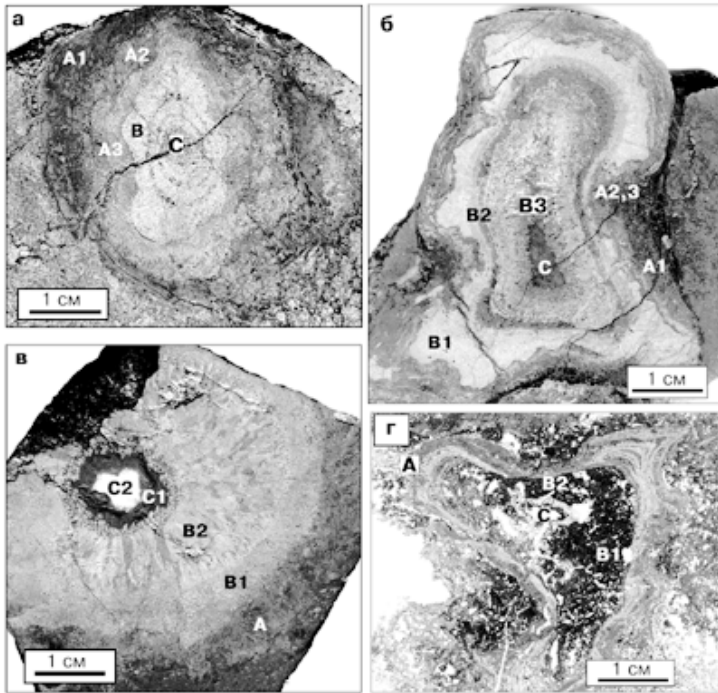


Рис. 38. Четыре типа палеогидротермальных труб:

а – «пиритовый»: А1 – колломорфный ламинарный пирит; А2 – зернистый пирит; А3 – гексаэдры пирита, сцементированные вторичным халькопиритом; В – ритмичный друзовый халькопирит; С – халькопирит-сфалеритовый агрегат с гексаэдрами пирита;

б – «марказитовый»: А1 – колломорфный ламинарный и почковидный пирит; А2,3 – зернистый пирит и марказит, с прожилками сфалерита, а также гексаэдрами пирита, сцементированными кварцем и вторичным халькопиритом; В1 – друзовый халькопирит; В2 – вторичный халькопирит с кристаллами марказита; В3 – друзовый халькопирит и изокубанит; С – сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита;

в – «сфалеритовый»: А – сфалерит вторичный; В1 – халькопирит вторичный; В2 – халькопирит друзовый; С1 – сфалерит друзовый; С2 – барит;

г – «халькопиритовый»: А – колломорфный пирит, замещенный халькопиритом; В1 – сфалерит друзовый; В2 – халькопирит друзовый; С – кальцит.

Fig. 38. The four types of paleohydrothermal tubes.

а – «pyritic»: А1 – colloform laminar pyrite; А2 – grain one; А3 – pyrite hexahedrons, cemented by secondary chalcopyrite; В – rhythmic drusy chalcopyrite; С – chalcopyrite-sphalerite aggregate with pyrite hexahedrons;

б – «marcasitic»: А1 – colloform laminar and kidney-shaped pyrite; А2, 3 – grain one and marcasite with veins of sphalerite and pyrite hexahedrons, cemented by quartz and secondary chalcopyrite; В1 – drusy chalcopyrite; В2 – secondary chalcopyrite with crystals of marcasite; В3 – drusy chalcopyrite and isocubanite; С – sphalerite with emulsional dissemination of chalcopyrite;

в – «sphaleritic»: А – secondary sphalerite; В1 – secondary chalcopyrite; В2 – drusy chalcopyrite; С1 – drusy sphalerite; С2 – barite;

г – «chalcopyritic»: А – colloform pyrite replaced by chalcopyrite; В1 – drusy sphalerite; В2 – drusy chalcopyrite; С – calcite.

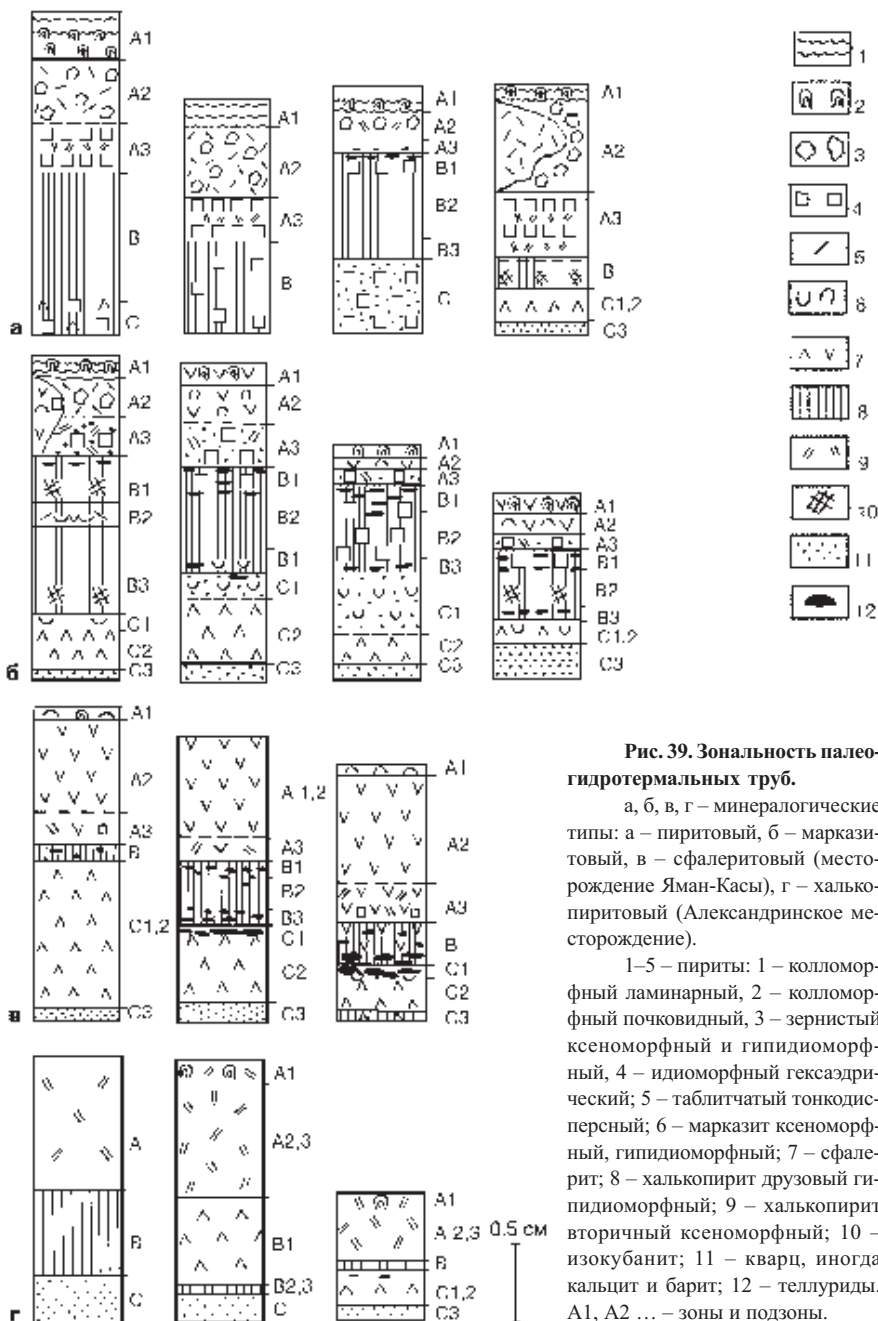


Рис. 39. Зональность палео-гидротермальных труб.

а, б, в, г – минералогические типы: а – пиритовый, б – марказитовый, в – сфалеритовый (месторождение Яман-Касы), г – халькопиритовый (Александринское месторождение).

1–5 – пириты: 1 – коллоидный ламинарный, 2 – коллоидный почковидный, 3 – зернистый ксеноморфный и гипидиоморфный, 4 – идиоморфный гексаэдрический; 5 – таблитчатый тонкодисперсный; 6 – марказит ксеноморфный, гипидиоморфный; 7 – сфалерит; 8 – халькопирит друзовый гипидиоморфный; 9 – халькопирит вторичный ксеноморфный; 10 – изокубанит; 11 – кварц, иногда кальцит и барит; 12 – теллуриды. A1, A2 ... – зоны и подзоны.

к внутренней границе подзоны размер кристаллов пирита увеличивается от 10 до 200 мкм.

Зона В представляет собой инкрустацию внутренней части трубы друзовыми агрегатами халькопирита. В подзоне В1 халькопирит содержит единичные кристаллы кубического пирита и редчайшие микроскопические (до 5 мкм) включения алтаита. В средней подзоне (В2) халькопирит обычно чистый. Сфалерит и кубический пирит появляются во внутренней подзоне (В3).

Зона С является осевым каналом трубы, заполненным кубическим пиритом, иногда сфалеритом и кварцем. Сфалерит обычно содержит тонкую вкрапленность халькопирита и изокубанита. В большинстве труб эта зона выражена очень слабо.

Второй тип палеогидротермальных труб, названный «марказитовый», встречен в сфалеритовых и пиритовых рудах в кровле и на флангах рудного тела Яман-Касинского месторождения. В кровле рудного тела палеогидротермальные трубы располагаются параллельно трубкам вестиментифер, залегающим в положении *in situ*. Диаметр палеогидротермальных труб варьирует от 2 до 4 см, реже более, максимальная длина достигает 12 см. Их минералогическая зональность существенно отличается от зональности пиритовых труб первого типа (см. рис. 38 б и 39 б).

Зона А отчетливо подразделяется на три подзоны. Наружная подзона (А1) сложена колломорфными почковидными или дендритовидными агрегатами пирита и марказита. Ориентировка марказит-пиритовых дендритов и почек указывает на центробежный рост колломорфных корок. Интерстиции между марказит-пиритовыми почками и дендритами обычно заполнены кварцем или сфалеритом. По мере приближения к средней подзоне (А2) увеличивается интенсивность замещения колломорфного пирита кристаллическизернистым марказитом, сфалеритом и кварцем. Редкие таблитчатые кристаллы мельниковит-пирита почти полностью замещены марказитом. Отдельные поры последовательно инкрустированы кристаллами халькопирита, сфалерита и марказита. Ядра кристаллов сфалерита нередко содержат тонкодисперсную вкрапленность халькопирита. Такая же структура, обнаруженная в высокотемпературных сфалеритах современных «черных курильщиков» получила название «халькопиритовая болезнь» [Juniper, 1988;



Fig. 39. Zonation of paleohydrothermal chimneys.

a, б, в, г – mineralogical types: a – pyritic, б – marcasitic, в – sphaleritic (Yaman-Kasy deposit), г – chalcopyritic (Alexandrinskoe deposit). А1, А2 ... – zone and parts of zone.

1–5 – pyrites: 1 – colloform laminar, 2 – colloform, kidney-shaped, 3 – grain, xenomorphic and hypidiomorphic, 4 – idiomorphic hexahedritic, 5 – tabular fine-dispersional; 6 – xenomorphic and hypidiomorphic marcasite; 7 – sphalerite; 8 – drusy hypidiomorphic chalcopyrite; 9 – secondary xenomorphic chalcopyrite; 10 – isocubanite; 11 – quartz, sometimes calcite and barite; 12 – tellurides.

Hutchinson, 1973; Зайков и др., 1995]. Во внутренней подзоне (А3) марказит исчезает. Его место занимают кубические кристаллы пирита, сцементированные халькопиритом, кварцем или сфалеритом. В некоторых трубах в этой подзоне обнаружены идиоморфные кристаллики тетраэдрит-теннантита.

Зона В сложена в основном друзовыми агрегатами шестоватого халькопирита, инкрустирующими внутреннюю стенку марказитовой трубы. Текстуры избирательного роста и положение вершин идиоморфных кристаллов указывают на рост халькопиритовых друз по направлению внутрь трубы.

В подзоне В1 халькопирит насыщен кристалликами пирита и разнообразными теллуридами [Масленников и др., 1997а; Herrington et al., 1998], представленными алтаитом, теллурувисмутитом, вольнскимитом, сильванитом, гессит-штютцитом, колорадоитом и теллурувым кобальтином (табл. 2).

В наиболее наружной части подзоны В1 алтаит замещается галенитом (Pb 86.95; S 12.74; Te 0.11 %), ассоциирующим с кристаллическим ковеллином (Cu 65.2; S 33.46; Fe 1.17; Pb 0.67; Ag 0.23 %). Здесь же обнаруживается самородное золото (Au 79–82 %; Ag 16–19 %; Cu 1–2 %) и неопределенные мышьяковые сульфосоли серебра. Сульфотеллуриды, представленные бенлеонардитом и кервеллеитом, а также неопределенными золото-серебряными разностями, образуют тончайшие сростания в прожилках мощностью до 10 мкм, замещающих сильванит и гессит [Масленников и др., 1997а]. Коричневый самородный теллур, развивающийся по теллуридам, нередко характеризуется повышенными содержаниями кислорода (до 13 %).

В подзоне В2 теллуровая минерализация исчезает, лишь в некоторых образцах в этой подзоне встречается алтаит и теллурувисмутит. Теллуриды, представленные алтаитом, сильванитом и кристаллами самородного теллура, изредка встречаются во внутренней части подзоны В3 там, где появляются включения пирита, сфалерита и марказита. В вершинах кристаллов халькопирита иногда сохраняется изокубанит. В последнем обнаруживаются зерна самородного золота.

Зона С в ряде случаев подразделяется на несколько подзон. В подзоне С1 широко представлены сферические агрегаты марказита, выросшие на вершины кристаллов халькопирита. Марказит, как правило, интенсивно замещается сфалеритом и кварцем. В кварце встречаются многочисленные включения голдфилдита – крайнего члена мышьяк-теллурувого ряда блеклых руд. В подзоне С2 преобладает сфалерит, содержащий вкрапленность пирита, марказита и халькопирита, а также единичные зерна теннантита, барита и галенита. Осевой канал (С3) труб обычно заполнен кварцем.

Третий тип труб, получивший название «сфалеритовый», широко представлен в пиритовых и сфалеритовых рудах Яман-Касинского и Александринского месторождений. Обычно диаметр труб небольшой – 2–3 см, одна-

Таблица 2. Table 2

**Результаты рентгеноспектрального микроанализа теллуровой минерализации и самородного золота
в гидротермальных трубах Яман-Касинского месторождения, Южный Урал (мас. %)**
Results of X-ray microanalysis of tellurium mineralization and nature gold
in hydrothermal tubes of Yaman-Kasy deposit, South Ural (mas. %)

№	Au	Ag	Cu	Fe	Bi	Hg	Pb	Co	Te	S	Sb	Tl	As	Сумма	Формула
1	22.84	14.08	0.11	–	–	0.67	–	–	62.71	–	–	–	–	100.41	$Au_{0.94}Ag_{1.06}Te_4$
2	0.73	61.17	0.15	–	–	–	0.02	–	38.61	0.10	–	–	–	100.78	$Ag_{1.88}Te$
3	–	–	–	–	–	60.13	–	–	39.94	–	–	0.54	–	101.17	$Hg_{0.98}Te_{1.02}$
4	–	0.36	0.24	0.15	0.83	0.30	60.12	–	38.18	0.06	0.27	–	–	100.51	$Pb_{0.98}Te_{1.02}$
5	–	0.62	–	0.27	50.53	–	1.31	–	46.65	0.15	–	–	–	99.53	$Bi_{1.99}Te_{3.01}$
6	–	0.08	40.49	0.45	–	0.54	–	–	32.14	25.88	0.47	–	0.20	100.25	$Cu_{10.10}[As_{0.04}Sb_{0.06}Te_{3.99}]S_{12.8}$
7	0.01	63.61	0.64	0.52	–	–	–	–	29.01	6.72	0.16	–	–	100.67	$Ag_{8.03}[Sb_{0.02}]Te_{3.10}S_{2.85}$
8	–	68.26	1.46	–	–	–	–	–	24.26	6.48	0.05	–	–	100.51	$Ag_{3.70}Te_{1.11}S_{1.18}$
9	–	0.84	0.23	0.13	–	–	0.04	–	99.00	0.15	–	–	–	100.39	Te
10	–	17.95	–	–	35.31	–	0.15	–	44.33	–	–	–	–	97.74	$Ag_{0.97}Bi_{0.99}Te_{2.04}$
11	–	–	0.20	0.26	–	–	0.09	32.93	15.01	20.03	1.71	–	28.18	98.41	$Co_{0.99}[As_{0.67}Te_{0.21}Sb_{0.01}]S_{1.11}$
12	–	0.38	–	–	0.42	–	1.57	–	84.05	0.34	–	–	–	96.39	$Te_{1.05}O_{0.95}$
13	81.66	15.20	1.53	0.98	0.28	–	–	–	–	0.10	–	–	–	98.22	$Au_{0.69}Ag_{0.24}Cu_{0.04}Fe_{0.03}$

Примечания: 1 – сильванит; 2 – гессит-штютцит (J – фаза); 3 – колорадоит (Pd 0.16 мас. %); 4 – алтаит; 5 – теллуриовисмутит; 6 – теллуриовый голдфилдит; 7 – теллуриовый минерал, подобный бенлеонардиту; 8 – теллуриовый минерал, подобный кервеллиту; 9 – самородный теллур; 10 – волинскит; 11 – теллуриовый кобальтин; 12 – оксид теллура (O = 9.63 мас. %); 13 – самородное золото. Анализы 1–9 выполнены К. Стенли, Р. Херрингтоном и автором на приборе Camebax SX-50 и 10–13 выполнены К. Беккером и автором на приборе JEOL IXA – 8900 RL. (–) – ниже чувствительности анализа.

Notes: 1 – silvanite; 2 – hessite-stutzite (J-phase); 3 – coloradoite (Pd 0.16 mas.%); 4 – altaite; 5 – tellurobismuthite; 6 – goldfieldite with tellurium; 7 – mineral with tellurium, similar to benleonardite; 8 – mineral with tellurium, similar to cervellite; 9 – nature tellurium; 10 – volynskite; 11 – cobaltite with tellurium; 12 – oxide of tellurium (O = 9.63 mas. %); 13 – nature gold. 1–9 analyses were carried out by C. Stenly, R. Herrington and author on Camebax SX-50 and 10–13 those were carried out by K. Bekker and author on JEOL IXA – 8900 RL. (–) – lower of analysis sensitivity.

ко имеются находки с диаметром 12 см при длине 20 см. Сфалеритовые трубы имеют отчетливую минералогическую зональность (см. рис. 38 в и 39 в).

Зона А представлена в основном сфалеритом. В некоторых трубах она подразделяется на три неравноценные по мощности подзоны. Наружная подзона А1 иногда сложена тончайшим слойком марказита и фрамбоидального пирита. В трубах из Александринского месторождения эта зона представлена тонкой вкрапленностью пирита. Пирит и марказит на многих участках почти полностью замещены сфалеритом и кварцем. В подзоне А2 встречаются лишь реликты дендритовидного марказита, кристаллического пирита и псевдоморфозы сфалерита по таблитчатому «мельниковит-пириту». В подзоне А3 содержание халькопирита возрастает, появляются мелкие кубические кристаллики пирита.

Зона В отличается от аналогичной зоны первого и второго типов труб появлением обильного сфалерита. В трубах Яман-Касинского месторождения в этой зоне распространены теллуриды, представленные алтаитом, сильванитом, вольтинитом, гессит-штютцитом, а также галенит, ковеллин, самородное золото и самородный теллур рассеяны по всему пространству халькопиритовой зоны. Наибольшие их концентрации наблюдаются во внутренней части зоны. Крупные зерна алтаита на этих участках последовательно обрастают каемками гессит-штютцита, самородного теллура и галенита. Теллуrowый кобальтин сохраняется в виде реликтовых кристаллов в самородном теллуре и его коричневых гидридах. Мирмекитовые выделения теллура нередко находятся в тонком сростании с галенитом и сульфидами серебра. В трубах из Александринского месторождения в этой зоне теллуриды не обнаружены. Их место занимает обильная рассеянная вкрапленность галенита, теннангита и борнита.

Зона С обычно сложена сфалеритом, содержащим в переменных количествах марказит, галенит, халькопирит и теннангит. Осевой канал труб заполнен галенитом, баритом или кальцитом.

Четвертый тип труб, названный «халькопиритовый», залегает в основании сульфидного холма и в рудокластическом горизонте Александринского месторождения (см. рис. 38 г). Этот же тип руд ранее был обнаружен в основании сульфидного холма Октябрьского месторождения. Диаметр труб колеблется от 1 до 8 см. Максимальная длина трубок в образцах составляла 20 см (см. рис. 38 г и 39 г).

Зона А в этом типе труб представлена в основном вторичным халькопиритом, псевдоморфно заместившим колломорфные агрегаты пирита. В халькопирите распространены выделения галенита и теннангита. В подзоне А1 иногда сохраняется реликтовая каемка, превращенная в зернистый пирит.

Зона В, в отличие от соответствующих зон, описанных для предыдущих типов труб, может быть представлена исключительно друзами сфале-

рита, нарощими на кристаллы халькопирита. Сфалерит иногда содержит редкую вкрапленность самородного золота и гессита. По направлению к внутренней части подзоны количество кристаллов халькопирита возрастает. В этом случае, наряду с крупными кристаллами халькопирита, внутренняя стенка зоны инкрустируется друзами теннантита и галенита.

Зона С обычно заполнена сфалеритом, баритом (Октябрьское месторождение) или кальцитом, содержащими многочисленные включения теннантита и галенита.

В целом, приведенные данные по зональности сульфидных труб Яман-Касинского, Александринского и Октябрьского месторождений согласуются с результатами изучения зональности современных «черных и белых курильщиков» [Hekinian et al., 1980; Tompson et al., 1988; Von Damm, 1990; Embley et al., 1988; Fouquet et al., 1988, 1993; Graham et al., 1988; Halbach, Pracejus, 1993; Hannington, Scott, 1988; Haymon, 1983; Paradis et al., 1988; Herrington et al., 1998; Масленников и др., 1997а]. Трубы первого и второго типов по зональности и минеральному составу более сходны с трубами современных «черных курильщиков», формирующихся в срединно-океанических хребтах. Трубы третьего и четвертого типов по присутствию барита, блеклых руд и обильного сфалерита напоминают «черные» и «белые курильщики» из задуговых зон спрединга. Существенным отличием Яман-Касинских труб от современных «черных курильщиков» является обилие разнообразной теллуридной минерализации. Понять особенности минералообразования в палеогидротермальных трубах помогает модель роста и пригидротермального гальмиролиза «черных курильщиков», представленная в главах 3 и 5.

2.2. Рудокластиты

Изучению генезиса брекчиевидных руд Урала посвящены многочисленные работы, последний обзор которых приведен ранее [*Продукты разрушения...*, 1991; *Медноколчеданные...*, 1992]. Предлагались гипотезы тектонического, тектоно-метасоматического, туфогенно-эксплозивного, магматогенно-эксплозивного, гидроэксплозивного и, наконец, эрозийного происхождения брекчиевидных руд. Собранный в последние десятилетия фактический материал, а также натурные наблюдения за разрушением современных сульфидных холмов подтверждают гипотезу эрозийного образования брекчиевидных руд во время и после затухания гидротермальной деятельности.

Кластогенные руды можно подразделить на несколько литодинамических типов или субфаший: 1) рудный элювий; 2) рудный коллювий; 3) рудные флюксотурбидиты; 4) проксимальные рудные турбидиты или грейдиты; 5) дистальные турбидиты – ритмиты. Эти фашии образуют последователь-

ный литолого-фациальный ряд по мере удаления от сульфидного холма (рис. 40). Иногда они почти полностью слагают рудные залежи (Александринское месторождение) [Тесалина и др., 1994].

Элювиальные сульфидные брекчии (рис. 40) имеют конформные ограничения обломков (Яман-Касы, Учалинское). Обычно автохтонные обломки в таких брекчиях цементируются кварцевыми, сфалеритовыми, халькопиритовыми или гематитовыми агрегатами.

Коллювиальные рудокластиты можно обнаружить в кровле и на склонах сульфидных холмов Узельгинского, Талганского, Западно-Озерного, Учалинского, Сибайского, Молодежного, Яман-Касинского месторождений. В коллювиальных рудокластитах контакты соседних обломков, как прави-

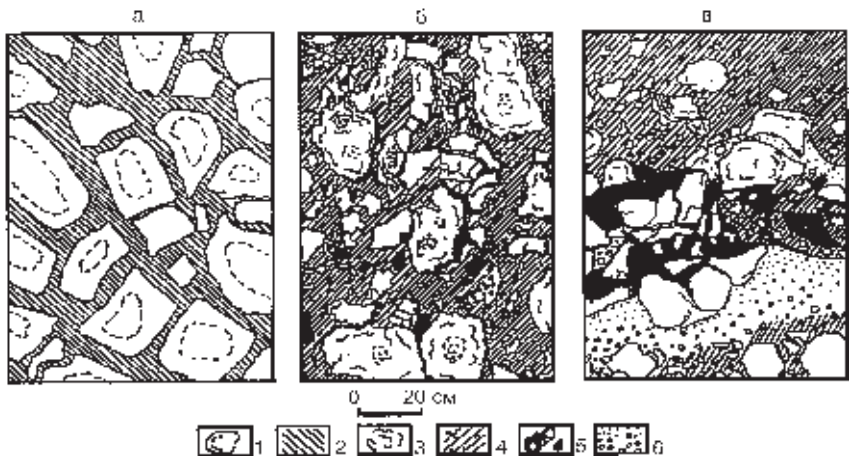


Рис. 40. Обломочные руды кровли сульфидной залежи месторождения Яман-Касы.

Стадии разрушения массивных руд: а – начальная стадия образования элювиальной рудной брекчии; б – «зрелая» элювиальная рудная брекчия; в – коллювиальные рудные брекчии.

1 – халькопирит-сфалерит-пиритовые обломки (штриховой линией показаны фрагменты концентрической зональности); 2 – пирит-сфалеритовый цемент; 3 – марказит-пиритовые рудокласты с реликтовыми колломорфными текстурами; 4 – мелкообломочные марказит-пиритовые агрегаты в сфалерит-пиритовой матрице; 5 – каемки и обособления мономинерального сфалерита; 6 – псаммито-псефитовые кластогенные руды пиритового состава.

Fig. 40. Clastic ores of sulphide occurrence roof in the Yaman-Kasy deposit.

Stages of massive ores destruction: а – initial stage of formation of eluvial ore breccias; б – «mature» eluvial ore breccia; в – colluvial ore breccias.

1 – chalcopyrite-sphalerite-pyrite clasts (fragments of concentric zoning are shown by shading); 2 – pyrite-sphalerite matrix; 3 – marcasite-pyrite oreclasts with relict colloform textures; 4 – small-clastic marcasite-pyrite aggregates in sphalerite-pyrite matrix; 5 – the borders and isolations of monomineral sphalerite; 6 – the psammitic-psephitic clastogenic ores of pyritic composition.

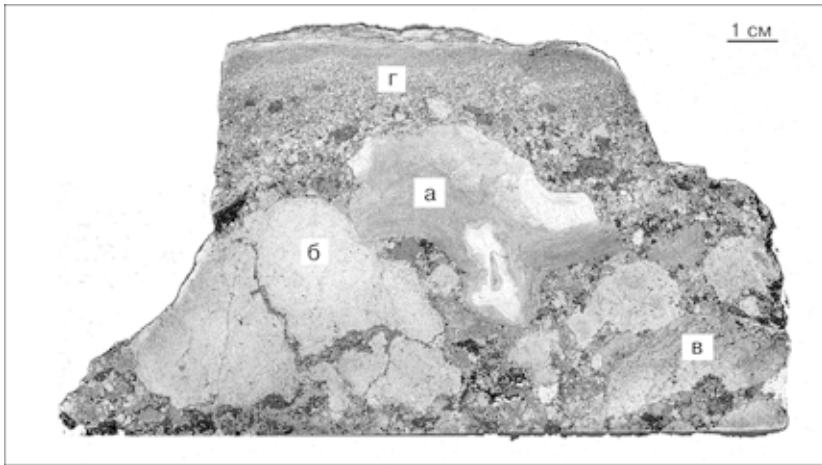


Рис. 41. Коллювиальные сульфидные брекчии состоят из обломков халькопирит-пиритовых палеогидротермальных труб (а), растрескавшихся массивных пиритовых (б) и сфалерит-пиритовых (в) обломков. В кровле слоя – сульфидные песчаники (г).

Месторождение Яман-Касы.

Fig. 41. Colluvial sulphide breccias consist from clasts of chalcopyrite-pyrite paleohydrothermal tubes (a), cracked massive pyrite (б) and sphalerite-pyrite (в) clasts. There are sulphide sandstones (г) in the layer roof.

Yaman-Kasy deposit.

ло, точечные, а при преобладании тонкообломочной цементирующей массы – обособленные. Размеры рудокластов в целом не превышают по диаметру размеры самых крупных петрокластов – 0.1–100 мм. Соотношение мелкообломочной и крупнообломочной фракций высокое. Тектурные рисунки нередко срезаются ограничениями рудных обломков. Особенно ярко это проявляется для обломков колломорфных руд и палеогидротермальных труб (рис. 41). Сульфидные каемки вокруг рудокластов чрезвычайно редки. Исключение составляют каемки гематита, содержащие реликты сульфидов. Каемка гематита, развитая лишь в кровле рудокласта – оригинальный пример гравитационных текстур (см. рис. 25). Гравитационные текстуры (по А. Г. Жабину [1979]), выявляемые в коллювиальных рудокластитах – яркое доказательство седиментационной природы колчеданных руд и рудокластов.

Проксимальные турбидиты (рис. 42) образуют ритмично-слоистые пластообразные рудные тела мощностью от 0.5 до 5 м и более. Постепенное выклинивание таких рудных пластов с удалением от рудоматеринской сульфидной линзы происходит на расстояниях нескольких сотен метров. Клас-тогенные руды имеют градационную, косую, косоволнистую слоистость и специфические механоглифы в подошве рудных циклитов, указывающие

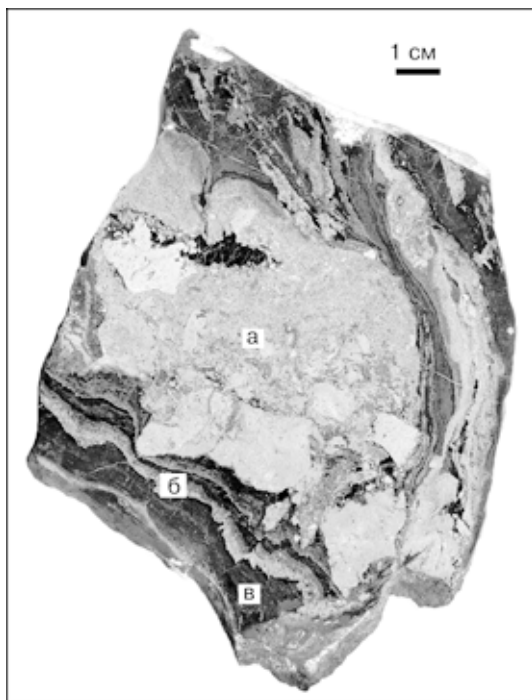


Рис. 42. Переслаивание проксимальных (а) и дистальных (б) сульфидных турбидитов с гематит-кварцевыми госсанитами (в).

Месторождение Яман-Касы.

Fig. 42. Interlayering of proximal (a) and distal (б) sulphide turbidites with hematite-quartz gossanites (в).

Yaman-Kasy deposit.

на их турбидитовое происхождение.

Дистальные турбидиты (см. рис. 42) или ритмиты – мелкообломочные кластогенные рудные прослой широко распространены на выклинках рудных залежей многих колчеданных месторождений Урала и других регионов. Ранее они описывались как гидро-

термально-метасоматические [Ярош, 1973; Ярош и др., 1977], гидротермально-осадочные [Перижняк, 1970; Скрипченко, 1972] или хемогенно-кластогенные [Жабин, 1979].

Рудные прослой сложены обломками агрегатов колломорфных образований и кристаллов пирита, сегрегациями халькопирита, борнита, сфалерита, магнетита и гематита [Иванов С. Н., 1959; Скрипченко, 1972; Масленников, 1991; Рыкус, 1992]. Гораздо реже встречаются сульфидные псевдооолиты, а в кровле слоев можно обнаружить примесь оруденелых радиолярий и ступки фрамбоидального пирита. Мелкие фрагменты пирита часто замещаются кварцем, поэтому цемент пиритовых песчаников – базальный кварцевый. Степень замещения сульфидных фрагментов кварцем, халькопиритом и гематитом увеличивается в кровле слоев.

Обломочная природа сульфидных слоев подтверждается следующими фактами [Иванов С. Н., Рокачев, 1966, 1972; Жабин, 1979; Масленников, 1991]: 1) срезанием зональности кристаллов и текстурного рисунка ограничениями рудных обособлений; 2) совместным нахождением обломков различного состава, текстуры и структуры; 3) уменьшением размера обломков с удалением от холмообразной части рудной постройки в фациальном ряду

«рудные брекчии – рудные гравелиты – сульфидно-пелитолитовые ритмиты»; 4) присутствием не замещенных сульфидами обломков вулканитов. Нахождение среди рудных обломков псевдоморфоз пирита по фауне, очевидно, объясняется тем, что отложение обломочного материала происходило одновременно с придонным сульфидным метасоматозом. О сингенетичности этого процесса свидетельствуют следующие факты: 1) перемежаемость слоев с оруденелой и с замещенной нерудными минералами однотипной фауной; 2) тонкое переслаивание гематита и кластогенного пирита и отсутствие признаков замещения первого вторым; 3) асимметричная минералого-геохимическая зональность рудных слоев [Скрипченко, 1972].

Повышенные содержания фосфора (1–2.7 %) – важный геохимический признак тонкообломочных рудокластитов, содержащих микрофоссилии и примесь постороннего осадочного материала (рис. 43). В массивных рудах фосфор обычно отсутствует или его содержания очень низкие (менее 0.05 %) [Масленников, 1988, 1991].

Часто наблюдается ритмичное переслаивание тонкообломочных кластогенных сульфидных прослоев с хлоритолитами, гиалокластогенными песчаниками, кремнистыми, гематит-кремнистыми породами и углеродистыми пелитолитами. Мельчайшие сульфидные частички смешиваются с осадками и до неузнаваемости изменяют свой облик. Так, например, в кремнистых породах дистальные рудокластиты представлены послойной вкраплен-

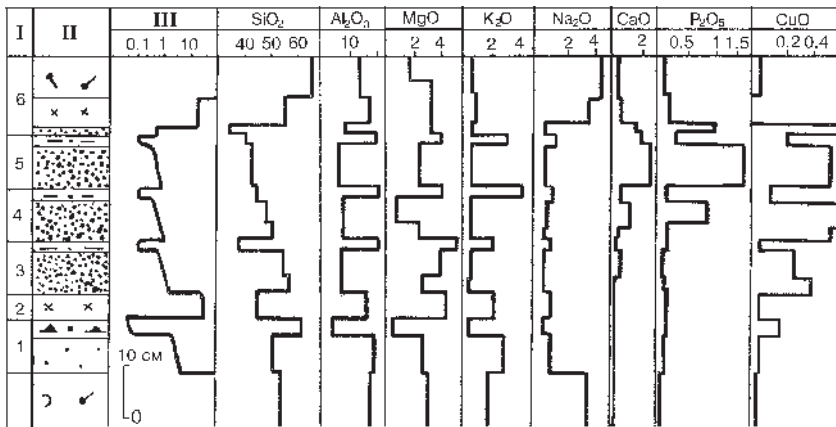


Рис. 43. Литограмма опорной колонки III.5 слоистой пачки третьего горизонта, удаленной от раздува Ново-Сибайской залежи на 700 м. Условные обозначения на рис. 19.

Fig. 43. The lithogram of III.5 key column of layered packet of third horizon, removed off Novy Sibay swell at 700 m. Denotation in fig. 19.

ностью кубического пирита, в хлоритолитах – это обычно послойная вкрапленность пентагондодекаэдрического пирита, в углеродистых пелитолитах, кроме реликтовых рудокластов и кубического пирита, появляется обильный фрамбоидальный пирит. Таким образом, образуются субфации сульфидно-кремнистых, сульфидно-гематитовых, сульфидно-углеродистых, сульфидно-хлоритолитовых ритмитов, которые почти не несут признаков кластогенного происхождения сульфидного материала.

Особенно много таких ритмитов на стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождениях. Рудоносные ритмично-слоистые пачки на этих месторождениях мощностью до нескольких десятков метров обычно представлены углеродистыми пелитолитами и фтанитами. Слойки, обогащенные пиритом, линзовидные и ленточные, имеют мощность от 1 мм до 5 см. Преобладающие формы пирита – фрамбоиды. Детальная характеристика их приводится в работах Н. С. Скрипченко [1972, 1980 и др.]. Фрамбоиды образуют изометричные сгустки, цепочки или рассеянную вкрапленность. Каждый фрамбоид состоит из полигональных блоков пирита и окружен углеродистой оболочкой. Иногда фрамбоидальный и кристаллический пирит образует «псевдоморфозы» по детритусу флоры и фауны. В рудовещающих отложениях медноколчеданных месторождений прослой фрамбоидального пирита встречаются в составе рудокластических отложений и

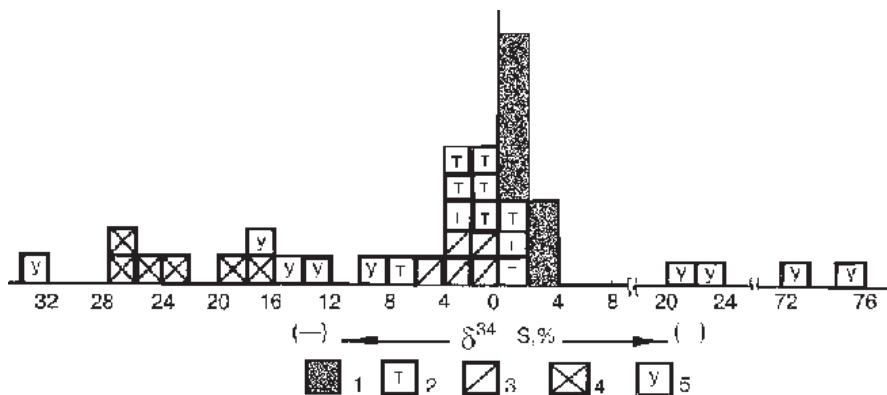


Рис. 44. Гистограмма изотопного состава серы пиритов из сульфидных прослоев Сибайского и Октябрьского месторождений.

1 – сульфидные слои, состоящие из пиритизированных обломков трубчатых червей; 2 – рудокластические; 3 – гидротермально-осадочные; 4 – осадочно-диагенетические; 5 – осадочно-диагенетические улутайской свиты.

Fig. 44. The histogram of sulphur isotopic composition of pyrites from sulphide interlayers of the Sibaiskoye and Oktyabrskoye deposits.

1 – sulphide layers, composed of pyritized clasts of tubular worms; 2 – oreclastic; 3 – hydrothermal-sedimentary; 4 – sedimentary-diagenetic; 5 – sedimentary-diagenetic of Ulutay suite.

лишь изредка образуют самостоятельные прослои, например, на Сафьяновском месторождении.

Появление фрамбоидального пирита обычно рассматривается как возможное отражение бактериальных сульфат-редуцирующих процессов при раннедиагенетических преобразованиях осадков [Love, 1958, 1962; Скрипченко, 1966, 1972, 1980; Mann et al., 1990; Cook, Stakes, 1995]. Прослои фрамбоидального пирита как из рудовмещающих, так и из надрудных толщ, как правило, обогащены легким изотопом серы (рис. 44) [Масленников, 1991; Стрижов, Масленников, 1991] (δS^{34} от -1 до -22 ‰). Экспериментами показано, что химическое абиогенное восстановление пирита в средах, очищенных от сульфат-редуцирующих бактерий, не приводит к облегчению изотопного состава серы [Войткевич и др., 1983]. Значительные колебания изотопного состава серы характерны для пиритовых осадочно-диагенетических образований улугауской свиты [Засухин, 1982]. В целом, пирит из слоистых кластогенных сульфидных прослоев характеризуется более легким изотопным составом серы по сравнению с массивными колчеданными рудами (табл. 3). Понять причины такого «облегчения» поможет модель гальмиролиза, рассмотренная в главе 3.

2.3. Госсаниты, умбриты, джаспериты

Детальное описание оксидно-железистых отложений из колчеданных месторождений Урала приводится в работах А. В. Пуркина, Т. А. Денисовой [1987], А. Г. Злотника-Хоткевича [1989], В. В. Масленникова [1991], В. В. Зайкова [1991]. Определились две основные гипотезы, объясняющие происхождение околорудных кремнисто-железистых отложений – гальмиролитическая и придонно-гидротермальная. Единая модель, объединяющая эти гипотезы, предложена в специальной работе О. С. Теленкова и В. В. Масленникова [1995]. Было показано, что околорудные железистые породы включают, по крайней мере, три фации или генетических типа – госсаниты, умбриты и джаспериты.

Госсаниты (gossanu – принадлежащий «железной шляпе») – красноцветные оксидно-железистые апосульфидные отложения, являющиеся литифицированными продуктами субмаринного окисления колчеданных руд. Они имеют гематитовый или маггемит-магнетитовый состав, содержат примеси хлорита, барита, карбонатов и реликты сульфидов. Нередко госсаниты переслаиваются с грейдитами – ритмично-слоистыми сульфидными песчаниками и брекчиями. Госсаниты обнаружены автором на Молодежном, Сибайском, Александринском, Яман-Касинском и других колчеданных месторождениях Урала. Почти все они являются гематитовыми, хлорит-гематитовыми или карбонат-гематитовыми. На колчеданоносных палеогидротер-

**Изотопный состав серы в основных типах сульфидных
металлоносных отложений Уральского палеоокеана**
Sulphur isotopic composition in the main types
of sulphidic metalliferous sediments of Uralian paleocean

№ п/п	№ пробы (sample)	$\delta^{34}\text{S}\%$	№ п/п	№ пробы (sample)	$\delta^{34}\text{S}\%$
Колчеданные руды без органических остатков (massive sulphide ores without organic remains)			22	109-Н	-0.4
			23	С-1-31	-3.48
1	1503-д	+1.1	24	2010-Л	-2.8
2	1512-В-2	+1.0	25	109-И-2	+1.56
3	1511-М-2	+3.2	26	7101-2	-2.08
4	1511	+3.5	27	ДЯ-85-2	+0.6
Биоморфные пиритовые руды (biomorphic pyrite ores)			Осадочно-диагенетические пиритовые прослой (sedimentary-diagenetic pyrite interlayers)		
5	1517-Л-3	+1.1	28	2026-366	-14.2
6	1517-Л-2	+0.9	29	1973-226	-12.4
7	1517-2Л-1	+0.6	30	1948-88	+20.4
8	1517-Л-4	+1.6	31	3010-7-1	-17.5
9	1517-Л-5	+1.7	32	3010-7-В-1	-27.4
10	2072-Д	+2.4	33	3010-7-В-2	-18.6
11	2072-0-2	+2.02	34	3010-7-Пу	-26.5
12	2072-0-1	+1.69	35	3010-7-2	-25.5
13	2072-0-3	+2.68	36	1973-226а	-9.37
14	2072-0-4	+0.7	37	1948-99а	+72.5
15	2087-Е-2	+3.84	38	1948-99б	+77.9
16	2087-Е-1	+2.68	39	2005-В	+22.7
Кластогенные сульфидные прослой (clastogene sulphide interlayers)			Гидротермально-биогенные пиритовые прослой (hydrothermal-biogenic pyrite interlayers)		
17	388-71	+0.5	40	НО-6-1	-3.2
18	2008-8-1	-0.3	41	НО-6-2	-2.4
19	С-28-12	-7.1	42	НО-5-1	-1.4
20	2008-4-5	+1.1	43	НО-5-2	-1.7
21	С-28-1-Г	-2.8	44	3447-2	-2.9

Примечание: Анализы 1–10, 17–24, 27–44 проведены Т. П. Славиной в СГИ, остальные – В. П. Стрижовым в ГЕОХИ по пробам В. В. Масленникова; 1–25, 31–35 – Сибайское, 26 – Молодежное, 27, 40–44 – Октябрьское месторождения; 28–30, 36–39 – Улутауский комплекс.

Note: 1–10, 17–24, 27–44 – were carried out by T. P. Slavina in SGI, the rest – by V. P. Strizhov in GEOChI; 1–25, 31–35 – Sibaiskoye, 26 – Molodezhnoye, 27, 40–44 – Oktyabrskoye deposits; 28–30, 36–39 – Ulutau complex.

мальных полях Домбаровского района преобладают маггемит-магнетитовые разновидности госсанитов [Теленков, Масленников, 1995].

Апосульфидные охры ранее были обнаружены на колчеданных месторождениях Кипра [Constantinou et al., 1972]. Первая характеристика продуктов субмаринного окисления колчеданных руд применительно к Уралу содержится в работах автора [Масленников, 1986; 1987; 1991]. Термин «gossan» – «железная шляпа», широко используется в зарубежных работах, в том числе и для обозначения субмаринных «железных шляп», ассоциирующих с «черными курильщиками» [Hekinian, 1980]. Однако, описанные ранее гетитовые, магнетитовые и гематитовые нелигифицированные продукты субмаринного окисления сульфидных руд имели генетически неопределенное название – «охры». Несомненно, что «железные шляпы» разрушались, и апосульфидные охры переотлагались, смешивались с фоновыми осадками. В переотложенных разновидностях появляется соответствующая осадочная цементирующая масса: песчаная, кремнистая, известковистая. Лигифицированные аналоги таких отложений мы предлагаем называть госсанитами – породами, источником которых служила придонная «железная шляпа» [Зайков и др., 1993]. По отношению к «материнским» сульфидам госсаниты следует подразделять на автохтонные, залегающие непосредственно на рудах, и аллохтонные, перемещенные относительно рудных залежей [Зайков, Масленников, 1991]. Госсаниты имеют массивные, брекчиевые, параллельно-слоистые, косослоистые, ритмично-слоистые текстуры. Структуры – мелко- и тонкозернистые, микрообломочные, иногда псевдооолитовые. Под микроскопом при одновременном применении отраженного и проходящего света в хлорит-кварцевом матриксе обнаруживаются псевдоморфозы тонкодисперсного гематита по пиритовым обломкам (рис. 45). В целом, характер ультрамикроструктурного матрикса может быть очень разным, так как определяется не генезисом оксидно-железистой составляющей, а структурой осадка, к которому примешивался железистый материал [Масленников, Котляров, 1990]. Автохтонные госсаниты из уральских колчеданных месторождений по соотношениям основных компонентов (Fe, Si, Al, Ti, Mn) сходны с колчеданными рудами и с госсанами, ассоциирующими с современными «черными курильщиками» [Масленников, 1991]. По сравнению с колчеданными рудами в них на порядок ниже содержания Cu, Zn, иногда Pb.

Красноцветные госсаниты современных и древних сульфидоносных гидротермальных и гидросольфатарных полей характеризуются значительными вариациями содержаний Fe_2O_3 (20–87 %), P_2O_5 (0.1–1.5 %) (см. табл. 1–12 в прилож.), повышенными – цветных и благородных металлов [Теленков, Масленников, 1995]. Содержание SiO_2 в автохтонных разновидностях определяется его содержанием в исходных рудах (1–10 %) с постепенным возрастанием по мере их окисления от 4 до 30 %. В аллохтонных оно поднимается до

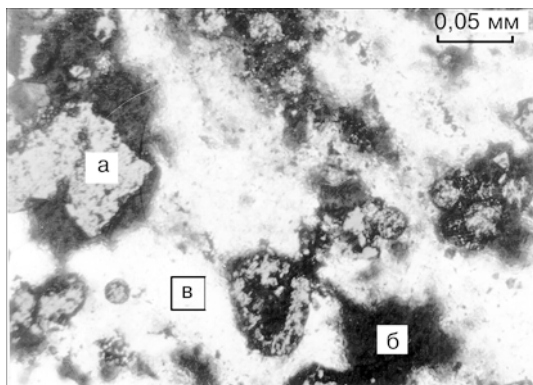


Рис. 45. Замещение пирита (а) гематитом (б) в кварц-хлоритовом агрегате (в).

Госсаниты из Сибайского месторождения. Отраженный и проходящий свет одновременно.

Fig. 45. Replacement of pyrite (а) by hematite (б) in quartz-chlorite aggregate (в).

Gossanites from Sibay deposit. Reflected and translucent light simultaneously.

70 % за счет увеличения примеси разложившегося гиалокластогенного материала, что выражается в возрастании пределов содержаний Al_2O_3 с 1–5 до 5–13 %, TiO_2 – с 0.05–0.2 до 0.1–0.4 %, MgO с 0.5–3 до 3–5 %. Геохимические признаки госсанитов постепенно исчезают при увеличении количества кремнезема (до 90 %) и перехода их в фоновые красноцветные силициты или яшмы.

Многие магнетитсодержащие кварциты и хлорит-магнетитовые госсаниты Зимнего медноколчеданного месторождения также характеризуются повышенными содержаниями и широкими вариациями рассеянных элементов, характерных для сульфидных прослоев ($n \cdot 10^{-3} \%$): Cu (100–600), Zn (10–40), Pb (0.6–8), Mo (0.6–5), As (до 10), Ag (0.008–0.8), иногда Nb (до 0.8). Концентрации халькофильных элементов в госсанитах Зимнего месторождения на 1–3 порядка выше соответствующих содержаний в джеспилитах [Железисто-кремнистые..., 1991] и, в целом, аналогичны рудам скарнированных апосульфидно-магнетитовых стратиформных месторождений Магнитогорского типа. Для госсанитов иногда отмечаются повышенные содержания ($n \cdot 10^{-3} \%$) Ni (до 10), V (до 20), Zr (до 30). Некоторые магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и хлоритовые осадки характеризуются низкими содержаниями K_2O и Na_2O , значительными вариациями P_2O_5 (от 0.01 до 0.94 %) – типичного бактериофильного элемента (табл. 10 в прилож.). Очевидно, в одних случаях фосфор выщелачивался из осадков сернокислыми растворами, в других – концентрировался гидроксидно-железистым или органическим веществом. Грейдиты и магнетитсодержащие госсаниты, по сравнению с чистыми кварцитами и хлоритолитами, характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ (более 0.03 %).

В целом, по содержанию железа, а также по высоким значениям модуля Н. М. Страхова – $(Mn+Fe)/Ti = 100–1000$, кремнисто-железистые породы, ассоциирующие с колчеданными рудами, могут быть отнесены к группе металлоносных отложений. Положительная корреляция между TiO_2 , Al_2O_3 ,

FeO и MgO, а также их наиболее высокие содержания в сопутствующих гиалокластогенных песчаниках, свидетельствуют об участии в металлоносных осадках гиалокластогенной составляющей. Низкие содержания Na_2O указывают на полное разложение альбита и вынос Na в процессе преобразования примесного гиалокластогенного материала (табл. 6 в прилож.). В аллохтонных госсанитах содержание SiO_2 в 2–3 раза выше, чем в автохтонных. Очень часто наблюдается уменьшение количества Fe_2O_3 в кровле при постепенном возрастании содержаний SiO_2 . В соответствии с уменьшением содержания Fe_2O_3 в указанных металлоносных отложениях увеличивается количество MnO от 0.05 до 0.67 %, что обусловлено, по-видимому, фракционированием Fe и Mn по мере удаления от гидротермального источника по известной модели [Garrels, Kraist, 1968].

Особую литогеохимическую группу металлоносных отложений составляют известковистые госсаниты, наиболее характерные для современных океанов. Среди них нередко встречаются марганцовистые разновидности, переходные к умбрикам.

Умбрики (umber – умбра, англ.) – красноцветные оксидно-железистые отложения с повышенными содержаниями марганца, часто с примесью глинистого, кремнистого или карбонатного материала. Впервые они были описаны на кипрских колчеданных месторождениях, где эти металлоносные отложения и получили свое название, так как использовались для приготовления красок. Во многих известных примерах умбрики ассоциируют с сооружениями оксидно-железистого и сульфидного состава [Геосинклинальная..., 1984]. По Х. С. Дженкинсу [Jenkins, 1986], на Кипре к умбрам относятся каштанового цвета кремнистые аргиллиты, обогащенные железом, марганцем, цветными металлами и редкоземельными элементами. Он считает, что для образования этих пород важно субмаринное окисление сульфидов. По А. Флиту и А. Робертсону [Fleet, Robertson, 1980], умбрики рассматриваются как следствие хорошо изученного железо-марганцевого фракционирования в процессе постепенного окисления гидротермальных растворов по мере удаления от места вытекания их на морское дно. Умбрики слагают пластовые тела в кровле и на флангах сооружений оксидно-железистого и сульфидного составов. Они представляют собой породу, состоящую из оксидов железа и марганца с примесью кварца, карбонатов, хлорита. Текстуры умбриков слоистые, массивные, кавернозные, травертиноподобные. Цвет пород меняется от черного и темно-серого до красно-бурого. Количество оксидов железа и марганца варьирует от 5 до 30 %, при содержаниях SiO_2 3–20 %, P_2O_5 0.1–0.4 % (табл. 4).

На Талганском месторождении отмечено замещение известняков марганец-железисто-кремнистым материалом, отвечающим по составу умбрикам [Зайков и др., 1993]. Ассоциация умбриков с карбонатными отложениями

**Средний химический состав некоторых современных и палеозойских
металлоносных отложений (мас. %)**

Mean chemical composition of some modern and Paleozoic
metalliferous sediments (mas. %)

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	5	72.79	0.026	1.09	15.88	3.20	0.12	0.55	2.81	0.17	0.22	0.06
2	8	79.27	0.010	1.44	8.95	6.22	0.12	0.11	1.70	0.11	0.13	0.09
3	6	78.19	0.030	0.28	14.18	2.05	0.06	0.13	1.33	0.02	0.03	0.07
4	10	79.28	0.012	0.27	16.10	2.86	0.05	0.18	0.50	0.18	0.08	0.11
5	8	45.73	0.050	1.40	27.27	–	0.18	3.50	0.83	2.94	2.61	0.06
6	9	41.42	0.550	11.60	16.71	–	2.00	4.00	10.14	8.42	1.12	–
7	22	5.49	0.280	4.45	62.34	1.43	0.005	0.45	1.41	0.33	0.20	0.59
8	4	44.31	1.340	7.22	25.54	1.05	0.04	0.49	9.70	0.82	1.72	0.56
9	32	85.41	0.080	2.40	0.09	0.27	0.025	0.32	1.57	0.55	0.22	0.13
10	5	24.06	0.120	0.45	–	57.45	0.07	2.01	0.20	0.07	1.95	–
11	9	55.98	0.140	4.65	24.18	6.19	0.07	1.51	1.68	0.21	0.50	0.21
12	12	26.55	0.160	4.84	52.90	5.67	0.17	2.14	1.72	0.22	0.22	0.81
13	8	32.80	0.050	3.16	31.81	3.08	1.79	1.61	7.89	0.13	0.05	0.19
14	4	11.25	сл.	0.50	56.39	0.25	н. д.	0.65	0.96	сл.	0.17	1.82
15	5	23.68	0.08	4.09	22.64	4.27	3.7	20.40	16.06	0.25	0.05	0.32

Примечание: 1–4 – джаспериты: 1 – Сибайского, 2 – Октябрьского, 3 – Талганского месторождений, 4 – Куркудукского комплекса в Западных Мугоджарах [Зайкова, 1985]; 5 – железистые нонтрониты из гидротермальных холмов Галапагосской зоны; 6 – железистые осадки бассейна Лау; 7–9 – гидротермально-осадочные образования Курило-Камчатской зоны [Набоко, 1980]; 7 – лимониты, 8 – железисто-кремнистые породы, 9 – гейзериты; 10 – колломорфные продукты низкотемпературных гидротермальных преобразований хребта Рекиянес [Кронен, 1982]; 11–14 – госсаниты – оксидно-железистые продукты субмаринного окисления колчеданных руд и дисперсных сульфидоносных фаз на месторождениях: 11 – Сибайском, 12 – Молодежном, 13 – Талганском, 14 – ВТП [Hekinian et al., 1980]; 15 – умбриты Талганского месторождения. Таблица составлена Н. Р. Аюповой и автором. 1–3, 11–13 – пробы из коллекции автора; n – количество проб; н. д. – нет данных.

Note: 1–4 – jasperites: 1 – of Sibaiskoye, 2 – of Otkyabrskoye, 3 – of Talganskoye deposits, 4 – of Kurkuduk complex in Western Mugodzhar [Zaikova, 1985]; 5 – ferruginous nontronites from hydrothermal hills of Galapagos zone; 6 – ferruginous sediments of Lau basin; 7–9 – hydrothermal-sedimentary formations of the Kuril-Kamchatka zone [Naboko, 1980]; 7 – limonites, 8 – ferruginous-siliceous rocks, 9 – geyserites; 10 – colloform products of low temperature hydrothermal transformations of Reykjanes Ridge [Kronen, 1982]; 11–14 – gossanites – of oxidic-ferruginous products of submarine oxidation of massive sulphide ores and dispersal sulphide-bearing phases in deposits: 11 – Sibaiskoye, 12 – Molodezhnoye, 13 – Talganskoye, 14 – EPR [Hekinian et al., 1980]; 15 – umbrites of Talganskoye deposit. 1–3, 11–13 – samples from author's collection, n – quantity of samples; н. д. – there aren't data.

ми свидетельствует о значительном сходстве условий осадконакопления с зонами спрединга Семейлского покрова в Омане. Формирование сульфидных и окисно-железистых осадков Омана (госсанов) осуществлялось, глав-

ным образом, в пределах оси спрединга, отложение умбритов – на некотором удалении от нее [Fleet, Robertson, 1980]. Умбриты, аналогичные оманским, широко представлены в колчеданосных зонах спрединга на Кипре в пределах массива Троодос [Robertson, Hudson, 1973]. Формирование умбритов объясняется растворением кислыми термами карбонатного материала при его осаждении [Fleet, Robertson, 1980]. Появившиеся в последнее время публикации свидетельствуют о значительной роли бактерий в удалении растворенного Mn из морской воды. Например, доказывается, что максимумы содержаний Mn в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия образуются в результате каталитического воздействия бактерий [Судариков, 1999].

Джаспериты или яшмокварциты – оранжевые и темно-красные яшмовидные гематит-кварцевые породы, отличающиеся от яшм по структурно-текстурными особенностями [Геосинклинальная..., 1984; Kuypers, Denier, 1979]. Это массивные породы пятнистой или микробрекчиевидной текстуры, иногда с грубой слоистостью либо травертиноподобными корками. Гематит-кварцевые агрегаты несут черты раскристаллизации с уменьшением объема и появлением диагенетических брекчиевых микротекстур, трещин синерезиса. Для джасперитов характерны глобулярные, сферолитовые, кокардовые микроструктуры с субпланарными, субпланарно-мелкобугорковыми, субпланарно-оспенными поверхностями реплик [Масленников, Котляров, 1990]. Для джасперитов иногда очевидны признаки придонного метасоматоза гялокластогенного материала [Kuypers, Denier, 1979; Пуркин, Денисова, 1987; Масленников, 1991], однако, некоторые исследователи находят в них признаки гидротермально-осадочного происхождения [Зайкова, Зайков, 1984]. Джаспериты, в отличие от яшм, могут образовывать тела различной морфологии: жилы и столбы, стратиформные линзы или холмы. Значительно реже встречаются пластообразные залежи и прослои. Массивные автохтонные джаспериты, слагающие гидротермальные постройки, с удалением от подводящих каналов образуют постепенные переходы к слоистым джасперитам, а затем к яшмам. В связи с этим, джаспериты, имеющие признаки метасоматического и гидротермального происхождения, следует считать придонными образованиями. Мы вслед за Е. Куперсом и П. Деньером [Kuypers, Denier, 1979] склонны рассматривать джасперитовые линзы как более окисленные аналоги придонно-гидротермальных и апогиалокластогенных «нонтронитов» галапогосского типа [Масленников, 1991; Теленков, Масленников, 1995].

Джаспериты, слагающие основной объем построек на колчеданных и марганцеворудных месторождениях, имеют относительно узкий диапазон химического состава: содержание SiO_2 70–90 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ – 8–15 %, реже 20–30 % (см. табл. 4 и табл. 1–10, 13–15 в прилож.). Судя по крайне малому количеству TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO, при замещении примесной гялокласти-

ки происходил вынос почти всех породообразующих элементов, кроме кремнезема и железа. Джаспериты локализируются, в основном, на низкотемпературных гидротермальных полях. Вместе с тем, некоторые разновидности джасперитов широко представлены и на колчеданных месторождениях. Минералого-геохимические критерии отличия госсанитов от рудоносных и безрудных джасперитов, имеющие большое значение при поисках колчеданных руд, подробно рассмотрены ранее [Масленников, 1991; Теленков, Масленников, 1995].

2.4. Пелитолиты и силициты

Кремнистые породы весьма широко распространены в палеоокеанических и морских бассейнах, где они формировались в различных геодинамических условиях. Велико разнообразие типов кремнистых пород и их ассоциаций. Вопросам генезиса, номенклатуры и классификации раннегеосинклинальных кремнистых формаций посвящена обширная научная литература [Гречин, 1984; Дзоценидзе, 1968; Происхождение..., 1987; Геосинклинальная..., 1984 и др.]. Наиболее подробная информация, касающаяся фоновых кремнистых отложений Южного Урала, содержится в работах И. В. Хворовой [1963, 1968, 1972, 1978, 1979, 1980, 1987], Е. В. Зайковой [1991]. Значительно меньше работ посвящено литологии кремнистых отложений из рудовмещающих толщ колчеданных месторождений [Kaunov, Levin, 1982; Масленников, 1991; Масленников, Котляров, 1990; Robertson et al., 1973, 1994]. Не останавливаясь на рассмотрении многочисленных общих проблем формирования кремнистых накоплений, отметим лишь некоторые особенности еще слабо изученных кремнистых и глинистых пород колчеданных месторождений.

Силициты и кремнистые пелитолиты, изучавшиеся автором на примере Октябрьского, Сибайского и Талганского месторождений, окрашены в зеленый, серовато- или желтовато-зеленый, коричневый или вишнево-красный цвета. В пределах рудовмещающих толщ слои этих пород имеют мощность от 1 см до 2–3 м. Наибольшие мощности слоев наблюдаются в погруженных участках рудоносных депрессий. Обычно они приурочены к кровле дистальных турбидных отложений или фациально сменяются оксидно-железистыми образованиями. Текстура кремнистых пород и вмещающих осадков параллельно-слоистая, ритмично-слоистая, градационная, оползневая. Кремнистые пелитолиты содержат примесь микрокластического гиалокластического материала. Электронная микроскопия выявляет кристалломорфную микроструктуру с субновакулитовым рельефом поверхности реплик [Масленников, Котляров, 1990]. Кроме кварца, в состав кремнистых пелитолитов входят хлориты, калиевые гидрослюды, эпидот, лейкоксен, иногда

кристаллокластический альбит. Незначительная примесь тонкодисперсного гематита окрашивает породу в густые темно-красные цвета. Гематит замещает гиалокласты или присутствует в виде метаколлоидальных сгустков, которые образуют тончайшие слойки и линзочки. Иногда в этих слойках встречаются многочисленные радиолярии.

По петрографическим характеристикам околорудные кремнистые породы сходны с ленточными яшмами бугульгырского горизонта и силицитами мукасовского горизонта. Однако, по сравнению с последними, они содержат меньше свободного SiO_2 , больше Al_2O_3 , FeO и MgO (табл. 5), характеризуются более широкими вариациями алюмо-кремниевого модуля ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - 0.02-0.2$). Это обусловлено тем, что в околорудных кремнистых пелитолитах почти всегда присутствует значительная примесь гиалокластогенного материала, замещенного гидрослюдой и хлоритом. Можно предполагать, что гиалокластика и продукты ее разложения могли создавать подводные «мутевые облака» в процессе движения автокинетических потоков. В дальнейшем часть суспензий оседала под действием гравитации. Этим объясняется закономерное положение кремнистых пелитолитов в кровле циклитов гиалокластогенных турбидитов. Часть кремнезема, очевидно, высвобождалась при разложении вулканического стекла, часть накапливалась хемогенно-осадочным путем за счет высачивания кремнистых гидротерм в субмаринных условиях, часть поступала с радиоляриями, усваивавшими кремнезём, предварительно растворенный в морской воде.

Высококремнистые **яшмы** в рудоконтролирующих горизонтах колчеданных месторождений встречаются очень редко. Как правило, они содержат значительную примесь пелитового материала.

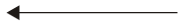
Наиболее близки к яшмам **железисто-кремнистые пелитолиты**. По модулю Н. М. Страхова – $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti} = 22-100$ – [Страхов, Залмазон, 1955] они относятся к группе маложелезистых металлоносных осадков. Однако яшмы бугульгырского горизонта отличаются повышенным содержанием MnO (см. табл. 5), тогда как содержание марганца в железисто-кремнистых пелитолитах значительно ниже ($\text{MnO} 0.02-0.2\%$). Особенно отчетливо оно уменьшается при приближении к рудным телам в зоне придонных гидротермальных преобразований. В последнем случае убедительны данные по железо-марганцевому модулю: соотношение Fe/Mn возрастает с приближением к рудным телам от 100 до 1000 и более [Масленников, 1991]. Стерильность околорудных кремнистых пелитолитов в отношении Mn объясняется более высокой миграционной способностью марганца по сравнению с железом и кремнеземом [Гаррелс, Крайст, 1968]. Относительное обогащение кремнистых осадков марганцем обычно наблюдается на значительном удалении от участков современной гидротермальной деятельности [Страхов, 1976].

**Средний химический состав кремнистых пелитолитов Сибайского (1–6) и Октябрьского (7–17)
месторождений и надрудных толщ (мас. %)**
Mean chemical composition of siliceous lutites of Sibaiskoye (1–6) and Oktyabrskoye (7–17)
deposits and supra-ore stratum (mas. %)

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	S
1	2	81.81	0.12	5.02	3.39	3.64	0.06	1.24	0.85	0.42	1.16	0.05	1.79	0.05
2	2	67.25	0.10	6.60	1.36	6.35	0.10	1.18	1.66	1.52	0.72	0.05	2.16	0.05
3	2	74.72	0.24	8.62	2.19	6.27	0.08	1.16	0.78	2.48	0.82	0.02	2.51	1.76
4	2	57.19	0.12	6.70	1.55	7.88	0.08	2.08	10.26	0.41	0.18	7.28	4.73	-
5	4	40.75	0.52	20.34	6.35	11.36	0.21	4.88	1.49	1.02	3.37	1.04	7.43	0.83
6	5	33.62	0.41	16.07	8.23	21.49	0.18	7.34	1.15	0.08	0.12	0.16	10.54	-
7	1	80.33	0.08	3.78	4.33	3.40	0.04	1.34	1.50	0.18	0.42	0.29	3.09	3.98
8	1	79.06	0.16	4.05	4.11	1.43	0.02	0.50	1.72	0.21	0.87	.04	3.09	4.06
9	3	80.39	0.23	8.77	2.20	2.78	0.05	0.63	0.88	0.19	2.09	0.09	1.83	0.08
10	5	82.62	0.17	7.15	0.72	3.08	0.06	1.20	0.95	0.27	1.40	0.09	2.16	0.14
11	4	79.80	0.13	5.77	1.00	2.88	0.18	1.61	3.65	0.14	0.93	0.11	4.23	0.11
12	2	83.41	0.20	7.44	2.32	1.18	0.02	0.51	0.22	0.12	1.97	0.07	2.34	1.70
13	1	82.86	0.25	8.00	0.48	3.00	0.01	0.56	0.39	0.13	2.27	0.05	2.23	1.37
14	5	87.20	0.16	5.85	1.53	1.52	0.04	0.42	0.42	0.21	1.39	0.04	1.64	1.03
15	14	68.69	0.32	12.80	4.17	2.75	0.09	2.99	0.92	2.20	2.06	0.14	2.89	0.05
16	4	77.48	0.24	8.52	1.19	3.03	0.08	3.02	1.18	1.21	1.20	0.08	2.82	-
17	1	82.73	0.24	8.24	0.50	1.11	0.08	0.73	2.01	1.55	1.30	0.03	1.50	0.11
18	3	67.30	0.41	12.59	1.84	3.61	0.11	3.80	1.62	2.08	1.89	0.20	3.95	0.07
19	3	67.65	0.40	13.05	2.19	5.36	0.06	2.14	1.21	0.37	2.34	0.02	4.55	0.90
20	14	89.16	0.16	3.07	2.60	1.36	2.87	0.64	0.28	0.64	0.28	0.25	0.05	-
21	18	87.35	0.21	4.92	1.02	1.99	3.01	0.12	0.99	0.41	0.54	0.70	0.05	-
22	32	85.41	0.08	2.40	0.90	0.27	1.17	0.025	0.32	1.57	0.55	0.22	0.13	-

На Талганском месторождении в ареале колчеданосного палеогидротермального поля широко представлены **маложелезистые марганцовистые гематит-карбонатные пелитолиты**. Они фашиально сменяют хлорит-гематитовые продукты подводного окисления сульфидных взвесей, либо ассоциируют с брекчиями известняков, заполнившими гидротермокарстовые воронки в надрудной карбонатной толще.

Фтаниты внешне резко отличаются от яшм и кремнистых пелитолитов темной окраской. Это почти черные или темно-серые породы с синеватым, коричневатым или зеленоватым оттенком. Их окраска зависит от несколько повышенного содержания углеродистого вещества и закисных форм железа. Несмотря на отличие в цвете, основной минеральный состав, структурные, текстурные признаки и стратификация у фтанитов и яшм весьма сходны. От яшм фтаниты отличаются некоторыми особенностями химического состава: преобладанием закисной формы железа, в среднем повышенными содержаниями фосфора и углерода и ничтожными – марганца [Гео-синклинальная..., 1984]. В надрудных толщах колчеданных месторождений развиты, в основном, глинистые разновидности фтанитов – углеродистые пелитолиты или аргиллиты. Иногда они полностью занимают почти весь объем надрудной тонкослоистой толщи (Бурибайское месторождение) или образуют ритмично-слоистые песчано-аргиллитовые пачки (Сибайское, Блявинское и др. месторождения). Углеродистые пелитолиты и алевролиты



Примечание: 1 – гематитсодержащие кремнистые пелитолиты пурпурно-красные; 2 – кремнистые пелитолиты зеленые; 3 – пирит-кремнистые пелитолиты серые; 4 – апатитсодержащие белые пелитолиты; 5 – гидрослюдасто-хлоритовые пелитолиты, 6 – хлоритовые пелитолиты (хлоритолиты); 7, 8 – пирит-кремнистые пелитолиты первого горизонта: 7 – розовые, 8 – серые; 9–11 – кремнистые пелитолиты пятого горизонта: 9 – коричнево-красные, 10 – розовые, 11 – зеленые; 12–14 – пирит-кремнистые пелитолиты четвертого горизонта: 12 – розовые, 13 – зеленые, 14 – белые; 15–17 – кремнистые пелитолиты шестого горизонта: 15 – коричнево-красные, 16 – розовато-зеленые, 17 – белые; 18, 19 – углеродистые пелитолиты надрудных толщ: 18 – Бурибайского месторождения, 19 – Сибайского месторождения; 20 – яшмы бугульгырского горизонта; 21 – силициты мукасовского горизонта; 22 – гейзериты и кремнистые осадки Курило-Камчатской островодужной зоны. Пробы: 1–19 – из коллекции автора, 20 – А. А. Гаврилова [Гаврилов, 1972], 21 – А. М. Пумпянского [Пумпянский, 1987], 22 – С. И. Набоко [Набоко, 1980].

Note: 1 – hematite-bearing purple-red siliceous lutites; 2 – green one; 3 – grey pyrite-siliceous one; 4 – white apatite-bearing one; 5 – hydromicaceous-chlorite one; 6 – chlorite one (chloritolites); 7, 8 – pyrite-siliceous one of the first horizon: 7 – pink, 8 – grey; 9–11 – siliceous one from the fifth horizon: 9 – brownish-red, 10 – pink, 11 – green; 12–14 – pyrite-siliceous one of the fourth horizon: 12 – pink, 13 – green, 14 – white; 15–17 – siliceous one of the sixth horizon: 15 – brownish-red, 16 – pink-green, 17 – white; 18, 19 – carbonaceous one of supra-ore stratum: 18 – of Buribaiskoye deposit, 19 – of Sibaiskoye deposit; 20 – jaspers of buguligirsk horizon; 21 – silicites of mukasovsk one; 22 – geyserites of the Kuril-Kamchatka island arc zone. Samples: 1–19 – from author’s collection, 20 – of A. A. Gavrilov [Gavrilov, 1972], 21 – of A. M. Pumpyanski [Pumpyanski, 1987], 22 – of S. I. Naboko [Naboko, 1980].

состоят из частичек кварца, альбита и гидрослюдисто-хлоритового матрикса. Углеродистое вещество и фрамбоиды пирита образуют тонкие полоски и прослои. Иногда содержание прослоев фрамбоидального пирита возрастает до 50 % от общей массы породы. Н. С. Скрипченко [1980] вполне справедливо связывает образование фрамбоидального пирита в углеродистых сланцах полиметаллических месторождений с раннедиагенетическими бактериальными сульфат-редуцирующими процессами. В целом, в рудоконтролирующих горизонтах медноколчеданных месторождений уральского типа углеродистые пелитолиты встречаются редко. Очевидно, окологрудные условия в них неблагоприятны для отложения углеродистых осадков. В. В. Авдонин и Т. Я. Гончарова [1986] относят углистые туфоалевролиты алтайских колчеданных месторождений к фациям, удаленным от вулканических построек. Определенная зависимость количества сульфидного и углеродистого вещества установлена в рудоносных толщах колчеданных месторождений [Рыбаков, 1987]. Присутствие карбонатно-углеродистых пачек – специфическая особенность стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

К своеобразным продуктам придонного кислотного преобразования пелитоморфных пород относятся **пиритсодержащие апонелитовые микрокварциты**. Особенно широко они распространены на Октябрьском, Маканском, Бакр-Тауском, Гайском месторождениях, где ассоциируют с сильно выщелоченными и окварцованными пиритовыми песчаниками. Микрокварциты – породы розового, серого и белого цветов, залегают в кровле слоев нормально-осадочных кремнистых пелитолитов или образуют самостоятельные слои мощностью 0.1–1 м. Микрокварциты или пирит-кремнистые пелитолиты состоят из кварца и калиевой гидрослюды политипа 1М, содержат реликты кластогенного пирита (проводимость р-типа) и нередко импрегнированы вкрапленностью новообразованного пирита (имеющего проводимость n-типа) и хлорита. По химическому составу они близки к осадочным кремнистым пелитолитам, однако, содержат больше серы (см. табл. 5). Аналогичные микрокварциты из алтайских колчеданных месторождений В. В. Авдонин [1994] считает гидротермально-осадочными образованиями. Имеющийся у нас материал свидетельствует о первоначально микрообломочном строении микрокварцитов. Наблюдаются признаки окварцевания кровли слоев тонкообломочных песчаников и пелитолитов с образованием микрокварцитов (см. раздел 4.5) [Масленников, 1991]. Происхождение окварцевания связывается с окислением примесного кластогенного пирита и выщелачиванием осадка природной серной кислотой. Этот процесс рассматривается как особая разновидность окологрудного кислотного гальмиролиза [Масленников, 1997а].

Своеобразная разновидность пирит-кремнистых пелитолитов – **фосфорсодержащие пелитолиты**. Это породы белого и коричневатого-белого цвета, образуют прослои в кровле прогрессивных гиалокластических циклитов. Особенно ярко породы этого типа представлены в осадках со стороны лежащего бока третьей рудной линзы Ново-Сибайской залежи. Минеральный состав пелитолитов представлен кварцем, гидрослюдами и фторапатитом. В кровле циклитов наблюдается примесь тонкодисперсного органического вещества. Содержание P_2O_5 в них достигает 10 % (рис. 46). По дифрактометрическим и геохимическим данным, основным фосфорсодержащим минералом в породе является фторапатит. Фосфорсодержащие кремнистые породы обогащены фтором, лантаном, иттрием, свинцом и цинком [Масленников, 1991]. По простиранию с удалением от рудного тела они сменяются кремнисто-железистыми породами – продуктами отложения окисленных сульфидных взвесей, при этом содержание P_2O_5 в дистальных отложениях снижается до 0.2 %. Выпадение фосфатных соединений может произойти вследствие окисления апобактериальных органических веществ или при частичном растворении примесных карбонатов с синхронным осаждением апатита [Косовская и др., 1984].

Хлоритолиты образуют специфическую группу апогиалокластогенных пелитолитов, главный породообразующий минерал которых – хлорит. В целом, хлоритолиты и их реликты рассматриваются в качестве типоморфного признака, который свойственен семейству колчеданных месторожде-

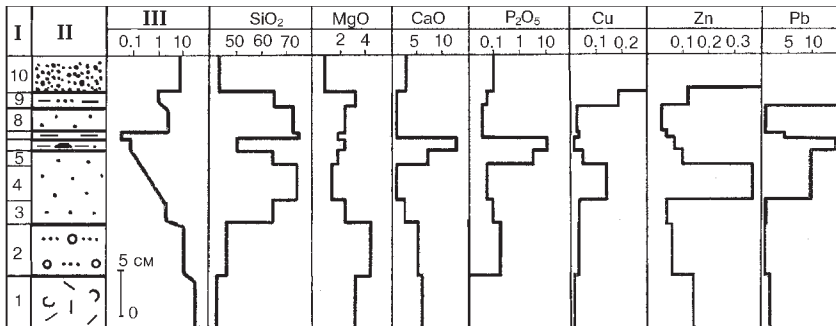


Рис. 46. Литограмма опорной колонки № 33 нижней части слоистой пачки третьего горизонта, расположенной на расстоянии 50 м от раздува Ново-Сибайской рудной залежи 2-5, 8- гиалокластитовые тейфроиды дацитового состава, слой 6 – апатитсодержащие пелитолиты – фосфориты. Содержание Pb в $n \cdot 10^{-3} \%$.

Условные обозначения на рис. 19.

Fig. 46. The lithogram of 33 key column of lower part of layered packet of third horizon at 50 m from Novy Sibay swell

2-5, 8- hyaloclastic tephroides of dacitic composition, 6- apatite-bearing lutites – phosphorites. Pb content in $n \cdot 10^{-3} \%$.

Denotation in fig. 19.

ний [Юрин, 1983; Дистанов, 1977]. Они имеются на Сибайском, Александринском, Октябрьском, Бакр-Тауском, Талганском, Шемурском, Ново-Шемурском, Валенторском, Учалинском, Озерном, им. XIX партсъезда, Узельгинском, Подольском, Приорском, Летнем, Зимнем, Левобережном и других месторождениях. Кроме того, они известны на Северном Кавказе (Урупское, Худесское и др.), Рудном Алтае (Орловское, Рубцовское, Тишинское, Риддер-Сокольное и др.), на месторождении Эргани-Маден (Турция), в районе Бутерет-Ньюкаск (Канада) и в других местах. По вопросу генезиса хлоритолитов в литературе существует несколько точек зрения. Одни исследователи рассматривают их как гидротермальные метасоматиты, другие считают их гидротермально-осадочными породами [Авдонин, Гончарова, 1994], третьи относят хлоритолиты к продуктам палагонитизации гиалокластических илов [Злотник-Хоткевич и др., 1980; Масленников, 1991]. До определенного времени было бесспорно лишь одно: хлоритолиты не являются продуктами промежуточных зон метасоматических колоннок [Юрин, 1983].

На колчеданных месторождениях Южного Урала хлоритолиты встречаются как со стороны висячего, так и лежачего боков и на выклинивании рудных тел. Мощность слоев хлоритолитов 2–40 см. Нередко они имеют постепенные переходы с грубообломочными гиалокластогенными отложениями. В отличие от гиалокластитов, хлоритолиты содержат больше MgO , Al_2O_3 и TiO_2 , иногда Fe_2O_3 , FeO , P_2O_5 и значительно меньше SiO_2 , Na_2O и K_2O (см. табл. 5). Первичный состав гиалокластогенного материала, по которому образовались хлоритолиты, может быть определен только при прослеживании постепенных фациальных переходов с вмещающими породами. С удалением от рудных тел в гиалокластогенных отложениях возрастает содержание SiO_2 и Na_2O , и они переходят в альбит-гидрослюдисто-хлоритовые пелитолиты и гиалокластогенные песчаники.

Внешне хлоритолиты – это плотные однородные скрытокристаллические породы зеленого или черного цветов. Они содержат хлопьевидные выделения лейкоксена, иногда обогащены кварцем, Са-Mn-Mg-карбонатами, углеродистым веществом, пиритом, сфалеритом, гематитом, количество которых колеблется в широких пределах. В некоторых хлоритолитах отмечаются многочисленные «оруденелые бактерии», представленные кластерами фрамбоидального пирита. В шлифах хлорит зеленый, в скрещенных николях обладает темно-серой и серовато-бурой окраской. В некоторых случаях наблюдается реликтовая микрокластическая микроструктура: остроугольные перлитоподобные фрагменты часто имеют конформные ограничения и прилегающие контакты, то есть несут признаки, характерные для гиалокластогенного материала. Гиалокласты, сохранившиеся от полной хлоритизации, имеют реликтовую гиалопелитовую или микрофельзитовую структуру основной массы. Лишь иногда в хлоритолитах, образовавшихся по гиалок-

ластогенным отложениям кислого состава, встречаются фенокристаллы вулканогенного кварца (Молодежное месторождение). Многочисленные лейсты альбита, свойственные неизменным эффузивам, в хлоритолитах встречаются лишь в виде расплывчатых реликтов.

Наибольший интерес представляют колломорфные, разнообразные овоидные или оолитовые структуры, подробно охарактеризованные В. В. Авдониным [1994] на примере хлоритолитов алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений (Ридер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Камышинское, Орловское, Юбилейное, Рубцовское, Таловское, Зырянское). В результате проведенных работ В. В. Авдонин доказал диагенетическую природу этих структур. Колломорфные структуры в хлоритолитах уральских колчеданных месторождений встречаются нечасто. Такие структуры обнаружены нами в гравийных гиалокластитовых тейфроидах, подстилающих фосфориты и руды на южной выклинке III (снизу) горизонта Ново-Сибайской залежи. Хлориты слабо окристаллизованы, имеют мало дифракционных линий, характеризуются структурной неупорядоченностью и присутствием фона, свойственного аморфным веществам. При ультразвуковой диспергации частицы раскалываются в продольном и поперечном направлениях.

Околорудные хлориты Сибайского, Зимнего и Яман-Касинского месторождений являются магнезиально-железистыми и относятся к группе шамозита, тюрингита или рипидолита. Хлориты Октябрьского, Александринского и Бакр-Тауского месторождений почти чисто магнезиальные. Соотношения Mg и Fe в хлоритолитах коррелируют с соответствующими содержаниями этих элементов в лавах, гиалокластитах, кремнисто-железистых породах и рудах [Масленников, 1991]. Характерная черта хлоритов алтайских месторождений – высокая кремнеземистость [Авдонин, 1994] – свойственна и хлоритам из околорудных осадков колчеданных месторождений Урала. В некоторых случаях наблюдаются признаки преобразования хлоритолитов в тальколиты или серицитолиты.

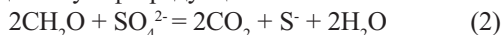
По данным газовой хроматографии в хлоритолитах и тальколитах устанавливаются ацетилен, тяжелые углеводороды и иногда аммиак [Масленников, 1992]. Полученные данные согласуются с находками битумов в современных [Эдмонд, Дамм, 1983] и древних [Иванов С. Н. и др., 1960; Зарайский, 1964] колчеданных рудах, а также с определениями органического вещества термическим анализом в стратифицированных хлоритолитах некоторых колчеданных месторождений Урала [Контарь, 1989].

Характерная черта хлоритолитовых осадков – присутствие разнообразных карбонатов. Иногда в карбонатах, так же как и в хлоритолитах, сохраняется реликтовое пылевидное углеродистое вещество [Авдонин, 1994]. Легкий изотопный состав углерода карбонатов (δC^{13} = от -3 до -19 ‰) может

указывать на их образование за счет окисления углеводов в кислород-содержащем приповерхностном слое осадков. Появление легких изотопов углерода ($\delta C^{13} = 5 \text{ ‰}$) в карбонатах месторождений типа Куроко Х. *Омото* [Ohmoto, 1996] связывает с термальным разрушением органического вещества, находящегося в аржиллитах (δC^{13} от -22 ‰ до -26 ‰) под действием гидротермальных флюидов по реакции:



Многие карбонат-хлоритовые прослои (например, на Александринском месторождении) существенно удалены от рудоподводящего канала. Этот факт, несомненно, противоречит модели пиролиза. Более предпочтительной является реакция бактериального окисления органических веществ в процессе бескислородной сульфатредукции:



Реакция (2) приводит к образованию изотопно легкого бикарбоната, необходимого для отложения карбонатов. Возможное совмещение окисления с процессами ферментации приводило к промежуточным значениям изотопного состава углерода [Лидер, 1986].

Гипотеза гидротермально-осадочного накопления околорудных осадков, развиваемая В. В. Авдониным [1994], основывается на признаках, доказывающих стратифицированность или их синхронность вулканизму. В качестве таких признаков отмечается пластообразная форма и слоистость микрокварцитовых и хлоритолитовых тел, присутствие обломков хлоритолитов в надрудной толще. Возможность гидротермально-осадочного синтеза смектит-хлоритов в современных океанических осадках, казалось бы, подтверждается результатами литологических исследований современных околорудных океанических осадков. Вместе с тем, гидротермально-осадочной гипотезе противоречат следующие факты: постепенные стратиграфические и латеральные переходы хлоритолитов с гиалокластитами, микрокварцитов с пелитолитами [Масленников, 1991]; реликтовое обломочное строение и наличие в них реликтовых порфировых структур; ареалы хлоритолитов не являются обширными и не покрывают значительные площади. Наиболее убедительны данные, свидетельствующие о том, что хлоритолиты и микрокварциты – продукты преобразования палагонитизированного осадка [Злотник-Хоткевич и др., 1980]. Тем не менее, продукты фоновой палагонитизации гиалокластогенных илов существенно отличаются от хлоритолитов повышенными содержаниями K_2O , SiO_2 , Na_2O . Причины этого явления с позиций этой гипотезы не объяснялись. Предлагаемая нами гипотеза, объясняющая происхождение хлоритолитов в процессе околорудного гальмиролиза (см. главу. 3) сульфидно-осадочных смесей в присутствии органических веществ, показывает взаимосвязь между процессами окисления колчеданных руд и формированием хлоритолитов [Масленников, 1991, 1997a].

Полученные данные согласуются с находками бактериальных матов и битумов в современных сульфидных постройках и металлоносных отложениях [Baross, Demming et al., 1983; Леин и др., 1988 и др.], а также с определениями органического вещества в древних колчеданных рудах [Иванов С. Н. и др., 1960] и в стратифицированных хлоритолитах колчеданных месторождений Урала.

2.5. Эдафогенные брекчии и ксеноклавокластиты

В колчеданоносных районах Урала гиалокластогенные отложения базальтового, андезито-базальтового, андезитового, дацитового и риолитового состава подробно охарактеризованы в работах Г. Ф. Червяковского [1975], В. А. Коротеева и др. [1986], В. Г. Кориневского [1987], А. В. Говоровой [1975], М. А. Петровой, В. И. Рогова, И. А. Буриковой [1974], К. П. Иванова, Н. С. Чурилина [1975], И. В. Хворовой, Е. Г. Елисеевой [1963]; И. Б. Севракина [1982, 1986]; Е. Н. Горожаниной [1993], Л. Н. Сопко [1974], В. В. Масленникова [1991].

Наименее изученными оказались вулканомиктовые отложения смешанного состава. Изучение обломочных отложений смешанного состава дает все новые факты в пользу выделения среди них разностей, формирование которых не связано ни с привнесом терригенных осадков с суши, ни с поступлением пирокластического материала. Приводятся доказательства того, что многие грубообломочные отложения, принимавшиеся за туфы, представляют собой подводный коллювий на склонах вулканических построек [Кориневский, 1987]. К настоящему времени в колчеданоносных комплексах Урала и других рудных регионов выявлены разнообразные эдафогенные отложения – продукты подводной денудации коренных пород дна бассейна [Геосинклинальная..., 1984; Зайкова, Зайков, 1984; Зайкова, 1991], а также ксеноклавокластиты – продукты дезинтеграции ксенокластолав различного состава [Масленников, 1991].

Эдафогенные брекчии – грубообломочные продукты разрушения твердых коренных пород и полулитифицированных осадков, встречаются на колчеданных месторождениях Южного Урала нечасто. Наибольшая мощность слоев брекчий отмечается, как правило, на участках разломов и вблизи тупых выклинок рудных тел. Иногда брекчии располагаются в приконтактных частях даек кислого состава. Специфическая остроугольная, часто щепковидная форма эффузивных обломков (рис. 47), срезание миндалин и фенокристаллов их контурами, приуроченность к трещинам и зонам разломов, наличие аллохтонных обломков полулитифицированных вулканогенно-осадочных пород, большие мощности (раздувы), достигающие 10–15 м, позволяют предполагать, что брекчии возникали в результате гравитацион-

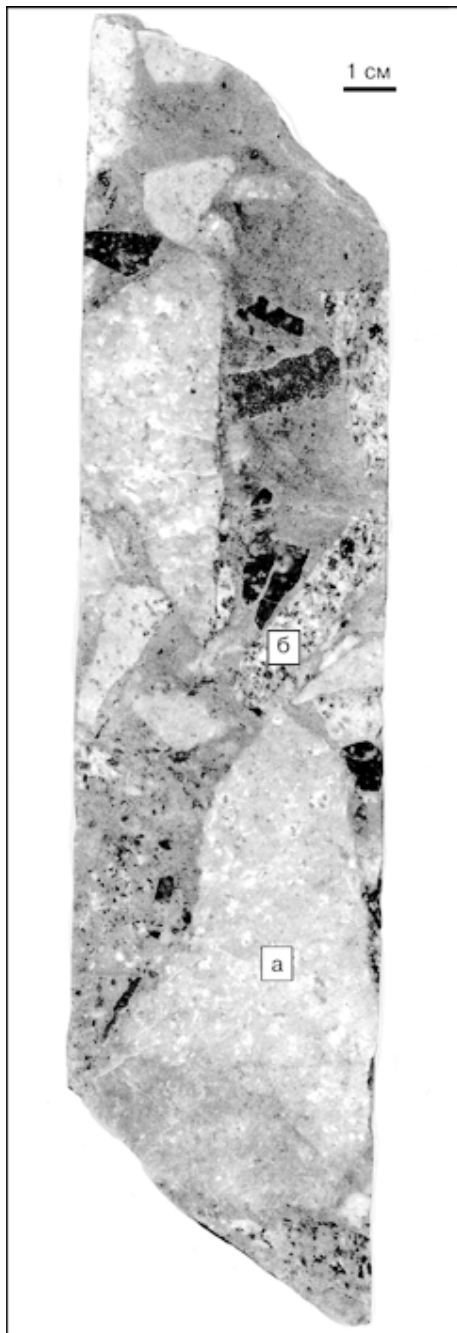


Рис. 47. Эдафогенная брекчия с остроугольными обломками андезито-дацитов (а) и кварцевых диоритов (б).

Цемент псаммито-пелитовый вулканомиктовый. Ново-Маканское месторождение.

Fig. 47. Edaphogene breccia with acute-angled clasts of andesite-dacites (a) and quartz diorites (b).

The cement psammitic-pelitic volcanoclastic. Novo-Makanskoje deposit.

ного придонного обрушения коренных пород и переотложения разнородного эдафогенного материала. Эдафогенные брекчии могут быть сложены не только обломками эффузивных пород, но и содержать обломки диоритов и габбро, комагматичных эффузивному комплексу. Обычно эдафогенные брекчии этого типа залегают в трещинах на уровне интрузивных тел. Иногда на колчеданных месторождениях встречаются кремнекластические эдафогенные брекчии, аналогичные кремнекластитам, впервые описанным И. В. Хворовой [Геосинклинальная..., 1984] в фоновых среднепалеозойских отложениях Южного Урала. Специфическая разновидность эдафогенных брекчий – продукты придонного разрушения сульфидных холмов (см. раздел 2.2).

Появление эдафогенного материала подчеркивает специфические условия седиментации, контрастность рельефа дна, наличие уступов, возникавших при активных тектонических нарушениях, указывает на существование

перерывов в эффузивной деятельности, необходимых для сульфидоотложения. Не исключено, что формирование некоторых разновидностей эдафогенных брекчий связано с сопровождавшими разломы фрегатическими «взрывами», и в этом случае эдафогенные брекчий не отличимы от эксплозивных.

Эдафогенный материал, встречающийся в гиалокластогенных песчаниках в подчиненном количестве, представлен обломочками колчеданных руд, эффузивных, интрузивных и вулканогенно-осадочных пород (рис. 48). С увеличением количества постороннего материала гиалокластогенные ксенотефроиды переходят в эдафогенные отложения, например, кремнекlastические, сульфидные и кристалло-литокластические песчаники. В целом дифференциация обломочного материала осуществлялась автокинетическими потоками в спокойном гидродинамическом режиме. Поэтому, в отличие от типичных туфогенных и терригенных осадков, эдафогенные отложения характеризуются очень плохой сортированностью, незначительным количеством аксессуарных минералов, имеют минералого-петрохимические показатели, указывающие на «незрелость» осадков. Относительно хорошо сортированные вулканотерригенные песчаники встречаются лишь в флишоидных толщах, перекрывающих островодужные риолит-базальтовые комплексы. В целом, находки эдафогенных брекчий, содержащих обломки интрузивных пород, в колчеданосных комплексах Южного Урала относительно редки, так как образование аномальных склонов – явление неповсеместное. Заполнение зияющих гьяров или локальных раздвигов эдафогенным материалом, характерное для колчеданосных рифтов во время экструзивно-эффузивных извержений, послужило основой для формирования ксенокластола, поглощающих почти весь эдафогенный материал.

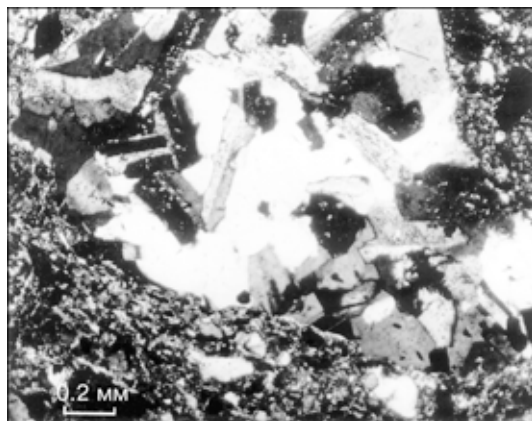
Ксенолавокластиты встречаются почти на всех полициклических колчеданных месторождениях Урала и других колчеданосных регионов.

Рис. 48. Обломок плагиигранита в эдафогенных микститах рудоносного вулканогенно-осадочного горизонта.

Ново-Маканское месторождение. Скв. 84, глубина 122 м. Николи скрещены.

Fig. 48. Fragment of plagiogranite in edaphogene mixtites from the ore-bearing volcanosedimentary horizon.

Novo-Makan deposit. 84 drill hole, depth 122 m. Crossed nicols.



В отличие от эдафогенных брекчий, они содержат многочисленные округлые обломки, напоминающие хорошо окатанные гальки. Эти породы долгое время назывались туфоконгломератами, туфоконглобрекчиями [Рудницкий, 1983], туфами смешанного состава [Шарфман, 1989] и даже пострудными инъекционными взрывными брекчиями [Козулин и др., 1975]. Проведенные нами литолого-петрографические и литолого-фациальные исследования показывают, что подавляющее большинство туфоконгломератов относится к особому генетическому классу ксенолавокластогенных отложений [Масленников, 1991].

Ксенолавокластиты и ксеногиалокластиты – это вулканокластические породы смешанного состава, своеобразные продукты дезинтеграции ксенокластолав, состоящие из остроугольных литических или витрических лавокластов и округлых ксеногенных (резургентных) обломков – ксенокластов эффузивных, интрузивных, вулканогенно-осадочных, осадочных пород и, иногда, колчеданных руд. Появлению ксенолавокластитов предшествовал период заполнения магмой зияющих раздвигов с захватом расплавом обрушавшегося эдафогенного материала и перемещением его кверху на дно палеобассейна. Дальнейшая история формирования ксеногиалокластогенных отложений заключалась в контракционной дезинтеграции кластолав или ксенокластолав кислого состава. Наблюдаются постепенные переходы от ксенокластолав к ксеногиалокластитам и ксеногиалокластическим тефроидам.

Последующая седиментационная дифференциация приводила к переслаиванию псевдоконгломератов и гиалокластогенных песчаников. Псевдоконгломераты концентрировали ксеногенные обломки, а песчаники – витрические осколки лавовой матрицы и кристаллокласты. Дезинтегрированные ксенокластолавы, нередко содержащие ксенолиты интрузивных пород, имеют признаки контракционного дробления и «пальцевания» лавовых потоков низкой вязкости с образованием линзовидных литоидных обособлений. Сохранившиеся от полной дезинтеграции лавовые обособления погружены в частично растрескавшийся лавовый цемент. Количество ксенолитов в ксенокластолавах иногда достигает 20–40 % от объема породы [Масленников, 1991].

Ксенокласты – это резургентные обломки (ксенолиты), высвободившиеся при дезинтеграции ксенокластолав и последующем переотложении лавокластического материала. Они отличаются от гиалокластов и эдафогенных обломков округлой и сглаженно-угловатой формой (рис. 49, 50) и подразделяются на обломки плутонических, эффузивных, вулканогенно-осадочных пород, метасоматитов и руд. Плутонические ксенокласты раскристаллизованных интрузивов, комагматичных эффузивам, представлены плагиогранитами, кварцевыми диоритами или габбро. В больших количествах

встречаются ксенокласты эффузивов и их лавокластитов, в том числе афировых базальтов, лавокластитов и гиалокластитов основного и среднего составов, иногда с кварц-гематитовым цементом, андезитодацитов (дацитов), кварц-плагиоклазовых риолитов. По составу ксенокласты гидротермальных метасоматитов соответствуют пирит-серицит-кварцевым и серицит-кварцевым, хлоритовым, магнетит-хлоритовым породам. Среди ксеногенных обломков вулканогенно-осадочных пород и руд имеются следующие разновидности: синвулканомиктовые песчаники и дресвяники, кремнистые пелитолиты серые, розовые и светло-зеленые; кварц-гематитовые породы оранжево-красные; серноколчеданные и медноколчеданные руды.

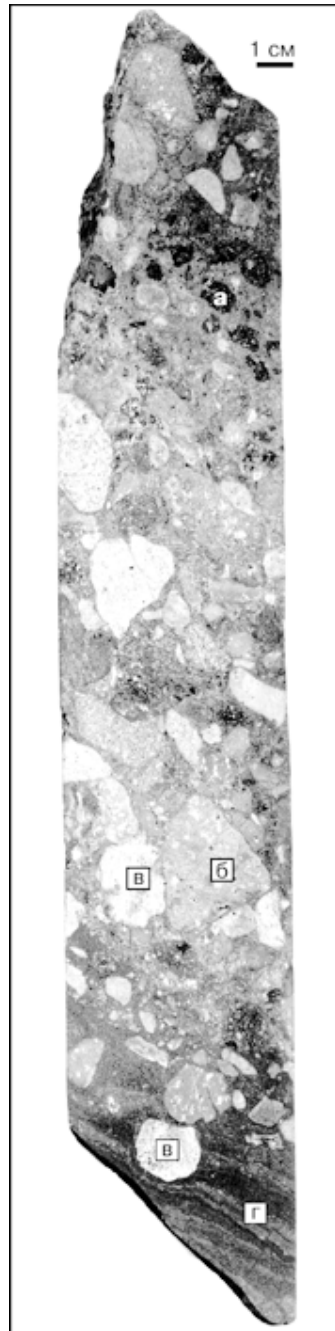
Лавокласты подразделяются на литические – собственно лавокласты – и витрические, или гиалокласты. Ксенолавокластиты, содержащие витрические обломки, относятся к группе ксеногиалокластитов. Гиалокласты и лавокласты, как правило, имеют удлиненную форму, изрезанные ограничения и содержат ксенолиты чуждых пород и ксенокристаллы кварца, реже плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Разновидности ксенолавокластитов выделяются по составу лавокластического материала. На колчеданных месторождениях

Рис. 49. Ксенолавокластит с угловатыми лавокластами дацитового состава (а), округлыми ксенокластами дацитов (б) и плагиогранитов (в), прослоем ксеногиалокластических песчаников (г).

Ташкулинское месторождение.

Fig. 49. Xenolavoclastite with angular lavoclasts of dacitic composition (a), rounded dacite (б) and plagiogranite (в) xenoclasts, interlayer of xenohyaloclastic sandstones (г).

Tashkulinskoye deposit.



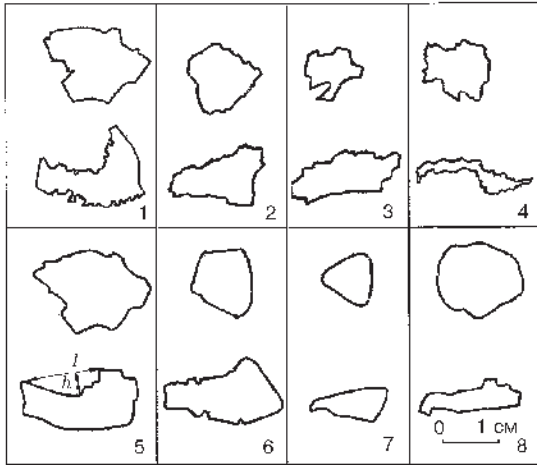


Рис. 50. Морфологические особенности обломков из вулканогенно-осадочных брекчий Октябрьского месторождения.

Лавокластогенные обломки: 1 – гиалокласты андезибазальтового состава (подрудная толща); 2 – лавокласты андезидацитового состава (нижний горизонт); 3 – лавокласты дацитового состава (верхний горизонт); 4 – гиалокласты того же состава и горизонта. Резургентные обломки (ксенокласты): 5, 6 – андезибазальтов (нижний и верхний горизонты); 7 – андезидацитов; 8 – гиалокластиков.

Fig. 50. Morphological particularities of clasts from volcanosedimentary breccias of the Oktyabrskoye deposit.

Lavoclastogene clasts: 1 – hyaloclasts of andesibasaltic composition (sub-ore strata); 2 – lavoclasts of andesite-dacitic composition (the lower horizon); 3 – lavoclasts of dacitic composition (the upper horizon); 4 – hyaloclasts of the same composition and horizon. Resurgent clasts (xenoclasts): 5, 6 – of andesibasalts (the lower and upper horizons), 7 – of andesite-dacites; 8 – of hyaloclastites.

Южного Урала и Восточной Тувы автором установлены разнообразные ксенолавокластиты основного, среднего либо кислого состава.

Ксеногиалокластиты и ксенолавокластиты основного состава на южно-уральских колчеданных месторождениях встречаются нечасто, главным образом, в толщах, завершающих формирование осадочно-вулканогенных комплексов. Такие породы можно обнаружить в отложениях ирендыкской свиты, где в андезибазальтовых ксеногиалокластитах содержатся агломератовые ксеногенные обломки дацитов. Такие же породы имеются в надрудной толще южной части Межозерного рудного узла. Кроме ксеногенных обломков дацитов, они содержат обломки органогенных известняков. Наиболее ярким примером брекчий этого типа являются базальтовые ксеногиалокластиты, изученные автором в надрудной толще на Кызыл-Таштыгском колчеданно-полиметаллическом месторождении, расположенном в Восточной Туве. В них встречены многочисленные округлые и сглаженно-угловатые обломки дацитов, гранитов, кремнистых пелитолитов, гематит-кварцевых пород, фтанитов, колчеданных руд, органогенных известняков, хлорит-карбонатных и пирит-кварцевых метасоматитов. Вокруг ксеногенных обломков в виде каемок встречаются остатки застывшего базальтового расплава. На протяжении 1 км прослеживается латеральный ряд от лав

с ксенолитами указанных выше пород к ксеногиалоловаккластитам и их слоистым дресвяникам и песчаникам.

Гораздо чаще в рудовмещающих толщах колчеданных месторождений встречаются ксеногиалокластиты и ксенолавокластиты среднего и кислого составов. Они имеются на Узельгинском, Молодежном, Талганском, Западно-Озерном, Учалинском, Сибайском, Маканском, Гайском, Левихинском, Александринском и других рудных полях. На Узельгинском рудном поле стратифицированные ксенолавокластиты и ксеногиалокластиты, слагающие слоистые пачки мощностью более 100 м, сформировались за несколько этапов отличающихся по составу эффузивных извержений. При детальном изучении обломочных пород в них установлены лавокластогенные и ксеногенные обломки. На Узельгинском рудном поле выделены три основных генетических типа обломковидных сульфидных обособлений: рудные обломки или собственно рудокласты – продукты субмаринного разрушения колчеданных залежей (холмов); ксеногенные рудные обломки (ксенорудокласты) – ксенолиты из ксенокластолав и ксенолавокластитов; метасоматические сульфидные обособления, сформированные в результате аутометасоматических процессов. Слои, обогащенные халькопирит-пиритовыми ксенорудокластами на 40–50 %, могут рассматриваться в ряде случаев как потенциальные промышленные руды.

Для доказательства того, что брекчии, залегающие стратиграфически ниже, служили источником ксенолитов и, соответственно, ксенокластов, изучалось изменение формы обломков в зависимости от стратиграфического положения в геологическом разрезе Ташкулинского участка Маканского рудного поля. Сравнивались обломки из ксенолавокластитов нижнего и верхнего горизонтов. Ксенолавокластиты нижнего горизонта на 60 % состоят из окварцованных лавокластов андезидацитового состава, причем, 20–40 % из них остроугольные, а остальные сопоставимы по форме с чуждыми обломками. Чуждые (резургентные) сглаженно-угловатые обломки представлены базальтами, рудокластами, метасоматитами, габбро-диоритами, серицит-кварцевыми и пирит-хлоритовыми метасоматитами, песчаниками, гематит-кварцевыми породами и гиалокластитами. В песчаниках этого горизонта встречаются многочисленные зерна поли- и монокристаллического кварца.

Залегающие стратиграфически выше ксенокластолавы дацитового состава содержат ксенолиты всех разновидностей перечисленных обломков, в том числе и включения зерен кварца. По сравнению с обломками, встречающимися в нижнем горизонте, они более изометричны, ограничения их сглажены (рис. 51). Последующая придонная дезинтеграция ксенокластолав приводила к образованию новых остроугольных лавокластогенных обломков. Часть лаво- и гиалокластов рассыпалась до псаммитовой фракции по образо-

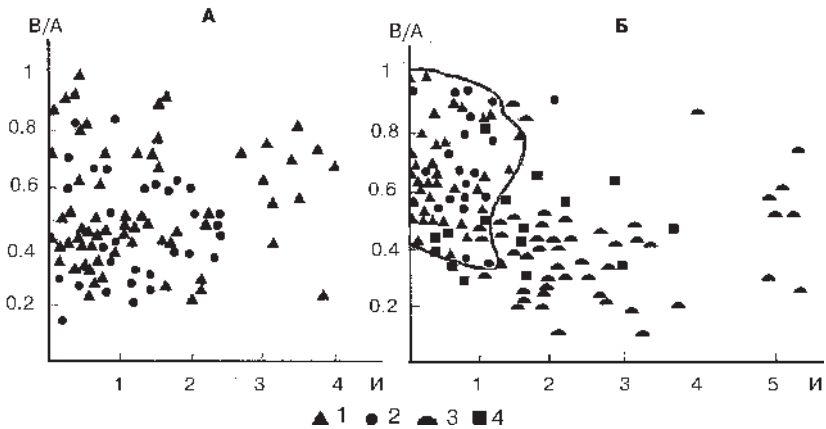


Рис. 51. Диаграммы В/А-И, отражающие морфологические особенности лавокластогенных и резургентных обломков.

А – нижний горизонт, Б – верхний горизонт. 1 – обломки андезидацитов, лавокластогенные в нижнем горизонте и резургентные – в верхнем; 2 – резургентные обломки базальтов, андезитов, песчаников, гиалокластитов и др.; 3 – лавокласты; 4 – гиалокласты дацитового состава.

В/А – коэффициент удлинения: А – длинная сторона прямоугольника, описанного вокруг сечения обломка, В – короткая сторона; И = h/l , где И – суммарный параметр изрезанности ограничений обломка, l – длина прямой, соединяющей соседние выступы ограничений обломка, h – глубина вогнутых частей ограничения, равная длине перпендикуляра, восстановленного к прямой l из самой удаленной от нее точки данного участка ограничения. Параметр изрезанности применяется при сопоставлении формы близких по размерам обломков (в данном случае сопоставляется форма обломков фракции 1–4 см).

Fig. 51. The В/А-И plot, reflecting the morphological particularities of lavoclastogene and resurgent clasts.

А – the lower horizon, Б – the upper horizon. 1 – clasts of andesite-dacites, lavoclastogene in the lower horizon and resurgent in the upper one; 2 – resurgent clasts of basalts, andesites, sandstones, hyaloclastites and other; 3 – lavoclasts; 4 – hyaloclasts of dacitic composition.

В/А – index of elongation: А – the long side of rectangle, described around the section of clast, В – the short side; И = h/l , И – total parameter of irregularity of clast bounds, l – the length of straight line, connecting the neighbouring projections of clast bounds, h – the depth of concave parts of bound equal to length of perpendicular, drew to straight line l from the most distal point of this bound place. The parameter of irregularity is used at comparison of clasts form close by sizes (in this case fraction 1–4 cm).

вавшимися многочисленным перлитоподобным трещинкам. Высвобождавшиеся при этом ксенолиты пород и руд после перемыва и сепарации ксеногиалокластогенного материала концентрировались в грубообломочной фракции. В результате среди слоистых ксенокристалловитрокластических песчаников в верхнем горизонте обособлялись прослой псевдоконгломератов, почти целиком состоящих из округлых ксенолитов и ксенокластов.

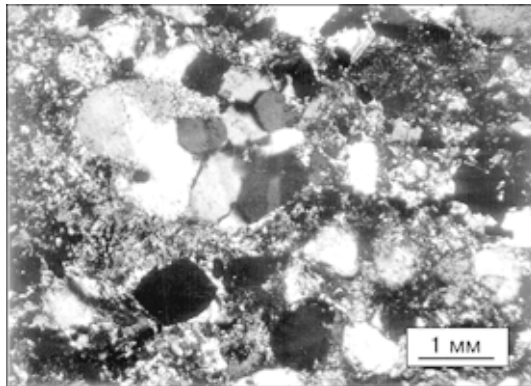
Присутствие двух морфологических типов обломков – остроугольных лавокластов и округлых ксенокластов, а также сохранившиеся вокруг последних фрагментарные каемки магматической матрицы позволяют отличить ксенолавокластогенные псевдоконгломераты от типичных терригенных конгломератов. Таким образом, возникновение грубообломочных пород кислого и смешанного составов напрямую связано с дезинтеграцией лавовых потоков.

Псаммитовые ксеногиалокластитовые тефроиды или ксеногиалокластогенные песчаники – типичные продукты осадочной дифференциации ксеногиалокластитов локальными турбидными потоками. В отличие от обычных кварцевых гиалокластитовых тефроидов, кварц в ксеногиалокластических песчаниках представлен ксенокристаллами гидротермального или интрузивного кварца. В грубообломочных фракциях встречаются округлые поликристаллические кварцевые обломки, содержащие реликтовые гидрослюдисто-хлоритовые участки, оставшиеся от стекловатого материала гиалокластов основного или кислого составов (рис. 52). Нередко можно встретить обломки апобазальтовых плагиигранитов и кварцитов, которые представляют собой сростания кварца и плаггиоклаза. Контакты зерен кварца в поликристаллических агрегатах сутурные, напоминают густую сеть трещинок отрыва, характерную для перлитоподобной оскольчатой микротекстуры гиалокластов. Зерна монокристаллического кварца удлинённые, по размерам соответствуют перлитовым фрагментам. Причина сходства морфологии кварцевых зерен и перлитоподобных оскольчатых микрофрагментов заключается в механизме формирования кварцевого цемента в гиалокластитах: метасоматический кварц развивается по сети трещинок, корродирует края микрофрагментов, усложняя форму последних. Полное окварцевание

Рис. 52. Ксеногиалокластогенный песчаник кислого состава содержит округлый резургентный обломок апобазальтового метасоматита.

Верхний вулканогенно-осадочный горизонт в кровле Ташкулинского купола, скв. 3447-168, Октябрьское месторождение. Проходящий свет, с анализатором.

Fig. 52. Xenohyaloclastogene sandstone of rhyolitic composition contents rounded resurgent fragment of apobasalt metasomatite.



The upper volcanosedimentary horizon in the roof of the Tashkulin dome. 3447-168 drill hole. Oktyabrskoye deposit. Transmitted light with analyzer.

приводит к появлению поликристаллического кварцевого цемента, каждое зерно которого занимает контуры замещенных перлитоподобных оскольчатых микрофрагментов. В отличие от вулканического кварца, зерна гидротермального кварца непрозрачные, характеризуются многочисленными газово-жидкими включениями, волнистым погасанием. Считается, что волнистое погасание характерно для кварца, испытавшего механическую деформацию [Леттиджон и др., 1976]. Кроме того, зерна гидротермального кварца обладают большей удлинённостью, чем вулканогенного. Первые имеют коэффициент удлинения 1.6–3.2, вторые – 1–1.5, реже – более. В процессе разрушения ксенокластов гиалокластитов и плагиогранитов зерна кварца попадают в лаву, затем при дезинтеграции лавы поступают в осадок.

На Ташкулинском месторождении при десквамации ксенокварцевых дацитов высвободилось много ксенокристаллов кварца, которые вошли в состав кристалловитрокластических песчаников, занимающих площадь около 1 км². Содержание ксеногенного кварца достигало 20–40 % от общего объема кластического материала отсортированных песчаников. В процессе транспортировки в лавовом потоке ограничения зерен гидротермального кварца сглаживались, но удлинение оставалось прежним [Масленников, 1991].

Кроме описанных морфологических особенностей обломков, ксеногиалокластогенные песчаники отличаются от пепловых туфов плохой сортированностью обломочного материала и обилием крипокластического матрикса. Значения коэффициентов сортированности псаммитовой фракции, рассчитанные для гиалокластогенных песчаников, варьируют от 4.1 до 5.1. По содержанию матрикса, составляющему 15–40 %, ксеногиалокластогенные песчаники близки к грауваккам, тогда как считается, что пепловые туфы и тефроиды состоят из пирокластического материала, испытавшего хорошую сортировку в воздушной, а затем в водной среде [Геосинклинальная ..., 1984].

В целом, обнаружение ксенолавокластических фаций является важным критерием для определения тектонических условий осадконакопления.

2.6. Особенности осадконакопления в колчеданосных зонах растяжения

Полученные в последние два десятилетия данные по рудообразованию и осадконакоплению в островных дугах и океанических рифтах [Гидротермальные..., 1993; Гидротермальные..., 1992; Лисицын и др., 1990; Авдейко, Краснов, 1985; Бутузова, Лисицына, 1983; Мурдмаа, 1987; Хворова, 1995; Набоко, 1980; Fouquet et al., 1993; Herzig et al., 1990; Scott, 1981; Bostrom et al., 1966; Binns et al., 1993; Hannington and Scott, 1988; Hekinian et al., 1980 и др.] позволяют уточнить основные черты седиментогенеза в колчеданосных раздвигях Уральского палеоокеана.

Локальным фактором литогенеза в океанах является геотектонический режим вулканизма и осадконакопления на конкретном участке развития структуры. Влияние тектонического фактора на распределение мощностей и типов осадков очевидно, ибо тектонические процессы создают рифтовые зоны. Этим же фактором определяются особенности подводного выветривания (гальмиролиза) и гравитационных процессов осадконакопления [Грачев, 1987].

В качестве индикаторных генетических типов, характеризующих локальные обстановки осадконакопления в современных колчеданосных рифтовых долинах, являются эдафогенные, тефротурбидитовые, гиалокластогенные и высокотемпературные гидротермальные отложения, а также продукты гальмиролиза вулканогенных пород и колчеданных руд. Эти генетические типы, формируясь в условиях единого тектонического режима и будучи парагенетически связаны между собой, образуют осадочную формацию областей океанического рифтогенеза [Мурдмаа, 1987].

Осадки современных СОХ отличаются резкой изменчивостью как в латеральном, так и в вертикальном ряду, и это обычно сочетается с одновременным изменением их мощности. Этими же признаками обладают Уральские колчеданосные раздвиги. В колчеданосных районах Урала по аналогии с современными рифтами необходимо различать следующие фациальные комплексы – рифтовых долин или ущелий; внутренних склонов и гребней, оконтуривающих рифтовые долины; впадин, разделяющих вулканические гряды. В составе осадков колчеданосных раздвигов Урала, так же как и современных рифтовых долин, значительную роль играют обломочные компоненты, образующиеся в результате сейсмогравитационного обрушения коренных пород, слагающих склоны осевого грабена. При этом, наиболее грубообломочные отложения концентрируются у подножия и в «карманах» тектонических уступов, ограничивающих рифтовую долину. Характерная черта склоновых осадков – разнообразие мощностей и быстрое выклинивание.

Фоновые осадки, характерные для межгорных впадин современных рифтовых зон, существенно отличаются от фоновых осадков вулканогенных структур Урала: в первых преобладают переотложенные карбонатные илы, переслаивающиеся с фораминиферовыми песками, алевролитами и гиалокластогенными, реже – биогенными, кремнистыми илами, вторые отличаются монотонным чередованием преимущественно базальтовых тонкозернистых гиалокластогенных отложений и радиоляриевых кремнистых пород, представленных зелеными силицитами, яшмами или реже – фтанидами. Пелагические карбонатные осадки в межгорных впадинах колчеданосных районов Урала редки или вообще не встречаются. Чаще всего их место занимают кремнистые отложения.

Эдафогенные отложения, которые рассматриваются как признак приразломных фаций [Мурдмаа, 1987], встречаются в уральских колчеданосных раздвигих нечасто, так как значительная часть эдафогенного материала, заполнявшего внутриосевые гьяры, была захвачена лавами и переотложена на поверхности в виде ксенолавокластитов и ксеногиалокластитов. Характерной чертой эдафогенных брекчий из Уральских колчеданосных раздвигов является существование переходных разновидностей между лавокластогенными и эдафогенными, присутствие обломков интрузивов колчеданных руд и метасоматитов, гидротермальных и полулитифицированных осадочных пород. Осевые зоны раздвигов, отличающиеся максимальным растяжением в одной узкой полосе, сопровождалось локальным сжатием и скучиванием в прибортовых частях рифтоподобных долин. Возникшие при этом положительные формы рельефа служили основным источником эдафогенного материала, иногда содержащего обломки интрузивных и полулитифицированных вулканогенно-осадочных пород. В этом случае эдафогенные брекчии являются индикаторами крайне активного тектонического режима и сильно расчлененного рельефа в относительно узких (2–3 км) рифтоподобных долинах. Более обширные площади, образовавшиеся в результате рассредоточенного растяжения, характеризующегося несколькими синхронными дайковыми каркасными системами, обычно представляли собой вулканические равнины (депрессия Совхозная в Александринском районе) или слабо выраженные в рельефе щитовые вулканы (участок Каменная гора в Бурибайском районе, Карамалыташский вулкан в Сибайском районе). При переходе от осевых зон к межгорным впадинам эдафогенные брекчии исчезают, а их место занимают мономиктовые гиалокластические тефротурбидиты и силициты.

Ксенолавокластиты и ксеногиалокластиты, широко представленные на колчеданных месторождениях Урала, в современных срединно-океанических рифтовых долинах пока не обнаружены. Очевидно, это связано с трудностями диагностики этих образований в монотонных базальтовых комплексах, обедненных осадками, которые могли бы служить источником ксенолитов. Вторая причина – это высокие скорости спрединга, быстрое наращивание осевой экструзивной зоны, не содержащей необходимого количества разнородного эдафогенного материала. Трещины, в основном, заполнялись базальтовым материалом того же состава, что и расплав, и, вероятно, поэтому захваченные расплавом обломки базальтов очень трудно обнаружить. Тем не менее, характерным признаком осевой зоны межконтинентального Красноморского рифта является не только обилие эдафогенной щебенки известняков, базальтов и гиалокластогенного вулканического стекла, но и довольно частое захватывание отдельных фрагментов осадков внутри лавовых потоков. За пределами осевой зоны эти фации отсутствуют

[*Металлоносные...*, 1986]. Наиболее характерны ксенокластолавы и ксенолавокластические отложения для задуговых зон спрединга. Так, в осевой части рифта Валу Фа (бассейн Лау), на гидротермальном поле Ваи-Лили были обнаружены выходы автобрекчированных свежих лав андезитового состава с многочисленными ксенолитами руд и гидротермальноизмененных дацитов и андезитов [Herzig et al., 1990]. Аналогичные лавы с многочисленными ксенолитами руды описаны и на другом гидротермальном поле – Хине-Хина в этом же бассейне [Fouquet et al., 1993].

Очевидно, для образования ксенолавокластических отложений необходимо вулканокластическое покрытие, маскирующее тектонические раздвиги, как это наблюдается в современных задуговых зонах спрединга. На многих гидротермальных полях задуговых зон спрединга широко представлены параллельные осевой зоне открытые трещины, заполненные обломочным материалом [Herzig, von Stackelberg, 1990].

Наличие вулканокластических покрытий в уральских внутридуговых и задуговых зонах локального растяжения, очевидно, свидетельствует о циклическом характере вулканизма (спрединга), в отличие от более быстрого и монотонного спрединга, характерного для обедненных осадками СОХ. Следует заметить, что в межрядовых впадинах, где проявились признаки расщепленного спрединга (например, в бассейне р. Шулдак в Южных Мугоджарах [*История...*, 1984]) также встречаются ксенокластолавы, содержащие однообразные по составу ксенолиты джасперитов, яшм и кремнистых пород. Однако в этих ксенокластолавах никогда не встречаются обломки плагиогранитов, гидротермально-метасоматических аповулканогенных кварцитов и сульфидных рудокластов, свидетельствующих о высокотемпературной гидротермальной деятельности.

Ксенолавокластические отложения, содержащие многочисленные обломки плагиогранитов и других пород, открывают большие перспективы для обнаружения участков глубоких локальных раздвигов. На значительные размеры зияющих трещин могут указывать крупные ксенолиты. Например, вблизи осевой части Гайской структуры среди пирокластических отложений В. С. Требухин [1970] обнаружил ксенолиты интрузивных и других пород, размер которых колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. Ксеногенные обломки колчеданных руд, встре чающиеся в карьере Ново-Сибайской залежи, достигают 2 м в поперечнике. Все это указывает на возможность формирования зияющих трещин шириной более 1–2 м.

В целом, положение колчеданосных зон растяжения может быть определено по ареалам автохтонных ксеногиалокластогенных отложений, содержащих многочисленные ксенокласты (до 60 %) комагматичных интрузивных, эффузивных пород, колчеданных руд, эпикластических и металлоносных отложений. Обнаружение этих пород в первую очередь может

служить критерием для реконструкций местоположения зон циклических локальных раздвигов, характеризующихся периодической сменой режимов эффузивной деятельности и осадконакопления.

Для геотектонических реконструкций особый интерес представляют кварцсодержащие *ксеногиалокластогенные песчаники*, нередко встречающиеся во внутридуговых колчеданосных раздвигах. В них, кроме редких фенокристаллов магматогенного кварца, обнаружены многочисленные зерна поликристаллического или монокристаллического кварца, поступавшие в расплавы при разрушении окварцованных базальтов и апобазальтовых трондьемитов из апикальной части малоглубинного магматического очага.

Кварцсодержащие ксеногиалокластогенные песчаники занимают особое место на классификационных диаграммах, характеризующих геотектонические условия осадконакопления. По соотношению обломков пород полевого шпата и кварца на диаграмме Шутова-Мейнарда они находятся в поле кварцевых граувакк (Q 10–50; L 50–90; F 0–3], смежном с полями песчаников слабоэродированных островных дуг и СОХ (рис. 53). От «типичных» кварцевых граувакк, аренитов и аркозов кварцсодержащие ксеногиалокластогенные песчаники отличаются присутствием редкой ксенолитокластики и преобладанием гиалокластики, указывающей на химическую незрелость осадков. В связи с тем, что дезинтегрировались, главным образом, афировые эффузивы, кристаллокласты плагиоклаза в ксеногиалокластогенных отложениях колчеданосных раздвигов очень редки или несут признаки ксеногенного происхождения. Большинство кристаллов плагиоклаза, так же как и кварца, поступало при рассыпании ксенолитов трондьемитов. Обедненность полевошпатовыми песчаниками резко отличает колчеданосные раздвижки от континентальных рифтов, предшествовавших раскрытию Уральского палеоокеана. Большинство континентальных рифтов вмещают как плагиоклазовые, так и калишпатовые аркозовые и кварцитовые ассоциации. Области вулканизма, характеризующиеся более глубоким заложением, чем колчеданосные рифты и длительным развитием периферических магматических очагов, наряду с граувакками обычно сопровождаются плагиоклазовыми субаркозовыми ассоциациями.

В литературе рассматриваются в основном песчаники двух «чистых» групп. Первая группа – это собственно вулканогенно-обломочные песчаники, не разбавленные терригенным материалом. Поля составов таких песчаников располагаются вдоль нижней стороны треугольника диаграммы В. Д. Шутова (см. рис. 53) и относятся к полевошпатовым грауваккам. Поля составов песчаников другой группы примыкают к стороне Q–F. Эти песчаники, называемые кварцевыми аренитами, аркозами и субаркозами, образовались в результате разрушения полнокристаллических изверженных кислых и средних пород, а также метаморфических пород высоких ступе-

Рис. 53. Классификационная диаграмма В. Д. Шутова «кварц (Q)–полевые шпаты (F)–обломки пород (L)».

А – поля песчаников Южного Урала: 1 – ксеногиалокластогенные песчаники колчеданных месторождений; 2 – граувакки (собственно), а также кварц-плагиоклазовые и плагиоклаз-кварцевые песчаники из Сакмарской зоны; 3 – граувакки кварц-плагиоклазовые из зилаирской свиты; 4 – граувакки плагиоклазовые и кристаллические туфы; 5 – граувакки кварц-плагиоклазовые из колтубанской свиты; 6 – кварцевые, кварц-плагиоклазовые песчаники, Na-Ca-аркозы; 7 – кварцевые песчаники и К-шпатовые аркозы рифея и венда. 1 – данные автора, 2 – В. А. Исаева [1989], 3–5 – Г. Н. Старцева, 6–7 – Э. З. Гареева, А. В. Маслова [1992].

Б – классификационная диаграмма QFL песчаных пород по [Maynard, 1982]: 1 – континентальные окраины Атлантического океана; 2 – активные бассейны Тихого океана калифорнийского типа; 3 – активные окраинные бассейны Тихого океана андского типа; 4 – внутренние бассейны островодужного типа (Берингово море); 5 – океанические бассейны, внешние бассейны островодужных систем (Филиппинское море, северо-запад Тихого океана). Точками показан средний состав, контур многоугольника ограничивает пределы изменения содержаний.

В – классификационная диаграмма QFL песчаных пород по [Dickinson, Suczec, 1979]. I–III – провинции (I – континентальных блоков, II – продуктов разрушения орогенов, III – магматическая).

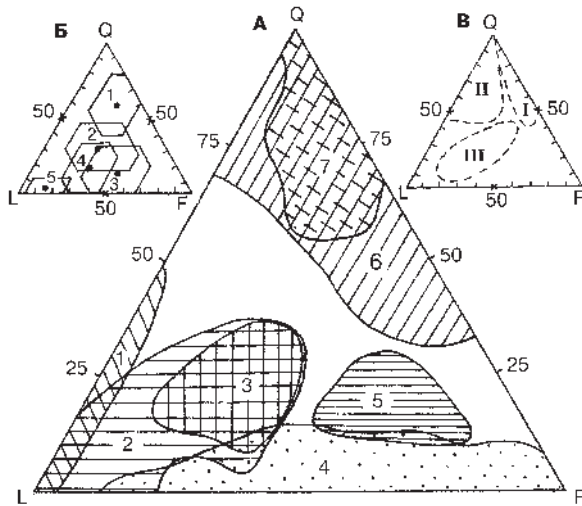


Fig. 53. The quartz (Q)–feldspar (F)–rock clasts (L) classified diagram.

A – the QFL classified diagram after V. D. Shutov on example of South Urals' sandstones fields: 1 – xenohyaloclastogene sandstones of massive sulphide deposits; 2 – greywackes (properly), quartz-plagioclase and plagioclase-quartz sandstones from Sakmar zone; 3 – quartz-plagioclase greywackes from Zilair suite; 4 – plagioclase greywackes and crystalline tuffs; 5 – quartz-plagioclase greywackes from Koltuban suite; 6 – quartz, quartz-plagioclase sandstones, Na-Ca-arkoses; 7 – quartz sandstones and K-spar arkoses of Riphean and Vendian. 1 – the data of author, the remainder was composed after data of: 2 – V. A. Isaev [1989], 3–5 – G. N. Startsev, 6–7 – E. Z. Gareev, A. V. Maslov [1992].

B – the QFL classified diagram of sandy rocks after [Maynard, 1982]: 1 – continental margins of Atlantic ocean; 2 – active basins of Pacific ocean of californian type; 3 – active marginal basins of Pacific ocean, of Andes type; 4 – internal basins of island arc system (Bering sea); 5 – oceanic basins, external basins of island arc system (the Sea of Philippines, northern-west of Pacific ocean). The average composition is shown by dots, the contour of polygon confines the limit of contents change.

V – the QFL classified diagram of sandy rocks after [Dickinson, Suczec, 1979]. I–III – provinces (I – of continental blocks, II – products of orogens destruction, III – magmatic).

ней метаморфизма. К «кварцевой» вершине треугольника тяготеют кремнекластические кварцевые песчаники, нижний левый угол занимают собственно граувакки. Кварцевые граувакки – пока наиболее проблематичные породы и изучены очень слабо. У. Диккинсон считает, что они иногда встречаются в ремобилизованных орогенах [Dickinsen, Suczac, 1979]. Дж. Мейнард вообще не рассматривает геотектоническую значимость левой части треугольника [Maynard, 1982]. Таким образом, выделенные нами ксеногиалокластогенные песчаники занимают особое место на диаграмме В. Д. Шутова, так как имеют парадоксальный для терригенных отложений состав: сочетание незрелых гиалокластов с многочисленными зернами интрузивного кварца, характеризующими, как принято считать, наиболее длительные условия переработки осадочного материала. Это противоречие решается, если определить, что ксеногиалокластогенные песчаники – специфические отложения колчеданосных зон раздвигов, располагающихся над малоглубинными плагиогранитовыми очагами. Ксеногиалокластогенные отложения занимают особое место на классификационных петрохимических диаграммах А. Г. - Коссовской и других, отличаясь от своих кварцсодержащих терригенных «двойников» повышенными содержаниями Mg, Al и других компонентов, подчеркивающими структурную и химическую «незрелость» песчаников (рис. 54).

На петрохимических диаграммах Бхатия и др. [Bhatia, 1983] ксеногиалокластогенные песчаники ассоциируют с осадками глубоководных островодужных зон спрединга Тихого океана (район Марианской островной дуги) и существенно отличаются от осадков континентальных рифтов и пассивных окраин (рис. 55). Средний химический состав песчаников, развитых в колчеданосных районах, в целом соответствует составу песчаников островных дуг и сопряженных с ними бассейнов. Они имеют высокие значения TiO_2 (0.5–1.3 %), Fe_2O_3+MgO (4–14 %), Al_2O_3/SiO_2 (0.2–0.4) и относительно низкие K_2O/Na_2O (0.1–0.8) и существенно отличаются от состава песчаников внутриконтинентальных рифтов и пассивных океанических окраин, рассмотренных, например, в работах Э. З. Гареева и А. В. Маслова [Гареев, Маслов, 1992; Маслов, 1994].

Гидротермальные сульфидные отложения Уральских колчеданных месторождений несут рудно-фациальные, морфоструктурные, палеонтологические или палеоэкологические признаки, характерные для сульфидных построек, обнаруженных в срединно-океанических и задуговых зонах спрединга [Зайков, Масленников, 1987; Зайков, 1991; Масленников, 1991; Зайков и др., 1993; Авдонин, 1994]. Более того, в последние годы автором на Октябрьском, Александринском и Яман-Касинском колчеданных месторождениях Южного Урала обнаружены сульфидные трубы, которые свидетельствуют о полном сходстве современных и уральских «черных курильщи-

Рис. 54. Вулканокластические песчаники из колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала на треугольной диаграмме А. Г. Коссовской и М. И. Тучковой [1988].

I-IV – главные семейства песчаных пород: I – кварцевых (плиоцен-кембрий Русской платформы и Приуралья, а также пески рек Русской платформы); II – олигомиктовых (калиевые аркозы протерозоя Русской платформы, Карелии, Кольского полуострова, а также пермские фтанитовые грауваки Печорского бассейна);

III – полимиктовых (грауваки миоценовые п-ва Камчатка, меловые о. Сахалин, офиолитокластиты меловые Малого Кавказа); IV – грауваковых (миоценовые и пляжевые пески п-ва Камчатка, андезитовые и базальтовые туфы Исландии и Курильских островов, базальтовые гиалокластиты Восточной Атлантики). а, б – средние составы современных океанических гиалокластитов: а – базальтового состава, б – кислого состава. 1-2 – вулканокластические песчаники колчеданного палеогидротермального поля Южного Урала: 1 – гиалокластогенные и ксеногиалокластогенные песчаники кислого состава; 2 – гиалокластогенные песчаники основного состава (1, 2 – данные автора).

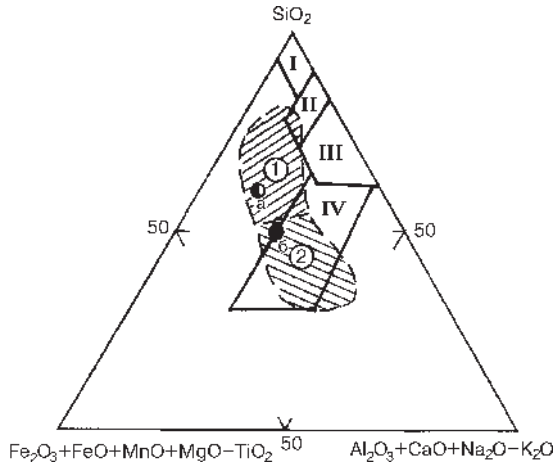


Fig. 54. Volcanoclastic sandstones from the South Urals' massive sulphide paleohydrothermal field on ternary diagram after A. G. Kossovskaya and M.I. Tuchkova [1988].

I-IV – the main families of sandy rocks: I – quartz (Pliocene-Cambrian of Russian platform and Near-Urals, including sands of Russian platform rivers); II – oligomictic (potassic arkoses of Proterozoic of Russian platform, Karelia, Kola Peninsula, Permian phanitic greywackes of Pechora basin); III – polymictic (Miocenic greywackes from Kamchatka, Cretaceous from Sakhalin, Cretaceous ophioliticlastites from Caucasus); IV – greywacke (Miocenic and beach sands from Kamchatka, andesite and basalt tuffs from Iceland and Kuril islands, basaltic hyaloclastites from Eastern Atlantic). а, б – the average composition of modern oceanic hyaloclastites: а – of basaltic composition, б – of rhyolitic one. 1-2 – volcanoclastic sandstones of South Urals' massive sulphide paleohydrothermal field: 1 – hyaloclastogene and xenohyaloclastogene sandstones of rhyolitic composition, 2 – hyaloclastogene sandstones of basaltic one (1, 2 – analyses of author).

ков» [Масленников, 1991; Масленников и др., 1997а]. На основе изучения гидросольфатарных полей Курильской островной дуги (о. Итуруп) нами показано, что трубы «черных курильщиков» отличаются от сульфидных грифонов, обнаруженных нами в грязевых котлах Старозаводского гидросольфатарного поля [Масленников, Зайков, 1995], по строению, составу и способу образования. Высокотемпературные трубы «черных курильщиков» являются не только надежными индикаторами обстановок растяжения. Особая

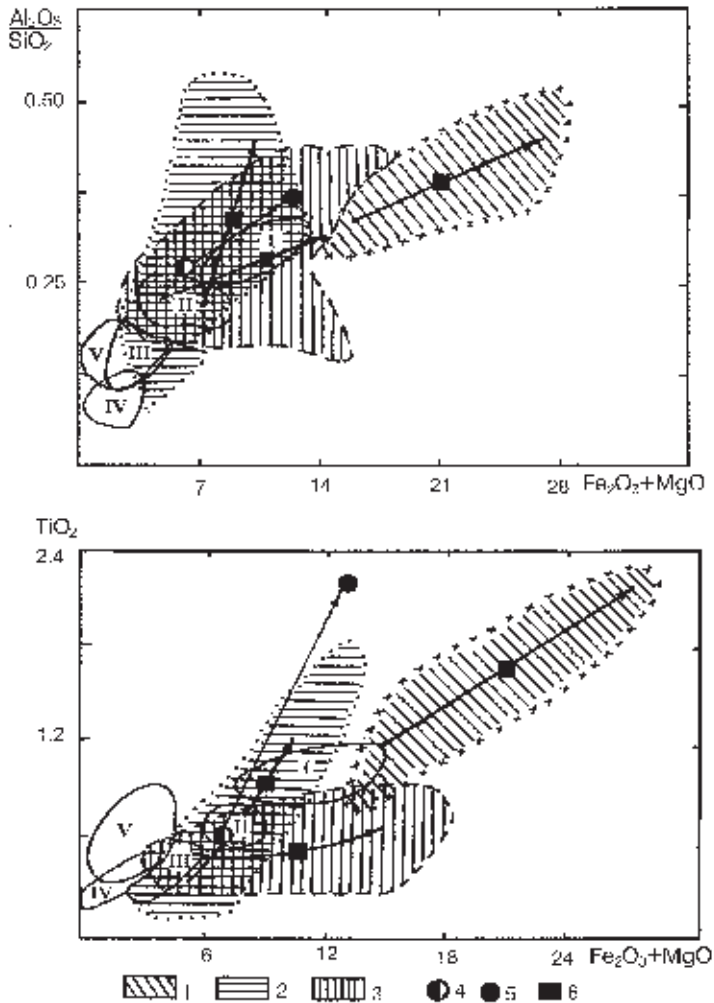


Рис. 55. Диаграммы $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3 + MgO)$ и $TiO_2 - (Fe_2O_3 + MgO)$.

Контуры сплошными линиями – поля, соответствующие тектоническим обстановкам [Bhatia, 1983]: I – океанической островной дуги (например, Марианская дуга); II – задуговых, междуговых и предуговых бассейнов, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, бассейн Лау, Японское море); III – активной континентальной окраины; IV – пассивной континентальной окраины; V – пассивных и активных окраин, представленных аркозами венда и рифея Южного Урала [Гареев, Маслов, 1992].

1–3 – песчаники колчеданного палеогидротермального поля Южного Урала: 1 – Зимнее, 2 – Сибайское, 3 – Октябрьское (данные автора); 4, 5 – океанические гиалокластиты кислого (4) и основного (5) составов [Коссовская, Тучкова, 1988]; 6 – средние значения по выборкам.

зональность труб отражает высокотемпературные условия рудообразования [Наyton, 1983], возможные лишь на больших океанических глубинах.

Гальмиролитические отложения. В современных океанах наблюдаются три главные обстановки кислородного режима аутигенеза: мелководная, насыщенная кислородом; приконтинентальная умеренно глубоководная, фиксирующая слой кислородного минимума (глубины от 100 м до 2000 м при средних 800–1000 м), а также глубоководная «кислородная зона», обусловленная опусканием в зонах конвергенции богатых кислородом вод поверхностного слоя и отсутствием на глубинах обилия активных потребителей кислорода [Мурдмаа, 1987; Хворова, 1995]. В первой зоне процессы гальмиролиза подавлены быстрыми скоростями осадконакопления, во второй зоне в осадках преобладает восстановительный аутигенез, не свойственный «нормальному» окислительному гальмиролизу, и, наконец, лишь в третьей глубоководной зоне, характеризующейся низкими скоростями осадконакопления, процессы гальмиролиза имеют существенное значение. Судя по обилию окисных осадков, в районах южно-уральских колчеданных месторождений преобладали окислительные условия, характерные для третьей зоны. Лишь выше по разрезу иногда встречаются углеродистые аргиллиты, вероятно, фиксирующие условия бескислородной зоны, возникающие при избытке микроорганизмов и высокой скорости накопления органического вещества (Бьявинское, Талганское, Учалинское и др.). При этом, углеродистые отложения – характерная черта некоторых среднеуральских месторождений. Итак, учитывая минимальные глубины медного колчеданообразования (1.5 км по С. Г. Краснову [1987]), можно предполагать, что для многих колчеданосных зон будут характерны условия как окислительного, так и восстановительного гальмиролиза колчеданных руд и околорудных осадков. Металлоносные окисные железистые апосульфидные осадки широко представлены в осевых зонах современных колчеданосных рифтов [Herzig et al., 1990]. С удалением от осевой зоны рифтов эти осадки, так же как и сульфидные песчаники, исчезают.



Fig. 55. $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3 + MgO)$ and $TiO_2 - (Fe_2O_3 + MgO)$ diagram.

Fields corresponding to tectonic setting [after Bhatia, 1983] are shown by solid lines: I – oceanic island arc (for example, Marianas arc); II – back-arc, interarc and forearc basins conjugated with island arcs developed on the mature continental crust (for example, Lau basin, the Sea of Japan); III – active continental margin; IV – passive continental margin; V – passive and active margins, represented by Vendian and Riphean arkoses of South Ural [Gareev, Maslov, 1992].

1–3 – sandstones of the massive sulphide paleohydrothermal field of South Ural: 1 – Zimneye, 2 – Sibaiskoye, 3 – Oktyabrskoye (data of V. V. Maslennikov); 4–5 – oceanic hyaloclastites of rhyolitic (4) and basaltic (5) compositions [Kossovskaya, Tuchkova, 1988]; 6 – the average values of sampling.

Джаспериты – окисленные аналоги апогиалокластогенных и гидротермально-осадочных нонтронитов срединно-океанических рифтовых зон, встречаются как в пределах колчеданосных раздвигов [Теленков, Масленников, 1995], так и в зонах рассредоточенного локального спрединга [Зайкова, 1991].

Для сопоставления окисных железистых осадков из различных геодинамических обстановок нами была предложена диаграмма (рис. 56), являющаяся индикаторной для оценки условий гидротермально-осадочного осадконакопления и гальмиролиза осадков [Масленников, 1991]. На диаграмме видно, что джаспериты (например, Талганского, Сибайского и Октябрьского месторождений Урала), несмотря на низкие содержания Mg и Na, занимают промежуточное положение между железистыми металлоносными осадками зоны задугового рассеянного спрединга бассейна Лау и кремнисто-железистыми и кремнистыми гейзеритами из гидросольфатарных полей Курило-Камчатской островодужной зоны.

Рис. 56. Треугольная диаграмма (Fe+Mn)/Ti – Fe/Mn – Si/Ti

1–2 – госсаниты: 1 – Молодежного месторождения, 2 – Талганского месторождения; 3 – джаспериты; 4 – колчеданные руды Урала; 5 – гиалокластиты, неполностью гематитизированные; 6 – железистые осадки Красного моря; 7 – гейзериты Курильской островной дуги, палеозойские силициты Урала; 8 – госсаны – охристые продукты подводного окисления сульфидных холмов Восточно-Тихоокеанского поднятия; 9 – оксидно-железистые металлоносные осадки бассейна Лау; 10 – лимониты из сульфидоносных гидросольфатарных полей Курильской зоны. При составлении диаграммы использованы химические анализы из коллекции С. И. Набоко, В. А. Пуркина, Д. Кронана и автора.

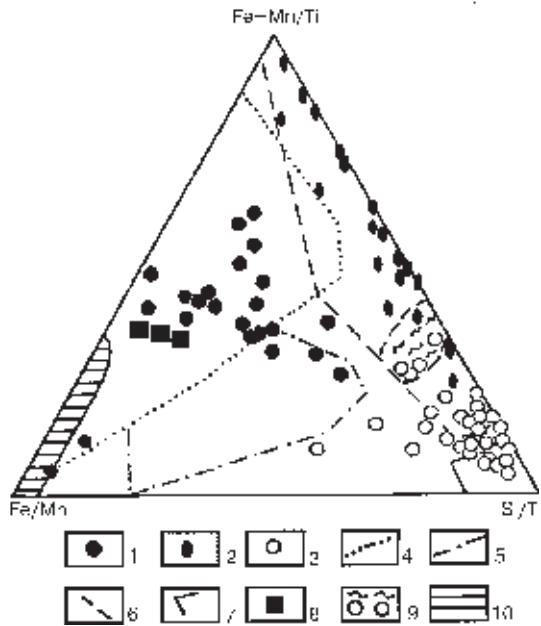


Fig. 56. The (Fe+Mn)/Ti – Fe/Mn – Si/Ti ternary diagram.

1–2 – gossanites from deposits: 1 – Molodezhnoye, 2 – Talganskoye; 3 – jasperites; 4 – Urals' massive sulphide ores; 5 – hyaloclastites incompletely hematitized; 6 – ferruginous sediments of Red Sea; 7 – geyserites from Kuril island arc, Paleozoic Urals silicites; 8 – «gossanes» – ochre products of submarine oxidation of sulphide mounds of East Pacific Rise; 9 – oxidated-ferruginous metalliferous sediments from Lau basin; 10 – limonites from sulphide-bearing hydrosulfataric fields from Kuril zone. There were used chemical analyses of S. I. Naboko, V. A. Purkin, D. Kronan and author.

Госсаниты занимают на предложенной диаграмме иное место, чем джаспериты. Положения фигуративных точек составов госсанитов, отобранных из одного рудного узла, могут показывать принадлежность к различным геодинамическим обстановкам рифтогенеза. Например, поле фигуративных точек хлорит-гематитовых госсанитов Молодежного колчеданного месторождения тяготеет к апосульфидным охам из осевой рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, тогда как карбонат-гематитовые госсаниты Талганского месторождения располагаются в поле окисных и сульфидных осадков Красноморского межконтинентального рифта. Тем не менее, как те, так и другие, все же тяготеют к металлоносным осадкам океанических и субокеанических осевых рифтов и существенно отличаются от апосульфидных госсанитов и других охристых осадков из сульфидоносных гидросольфатарных полей субаэральных островных дуг. Как предполагается, это связано с разницей в физико-химических условиях океанического и субаэрального осадконакопления [Масленников, 1991].

Существованию на колчеданоносных палеогидротермальных полях Уральского палеоокеана условий растяжения не противоречат расчеты, произведенные по химизму кремнисто-железистых пород с использованием эмпирической формулы К. Бострома [Bostrom, 1973]:

$$(Fe+Mn/Al) = 0.59e^{0.53SR}, \quad \text{где } SR - \text{ скорость раздвига.}$$

При всей своей условности, эти расчеты показывают широкие вариации скоростей растяжения для колчеданоносных рифтов (от 2 до 7 см/год), свидетельствующие о цикличности вулcano-тектонических процессов. Значения этого показателя для других обстановок осадконакопления, в том числе и для межгорных впадин, не превышают 2 см/год. Расчеты по этой же формуле, проведенные Е. В. Зайковой [1991] для зон монотонного рассеянного спрединга (Мугождары), показывают незначительные вариации высоких скоростей спрединга (7–8.4 см/год).

Другой тип околорудного гальмиролиза, связанный с более кислотным выщелачиванием сульфидно-гиалокластитовых смесей, также широко представлен как в современных задуговых зонах спрединга [Fouquet et al., 1993], так и на колчеданных месторождениях Урала [Масленников, 1991]. Примеси сульфидного материала (см. раздел 3.5) существенно ускоряют реакции кислотного гальмиролиза околорудных осадков. Это и приводит к появлению белых придонных микрокварцитов. Следует заметить, что «белые фашии» океанических колчеданоносных рифтов, так же как и микрокварциты колчеданоносных палеогидротермальных полей Южного Урала, содержат, главным образом, опал (кварц), в меньшей степени, хлорит, серицит и даже пирофиллит, тогда как продукты кислотного выщелачивания на островодужных сульфидоносных гидросольфатарных полях, как правило, состоят из каолинита и галлуазита.

Пелитоморфные отложения колчеданосных рифтов, не содержащие примеси сульфидов, очевидно, испытывали менее длительное воздействие гальмиролиза, чем их аналоги из невулканических межгорных впадин и равнин. В последних гальмиролиз и, возможно, гидрогенное и биогенное осаждение кремнезема происходят за более продолжительный срок, не нарушаемый параксизмами вулканической и тектонической деятельности. В субщелочных окислительных условиях растворимость катионов и глинозема существенно превышает растворимость кремнезема [Фербридж, 1971], поэтому пелитоморфные осадки, накапливающиеся в областях медленного осадконакопления будут обладать более высоким содержаниями кремнезема по сравнению с пелитоморфными осадками в колчеданосных раздвиггах. Исключение из этого правила составляют только околорудные микрокварциты, имеющие высокие содержания кремнезема за счет активного придонного кислотного выщелачивания.

На современных колчеданосных гидротермальных полях, среди отложений, обогащенных битумами (Гуаймас, Мидл Валеи), широко представлены околорудные гидротальковые, хлоритовые и железистые нонтронитовые осадки. Возможные аналоги таких осадков, представленные хлоритолитами и тальколитами, распространены в горизонтах, обогащенных органическим веществом (Зимнее колчеданосное палеогидротермальное поле).

Осадки внутридуговых и задуговых Уральских колчеданосных зон локального растяжения имеют много общих черт и отличий. Внутридуговые зоны характеризуются малыми размерами раздвиговых долин и соответствующим литодинамическим режимом осадконакопления (баймакский тип). Задуговые зоны спрединга отличаются гораздо меньшими объемами ксеногиалокластогенного материала, более обширными площадями монотонных отложений дистальных турбидитов, переслаивающихся с широко распространенными металлоносными осадками (домбаровский тип). Все эти признаки характерны для колчеданосных зон (например, Сибайской), формировавшихся, по В. В. Зайкову [1991], в междуговых бассейнах.

Таким образом, отложения уральских колчеданосных раздвигов, так же как и осадки рифтовых зон современных океанов, представлены обломочными продуктами подводной денудации (подводного размыва, подводного выветривания, тектонического дробления) вулканических и интрузивных пород, обнажающихся на склонах рифтовых ущелий, а также продуктами подводных вулканических извержений. В пределах гидротермальных полей увеличивается количество металлоносных отложений. Как в том, так и в другом случае, специфика образования рифтовых осадков обусловлена условиями подводного вулканизма, сильно расчлененного рельефа, высокой сейсмической и гидротермальной активности, обрушением и переотложением рыхлых и полулитифицированных масс суспензионными потоками

и подводными оползнями (последнее характерно и для котловин, и для желобов). Отложения из уральских колчеданных месторождений, так же как и рифтовые отложения многих современных СОХ и глубоководных вулканических дуг, не содержат продуктов размыва суши. Уральские колчеданоносные зоны локальных раздвигов отличаются от современных рифтов СОХ широким участием в осадконакоплении ксенокластогенных отложений кислого состава. Это отличие характеризует разницу в режимах растяжения – дискретный характер вулканизма в раздвигах уральского типа приводит к тому, что при повторных извержениях лавами захватывается значительное количество обломков седиментогенного материала. Не исключено, что появление дискретного или циклического характера растяжения связано с постепенным ослаблением влияния рифтогенеза на последних стадиях расширения океана и перехода к островодужной или предколлизийной стадиям сжатия. Современные колчеданоносные СОХ, обедненные осадками, характеризуют раннюю стадию сравнительно монотонного и быстрого раскрытия океана. В межконтинентальных рифтах красноморского типа и в медленносрединговых СОХ режим осадконакопления и рифтогенеза, вероятно, может соответствовать геотектоническому режиму осадконакопления, характерному для колчеданоносных зон современных и древних задуговых бассейнов.

Таким образом, на колчеданных месторождениях Южного Урала установлены эдафогенные, ксенолавокластические, гидротермальные и гальмиролитические отложения, указывающие на парагенетическую связь кислого эффузивного вулканизма, колчеданообразования и околорудного осадконакопления с локальными зонами циклического растяжения.

ГЛАВА 3. ГАЛЬМИРОЛИЗ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

3.1. Проблемы происхождения литолого-минералогической зональности

В настоящее время стало общепринятым связывать основные особенности формирования колчеданных месторождений с вариациями физико-химических параметров среды гидротермального минералообразования: температурой, Eh, pH, fO_2 , fS_2 поступающих флюидов [Еремин, 1983; Авдонин, Гончарова, 1986; Авдонин, 1994; Скрипченко, 1972; Бортников, 1995; Ohmoto, 1996]. Не отрицая важности использования этих параметров при анализе процессов отложения гидротермальных руд, следует заметить, что формирование ареалов колчеданосных палеогидротермальных полей в значительной мере обусловлено процессами субмаринного гипергенного преобразования и дезинтеграции придонных сульфидных построек с дальнейшим переотложением и смешением продуктов разрушения с окolorудными осадками [Иванов С. Н., Рокачев, 1966; Жабин, 1979; Жабин, Шарфман, Самсонова, 1974; Минеральные..., 1994; Рудницкий, Путинцева, 1988; Масленников, Василенко, 1991; Масленников, 1991; Тесалина и др., 1994; Продукты..., 1991; Кузнецов, 1992].

Существенное влияние на разрушение колчеданных залежей на дне Уральского палеоокеана оказывали процессы подводного окисления [Масленников, Зайков, 1991 а, б]. Гальмиролиз или «подводное выветривание» – совокупность процессов механического, химического и биохимического преобразования осадков на поверхности дна при взаимодействии их с морской водой («гали» – море, «мирос» – мазь, «лисис» – распад) [Hummel, 1922]. Обычно считается, что гальмиролиз происходит во взвеси и на поверхности осадка. Однако, многие исследователи вполне правомерно полагают, что гальмиролиз как ранняя стадия диагенеза протекает и ниже поверхности осадка в зоне влияния морских вод [Фербридж, 1971].

В связи с открытием в Красном море придонных бассейнов с металлоносными рассолами, длительное время продолжала развиваться гипотеза хемогенно-осадочного образования зональности рудных залежей. Отложение руд многими исследователями представлялось в виде выпадения «снега» на дно такого рассольного бассейна. Формирование зональности руд-

ных залежей связывалось с последовательным отложением руд по мере изменения состава гидротермальных флюидов от ранних, обогащенных Fe, до поздних, имеющих высокие содержания Cu и Zn [Sato, 1973; Solomon, Walshe, 1979]. В связи с этим считалось, что пиритовые руды были более древними, чем халькопиритовые, а халькопиритовые – более древними, чем сфалеритовые [Авдонин, 1994; Ohmoto, 1996].

В последнее время за рубежом [Hekinian, Fouquet, 1985; Ohmoto, 1996] и в нашей стране [Злотник-Хоткевич, 1988] интенсивно развивалась гипотеза, в соответствии с которой последовательное отложение халькопирит-пиритовых и полиметаллических руд происходило из геохимически единого флюида вследствие различия температур, необходимых для достижения насыщения раствора относительно Cu и Zn+Pb. Точки критического насыщения составляли для халькопирит-пиритовой ассоциации 300 °С, для полиметаллической – 250 °С [Solomon, Walshe, 1979]. Считается, что пространственная дифференциация вещества возможна лишь в месторождениях, где рудоотложение осуществляется с начальной температурой не менее 300 °С [Злотник-Хоткевич, 1988]. Однако, измерения температуры в сульфидах дают колебания от 40 до 350 °С. Это показывает, что температура не является исключительным фактором при колчеданном минералообразовании, хотя она может влиять на этот процесс опосредованно [Меднорудные..., 1987].

Наиболее интересной представляется гипотеза формирования зональности колчеданных месторождений, предложенная Н. С. Скрипченко [1972]. В соответствии с этой гипотезой, и продольный, и поперечный типы зональности тесно связаны с физико-химическими свойствами среды хемогенно-осадочного рудоотложения и, в частности, с ее постепенно изменявшимися Eh-pH параметрами [Скрипченко, 1966, 1972]. Предполагалось, что рассолы осаждали богатую медную минерализацию в кровле и на флангах рудных залежей, в зонах с более окислительными свойствами среды и низкой концентрацией S²⁻.

Практически все разновидности «хемогенно-осадочных» гипотез не учитывают псевдоморфных взаимоотношений между минералами, считая сульфиды первичными гидротермально-осадочными фазами. Некоторые из этих взаимоотношений частично объясняет другая гипотеза, в соответствии с которой поступление растворов сквозь скопления колчеданных руд может привести к перераспределению рудных минералов. Конечным результатом этого перераспределения является образование характерной зональной сульфидной залежи, в которой отношение Cu/(Zn+Pb) будет уменьшаться по направлению вверх и в стороны от центральной части скопления [Франклин и др., 1984]. Появление возможности такого перераспределения цветных металлов многими исследователями видится в возникновении зоны активизации химических реакций при фронтальном смешении концентриро-

ванных гидротермальных растворов с морскими водами, имеющими высокий окислительный потенциал [Меднорудные..., 1987].

Гипотеза «зонной чистки» и гидротермально-метаморфических преобразований рудных залежей получила признание и развитие в трудах по месторождениям Урала [Медноколчеданные..., 1992; Прокин и др., 1983], Алтая [Авдонин, 1994] и Японии [Ohmoto, 1996]. В частности, Х. Омото, совершенствуя модель колчеданообразования, показал, что минералы черных руд отлагались в низкотемпературную стадию, тогда как медьсодержащие минералы (халькопирит, борнит) формировались при температурах 280–380 °С в результате замещения первичного сфалерита. По мере нагревания нижней части растущего холма халькопирит замещался пиритом. В результате этих процессов Cu и Zn последовательно переносились к кровле холма, где вновь осаждались в виде сфалерита и халькопирита.

Однако и эта гипотеза не объясняет латеральный [Скрипченко, 1966] и ритмичный [Баранов, 1987] типы зональности, имеющиеся на колчеданных месторождениях. Латеральная зональность, заключающаяся, например, в постепенном повышении содержаний халькопирита и борнита от центральных частей к выклинкам рудных тел, была впервые обнаружена Н. С. Скрипченко [1966] на Урупском и Худесском колчеданных месторождениях Кавказа. Было замечено, что наиболее высокие концентрации меди свойственны рудам сульфидно-гематитовой фации. Наличие гематита, находящегося в парагенезисе с борнитом и халькопиритом, рассматривалось как доказательство отложения богатых медью малосернистых руд в среде с более высокими Eh, по сравнению с бедными медью рудами, слагающими наиболее мощную центральную часть колчеданной залежи. Происхождение зональности связывалось с кинетикой (скоростью) отложения, а не с явлениями эпигенетического перераспределения меди, так как халькопирит, борнит и халькозин считались первичными гидротермально-осадочными минералами. В связи с этим, выявленная минералогическая зональность была определена как зональность хемогенно-осадочного отложения. Предполагалось, что пирит устойчив в более восстановительных условиях, чем халькопирит. Однако, это предположение противоречит экспериментальным и расчетным данным, в соответствии с которыми, например, халькопирит при низких отношениях Cu/Fe, характерных для современных гидротерм, менее устойчив в окислительных условиях по сравнению с пиритом [Бримхолл, Креппар, 1992].

Н. С. Скрипченко предполагает, что осаждение сфалерита, «запрещенного» для сульфидно-гематитовой ассоциации, происходило в условиях восстановительной среды, господствовавшей при образовании центральных зон колчеданных залежей. Однако, концентрирование сфалерита на флангах колчеданных залежей отмечается для многих колчеданных месторождений

Урала [Медноколчеданные..., 1992], Алтая [Авдонин, 1994], Японии [Ohmoto, 1996] и других регионов: сфалерит иногда образует почти сплошные агрегаты в линзовидных телах длиной 10 м и мощностью всего 0.5 м. Особенно характерно центробежное распределение сфалерита для колчеданно-полиметаллических месторождений. Классическим примером такой зональности являются месторождения типа куроко [Ohmoto, 1996]. С другой стороны, в железистых сфалеритах изоморфное железо представлено в трехвалентной форме Fe^{3+} [Шуй, 1979]. На слабоокислительные субщелочные условия формирования сфалерита указывает его ассоциация с магнетитом. Например, обилие включений магнетита – характерная черта сфалерита, встречающегося в кровле рудной залежи Учалинского месторождения [Минеральные..., 1994]. Сфалерит-магнетит-гематитовые прослои широко представлены в кровле и на выклинках рудной залежи Молодежного месторождения.

Значительную информацию для создания модели рудообразования несет ритмичность рудных залежей. Ритмичная зональность выклинок колчеданных месторождений не считается уникальным явлением. На некоторых месторождениях, например, на месторождении Филизчай (Кавказ) ритмично-слоистые колчеданно-полиметаллические руды являются главным морфогенетическим типом, определяющим ритмичную зональность рудной залежи. Каждый ритм в подошве состоит из пиритного слоя. Вверх по разрезу, наряду с увеличением процентного содержания кварца, а в некоторых случаях и кальцита, сменяют друг друга халькопиритовый, полиметаллический, сфалеритовый и сфалерит-галенитовый пропластки [Твалчрелидзе, 1987]. Ритмичная зональность описана Э. Г. Дистановым [1977] и К. Р. Ковалевым [1994] для Озерного месторождения, Н. С. Скрипченко [1980] для некоторых типов руд месторождения Жайрем. Зональность этого ряда вслед за А. С. Лапуховым [1975] принято называть многоэтажно-ритмичной, а ее образование часто связывается с осадочно-хроматографическими процессами, либо с различной динамикой фильтрации гидротермальных растворов в эпигенетическом рудном процессе. Несмотря на это, генезис многоэтажной ритмичности колчеданно-полиметаллических руд остается дискуссионным, а многие его стороны до сих пор еще загадочны и противоречивы [Твалчрелидзе, 1987].

В модели, предложенной Н. С. Скрипченко [1966], ритмичная зональность слоистых руд связывается с пульсационным режимом гидротермальной деятельности. Описана «прямая» зональность, характеризующаяся концентрацией халькопирита и борнита в кровле борнит-халькопирит-сфалерит-пиритовых слоев. Эта зональность объяснялась последовательным осаждением минералов по мере повышения Eh водной среды бассейна. Формирование каждого ритма завершалось отложением эксгалиационно-осадочных

барит-гематитовых кварцитов в сильноокислительной обстановке. Однако, многие рудные слои имеют «обратную» минералогическую зональность: пирит локализуется в верхней части ритмов, а минералы цветных металлов – в нижней [Иванов, Рокачев, 1970; Масленников, 1991; Тесалина и др., 1994]. Понять причины этого можно, опираясь на данные о физико-химическом взаимодействии среды и исходных минералов при гальмиролизе кластогенных сульфидных осадков (см. раздел 3.4).

Долгое время минералогические особенности окolorудных осадков, окружающих рудные тела, оставались мало изученными. Без выяснения этих особенностей не было оснований говорить о существовании литолого-минералогической зональности колчеданосных палеогидротермальных полей.

Многие колчеданные залежи, так же, как и их современные аналоги, оконтуриваются ареалами окисдно-железистых отложений, продуктов субмаринного окисления переотложенного сульфидного материала. На разных месторождениях минеральный состав окисдно-железистых отложений может быть различным: магнетитовый, маггемит-магнетитовый, гематитовый и гематит-кварцевый. Однако, окисдно-железистые отложения распространены далеко не на всех колчеданных месторождениях. Их место нередко занимают другие типы осадков – хлоритолиты, серицитолиты, тальколиты и микрокварциты, лишь иногда содержащие примесь окисдно-железистого материала. Причины этого до сих пор не рассмотрены.

В. В. Авдонин [1994], изучивший окolorудные пласты гематит-кварцевых пород, микрокварцитов и хлоритолитов на колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая, считает, что они образовались в результате гидротермально-осадочного осаждения железисто-кремнистых или алюмосиликатных фаз. Предполагается, что основным фактором, определявшим латеральную зональность окolorудных осадков, являлось изменение рН гидротермальных растворов по мере их смешения с морской водой. Смена кварцитов серицитолитами, хлоритолитами и доломитолитами с удалением от источника объясняется постепенной нейтрализацией растворов морской водой и последовательным осаждением SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO .

Не отрицая возможности гидротермально-осадочного синтеза алюмосиликатов в морской воде, отметим, что при значительном разбавлении гидротермальных растворов этот процесс невозможен, так как вместо железистых алюмосиликатов из раствора будут осаждаться только гидроксиды Fe, а кремнезем будет растворяться в морской воде [Кронен, 1982].

Гипотезе гидротермально-осадочного образования стратифицированных хлоритолитов, кварцитов и гематит-кварцевых пород противоречит обилие псевдоморфных структур, которые указывают на значительное участие разложившегося гиалокластогенного материала в формировании этих осадков.

В последние годы интенсивно развивается «гальмиролитическая» теория, во многом отвечающая на вопросы, с которыми встречаются «хемогенно-осадочные» гипотезы [Злотник-Хоткевич и др., 1980; Пуркин, Денисова, 1987; Теленков, Масленников, 1995]. Как будет показано в следующих разделах, дальнейшая разработка этой теории может иметь принципиальное значение для понимания процессов минералообразования в рудах и околорудных осадках на колчеданоносных палеогидротермальных полях.

3.2. Пригидротермальный гальмиролиз труб «черных курильщиков»

Наиболее типичным признаком гальмиролиза действующих «черных курильщиков» является появление лимонита и гематита, замещающих колломорфный пирит на поверхности гидротермальных труб. В трубах обнаружены ковеллин, халькозин и борнит – типичные минералы зоны гипергенеза, образовавшиеся за счет замещения халькопирита. Появление этих минералов является неотъемлемой частью модели роста, предусматривающей взаимодействие гидротермальных труб и гидротермальных флюидов с морской водой [Hayton, 1983; Graham et al., 1988; Murphy, Meyer, 1998].

Безусловно, подобные признаки гальмиролиза характерны и для палеогидротермальных труб, обнаруженных на уральских колчеданных месторождениях.

На месторождении Яман-Касы наружная пиритовая поверхность труб иногда частично замещена гематитом. В сфалерит-марказитовой оболочке нередко присутствуют теннантит и тетраэдрит – типичные индикаторы окислительных обстановок минералообразования. Во внешней части халькопиритовой зоны обычным минералом является синхронный ковеллин. В полиметаллических трубах Александринского месторождения среди халькопирита обнаружен борнит. Было показано, что закономерное появление акцессорной теллуридной минерализации на границе надрудной пиритовой и внутренней халькопиритовой зон обусловлено процессами охлаждения труб при взаимодействии их с морской водой [Масленников и др., 1997а; Herrington et al., 1998]. Тем не менее, явные минералы-индикаторы гальмиролиза встречаются не во всех палеогидротермальных трубах. В связи с этим влияние гальмиролиза на формирование зональности труб может быть оспорено. Для обоснования модели гальмиролиза необходима комплексная реконструкция параметров среды минералообразования в различных зонах.

Важнейшими факторами, влияющими на минералогическую зональность труб, очевидно, являются температура, фугитивность кислорода, серы и, в ряде случаев, теллура.

Температуры гидротермальных флюидов, вырывающихся из труб современных «черных курильщиков», достигают 350 °С и более. На поверхности сульфидных труб температуры обычно на превышают 80 °С [Juniper *et al.*, 1992].

Температурная зональность палеогидротермальных труб может быть приблизительно реконструирована по зонам с использованием известных минералогических геотермометров.

В *зоне А* одним из таких геотермометров является колломорфный пирит – полупроводник р-типа. Этот пирит образует наружную оболочку (А1) большинства непретермальных труб. В отличие от остальных сульфидов, встречающихся в трубах, пирит р-типа является наиболее низкотемпературным, так как диссоциирует в вакууме при температурах около 100 °С. Наблюдаются признаки перекристаллизации колломорфного пирита по мере приближения к внутренней зоне с появлением кубического пирита – полупроводника n-типа. Нарастание размеров кристаллов пирита по мере приближения к внутренней части трубы может быть объяснено некоторым повышением температуры минералообразования. Известно [Ракчеев, 1989], что повышение температуры рудообразующих растворов сопровождается диссоциацией комплексованного иона S_2^{2-} на ионы S^{2-} . Уменьшение в растворах концентрации S_2^{2-} и, наоборот, возрастание S^{2-} , приводит сначала к появлению пирита с дефицитом серы (n-тип), а затем пирротина или халькопирита, содержащего ионы S^{2-} . Появление марказита свидетельствует о том, что температуры минералообразования на границе надрудной пиритовой оболочки и внутренней халькопиритовой зоны в большинстве труб обычно не превышали 200 °С [Murowchick, Barnes, 1986].

В *зоне В* хорошими индикаторами температур минералообразования оказываются теллуриды, часто концентрирующиеся вблизи границы с наружной пиритовой оболочкой. На относительно высокие температуры минералообразования в этой зоне указывает присутствие высокотемпературной Y-фазы $Ag_{1.88}Te$. Y-фаза, стабильная в интервале температур 120–460 °С, при охлаждении ниже 120 °С превращается в смесь гессита и штюцитита в пропорции, соответствующей исходному составу [Afifi *et al.*, 1988]. Ассоциация штюцитит-гессита с самородным теллуридом и сильванитом может быть также полезна как геотермометр, указывающий на температуры ниже 330 °С. Более того, содержание Au в сильваните позволяет достаточно точно определить верхний предел температур минералообразования [Cabri, 1965]. Поскольку состав сильванита из труб Яман-Касинского месторождения близок к стехиометрическому (Au 23.5–24.2 мас. %), соответствующие экстраполяции приводят к температурам формирования сильванита 230 °С и ниже. На невысокие температуры формирования, близкие к 200 °С указывает в ряде случаев тесная ассоциация теллуридной минера-

лизации как с пиритом п-типа, так и с марказитом. По мере приближения к средней части халькопиритовой зоны теллуриды постепенно исчезают, что может быть связано с сокращением полей устойчивости теллуридов, при подъеме температур минералообразования [Zhang, Spry, 1994]. Присутствие изокубанита во внутренней халькопиритовой зоне некоторых труб показывает, что температуры гидротерм превышали 210 °С [Graham et al., 1988].

По зоне С имеется еще более определенная палеотемпературная информация. Температуры гомогенизации кварца или барита, заполнивших каналы труб, составляли 280 °С и 180 °С, соответственно [Herrington et al., 1998]. Обильная эмульсия халькопирита и изокубанита в ядрах кристаллов сфалерита, вероятно, свидетельствует, что температуры минералообразования на ранних стадиях зарастания каналов могли достигать 300 °С и более [Goodfellow, Franklin, 1993]. Однако, нередко хорошая сохранность марказита указывает на невысокие температуры минералообразования (<200 °С) [Murowchick, Barnes, 1986].

Таким образом, по минералогическим геотермометрам в трубах устанавливается низкотемпературная серноколчеданная оболочка и высокотемпературная внутренняя халькопиритовая зона. Установленная температурная зональность подтверждается расчетами по кобальтовому геотермометру, экспериментально установленному [Безмен и др., 1978] и успешно апробированному ранее для определения температур колчеданообразования [Еремин, 1983]. Температура минералообразования вычисляется по следующей формуле:

$$T = 1000 / (2.382 + 1.292 \log K_{Co}) - 273; \quad (1)$$

где $K_{Co} = 1.53(\text{Co мас. \% в CuFeS}_2) / (\text{Co мас. \% в FeS}_2)$

Вариации температур для труб из месторождения Яман-Касы составили по зонам: А1 – 0–155 °С, А3 – 36–300 °С, В – 190–450 °С; С – 109–300 °С. Наиболее высокотемпературной оказалась зона В со средним значением температур для трех труб 295 °С. Самой низкотемпературной оказалась наружная зона труб со средней рассчитанной температурой 112 °С. Таким образом, между зонами А и В на расстоянии 2–3 см разница температур составляла не менее 100–200 °С. Такой высокий градиент температур мог быть обусловлен взаимодействием раскаленных труб с холодной морской водой.

Граница между зонами А и В обычно считается местом встречи окислительной холодной морской воды, поступавшей снаружи, и восстановительных гидротермальных растворов, просачивающихся из канала трубы. Именно здесь нередко концентрируются борнит и ковеллин, образовавшиеся при окислении халькопирита [Graham et al., 1988; Fouquet et al., 1993; Haymon, 1983]. Исходя из палеотемпературных реконструкций в трубах месторождения Яман-Касы, температура на границе этих двух зон должна была приблизительно составлять 200 °С.

Высокая кислотность или pH в трубах второго типа из месторождения Яман-Касы подтверждается присутствием марказита. Этот минерал является не только индикатором невысоких температур минералообразования, но и свидетельствует о высокой кислотности минералообразующих растворов с $pH < 4.5$ [Murowchick, Barnes, 1986]. В осевой части некоторых труб из Яман-Касинского и Александринского месторождений появляется кальцит, устойчивый в средах с $pH > 4.5$ [Еремин, 1983]. Постулируя постоянство состава океанических вод в фанерозое, верхним пределом щелочности растворов приходится считать pH современных океанических вод (7.8–8.2).

Условия формирования зоны A в полиметаллических трубах могут быть оценены по составу входящего в нее сфалерита, блеклых руд, теллуридов, а также по присутствию барита и гематита. Методом термодинамических расчетов моновариантных равновесий реакций сульфидизации и окисления могут быть определены возможные диапазоны летучести серы и кислорода при сравнении условий минералообразования в зонах A и B .

Высокая *фугитивность* O_2 в зоне A подтверждается присутствием барита и гематита. На высокую окисленность среды минералообразования в зонах A сфалерит-марказитовых и пирит-сфалеритовых труб указывает присутствие теннантита и тетраэдрита. Верхняя граница активности кислорода в этой зоне может быть проведена по паре англезит-галенит.

Во внутренней части трубы в зоне B на менее окислительные условия по сравнению с зоной A указывает присутствие халькопирита, поле устойчивости которого по отношению к борниту увеличивается при высоких температурах. На восстановительные условия среды в зоне B указывает хорошая сохранность теллуридов – минералов, менее устойчивых в окислительных условиях по сравнению с сульфидами. Однако, само по себе выпадение теллуридов связано не только с остыванием труб под действием морских вод, но и с появлением окислительных сред, вблизи от границ зоны B с зонами A и C .

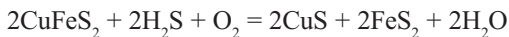
На границе зон A и B , там где халькопирит замещен ковеллином теллуриды исчезают, появляется более окисленная теллуровая минерализация – теллуровые сульфосоли и самородный теллур. Место алтаита в окисленной части зоны занимает галенит, место колорадоита – неопределенные сульфосоли ртути. Здесь же вместо гессита-штютцита появляется бенлеонардит, аргентит и сульфосоли серебра.

В целом, от первого типа труб к четвертому (см. раздел 2.1) увеличивается степень псевдоморфных превращений минералов в зоне A – нарастает степень замещения колломорфного пирита r -типа марказитом, марказита – сфалеритом, халькопирита – блеклыми рудами и теннантитом. В пределах этого минералогического ряда труб наблюдается закономерная смена алтаит-теллуровисмутитовой минеральной ассоциации более окисленной

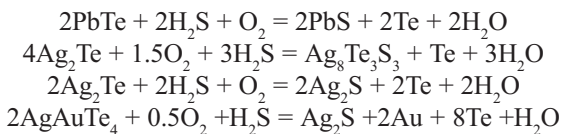
сильванит-теллуровой и блекловорудной. Это указывает на нарастание окислительных условий минералообразования от первого типа труб к последнему. Наиболее зрелыми и окисленными являются трубы Александринского месторождения, в халькопиритовой зоне которых нередко встречаются блеклые руды, борнит и галенит, то есть минералы, устойчивые в окислительных средах.

Существующие минералогические различия в типах труб могут быть обусловлены различной степенью гальмиролиза колчеданных руд. Степень гальмиролиза, по-видимому, во многом зависела от проницаемости наружной оболочки труб. Так, в трубах первого типа оболочка представлена непроницаемым для морских вод ламинарным пиритом. Очевидно, формирование зональности в этом типе происходило исключительно за счет остывания труб. Во втором и третьем типах труб зона *A* представлена умеренно проницаемыми почковидными или хорошо проницаемыми дендритовыми агрегатами колломорфного пирита и марказита. Именно для таких типов труб характерны разнообразные псевдоморфные замещения минералов и появление наиболее окисленных фаз. И наконец, в трубах третьего и четвертого типов интенсивное замещение марказита сфалеритом и халькопиритом, вероятно, связано с ощелачиванием среды за счет продолжительного их взаимодействия с субщелочными морскими водами. Ощелачиванию среды, очевидно, также способствовали невысокие температуры флюидов, сформировавших александринские трубы (не более 140–180 °С по данным гомогенизации включений в сфалерите).

Таким образом, палеогидротермальные трубы, так же как и современные «черные курильщики», подвергались окислению. Взаимоотношения минералов позволяют представить некоторые реакции, которые происходили в зоне взаимодействия гидротермальных флюидов и морских вод. Очевидно, в зоне *B* и подзоне *B1* в результате смешения H_2S и O_2 происходило окисление халькопирита с образованием ковеллина и пирита по следующей реакции:



Дальнейшие одновременные процессы сульфидизации и окисления приводили к разложению теллуридов и образованию сульфотеллуридов и самородного теллура по следующим вероятным реакциям:



В результате окисления теллуридов на наружной поверхности халькопиритовой зоны появлялись обильные выделения самородного теллура, содержащие примесь самородной серы. Теллуровые налеты, изредка встреча-

ющиеся на внутренней поверхности халькопиритовой зоны, вероятно, отлагались при окислении H_2Te в период затухания гидротермальной деятельности.

Таким образом, температурная и минералогическая зональность палеогидротермальных труб Яман-Касинского и Александринского месторождений, может быть объяснена моделью взаимодействия холодных окислительных морских вод и остывающих гидротермальных флюидов. Окислительный процесс преобразования сульфидов и теллуридов можно рассматривать как одно из проявлений гальмиролиза сульфидных труб, синхронного с гидротермальной деятельностью. В пригидротермальном гальмиролизе, в отличие от собственно гальмиролиза, участвует не только O_2 , поступающий из морской воды, но и одновременно H_2S , привносимый гидротермальными растворами.

3.3. Пригидротермальный гальмиролиз сульфидных холмов

Гальмиролиз как фактор разрушения сульфидных холмов. Результаты изучения современных «черных курильщиков» показали синхронное разрушение палеогидротермальных труб и сульфидных холмов во время активной гидротермальной деятельности. Процесс разрушения сульфидных холмов сопровождается окислением сульфидных труб и образованием «железных шляп» [Hekinian, Fouquet, 1985; Лисицын и др., 1990; Гидротермальные..., 1993 и др.]. Эти наблюдения в целом подтверждают высказанные ранее гипотезы об эрозийном происхождении брекчиевидных руд колчеданных месторождений Урала и других регионов [Иванов, Рокачев, 1966, 1970; Кадзивара, 1973; Жабин и др., 1974; Богуш, Воронов, 1989 и др.].

Очевидным процессом является сейсмическое обрушение как современных, так и древних труб «черных курильщиков» и образование рудных эдафогенных брекчий. Однако, появление обильного псаммитового и пелитового рудокластического материала в глубоководных гидродинамически неактивных условиях объяснить одним лишь сейсмическим обрушением прочных каркасных кристаллически-зернистых колчеданных руд не представляется возможным. Наиболее соответствующей фактическому материалу представляется модель, предложенная Г. Константиноу [Constantinou, 1976], в соответствии с которой интенсивное придонное выщелачивание колчеданных руд месторождений Кипра приводило к образованию песчаных текстур в сульфидах, а слабое выщелачивание выразилось в наличии конгломеративных блоков [Франклин и др., 1984; Масленников, Зайков, 1991].

Другую модель представляет гипотеза термического диагенетического происхождения микрокластических руд [Злотник-Хоткевич, 1988 и др.]:

образование брекчиевидных текстур обусловлено неравномерной диагенетической перекристаллизацией, в процессе которой ранее отложенные пиритовые и халькопирит-пиритовые руды переотлагаются более интенсивно под воздействием тепла гидротермального потока, что сопровождается сокращением их объема, растрескиванием и фрагментацией. Этой гипотезе можно противопоставить следующие аргументы.

Во-первых, размер обломков в рудокластическом материале уменьшается с удалением от рудоподводящего канала, то есть нагревание не является фактором растрескивания сульфидного материала. Во-вторых, диагенетическая перекристаллизация руд происходила с образованием микробрекчиевых текстур, состоящих из тонкодисперсных сульфидных полиэдров, сцементированных грубозернистым пиритом и другими сульфидами без заметного рассыпания и переотложения рудокластического материала, т. е. диагенетические трещины, образовавшиеся вследствие уменьшения объема тонкодисперсных сульфидных агрегатов, тут же инкрустируются теми же минералами, которые слагают главную массу руд [Ярош, 1973]. В-третьих, в сульфидных песчаниках присутствуют разнообразные по структурам и составу рудокласты [Иванов, Рокачев, 1966], многие из которых – например, фрагменты сульфидных строматолитов – не несут признаков диагенетической перекристаллизации

Другими словами, диагенез как процесс, обычно происходящий в восстановительных условиях [Диагенез..., 1971], сопровождается ростом сульфидов и литификацией колчеданных руд, но не их дезинтеграцией и полным растворением. Предполагается, что диагенез руд не связан с их выветриванием [Ярош, 1973].

Фактический материал, полученный нами при рудно-фациальном картировании колчеданоносных палеогидротермальных полей Южного Урала (Молодежное, Талганское, Александринское, Сибайское, Учалинское, Яман-Касинское и др. месторождения), позволяет считать, что основным фактором разрушения сульфидных холмов является субмаринный гипергенез или гальмиролиз – придонное окисление и растворение остывающих сульфидных руд [Масленников, Зайков, 1991а, б]. Например, при текстурном картировании залежей колчеданных месторождений наблюдались латеральные и стратиграфические переходы частично брекчированных руд в сильно дезинтегрированные коллювиальные брекчии и ритмично-слоистые сульфидные песчаники. Первоначально в элювиальных рудных брекчиях ограничения рудных блоков конформные, затем появляются следы коррозии, растрескивания, рассыпания и переотложения более мелких рудокластов. Процессы шелушения рудокластов наиболее интенсивно проявлялись по концентрическим трещинам вокруг растрескавшихся сульфидных ядер (рис. 57). Подобные трещины создаются при наличии внутренних напряже-



Рис. 57. Признаки растрескивания и рассыпания пиритовых рудокластов в кровле первой залежи Молодежного месторождения.

1–3 – рудокласты: 1 – псефитовые растрескавшиеся, 2 – гравийные, 3 – псаммитовые; 4 – хлорит-кварц-гемаитовые пелитолиты – продукты полного придонного окисления сульфидных песков.

Fig. 57. Cracking and scattering features of pyrite oreclasts in the roof of the first ore body from the Molodezhnoye deposit.

1–3 – oreclasts: 1 – psephitic cracked; 2 – gravelly; 3 – psammitic; 4 – chlorite-quartz-hematite lutites – products of complete submarine oxidation of sulphide sandstones.

ний, возникающих, например, при сульфатной коррозии бетона [Тринкер, Егоров, 1969]. Это позволяет отличать рассыпающиеся рудокластиты от тектонических брекчий, имеющих трещины, ориентированные, как правило, в одном-двух направлениях.

Механизм образования пиритовых песчаников в условиях гальмиролиза сульфидных холмов представляется следующим. При остывании колчеданных руд возникали многочисленные капиллярные внутрикристаллические и межзерновые трещины, по которым проникали окислительные морские воды, окислявшие и растворявшие сульфиды. Не исключено, что по мере дальнейшего понижения температур (до 2 °C) в микротрещинах кристаллизовались различные сульфаты, кристаллы которых создавали дополнительные внутренние напряжения, снимавшиеся «самопроизвольным» разрушением руд, вплоть до образования пиритового песка. Подобные процессы происходят в континентальных зонах гипергенеза колчеданных мес-

торождений или при рассыпании образцов неметаморфизованных биоморфных руд, помещенных во влажную среду. Низкая декрепитоактивность пиритовых песчаников, очевидно, отражает процессы автогетерометрического растрескивания и растворения несовершенных кристаллов [Масленников, Зайков, 1991а, б].

Влияние гидротерм на характер гальмиролиза. Очевидно, наиболее благоприятными условиями для окисления и рассыпания является период затухания гидротермальной деятельности и остывания труб «черных курильщиков». К разрушающимся объектам относятся также некоторые действующие «дымоходы», имеющие толстые остывающие стенки. Так, А. П. Лисицын наблюдал интенсивное шелушение и обваливание оболочек таких труб [Гидротермальные..., 1993].

В отличие от сульфидных труб, образованных струйными гидротермальными потоками, многие колчеданные залежи Южного Урала и других колчеданосных регионов формировались в процессе диффузного поступления гидротермальных растворов, пропитывавших почти весь объем сульфидной постройки. Сульфидные постройки, формирующиеся диффузными потоками, имеются и на дне современных океанов. В кровле некоторых из них иногда встречаются сульфидные трубы, однако более типичными являются ульевидные пики или «диффузеры». Например, такие «диффузеры» широко распространены в кровле пирротиновой залежи гидротермального поля Снейк-Пит [Fouquet et al., 1993].

Диффузное поступление гидротермальных растворов происходит благодаря многочисленным порам, имеющим первые миллиметры в диаметре. В отличие от труб, характеризующихся энергичным поступлением гидротерм, в «диффузерах» гидротермальные потоки – слабые ламинарные. Древние аналоги «диффузеров», впервые обнаруженные в Ирландии на руднике Тинаф, состоят из многочисленных подводящих трубочек и пор диаметром не более 0.5–2 мм, инкрустированных пористым гроздьевидным или почковидным пиритом [Graham et al., 1992]. На Урале диффузеры, имеющие такое строение, пока не обнаружены, однако в ядерной части рудных тел встречаются многочисленные поры и небольшие друзовые полости, которые могли служить путями продвижения флюидов.

Диффузное поступление восстановительных гидротерм, очевидно, определенное время сдерживало процессы гальмиролиза и разрушения сульфидных холмов. Поэтому интенсивность пригидротермального гальмиролиза определялась окисленностью и кислотностью гидротерм. Оценить эти параметры можно по составу подрудных метасоматитов.

Экспериментальные и расчетные данные для разных метасоматитов приводятся В. Л. Русиновым [1989] (при средних температурах колчеданосных гидротерм 250–350 °С): 1) кварц-пиррофиллитовые (рН = 0–3),

2) кварц-серицитовые ($pH = 3-4.5$), 3) кварц-хлорит-серицитовые ($pH = 4.5-5$), 4) кварц-серицит-карбонат-хлоритовые ($pH = 5-6.5$), 5) кварц-хлоритовые, хлоритовые, кварц-альбит-эпидот-хлоритовые ($pH = 6-7.5$). В этом же направлении уменьшается фугитивность кислорода, а значит увеличивается восстановительная способность гидротерм. Исходя из вышесказанного, можно предполагать, что сульфидные постройки, ассоциирующие с метасоматитами 1, 2, 3 типов, будут наиболее подвержены кислотному пригидротермальному гальмиролизу. Это подтверждается корреляцией состава руд и подрудных местасоматитов [Масленников, 1996б].

Еще одним фактором, сдерживающим гальмиролиз, является присутствие в рудах пирротина или обильного сфалерита, так как при окислении этих минералов происходит ощелачивание среды [Яхонтова, Груднев, 1987]. Железистый сфалерит и пирротин – типичные минералы, сформированные из неокисленных гидротерм [Бортников, 1995]. Наиболее благоприятные условия интенсивного разрушения кровли рудной залежи создавались на участках выхода окисленных гидротерм, сложенных существенно пиритовыми и халькопирит-пиритовыми рудами.

Нередко тела кавернозных серноколчеданных руд являются стратиформными, что может указывать на придонный характер кислотного выщелачивания [Масленников, Василенко, 1991]. Очевидно, кавернозные серноколчеданные фации характеризуют условия нарастания кислотности гидротерм при окислении их кислородом морской воды в приповерхностной обстановке.

Процессы гальмиролиза и разрушения, вероятно, происходили одновременно с гидротермальным ростом сульфидных холмов. Об этом свидетельствует регрессивно-прогрессивное изменение размеров обломков в колонках на выклинках сульфидных холмов, например, на Яман-Касинском месторождении (см. рис. 5). Зоны гипергенного кислотного выщелачивания периодически засыпались или зарастали сульфидами. В порах росли кристаллы сфалерита, халькопирита, горного хрусталя. Мелкообломочные руды на участках с восстановительными условиями почти полностью замещались сфалеритом. В участках с более окислительными условиями отлагались борнит, ковеллин, халькозин и блеклые руды. Так, например, на Октябрьском месторождении наблюдаются признаки замещения сфалерита и халькопирита кварцем и борнитом. В связи с этим, содержания серы в рудах этого месторождения (32–37 %) ниже, чем на Яман-Касинском (42–43 %). Окремнение руд нарастает к кровле рудной залежи и связано, вероятно, с крайне интенсивным проявлением кислотной стадии гальмиролиза и осаждением кремнезема на кислотных барьерах [Масленников, 1991]. Подобные процессы имеют место на гидросольфатарных полях вулкана Баранского (о. Итуруп) [Масленников, Зайков, 1995], а также сопровождают гальмиро-

лиз поверхности действующих и особенно, потухших «черных курильщико-ков» [Paradis et al., 1988].

Гальмиролиз – как фактор минералообразования. Как было показано в главе 1, среди колчеданных залежей выделяются четыре морфологических типа, отражающих степень разрушения и, соответственно, гальмиролиза колчеданных залежей: 1) сульфидные холмы с крутыми склонами; 2) сульфидные холмы с пологими склонами; 3) чашеобразные залежи с реликтами сульфидных холмов; 4) лентовидные и блюдцевидные залежи. В пределах морфологического ряда наблюдается относительное уменьшение гидротермальных фаций по отношению к рудокластическим и гальмиролитическим (придонно-гипергенным).

Спектр минералов во всех типах колчеданных залежей Урала весьма широк. К сквозным относятся: минералы железа – марказит, пирит, пирротин, магнетит, гематит; меди – халькопирит, борнит, теннантит, халькозин, дигенит и ковеллин; цинка – сфалерит; свинца – галенит.

Относительное количество сквозных минералов от одного типа колчеданных залежей к другому меняется. В частности, от первого типа к третьему уменьшается количество пирита, пирротина, арсенопирита, магнетита и гематита и возрастает относительное количество сфалерита, борнита, теннантита, халькозина, ковеллина, галенита, то есть минералов более устойчивых в условиях гальмиролиза.

В слабо и умеренно разрушенных сульфидных холмах первого и второго типов распространены разнообразные, иногда обильные (месторождение Яман-Касы) теллуриды золота, серебра, свинца, ртути, висмута (табл. 6). В сильно разрушенных и преобразованных в стадию гальмиролиза рудных залежах (третий тип) золотосодержащие теллуриды встречаются редко. Их место занимают сульфиды серебра (ялпаит, штромейерит и маккинстриит), а также самородное золото, ассоциирующее с борнитсодержащими гипергенными фациями. Следует заметить, что теллуриды свинца, серебра и висмута иногда сохраняются в некоторых рудных залежах третьего типа, хотя теллуриды и не являются обычными минералами в классических месторождениях этого типа в Японии, более известного как тип куроко [Мацукума, Хорикоси, 1973]. Теллуриды, неустойчивые в окислительных условиях морской воды, встречаются очень редко в колчеданных залежах четвертого типа. Наблюдаемая смена минерального состава руд от первого типа к третьему, позволяет использовать морфологические параметры и, например, геохимические модули Ag/Te, Au/Te как количественные показатели степени разрушения и гальмиролиза колчеданных залежей (рис. 58).

В рудных залежах первого и второго типов встречен кобальтин (табл. 6). В сульфидных постройках третьего типа обнаружены никелин и

Акцессорные минералы сульфидных отложений колчеданоносных палеогидротермальных полей Урала (составлена по [Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992; Контарь, Либарова, 1997; Еремин, 1983; Минералогия Урала, 1991; Prokin, Buslaev, 1999] с дополнениями автора)
 Accessory minerals in sulphide sediments of Urals' massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields (after [Mednokolchedannye... 1985, 1988, 1992; Kontar, Libarova, 1997; Eremin, 1983; Mineralogia Urala, 1990, 1991; Prokin, Buslaev, 1999] with author's additions)

Минералы (Minerals)	Морфологические типы сульфидных тел (Morphological types of sulphide bodies)			
	I	II	III	IV
1	2	3	4	5
Теллур Te	++	+	+	
Калаверит AuTe ₂	++	++	+	+
Сильванит AgAuTe ₄	+++	+	+	
Креннерит (Au,Ag)Te ₂ , колорадоит HgTe	+	+	+	+
Тулуrowисмутит – Bi ₂ Te ₃ , раклиджит (Bi,Pb) ₃ Te ₄	+++	++	+	+
Волинскит AgBiTe ₂	++	+		
Алгаит PbTe	+++	+++	+++	+
Штютцит-гессит Ag _{1,88} Te – Ag ₂ Te	++	++	+++	+
Сульфотеллуриды Ag	+	+	+	
Петцит Ag ₃ AuTe ₂		++	++	+
Тетрадимит Bi ₂ Te ₂ S	+	+	++	+
Висмутин Bi ₂ S ₃ , чилениит (Ag,Bi)			+	
Киноварь HgS, бернадтит SnS ₂ , иорданит Pb ₄ As ₂ S ₇		+		
Дискразит Ag ₃ Sb, гудмундит FeSbS, крукесит (Cu,Ag,Tl) ₂ Se			+	
Пираргирит Ag ₃ SbS ₃ , фаматинит Cu ₃ SbS ₄		+	++	
Прустит Ag ₃ AsS ₃ , менегенит CuPb ₈ (Sb,Pb) ₁₂ S ₃₄		+		
Маккинстриит (Ag,Cu) ₂ S			+++	
Ялпаит CuAg ₃ S ₂ , штрмейерит CuAgS		+	+++	
Аргентит-акантит Ag ₂ S	+	++	+++	+
Штернбергит AgFe ₂ S ₃			++	
Золото, электрум, серебро	+	+	+++	+
Бетехтинит Pb ₂ (Cu,Fe) ₂₁ S ₁₅ , брейтгауптит NiSb		+	+	
Германит Cu ₃ (Ge,Fe)(S,As) ₄ , реньерит Cu ₃ (Fe,Ge)S ₄		+	++	
Колусит Cu ₃ (As,Sn,V,Fe)S ₄		+	+	+
Моусонит Cu ₃ FeSnS ₄ , станноидит Cu ₈ Fe ₃ Sn ₂ S ₁₂		+	+	
Голдфилдит Cu ₁₀ (As,Sb,Te) ₄ S ₁₃	+			
Тетраэдрит Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	+	+		
Теннантит Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃ , борнит Cu ₅ FeS ₄	+	++	+++	++
Фрейбергит (Ag,Cu,Fe) ₁₂ (Sb,As) ₄ S ₁₃	+		+	
Энаргит Cu ₃ AsS ₄ , люционит Cu ₃ AsS ₄		+	+++	+
Кубанит CuFe ₂ S ₃ , дигенит Cu ₉ S ₅ , халькозин Cu ₂ S	+	+	+	+
Валлериит Cu ₃ Fe ₄ S ₇			+	+

Окончание табл. 6

1	2	3	4	5
Скуттерудит (Co,Ni)As ₃ , хлоантит (Ni,Co)As ₃			+	
Макинавит (Fe,Ni) ₉ S ₈ – FeS	+	+	+	++
Пентландит (Fe,Ni) ₉ S ₈		+	+	+
Кобальтин CoAsS, арсенопирит FeAsS	+	+	+	+
Молибденит MoS ₂			+	+++
Никелин NiAs, миллерит NiS, полидимит Ni ₃ S ₄				++
Зигенит (Co,Ni) ₃ S ₄ , линнеит Co ₃ S ₄ , виоларит FeNi ₂ S ₄				++
Клаусталит PbSe, бурнонит CuPbSbS ₃ , мелонит NiTe ₂				+
Модуль Ag/Te	0.1-0.2	0.2-0.8	0.8-3.5	0.4-25

Примечание: + – единичные находки; ++ – эпизодически встречающиеся; +++ – часто встречающиеся. I – сульфидные холмы с крутыми склонами, II – сульфидные холмы с пологими склонами, III – чашеобразные залежи с реликтами сульфидных холмов, IV – пластообразные залежи.

Notes: + – single finds; ++ – episodic ones; +++ – numerous ones meeting. I – sulphide mounds with steep slopes; II – sulphide mounds with gentle slopes; III – cup-like deposits with relics of sulphide mounds; IV – bedded deposits.

хлоантит. Типоморфными минералами для большинства рудных тел четвертого типа, залегающих в базальтовых толщах, являются сульфиды никеля и кобальта (макинавит, миллерит, линнеит, пентландит, полидимит), отражающие кобальт-никелевую специализацию офиолитовых комплексов (тип месторождений кипрский или бесси). Таким образом, по мере увеличения степени гальмиролиза и разрушения сульфидных холмов наблюдается смена мышьяковистых кобальт-никелевых минералов высокосернистыми.

Для залежей третьего типа типоморфной может оказаться и оловянная минерализация (берндтит, колусит, моусонит, станноидит), встречающаяся на месторождениях уральского типа в палеоостровных дугах (Учалы, Гай, Подольское, Молодежное) [Медноколчеданные..., 1988]. Для рудных залежей третьего и четвертого типов типичным является молибденит. Очевидно, что эти минералы, характеризующиеся высокими электрохимическими потенциалами [Ракчеев, 1989], являются наиболее устойчивыми в окислительных условиях гальмиролиза.

Гальмиролиз – как фактор фракционирования изотопов серы. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, подсчитанное по 48 колчеданным месторождениям Урала, составляет 2.4 ‰ [Злотник-Хоткевич, 1986]. Для слабозрушенных сульфидных холмов (Яман-Касы, Блява, Сибай, Озерное) полей первого типа средние значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются от +2.4 до +4 ‰.

Для умеренноразрушенных сульфидных холмов (Учалы, Узельга, Тарньер, Левихинское) эти средние значения изменяются от +2.4 до –0.1 ‰.

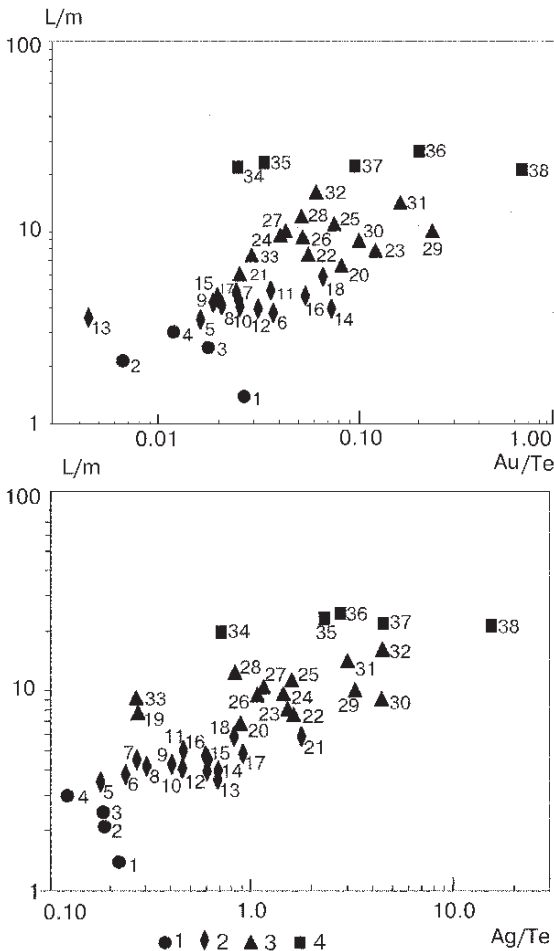


Рис. 58. Зависимость Au/Te (а) и Ag/Te (б) от морфологии колчеданных залежей Урала (L – средняя протяженность залежей, m – максимальная мощность залежей).

1 – сульфидные холмы с крутыми склонами, слабо разрушенные; 2 – сульфидные холмы с пологими склонами умеренно разрушенные; 3 – чашеобразные линзы с разрушенными реликтами сульфидных холмов; 4 – пластообразные залежи – полностью разрушенные сульфидные постройки;

Месторождения: 1 – Сибайское, 2 – Озерное, 3 – Яман-Касинское, 4 – Комсомольское 5 – Ново-Шайтанское, 6 – Гайское (среднее по верхним и нижним рудным телам), 7 – Учалинское, 8 – Блявинское, 9 – Левихинское, 10 – Узельгинское, 11 – Красногвардейское, 12 – Чебачье, 13 – Приорское, 14 – Чернушинское, 15 – Молодежное, 16 – Юбилейное, 17 – Шемурское, 18 – Тарньерское, 19 – Гайское (Стрежневая линза), 20 – Октябрьское, 21 – Весеннее, 22 – Султановское, 23 – Таш-Тай, 24 – Александринское, 25 – Валенторское, 26 – Талганское, 27 – XIX Партсъезд, 28 – Подольское, 29 – Бакр-Тай, 30 – Сафьяновское,

31 – III Интернационал, 32 – Осеннее, 33 – Кабанская гр., 34 – Маукское, 35 – Летнее, 36 – Барсучий Лог, 37 – Дегтярское, 38 – Джусинское.

Fig. 58. The Au/Te (a) and Ag/Te (б) dependence from morphology of Urals' massive sulphide deposits (L – mean length of deposit, m – their maximum thickness).

1 – sulphide mounds with steep slopes, weakly destroyed; 2 – those with gentle slopes, moderately destroyed; 3 – cup-shaped lenses with destroyed relics of sulphide mounds; 4 – bedded deposits – completely destroyed sulphide mounds.

Deposits: 1 – Sibaiskoye, 2 – Ozernoye, 3 – Yaman-Kasy, 4 – Komsomolskoye, 5 – Novo-Shaitanskoye, 6 – Gaiskoye (mean at upper and lower ore bodies), 7 – Uchalinskoye, 8 – Blyavinskoye, 9 – Levikhinskoye, 10 – Uzelginskoye, 11 – Krasnogvardeiskoye, 12 – Chebach'e, 13 – Priorskoye, 14 – Chernushinskoye, 15 – Molodezhnoye, 16 – Ubileinoye, 17 – Shemurskoye, 18 – Tarnyerskoye, 19 – Gaiskoye (Sterzhnevaya lens), 20 – Oktyabrskoye, 21 – Vesenneye, 22 – Sultanovskoye, 23 – Tash-Tau, 24 – Alexandrinskoye, 25 – Valentorskoye, 26 – Talganskoye, 27 – XIX Parts'ezd, 28 – Podolskoye, 29 – Bakr-Tau, 30 – Safyanovskoye, 31 – III International, 32 – Osenneye, 33 – Kabanskoye group, 34 – Maukskoye, 35 – Letneye, 36 – Barsuchii Log, 37 – Degtyarskoye, 38 – Dzhusinskoye.

При этом наблюдается уменьшение роли тяжелого изотопа в пиритах от подошвы к кровле рудных залежей. Например, в рудном теле № 5 Узельгинского месторождения соответствующие значения меняются от +4 до –5 ‰. На Учалинском месторождении значение $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах подошвы рудного тела +3.5 ‰, а в колломорфных рудах кровли –2.9 ‰. Это можно объяснить возрастанием активности кислорода по направлению от рудоподводящего канала к кровле и периферии тел, так как в более окислительной обстановке возрастает содержание легкого изотопа [Прокин и др., 1983].

Для сильно разрушенных сульфидных залежей $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +0.5 (Александринское) до –2 ‰ (Маган, Подол, Красногвардейское, Гайское верхнее) [Прокин, Buslaev, 1999]. Значительную часть объема таких рудных залежей составляют слоистые руды. Последние характеризуются более легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +1.4 до –3.2 ‰) по сравнению с гидротермальными массивными рудами. Облегчение изотопного состава серы в кластогенных рудах может быть объяснено одновременным образованием H_2S и SO_4^{2-} при окислении моносульфидов и при взаимодействии их с серной кислотой в кислотную стадию гальмиролиза руд. При этом происходило нарастание содержания легкого изотопа в H_2S , необходимого для образования новых сульфидов, при одновременном отделении тяжелых изотопов серы в составе сульфатов [Стрижов, Масленников, 1991].

Различными средними значениями $\delta^{34}\text{S}$ характеризуются переотложенные слоистые лентообразные залежи четвертого типа (от +4 до –6 ‰). В целом, значительные вариации изотопного состава серы $\delta^{34}\text{S}$ от (–20 до +8 ‰) характерны для пиритовых прослоев, распространенных в рудовмещающих и надрудных толщах колчеданных месторождений Урала, сформированных в разнообразных окислительно-восстановительных и кислотно-основных условиях гальмиролиза, биогенеза и раннего диагенеза осадков [Стрижов, Масленников, 1991].

Влияние органических соединений на гальмиролиз сульфидных холмов. Углеводороды и органические кислоты могли играть существенную роль в процессах придонного минералообразования в рудных фациях. Газово-хроматографическими исследованиями в рудах колчеданных месторождений Урала установлены окись углерода, азот, хлор, углеводороды [Медноколчеданные..., 1992]. Последние наиболее характерны для месторождений окраинного моря и задуговых бассейнов с существенной ролью углеродистых осадочных отложений. Так, на Зимнем месторождении, в Домбаровском задуговом бассейне в составе газов исследованных тальков и хлоритов установлены низкокипящие углеводороды и ацетилен [Масленников, 1993].

В биоморфных рудах месторождений Комсомольское, Яман-Касы, Сибай, представляющих первый тип палеогидротермальных полей, локально встречаются битумы. Очевидно, присутствие органических веществ

какое-то время сдерживало химические процессы гальмиролиза руд этих месторождений. Вместе с тем, парадокс заключается в том, что на палеогидротермальных полях (Зимнее, Летнее, III Интернационала и др.), ассоциирующих с углеродистыми черными сланцами, преобладают продукты разрушения колчеданных тел и переотложения рудокластического материала. Обилие сульфидных песчаников и мадстоунов – характерная черта большинства рудных тел колчеданных месторождений Иберийского пояса (Испания) и многих колчеданно-полиметаллических стратиформных месторождений, ассоциирующих с черными сланцами. Модель гальмиролиза сульфидов в присутствии органических кислот в осадках пока не разработана. Тем не менее, можно предположить, что накопление органических веществ создавало благоприятные условия для появления сульфатредуцирующих бактерий. Жизнедеятельность последних в свою очередь способствовала расцвету сульфидоокисляющих микроорганизмов [Лидер, 1986]. Расцвет таких микробиологических оазисов, вероятно, интенсифицировал процессы микробиологического окисления и разрушения рудных залежей.

Таким образом, в соответствии с рассмотренной моделью пригидротермального гальмиролиза, сульфидный холм является ареной взаимодействия нисходящих морских вод и восходящих флюидов. В процессе этого взаимодействия флюиды окисляются, приобретают более кислотные свойства и выщелачивают цветные металлы. Рост кислотности поровых гипергенных растворов приводит к растворению сульфидов и разрушению руд и повторному минералообразованию в кровле и на выклинках сульфидных холмов.

3.4. Дистальный гальмиролиз рудокластитов

Продукты разрушения сульфидных холмов, перемещенные на фланги колчеданоносных палеогидротермальных полей подвергались воздействию повторного гальмиролиза. В отличие от пригидротермального, дистальный гальмиролиз протекал только при участии морской воды без влияния гидротермальных флюидов [Масленников, 1996б].

Выделение зон гальмиролиза. В современных бассейнах с нормальным кислородным режимом, в поверхностном слое осадков обычно выделяются две зоны: верхняя окислительная мощностью от 10 до 40 см и нижняя восстановительная, характеризующаяся восстановлением сульфатов, окислов железа, марганца в интервале от 40 см до 10 м [Ларсен, Чиллинггар, 1971]. Например, И. И. Волков и В. Ф. Севастьянов [Скрипченко, 1972] в областях кислородной зоны Черного моря выделяют три зоны: окисленную – 1 м, переходную – 10–20 см и восстановленную – 1–2 м. В бассейнах с дефицитом кислорода мощность верхнего слоя равняется нескольким см или мм.

Значение рН на поверхности осадка несколько выше, чем в придонных водах. Зона самых низких значений рН располагается на некоторой глубине, там, где путем окисления образуются сульфаты, нитраты и CO_2 . Бактериальное восстановление сульфатов и, возможно, обмен оснований приводят к постепенному увеличению рН с глубиной. Eh обычно характеризуется положительными значениями на поверхности осадка и отрицательными – на глубине. Понижение Eh обусловлено уменьшением растворенного кислорода в иловых водах в верхних слоях осадка и воздействием сульфатредуцирующих бактерий. Сульфаты восстанавливаются до сульфидов, а в некоторых разрезах полностью исчезают на глубине более 2 м. В восстановительной среде происходит образование лептохлоритов, сидерита, родохрита, сульфидов железа, свинца, цинка и др. [Диагенез..., 1971].

Исходя из этих данных можно предполагать, что на поверхности сульфидного осадка доминировали окислительные субщелочные условия, характерные для морской воды. В верхней части слоя, соответствующей зоне активной циркуляции кислородсодержащих морских вод, эти условия становились кислыми за счет окисления сульфидов и особенно пирита. Нижняя, бескислородная зона в сульфидных осадках, вероятно, характеризовалась слабокислыми или субнейтральными условиями минералообразования.

Наиболее полной зональностью характеризуются слои, мощность которых превышает 10–40 см. В этих слоях выделяются, по крайней мере, три подзоны: 1) поверхностная – окислительная субщелочная; 2) переходная – окислительная сильнокислая или зона кислотного выщелачивания; 3) нижняя – восстановительная субщелочная или субнейтральная, или зона цементации (рис. 59). Каждая подзона имеет свои особенности минералообразования [Масленников, Зайков, 1991а, б].

Растворение сульфидов в морской воде на поверхности осадка. Основные минералогические особенности рудокластитов во многом определялись свойствами компонентов, растворявшихся в морской воде. Скорость и продолжительность растворения компонентов в морской воде – важнейшие факторы, влияющие на конечный состав и зональность кластогенных сульфидных прослоев.

Скорости растворения сульфидов и сульфатов в морской воде существенно различаются. По скорости растворения частиц размером 2 мкм установлен следующий ряд (в днях): халькопирит (964) – пирит (106–218) – барит (58) – сфалерит (48) – марказит (23) – пирротин (11) – ангидрит (0.5) [Feely et al., 1987; Лисицын и др., 1990].

Таким образом, рудокластиты, имеющие близкий исходный состав и размер обломков, можно подразделить по степени зрелости, отражающей продолжительность растворения в морской воде: 1) почти непретворенные марказит-сфалерит-халькопирит-пирит-пирротинные; 2) незрелые

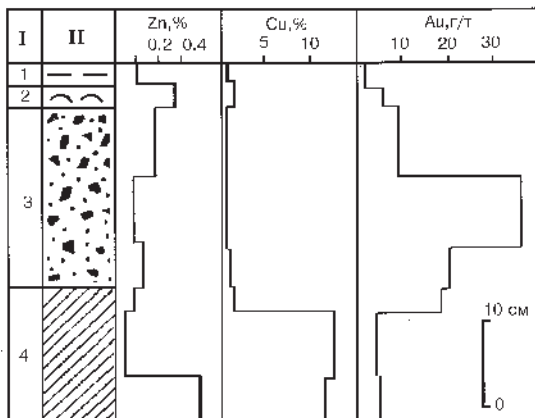


Рис. 59. Разрез зоны придонного окисления кровли второй медноколчеданной залежи Молодежного месторождения (по В. В. Зайкову).

1 – хлоритолиты; 2 – подзона полного окисления, представленная кварц-хлорит-гематитовыми породами; 3 – подзона выщелачивания, сложенная пиритовыми брекчиями и песчаниками с кварцевым и баритовым цементом; 4 – подзона цементации или вторичного сульфидного обогащения, состоящая из богатых пирит-халькопиритовых руд, с примесью борнита, сфалерита и блеклых руд. I – номера слоев или подзон; II – литологическая колонка.

ристовых руд, с примесью борнита, сфалерита и блеклых руд. I – номера слоев или подзон; II – литологическая колонка.

Fig. 59. The section of submarine oxidation zone of the second body roof of the Molodezhnoye copper-massive sulphide deposit (after V. V. Zaykov).

1 – chloritolites; 2 – subzone of complete oxidation, represented by quartz-chlorite-hematite rocks; 3 – subzone of leaching, composed from pyrite breccias and sandstones with quartz and barite cement; 4 – subzone of cementation or secondary sulphide enrichment, including rich pyrite-calcopirite ores with impurities of bornite, sphalerite and fahl ores. I – numbers of layers or subzones; II – lithological column.

марказит-сфалерит-халькопирит-пиритовые; 3) умеренно зрелые сфалерит-халькопирит-пиритовые; 4) зрелые халькопирит-пиритовые; 5) перезревшие пирит-халькопиритовые.

Введение в опыты морской воды не благоприятствует растворению галенита и миграции свинца [Хитаров, Москалюк, 1955], поэтому при наличии в исходном сульфидном материале галенита возможно концентрирование последнего по мере созревания сульфидных слоев.

В субщелочных средах, характерных для морской воды, электродный потенциал халькопирита (0.39), как правило, выше, чем у пирита (0.25) [Свешников, 1967]. Это способствует процессам замещения пирита халькопиритом в поверхностном слое осадка.

Гальмиролитическая «зрелость» рудокластитов во многом зависит и от исходного размера рудных обломков. Так, например, при возрастании размера сульфидных частичек с 10 до 100 мкм, скорость растворения любого сульфидного и сульфатного материала уменьшается примерно в 10 раз [Feely et al., 1987; Лисицын и др., 1990]. Исходя из этого можно предположить, что грубообломочные отложения по содержанию Cu и Zn должны быть близки к массивным колчеданным рудам. Напротив, тонкообломочные сульфидные

отложения, испытавшие интенсивный поверхностный гальмиролиз, должны характеризоваться более высокими концентрациями Cu и низкими содержаниями Zn. Это предположение подтверждается при изучении многих колчеданных месторождений Южного Урала. В частности, южная выклинка колчеданной залежи Яман-Касинского месторождения состоит из двух групп сульфидных прослоев – халькопирит-пиритовых и халькопирит-сфалерит-пиритовых. Первая группа представлена исключительно мелкообломочными сульфидными песчаниками, во второй группе находятся непреработанные сульфидные брекчии, гравелиты и песчаники. По содержаниям Zn и Cu они близки к массивным рудам. Сульфидно-гематитовые и сульфидно-хлоритовые ритмиты встречаются как в той, так и в другой группе, однако содержания Cu (6–8 %) в них всегда выше среднего по месторождению (2.96 %) (рис. 60). На тех месторождениях, где продолжительность и интенсивность гальмиролиза рудокластов были велики (Александринское, Таш-Тау, Бакр-Тау, вторая залежь Молодежного месторождения), эта закономерность существенно осложняется последующими процессами полного придонного кислотного выщелачивания цветных металлов как из песчаников, так и из сульфидных брекчий.

Окисление халькопирита и замещение его гематитом и кварцем проявляются на заключительном этапе поверхностного гальмиролиза сульфидных слоев. Однако, если процессы кислотного выщелачивания в нижележащей части слоя были активными, то образования гематита, устойчивого в окислительных субщелочных средах, не происходило.

Растворение сульфидов в зоне кислотного выщелачивания. На многих колчеданных месторождениях Южного Урала в кровле рудокластичес-

Рис. 60. Литограмма рудных циклитов из центральной части южной выклинки рудной залежи Яман-Касинского месторождения.

1–6 – рудокластиты: 1, 4 – псаммито-псефитовые; 2, 5 – гравийные; 3, 6 – псаммитовые; 7 – кремнисто-гематитовые госсаниты. I – номер слоев или подзон; II – литологическая колонка.

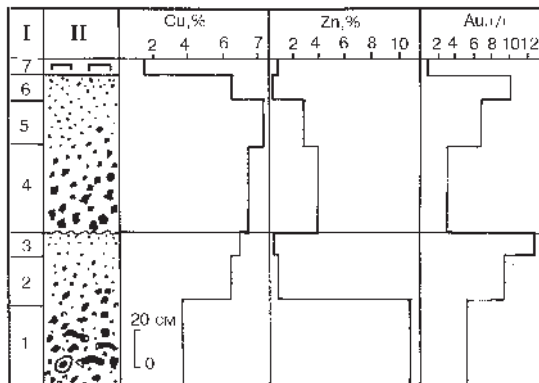
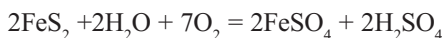


Fig. 60. The lithogram of ore cyclites from central part of southern wedging out of ore body of the Yaman-Kasy deposit.

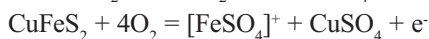
1–6 – oreclasts: 1, 4 – psammitic-psephitic; 2, 5 – gravelly; 3, 6 – psammitic; 7 – siliceous-hematite gossanites. I – numbers of layers or subzones; II – lithological column.

ких циклитов выявлены пиритовые песчаники, сцементированные кварцем. Предполагается, что они возникли в результате кислотного выщелачивания сфалерит-халькопирит-пиритовых рудокластитов [Масленников, Зайков, 1991а, б].

Характер процессов кислотного выщелачивания цветных металлов зависит от кислотно-основных свойств исходных минералов и, соответственно, их продуктов окисления. Окисление пирита, в отличие от халькопирита и сфалерита, сопровождается резким снижением pH за счет образования гипергенной серной кислоты по реакции [Скрипченко, 1972]:



Халькопирит и сфалерит окисляются (при pH 4–8) с образованием субнейтральных растворов комплексных соединений [Яхонтова, Груднев, 1987]:



Эксперименты показывают следующий ряд pH, который характеризует пределы метастабильного равновесия среды и окисляющихся сульфидов [Листова, Бондаренко, 1969]:

1. Пирит – pH = 1.15–2.9;
2. Пирит (67 %) + халькопирит (33 %) – pH = 3.35–3.60;
3. Халькопирит (11 %) + пирит (23 %) + галенит (33.3 %) + сфалерит (33.3 %) – pH = 3.9–5.7;
4. Галенит – pH = 5.5–6.5.
5. Сфалерит – pH = 7.4–7.5.

Таким образом, при окислении пирита кислотность поровых растворов становится выше, тогда как за счет окисления сфалерита среды они долгое время остаются субнейтральными. При обилии сфалерита в рудокластах процесс кислотного выщелачивания маловероятен (Яман-Касинское, Сибайское, Озерное месторождения).

Деполаризующее действие ионов H^+ , возникающих при окислении пирита, значительно увеличивает скорости окисления и растворения моносульфидов [Листова, Бондаренко, 1969]. Процесс растворения еще более усиливается, если различные сульфиды находятся в тесном сростании. В этом случае обнаруживается четкое увеличение растворимости более электроотрицательных минералов (сфалерита, галенита) и уменьшение растворимости электроположительных (пирит) [Свеишников, 1967].

Эксперименты показывают, что в кислых (pH 2–3) средах халькопирит, как более электроотрицательный минерал (ЭП = 0.40) по сравнению с пиритом (ЭП = 0.4–0.58), легко выщелачивается наряду с другими моносulfидами [Яхонтова, Груднев, 1987]. Устойчивость халькопирита при переходе от субщелочной стадии гальмиролиза к кислотной должна существенно сни-

жаться, и его место занимают кварц и пирит. Это подтверждается взаимоотношениями халькопирита с кварцем, наблюдаемыми в «зрелых» пиритовых песчаниках. Таким образом, конечными продуктами кислотного выщелачивания оказываются пирит и кварц, обладающие наивысшей кислотофильностью и устойчивостью в окислительных условиях по сравнению с другими минералами.

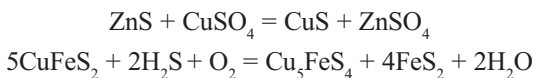
Моносulfидизация в зоне цементации. Судя по строению колонок современных океанических осадков [Ларсен, Чиллинггар, 1971], ниже зоны кислотного выщелачивания должна располагаться зона цементации или раннего диагенеза, характеризующаяся восстановительными субщелочными условиями. Действительно, зона медно-цинкового обогащения наблюдалась в основании наиболее крупных циклитов (от 40 см до первых метров) на Молодежном, Александринском, Таш-Тауском, Яман-Касинском месторождениях [Масленников, Зайков, 1991а, б; Зайков, 1995; Тесалина и др., 1994 и др.]. Предполагается, что выявленная зона медно-цинкового обогащения сопоставима с соответствующей зоной континентального гипергенеза колчеданных месторождений [Основы ..., 1995].

Наблюдения над взаимоотношениями минералов в зоне континентального гипергенеза и общая концепция вторичного замещения сульфидов обобщены правилом Шермана: растворимая соль какого-либо металла может замещать сульфид любого, следующего в ряду за ним, металла: Hg – Ag – Cu – Bi – Cd – Pb – Zn – Ni – Co – Fe – Mn. Сходная последовательность того же рода предложена Гольдшмидтом [Самама, 1989] в классификации элементов по степени уменьшения халькофильности: $Ag^+ - Cu^+ - Hg^{2+} - Cu^{2+} - Pb^{2+} - Cd^{2+} - Bi^{3+} - Ni^{2+} - Co^{2+} - Zn^{2+} - W - Fe^{2+} - Mn^{2+}$.

При высоком содержании солей Cu^{2+} и присутствии H_2S или H_2 халькопирит замещает такие сульфиды, как пирит и сфалерит.

По мере дальнейшего гальмиролиза отношение Cu/Fe в минералах будет возрастать за счет появления борнита Cu_5FeS_4 и затем халькозина Cu_2S и/или ковеллина CuS . Последовательность замещения пирита халькопиритом, халькопирита борнитом и, наконец, борнита халькозином (дигенитом) является типичной для многих колчеданных месторождений Южного Урала [Ярош, 1973].

Процесс гипергенного обогащения может быть представлен известными реакциями образования, например, медных минералов:



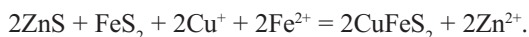
При полном замещении коэффициент обогащения определяется первичной ассоциацией сульфидов. Так, при полном замещении халькопирита халькозином происходит обогащение медью в четыре раза.

Присутствие борнитовой минерализации в кровле рудных тел ряда месторождений Урала некоторые исследователи связывают с процессами метаморфизма и регенерации сульфидов [Пишеничный, Пирожок, 1970; Ярош, 1973]. Другие предполагают, что борнитовая минерализация является естественным членом зональной колонки рудообразования и формируется в результате воздействия богатых медью и бедных серой растворов на ранее сформированную пиритовую основу в позднюю стадию геохимического цикла [Вулканизм ..., 1992]. Последняя модель не противоречит выдвигаемой нами гипотезе субмаринного гипергенного происхождения борнитовой минерализации [Масленников, Зайков, 1991а, б]. В пользу гипергенной (диагенетической) гипотезы свидетельствуют следующие аргументы:

- борнитовая минерализация имеет стратифицированный характер и нередко залегает на нескольких (двух-трех) литолого-стратиграфических уровнях, фиксируя, тем самым, циклы гальмиролиза (гипергенеза) [Тесалина и др., 1994];
- борнитовая зона цементации занимает закономерное положение в сульфидных циклитах [Масленников, Зайков, 1991а, б];
- борнит обычно локализуется на выклинках сульфидных залежей в значительном удалении от рудоподводящих каналов [Скрипченко, 1972];
- борнит широко представлен на поверхности многих современных сульфидных холмов [Гидротермальные..., 1993];
- борнит занимает закономерное положение в зональности сульфидных труб, указывающее на взаимодействие «черных курильщиков» с морской водой [Наyton, 1983], а также встречается в виде рудокластов и в потухших «дымоходах» [Fouquet et al., 1993].

Например, на Александринском месторождении борнит обнаружен нами на трех литолого-стратиграфических уровнях [Тесалина и др., 1994]. Каждый слой, обогащенный борнитом, занимает закономерное (нижнее) положение, близкое к подошве каждой из трех рудокластических ритмопачек. Наблюдается уменьшение интенсивности медного обогащения к верхним частям рудной залежи с соответствующим смещением положения борнитовых ареалов в субширотном направлении.

Метастабильное сочетание O_2 и H_2S и низкая кислотность создают благоприятные, хотя и не единственно возможные условия для формирования халькопирита. Однако, даже в кислотных окислительных условиях в присутствии сфалерита могут достигаться оптимальные условия для образования халькопирита. При кислотном растворении сфалерита происходит потребление H^+ и генерация H_2S , необходимого для синтеза халькопирита, например, по реакции [Ohmoto, 1996]:



Х. Омото [Ohmoto, 1996] указывает, что сфалерит растворяется быстрее, чем пирит, и объем нового минерала (халькопирита) меньше, чем объем старых (сфалерит + пирит). Образовавшиеся поры заполняются поздним кварцем. Таким образом, пирит в присутствии кислотных буферов неустойчив и может замещаться халькопиритом, а халькопирит – борнитом.

Неустойчивость пирита в зоне цементации также имеет и электрохимическую природу. В настоящее время доказано, что высокий электродный потенциал пирита обусловлен «пассивацией» адсорбированным кислородом. В восстановительных условиях электродный потенциал пирита резко снижается с 0.65 до 0 [Шуй, 1979] и пирит, находящийся в сростаниях с моносulfидами Cu и Zn, более устойчивыми в восстановительных средах, должен раствориться.

5. Влияние нерудных примесей на гальмиролиз сульфидных осадков.

На колчеданосных палеогидротермальных полях к кластогенным сульфидным осадкам нередко примешивались нерудные компоненты, поступавшие из фоновых отложений. Как правило, чуждый материал представлен обломками риолитов, дацитов или базальтов, реже – вулканомиктовых песчаников, аргиллитов и известняков. Иногда существенную часть составляет примесь глинистого, кремнистого, известковистого и углеродистого материала.

Очевидно, что разные нерудные примеси по-разному реагировали с кислыми гипергенными растворами, возникавшими при окислении сульфидов. Одни компоненты активно нейтрализовали кислые растворы, другие – оставались индифферентными, третьи усиливали общую кислотность поровых растворов. Кислотно-основная реактивность нерудных компонентов означает в этом случае их способность отвечать противодействием на воздействие кислых гипергенных растворов. Высокореактивными нерудными компонентами в рудоносных осадках являются органические соединения, карбонаты и железо-магнезиальные силикаты. К умеренно реактивным, очевидно, относятся алюмосиликаты и, наконец, представителями инертных компонентов являются кварц и алюмосиликаты, уже испытывавшие кислотное выщелачивание (каолинит, пирофиллит, серицит) [Смирнов, 1936; Самама, 1989; Масленников, 1996а].

Кислотно-основные свойства одних и тех же нерудных компонентов нередко совпадают с их окислительно-восстановительными свойствами. По восстановительной способности можно выделить сильные восстановители – органические вещества, умеренные – силикаты и алюмосиликаты и породы, содержащие неокисленные элементы (например, Fe^{2+} , Mn^{2+}) и инертные, например, кварц, полевые шпаты, каолин.

Высокореактивные компоненты должны оказывать существенное влияние не только на ход растворения, но и на новообразование моносulfидов. Например, при взаимодействии карбонатов с кислыми гипергенными

растворами наблюдающееся повышение рН растворов приводит к увеличению активности иона S^{2-} , необходимого для нового образования моносulfидов [Воган, Крейг, 1981]. Напротив, растворение кремнезема в воде сопровождается частичной диссоциацией его водной формы и соответствующим увеличением кислотности раствора [Жариков, 1982]. Это означает, что примесь кварца увеличивала вероятность растворения кислотофобных моносulfидов (сфалерита и халькопирита), что приводило, в конечном итоге, к относительному концентрированию пирита, устойчивого в кислых условиях.

В вулканогенно-осадочных комплексах, бедных карбонатными осадками, основными примесными компонентами, взаимодействующими с гипергенными растворами, являются обломки пород, состоящие из силикатов и алюмосиликатов. Взаимодействие с кислыми растворами магнезиально-железистых и известково-щелочных силикатов и алюмосиликатов сопровождается реакциями гидролиза и, так же, как в случае с карбонатами, приводит к поглощению иона водорода. По экспериментальным данным [Челищев, 1982], при взаимодействии алюмосиликатов с разбавленными водными растворами сильных минеральных кислот, происходят процессы декационирования с захватом кислотного протона и понижением заряда матрицы за счет образования поверхностных гидроксильных групп на внешних границах зерен.

Снижение кислотности гипергенных растворов за счет реакции с алюмосиликатами приводило к увеличению продолжительности щелочной стадии гальмиролиза, а значит и к относительному концентрированию халькопирита по сравнению с другими sulfидами. Вероятно, именно в этом заключается основная причина обогащения халькопиритом рудных выклинок, содержащих примесь гиалокластического материала.

Примесные компоненты могут также изменять активность кислорода в растворе и вызывать окисление или восстановление sulfидных ионов или ионов металлов, т. е. могут влиять на растворимость sulfидов.

Примесь органических веществ, с одной стороны, является сильным восстановителем, меняющим характер гальмиролиза, с другой – практически все органические вещества в осадках сопровождаются органическими кислотами, которые, как показывают многочисленные эксперименты, в несколько раз ускоряют растворение, например, халькозина и очень слабо влияют на растворимость сфалерита [Листова, Бондаренко, 1969].

Высокая комплексообразующая способность органических веществ, вероятно, приводит к выносу многих металлов из осадков, содержащих органическое вещество. Однако, миграция металлов во многом зависит от устойчивости металлоорганических комплексов.

Экспериментально установлено снижение устойчивости комплексных металлоорганических соединений в ряду: $Cu^{2+} > Ni^{2+} > Pb^{2+} > Co^{2+} > Fe^{2+} >$

$Zn^{2+} > Mn^{2+} > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Sr^{2+} > Ba^{2+}$ [Saxby, 1969]. В кислых средах (pH 3.5) металлоорганические соединения Fe^{2+} более устойчивы, чем некоторые другие комплексы: $Cu^{2+} > Fe^{2+} > Ni^{2+} > Pb^{2+} > Co^{2+} > Ca^{2+} > Zn^{2+} > Mg^{2+}$ [Schnitzer, 1971].

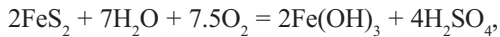
Установлен ряд биохимической сепарации химических элементов по мере уменьшения выноса: Ba (0.29), Cu (0.52), Pb (0.64) Zn (0.75) [Морозов, 1994]. За исключением Ba, этот ряд сходен с установленным экспериментально.

Органические комплексы, повышающие миграционную способность Cu^{2+} , могут препятствовать осаждению сульфидов, карбонатов, гидроксидов и других малорастворимых соединений Cu из растворов в нейтральных и щелочных средах, близких к природным.

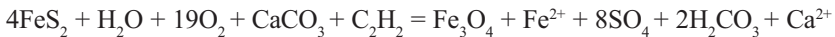
Цинк является плохим комплексообразователем и растворимость его под воздействием фульвокислот увеличивается незначительно [Листова, Бондаренко, 1969], поэтому при процессах кислотного гальмиролиза сульфидного осадка в присутствии органических кислот лучше должны растворяться сульфиды Fe и Cu, а концентрироваться – сульфиды Zn.

Слабая устойчивость органических комплексов Pb^{2+} и Zn^{2+} , по сравнению с комплексами Cu^{2+} , объясняет фиксацию свинцово-цинковой минерализации в углеродистых толщах полиметаллических месторождениях Ата-суйского типа.

И, наконец, если процесс окисления сульфидов при отсутствии органического вещества завершается образованием гидроксидов железа (гетита или гематита) по реакции [Скрипченко, 1972]:



то примесь органического вещества и карбонатного или другого высокобуферного (например, базальтового) материала способствует образованию магнетитовых металлоносных осадков по реакции:



Именно в этом видится причина появления карбонатно-магнетитовых циклитов на Озерном колчеданно-полиметаллическом (Забайкалье) и Магнитогорском сульфидно-магнетитовом месторождениях, а также на Зимнем месторождении, базальтовые отложения которого обогащены углеводородами.

6. Последовательность формирования зональности сульфидных циклитов. Последовательность минералообразования в сульфидных слоях представляется следующим образом.

На первом этапе в кровле слоя происходило замещение сфалерита и, частично, пирита халькопиритом. Образуются «незрелые» циклиты первого типа с повышенными содержаниями халькопирита и золота в кровле слоев (см. рис. 60).

При полном растворении сфалерита картина менялась: по мере нарастания кислотности халькопирит оказывался менее устойчивым, чем пирит, и растворялся. Однако, ниже кислородной зоны выщелачивания условия замещения пирита халькопиритом сохранялись. Это приводило к формированию циклитов второго типа (см. рис. 59), имеющих обратную зональность: в кровле слоя – пиритовый песчаник, в подошве – халькопиритовая минерализация, иногда с примесью борнита, дигенита, ковеллина и люминесцирующего сфалерита [Тесалина и др., 1994]. При малой мощности слоев при гальмиролизе возникали пиритовые песчаники. Однако, в том случае, когда рудокластический материал смешивался с высокореактивными (высокобуферными) материалами, происходил процесс развития моносльфидов по пириту. Более того, сульфидно-осадочные смеси были более благоприятными для образования оксидно-железистых фаз по сравнению с чистыми пиритовыми рудокластитами.

Таким образом, детальный анализ показывает, что основным фактором формирования специфической минералогической зональности сульфидных слоев являлся повторный гальмиролиз переотложенных рудокластических осадков.

3.5. Дистальный гальмиролиз рудоносных осадков

С гальмиролизом связаны значительные преобразования осадков, сопровождающиеся как привнесением многих компонентов из морской воды, так и выносом их значительной части в морскую воду. Для процессов гальмиролиза наиболее характерно преобразование глинистых минералов и вулканических стекол, образование палагонита, цеолитов, гидрослюд («иллита»), глауконита. При фоновом «субщелочном» гальмиролизе из гиалокластогенного материала обычно выносятся Si, Ca, Al, Ti, иногда Na, Mn, привносятся K, H₂O [Русинов, 1989]. Образующиеся при этом смектиты иллит-монтмориллонитового ряда в стадию позднего диагенеза трансформировались в апогиалокластогенные альбит-хлорит-гидрослюдисто-кварцевые породы, широко распространенные в осадочно-вулканогенных комплексах Южного Урала.

При гальмиролизе сульфидно-осадочных смесей процессы окисления, очевидно, стремились минимизировать состояние неравновесия между морской водой и сульфидами, сформированными гидротермальным путем. Реакции происходили столь интенсивно, что продукты гальмиролиза часто имеют мало общего с исходными осадками гидротермальных руд.

Исходя из постулата неизменности состава и субщелочных окислительных свойств морской воды в фанерозое [Гаррелс, Маккензи, 1974], а также учитывая близость состава колчеданных руд, сложенных пиритом с приме-

сью халькопирита и сфалерита, казалось бы, можно предполагать, что продукты полного окисления сульфидных отложений должны иметь одинаковый или близкий минеральный состав. Однако, как показывают литолого-минералогические исследования рудоносных осадков колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала, процессы гальмиролиза сульфидных илов приводили к образованию пород разного минерального состава: магнетитовых, маггемит-магнетитовых, гематитовых и гематит-кварцевых и почти чистых кварцевых [Масленников, 1996б]. Причины этого явления видятся в различной кислотно-основной и окислительно-восстановительной реактивности примесных нерудных компонентов, поступавших в сульфидные илы при смешении их с фоновыми осадками.

Влияние примесных сульфидов на гальмиролиз околорудных осадков. В работах, специально посвященных рудовмещающим породам, многие околорудные отложения считаются гидротермально-осадочными образованиями [Авдонин, Гончарова, 1986; Авдонин, 1994]. Вместе с тем, имеется ряд признаков, доказывающих, что многие из них являются продуктами гальмиролиза гиалокластогенного материала [Злотник-Хоткевич и др., 1980; Пуркин, Денисова, 1987; Теленков, Масленников, 1995]. При этом значительная часть околорудных осадков является продуктом субмаринного окисления сульфидов [Масленников, 1991, 1996б].

Коренное отличие околорудного гальмиролиза от фонового состоит в появлении кислых гипергенных растворов, возникающих при окислении примесных сульфидов. Характер гальмиролиза во многом определялся количеством сульфидов и способностью нерудных компонентов нейтрализовать кислые поровые растворы.

В ареалах колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала преобладают различные по составу гиалокластогенные базальтовые, риолитовые, дацитовые и андезитовые отложения [Масленников, 1991]. В гиалокластогенных осадках вне зависимости от состава вулканогенного материала обнаруживаются признаки трех физико-химических обстановок гальмиролиза: сильнокислотной, слабокислотной и субнейтральной. Во многом появление этих обстановок было обусловлено относительным количеством пирита, участвовавшего в процессах гальмиролиза. Каждая обстановка характеризуется своими особенностями выноса и привноса химических элементов и, соответственно, своим минералообразованием.

1. Сульфидно-гиалокластитовые смеси, содержавшие значительную примесь пирита, испытывали сильное сернокислотное выщелачивание гиалокластогенного материала с почти полным выносом Cu, Zn, Pb, Na, Mg, Al, Mn, с фиксацией Si, Ti, иногда K и Ba. Кластогенный пирит либо полностью растворялся, либо ремобилизовался в виде рассеянной вкрапленности эвгидрального пирита n-типа. В результате «сильнокислотного» гальмироли-

пирита в перекрывающем слое указывает на резкую смену придонного выщелачивания сульфатредуцирующими процессами. Лишь содержание Ва постепенно возрастает от подошвы к кровле циклита. По мере удаления от колчеданных месторождений стратифицированные микрокварцит-хлоритовые ритмиты исчезают.

2. Признаки «слабокислотного» гальмиролиза наблюдаются в гиалокластогенных осадках, содержавших, кроме окисляющегося примесного пирита, другие сульфиды (галенит, сфалерит), а также органическое вещество (ОВ). Гальмиролиз этого типа приводил к выносу Na, K, Si, фиксации Mg, Ti, иногда Fe²⁺ в составе хлоритов, Ca-Mg-карбонатов. Конечным продуктом такого гальмиролиза являются высококремнистые магнезиальные, магнезиально-железистые хлориты, иногда ассоциирующие с обильными Mn-Ca-Mg-карбонатами.

Известно, что появление аутигенного хлорита указывает на наличие кислой обстановки с низкими значениями Eh [Фербридж, 1971], связанными, очевидно, с присутствием органических веществ (ОВ). Участие ОВ в процессах гальмиролиза этого типа подтверждается не только визуальными наблюдениями рассеянного углеродистого вещества, но и газовой хроматографическими определениями легких (C₂H₂, CH₄) и низкокипящих (C_nH_n) углеводородов [Масленников, 1993] и легким изотопным составом углерода в примесных карбонатах (δC¹³ = -1-19 ‰) [Стрижов, Масленников, 1991], а также наличием фрамбоидального пирита – индикатора былых сульфатредуцирующих органических сред. Очевидно, взаимодействие окислительных морских вод с ОВ и пиритом одновременно приводило к средам, наиболее благоприятным для образования минералов ряда Fe²⁺-Mg-сметиты – хлориты.

С удалением от колчеданных залежей хлоритолиты переходят в альбит-гидрослюдисто-хлоритовые и кварц-альбит-хлорит-гидрослюдистые пелитолиты, образовавшиеся, по-видимому, в более щелочных и окислительных условиях.

3. На стадии завершения процессов окисления сульфидного материала возникали условия, благоприятные для «субнейтрального» гальмиролиза гиалокластогенных осадков и окисления Fe²⁺ в алломосилкатах. Окисление Fe²⁺ обычно приводит к разложению апогиалокластитовых Fe²⁺-Mg-сметитов и удалению катионов Mg [Дриц, Коссовская, 1989]. Очевидно, это же явление имело место при формировании аллохтонных госсанитов и джасперитов – апосульфидных и апогиалокластитовых кремнисто-железистых пород [Теленков, Масленников, 1995].

Однако, основные черты поведения элементов при образовании джасперитов и госсанитов были различными. Предполагается, что петрогеохимические особенности этих двух генетических типов металлоносных отло-

жений во многом определялись исходным соотношением количества сульфидной взвеси, гиалокластогенного, карбонатного или органического вещества. В связи с этим выделено несколько литогенетических типов госсанитов и джасперитов, для которых предполагаются свои особенности гальмиролиза гиалокластогенного материала.

Предполагается, что «чистые» (автохтонные) джаспериты – продукты «восстановительного» гальмиролиза гиалокластики возникали при катализе какими-либо окисляющимися восстановителями (ОВ, CH_4 , H_2S) [Теленков, Масленников, 1995]. Наиболее благоприятными для этого, вероятно, были низкотемпературные углеводородно-сероводородные источники по типу современных «галапагосских», формирующих сапонит-нонtronитовые холмы на дне Тихого океана [Кронен, 1982]. Начальный процесс преобразования вулканических стекол происходил не только с выносом Na, Mg, Ti, Al, Zr и Mn, характерным для фонового «окислительного» гальмиролиза, но и K. Субнейтральные восстановительные условия благоприятствовали фиксации кремнезема в составе Fe^{2+} -смектитов. В связи с этим соотношения кремнезема и железа внутри смектитовых построек были в целом относительно стабильны. Si/Fe для большинства джасперитов и гиалокластитов базальт-риолитового ряда находятся в пределах от 4.5 до 18 и, при прочих равных условиях, зависят от исходного состава вулканитов.

В кровле гидротермальных построек океанические воды создавали щелочные окислительные условия, благоприятные для окисления Fe^{2+} , выноса кремнезема и фиксации окисленных железа и марганца. Этим явлением объясняется обогащение железом и марганцем кровли кремнисто-железистых построек марганцеворудных месторождений (например, Янзигитовского) Южного Урала [Теленков, Масленников, 1995]. Аналогичное распределение Fe и Mn характерно и для современных галапагосских смектитовых холмов [Кронен, 1982].

В результате более позднего диагенеза Fe^{2+} -смектитов внутри образовавшихся тел появлялись очищенные от рассеянных элементов и РЗЭ гематит-кварцевые породы – «чистые» джаспериты, сохраняющие реликтовые текстуры гиалокластики и своеобразные микроглобулярные, колломорфные, брекчиевые и другие структуры раскристаллизации глинисто-кремнеземистых гелей [Куперс, Дениер, 1979]. В кровле джасперитовых построек сформировались кавернозные гематитовые корки, а еще выше по разрезу – оксидно-марганцевые конкреции. Количество рассеянных элементов в джасперитах такое же, как в яшмах или фоновых красноцветных силицитах.

«Чистые» (автохтонные) госсаниты из уральских месторождений по соотношениям основных компонентов (Fe, Si, Al, Ti, Mn) сходны с колчеданными рудами и с госсанами, ассоциирующими с современными «черными курильщиками» (см. рис. 56).

Во многих случаях особенности состава аллохтонных госсанитов обусловлены исходной примесью гиалокластик и ее специфическими преобразованиями в первоначально кислых восстановительных средах. Восстановителями в этом случае являлись окисляющиеся сульфиды. При этом из гиалокластогенного материала происходили следующие процессы: 1) вынос Na, K, частично Si, Al; 2) фиксация Ti, FeII, части Al, Si; 3) привнос Mg, P и PЗЭ [Теленков, Масленников, 1995]. Фиксация элементов-гидролизатов связана с разрушением гидроксокарбонатных и других комплексов этих элементов в кислых и слабокислых условиях сульфидного гипергенеза. В этом коренное отличие условий формирования госсанитов и джасперитов, которое приводит к существенным петрохимическим отличиям этих пород. Процесс образования «чистых джасперитов» происходил с убыванием неразложившейся гиалокластик и выносом Ti. Напротив, процесс «созревания» и перерождения госсанитов сопровождался концентрацией TiO₂ в аллохтонных разностях. Эта модель гальмиролиза в целом согласуется с экспериментами по подвижности титана, поставленными для различных кислотно-щелочных условий [Аганова и др., 1989].

В кислых восстановительных средах гиалокластик преобразуется в Mg-Fe²⁺-сметиты, варьирующие по соотношениям основных катионов (Mg-Fe) в зависимости от кислотности среды. После полного окисления сульфидов дальнейшее изменение «оставшегося» палагонита происходило по схемам «джасперитового» и затем фоновое гальмиролиза. Раскристаллизация тонкодисперсных железистых масс приводила к образованию микроструктур, не свойственных «чистым» джасперитам [Масленников, Котляров, 1990].

Таким образом, в зависимости от состава восстановителя (сульфиды, органические соединения, сероводород) предполагается различие в процессах гальмиролиза вулканических стекол.

Особую литогеохимическую группу составляют алюмосиликатно-известковистые металлоносные отложения, наиболее характерные для современных океанов. Диагностика джасперитов и госсанитов, содержащих известковистый материал, сложнее, чем чистых разновидностей. Так, примесь известковистого материала в гиалокластогенном осадке способствовала фиксации железа и, в связи с этим, приводила к образованию высокожелезистых джасперитов, неотличимых по Fe/Si (до 0,6 и более) от автохтонных госсанитов. Более того, в известковистых госсанитах схема преобразования примесной гиалокластик сходна с той, которая характерна для схемы джасперитообразования: вынос Si, Al, Ti. В некоторых случаях в известковистых госсанитах наблюдается фиксация Na за счет примеси альбита [Теленков, Масленников, 1995].

Эти петрохимические наблюдения находятся в соответствии с экспериментальными данными, согласно которым увеличение концентрации

углекислоты в растворах на порядок сопровождается ростом в них содержания титана также примерно на порядок [Агапова и др., 1989]. При образовании известковистых госсанитов происходила фиксация Mn и образование высокожелезистых умбритов. В некоторых случаях критериями для опознания апосульфидных металлоносных отложений являются только повышенные содержания Pb, иногда – других халькофильных элементов, As, реже – Ва. Эти и другие геохимические признаки госсанитов постепенно исчезают при увеличении количества известковистого материала.

При формировании алюмосиликатных госсанитов в кислых условиях сульфидного гипергенеза такие карбонатные комплексы не появляются, и титан, сконцентрированный в минералах примесных вулканических стекол, является малоподвижным. При образовании джасперитов низкотемпературные гидротермы, напротив, создают благоприятные условия для формирования гидроксокарбонатных комплексов и, следовательно, для преобразования гиалокластиков с выносом титана. В этом коренное отличие процессов палагонитизации вулканических стекол, сопровождающих образование джасперитов и госсанитов.

Предложенная схема поведения Ti при гальмиролизе подтверждается не только особенностями химического состава различных продуктов гальмиролиза, но и результатами корреляционного анализа. В джасперитах наблюдается устойчивая положительная корреляция Ti с Al, Mg, Na, K, т. е. с элементами, составляющими основу минералов, входящих в состав гиалокластогенного материала (хлоритов, гидрослюд, альбита). Для госсанитов характерна несколько другая ассоциация химических элементов: Ti, Al, Mg, Mn, Fe²⁺. Al в джасперитах тесно связан с щелочными металлами – Na и K ($r > +0.9$), а в госсанитах эта связь обратная ($r_{K, Al} = -0.4$; $r_{Na, Al} = -0.6$). Это обусловлено тем, что при образовании джасперитов гиалокластик почти полностью теряет как алюминий, так и щелочные металлы в равных пропорциях.

Преобразование гиалокластогенного материала в аллохтонных госсанитах сопровождается лишь выносом щелочных металлов, привносом магния и концентрацией алюминия и других элементов-гидролизатов. Исключение представляют госсаниты, сильно разбавленные осадочным материалом, гематитовые породы (яшмы) и, в ряде случаев, гидрослюдисто-хлорит-магнетитовые.

Влияние фоновых осадков на минеральный состав апосульфидных отложений. Типы апосульфидных железистых осадков определяются кислотно-основными свойствами фонового осадочного субстрата. Так, например, если фоновые осадки представлены углеродисто-карбонатными отложениями или базальтовыми гиалокластитами (Зимнее поле), содержащими неокисленное органическое вещество, продукты окисления сульфидов будут сложены магнетитом. В условиях недостатка органических веществ

продукты окисления сульфидов будут иметь гематитовый состав. При этом железистость пород четко коррелирует с основностью примесных компонентов. Окисление сульфидов в присутствии известковистого материала приводило к образованию высокожелезистых гематитовых госсанитов и умбритов (Талганское поле). С базальтовой гиалокластикой ассоциируют умеренно-железистые гематитовые или магнетитовые госсаниты (Сибайские поля) и, наконец, в осадках, сложенных гиалокластогенным материалом кислого состава, встречаются преимущественно маложелезистые гематит-кремнистые отложения (Бакр-Тауское поле).

В случае смешения сульфидов с кремнистыми илами, преобразованными в стадию фонового или пригидротермального гальмиролиза, в лучшем случае, образуются пирит-кремнистые пелитолиты с незначительной примесью гематита. Обычный же продукт взаимодействия сульфидно-пелитовых смесей – апопелитовые кварциты.

Ассоциация умбритов – железо-марганцевых отложений колчеданоносных палеогидротермальных полей с карбонатными околорудными осадками не является случайной. Осаждение марганца связано с ощелачиванием растворов в присутствии карбонатов, при их отсутствии осаждения марганца не происходило.

Другими словами, возможность отложения гетита, гематита, магнетита и марганцевых минералов зависит от того, реагируют ли растворы с нерудными минералами осадочного субстрата. Если такая реакция не идет, сульфиды растворяются в кислых растворах и гидроксидно-железистые минералы не образуются. Напротив, в случае нейтрализации серной кислоты реактивными нерудными минералами возникают благоприятные условия для осаждения гидроксидов и оксидов железа. Это согласуется с результатами, полученными Ж.-К. Самама [1989] при минералого-геохимическом изучении продуктов континентального гипергенеза в рудовмещающих породах, обладающих различной кислотной реактивностью.

Таким образом, важнейшим свойством, влияющим на ход гальмиролиза, являлась кислотно-основная реактивность компонентов – способность околорудных осадков противодействовать кислотным условиям, связанным с окислением примесного пирита. Особенности минералообразования в различных типах околорудных осадков можно объяснить, опираясь на количественную оценку кислотно-основных свойств компонентов.

В соответствии с электронной теорией твердых кислот и оснований, предложенной Дж. Льюисом и впоследствии развитой акад. М. И. Усановичем [1970], твердые кислоты – это вещества, способные отдавать катионы и присоединять анионы и электроны, а основания – вещества, легко отдающие анионы или электроны и присоединяющие катионы. Окислительно-восстановительные процессы или реакции с переносом электронов в этой обоб-

щенной теории рассматриваются как частный случай кислотно-основных взаимодействий.

Следовательно, критерием кислотности (основности) минералов может служить их способность отдавать или присоединять электроны. Это фундаментальное положение было с успехом использовано в работах Д. С. Коржинского [1976], В. А. Жарикова [1967, 1982], А. Д. Ракчеева [1982] для разработки универсальных показателей кислотно-основных свойств минералов и горных пород, растворов и расплавов. Нами для оценки основности (кислотности) компонентов использована методика расчета электрохимического потенциала минералов и горных пород, предложенная в монографии А. Д. Ракчеева [1989].

Величины этого потенциала, определяющие работу выхода электрона с уровня Ферми, зависят как от состава, так и от дефектности структуры минерала. Электрохимический потенциал электрона в минерале при отсутствии электрических полей имеет вид [Ракчеев, 1989]:

$$m_{\text{мин}} = m_{\text{ат}} \pm Q \cdot Q_{\text{эф}} / N \cdot R_{\text{орб}}$$

где $m_{\text{ат}}$ – химический потенциал электрона соответствующего атома; Q – заряд электрона; $Q_{\text{эф}}$ – эффективный заряд атомов в данном соединении; $R_{\text{орб}}$ – орбитальный радиус атома; N – количество катионов или анионов.

Чем больше минерал содержит электроположительных атомов, тем выше его основность и ниже расчетный потенциал электрона и, наоборот, потенциал возрастает с увеличением количества электроотрицательных атомов в минерале. Очень важно, что электрохимические потенциалы обладают свойством аддитивности. Это позволяет рассчитать кислотно-основные характеристики минеральных парагенезисов (и горных пород) с учетом количественных соотношений минералов и непосредственно по данным химических анализов [Жариков, 1967; Ракчеев, 1982, 1989].

По электрохимическим потенциалам исходные компоненты образуют следующий ряд (в ЭВ): углеродистое вещество (4.1) – известковистые (кальцитовые) компоненты (4.96) – базальты (5.0) – андезиты (5.15) – вода (5.3) – риолиты (5.35) – кварц (5.63) – пирит (5.28–6.08) – серная кислота (5.95).

По электрохимическим потенциалам промежуточных и конечных продуктов гальмиролиза выстраивается следующий ряд (в ЭВ): доломит (4.78) – хлориты (4.99–5.14) – магнетит (5.0) – гидрослюды (5.1–5.14) – гематит (5.15) – каолин (5.34) – сидерит (5.35) – монтмориллонит кальциевый (5.2) – нонтронит окисленный (5.4) – пирофиллит (5.44) – кварц (5.63).

Предполагается, что в этом ряду каждый более левый член ряда должен проявить большую реактивность, направленную на уменьшение гипергенной кислотности поровых растворов.

Относительную вероятность образования того или иного типа минералов в результате окисления рудоносных смесей, имеющих различную кис-

лотно-основную реактивность, можно иллюстрировать с помощью впервые построенных сводных треугольных диаграмм. Первоначально строились треугольные диаграммы для двух компонентов (например, пирита и базальта) и воды. На диаграммах были получены линии относительной устойчивости гематита, магнетита и кварца. Поочередное совмещение вершин диаграмм позволило получить поля относительного электрохимического равновесия минералов в трехкомпонентных сульфидно-осадочных смесях, реагирующих с первоначально нейтральной водой ($mH_2O = 5.3$ эВ). Так, для каждой трехкомпонентной смеси получены сводные диаграммы, показывающие поля электрохимического равновесия кварца, гематита и магнетита в разных смесях при изменении относительного количества исходной нейтральной H_2O от 0 до 1 моля.

Анализ диаграмм (рис. 62) показывает, что наиболее благоприятные условия для формирования магнетита создаются в смесях пиритовых, кальцитовых и базальтовых компонентов. В том случае, когда в пирит-базальтовых или пирит-углеродисто-карбонатных смесях присутствуют риолитовые компоненты, вероятность образования магнетита снижается, и его место занимает гематит. И, наконец, исходя из анализа диаграмм, в смеси пирита и обломков вулканитов кислого состава высокожелезистые госсаниты не должны встречаться. Эти данные согласуются с результатами литологических наблюдений на колчеданных месторождениях Южного Урала.

В таблице 7 показана зависимость состава продуктов полного окисления сульфидных отложений от состава примесных фоновых осадков. Так, например, на Зимнем месторождении в гиалокластогенных осадках базальтового состава, содержащих органическое вещество, создавались благоприятные условия для образования магнетита. В известковистых осадках Талганского месторождения формировались высокожелезистые и марганцовистые магнетит-сидерит-гематитовые умбриты и госсаниты. На Молодежном месторождении к вулканомиктовому горизонту смешанного состава приурочены высокожелезистые гематитовые госсаниты, содержащие лишь незначительное количество магнетита. Продукты полного окисления сульфидов в смеси с кремнистым и гиалокластогенным материалом кислого состава, как правило, представлены выщелоченными микрокварцитами, содержащими незначительные количества гематита. Такие породы широко представлены на Октябрьском и Бакр-Тауском месторождениях. То, что выявленная закономерность обусловлена различиями в кислотно-основной реактивности фоновых осадков, участвовавших в процессах гальмиролиза сульфидных илов, подтверждается зависимостью электрохимического потенциала фоновых осадков и смежных с ними продуктов полного окисления колчеданных руд (см. табл. 7).

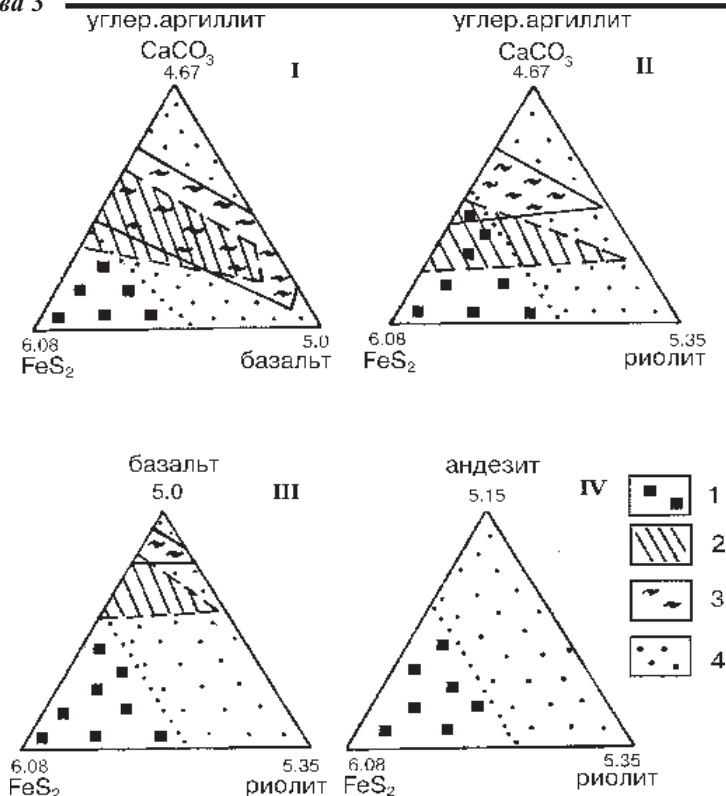


Рис. 62. Диаграммы устойчивости продуктов гальмиролиза в зависимости от состава исходных компонентов рудоносного осадка в присутствии пресной воды.

Цифры – химические потенциалы электрона по А. Д. Ракчеву [1989]. 1–4 – продукты гальмиролиза: 1 – пирит-кварцевые, 2 – гематитовые, 3 – магнетитовые, 4 – прочие.

I–IV – условия гальмиролиза: I – основные; II–III – субнейтральные; IV – кислотные.

Fig. 62. The stability diagram of halmyrolysis products in dependence of initial components composition of ore-bearing sediment in the presence of fresh water.

Figures – chemical potential of electron after A. D. Rakcheev [1989]. 1–4 – halmyrolysis products: 1 – pyrite-quartz, 2 – hematite, 3 – magnetitic, 4 – etc.

I–IV – conditions of halmyrolysis: I – basic; II–III – subneutral; IV – acidic.

Зная минимальный электрохимический потенциал фоновых осадков можно, в целом, предсказать, какой минеральный состав и какая максимальная железистость госсанитов будет характерна для данного месторождения. В тех случаях, когда геологический разрез месторождения имеет полициклический характер, на разных уровнях, в зависимости от состава вмещающих осадков, могут встречаться различные по составу металлоносные отложения. Например, металлоносные осадки нижнего литолого-стратигра-

Таблица 7. Table 7

Зависимость химического потенциала электрона фоновых ($\eta_{фо}$) и окисных ($\eta_{оо}$) отложений (в эВ) в различных типах колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала
 The dependence of electron chemical potential of background ($\eta_{фо}$) and oxidic ($\eta_{оо}$) sediments (in eV) in the different types of South Urals' massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields

Профиль	КППП	Состав фоновых осадков КППП	$\eta_{фо}$					Состав окисных осадков КППП	$\eta_{оо}$					
			5	5.1	5.2	5.3	5.4		5	5.2	5.4	5.6		
Основной	1. Зимнее	bz > OB	●	5.0						●	5.0			
	2. Талганское	dc = Ca	●	5.01						●	5.07			
Субнейтральный	3. Сибайское-1	bz > dc > Ca	●	5.07						●	5.27			
	4. Молодежное	dc > bz > Ca	●	5.14						●	5.31			
Кислотный	5. Октябрьское	dc	●	5.20						●	5.53			
	6. Бакр-Тау	dc	●	5.26						●	5.48			
	7. Сибайское-3	r	●	5.34						●	5.49			

Примечание: bz – базальтовый, dc – дацитовый, r – риолитовый, Ca – кальцитовый, Mt – магнетит, Mgt – маггемит, Chl – хлорит, Gem – гематит, Sd – сидерит, Q – кварц, Py – пирит, КППП – колчеданосные палеогидротермальные поля.

Notes: bz – basalt, dc – dacite, r – rhyolite, Ca – calcite, Mt – magnetite, Mgt – maghemite, Chl – chlorite, Gem – hematite, Sd – siderite, Q – quartz, Py – pyrite. КППП – massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields.

фического уровня Сибайского месторождения, ассоциирующие с существенно базальтовыми осадками, представлены высокожелезистыми магнетитовыми и магнетит-гематитовыми госсанитами, тогда как маложелезистые гематит-кремнистые госсаниты верхнего уровня залегают среди гиалокластогенного материала кислого состава.

Даже на одном палеогидротермальном поле могут встречаться различные по железистости металлоносные отложения в зависимости от преобладающего состава фоновых осадков. Например, на южной выклинке Нижней линзы Ново-Сибайской залежи среди песчаников смешанного состава развиты существенно гематитовые госсаниты. На северной выклинке, где преобладают осадки базальтового состава, обнаружены тела магнетитовых госсанитов. Картина еще более осложняется в тех разрезах, где широко представлены кремнистые пелитолиты, характеризующиеся высокими электро-

химическими потенциалами (5.3–5.6 эВ), и, соответственно, низкой основной реактивностью. Такие кремнистые пелитолиты наблюдаются практически на всех колчеданосных палеогидротермальных полях. Даже в осадках Зимнего месторождения, характеризующихся крайней основностью, встречаются гематит- или пиритсодержащие микрокварциты, являющиеся продуктами полного кислотного выщелачивания сульфидных илов, смешанных с кремнистым осадком. Апосульфидные микрокварциты присутствуют на колчеданосных палеогидротермальных полях всех типов в зависимости от наличия в разрезе фоновых кремнистых пелитолитов. Тем не менее, колчеданосные палеогидротермальные поля по условиям гальмиролиза могут быть подразделены на основные, нейтральные и кислотные (см. табл. 7), если сопоставляются металлоносные осадки, имеющие максимальную основность для данного колчеданосного палеогидротермального поля.

Таким образом, кислотно-основная реактивность компонентов околорудных осадков – важный фактор минералообразования на колчеданосных палеогидротермальных полях. Околорудные осадки, образующие ареалы вокруг сульфидных построек, в зависимости от потенциальной кислотно-основной реактивности исходных сульфидно-осадочных смесей, могут приобретать различный минеральный состав: кварцевый, хлоритовый, гематитовый и магнетитовый. Минеральные типы таких осадков определяют разнообразие литолого-минералогической зональности колчеданосных палеогидротермальных полей.

ГЛАВА 4. ЭКОЛОГИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Автором на нескольких палеогидротермальных полях проведены детальные литолого-палеоэкологические исследования, базирующиеся на принципе палеоэкологического (в том числе, и трофического) актуализма.

Основное внимание уделено реконструкции экогенеза (oikos – жилище) – процесса развития экологических отношений между организмами, а также между ними и средой обитания. В процессе работы, выполненной совместно с В. В. Зайковым, А. П. Кузнецовым, К. Литтлом, Н. Моррисом, А. Ю. Шпанской, В. П. Волковым, А. В. Коровко, были получены неожиданные результаты, имеющие принципиальное значение для понимания условий формирования колчеданосных палеогидротермальных полей.

4.1. Условия нахождения пригидротермальных оазисов

Оруденелая фауна, представленная трубчатými червями и пелециподами, впервые была обнаружена С. Н. Ивановым на Сибайском месторождении еще в 1947 г. [Иванов, 1947]. Позднее оруденелые трубчатые черви были найдены на колчеданных месторождениях Омана [Hayton et al., 1984], Кипра [Oudin, Constantinou, 1984], Ирландии [Banks, 1985]. В настоящее время имеются сведения о находках проблематичной оруденелой фауны на Октябрьском, Яман-Касинском, Бурибайском, Юбилейном, Сафьяновском, Левихинском, Комсомольском, Красногвардейском и других колчеданных месторождениях Урала. Однако, сохранность и распространенность фауны на разных месторождениях неодинаковы и возможности картирования ограничены. Наиболее благоприятными объектами для минералого-палеоэкологического картирования оказались вскрытые карьерами Сибайское и Яман-Касинское месторождения. Находки фауны на этих месторождениях были достаточно частыми, оруденелые фаунистические остатки имели хорошую сохранность [Прокин и др., 1985; Масленников, 1991; Кузнецов А. П. и др., 1993; Зайков и др., 1995].

Сибайский оазис. В осевой части многоэтажного Ново-Сибайского сульфидного холма автором выделено не менее четырех горизонтов, содержащих оруденелую фауну (см. рис. 18). Каждый горизонт завершает гидротермально-гипергенный цикл формирования четырех сульфидных холмов.

Наблюдается рудно-фациальный или минералогический контроль локализации фауны: основные находки сделаны в пиритовых или сфалерит-пиритовых колломорфных битумсодержащих рудах. В халькопирит-пирротиновых и халькопирит-пиритовых массивных рудах фауна не обнаружена. В пиритовых кавернозных рудах, являющихся продуктами выщелачивания исходных халькопирит-сфалерит-пиритовых руд, встречаются только следы от фауны, фиксирующиеся трубчатыми друзовыми полостями с кристаллами сфалерита, хрусталя, халькопирита или кальцита. В каждом горизонте присутствуют проблематичные оруденелые органогенные остатки, чаще всего представленные мелкими трубчатыми червями и многочисленными колломорфными корками, напоминающими строматолиты. Рудокласты, содержащие остатки трубчатых червей, встречены на выклинке нижней рудной линзы.

В кровле третьей снизу сульфидной линзы (см. рис. 18) выявлена небольшая холмообразная сфалерит-пиритовая постройка (рис. 63). В нижней части биогерма залегал линзовидный биостром мощностью 2.2 м, централь-

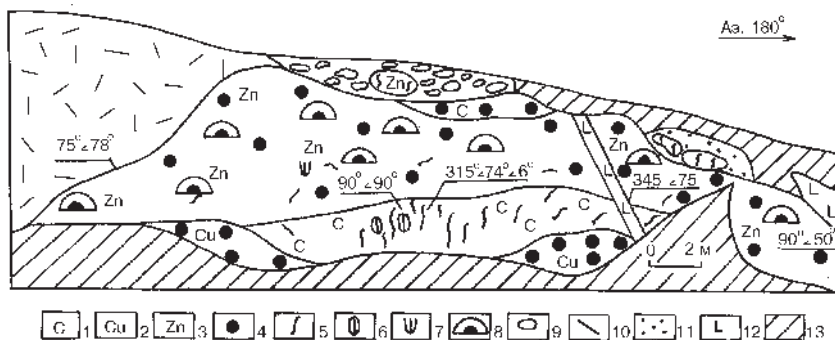


Рис. 63. Структура холмообразной сульфидной постройки.

Третье рудное тело. Восточный борт Сибайского карьера. Уступ 50.

1–3 – руды: 1 – серноколчеданные, 2 – медноколчеданные, 3 – цинковоколчеданные; 4 – обломочные руды; 5–9 – оруденелая фауна: 5 – вестиментиферы, 6 – двустворчатые моллюски (калпигогены), 7 – «моховидные» водоросли (?), 8 – пиритовые строматолиты, строматопораты или колломорфные руды, 9 – калиптры вестиментиферовые; 10 – гиалокластиты риодацитов; 11 – гиалокластические тейфроиды; 12 – диабазы; 13 – осыпи.

Fig. 63. The structure of sulphide mound.

The third ore body. The Eastern slope of Sibaiskoye open pit. Ledge 50.

1–3 – the ores: 1 – sulphur-pyrite, 2 – copper-massive sulphide, 3 – zinc massive sulphide; 4 – clastic ores; 5–9 – sulphidized fauna: 5 – vestimentiferans, 6 – bivalve mollusks (calyptogenes), 7 – «mossy» algae (?), 8 – pyrite stromatolites, stromatoporatos or colloform ores; 9 – vestimentiferan calyptras; 10 – hyaloclastites of rhyodacites; 11 – hyaloclastic tephroids; 12 – diabases; 13 – taluses.

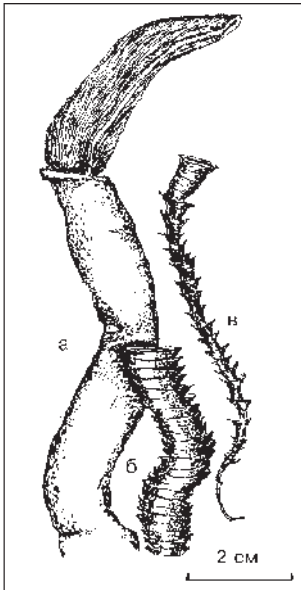


Рис. 64. Современные вестиментиферы:

а – Riftia, б – Tevnia, в – Oasisia.
Зарисовка А. Ю. Шпанской.

Fig. 64. Modern vestimentiferans:

а – Riftia, б – Tevnia, в – Oasisia.
Drawing of A. Ju. Shpanskaya.

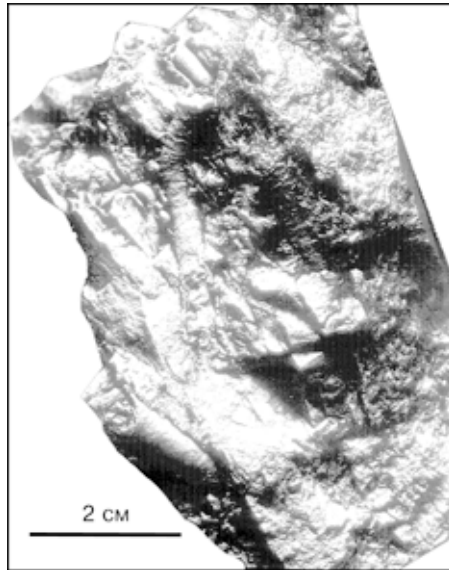


Рис. 65. Оруденелые вестиментиферы *Tevidestus serriformis* в прижизненном положении.
Сибайское месторождение.

Fig. 65. Sulphidized vestimentiferans *Tevidestus serriformis* in their life position.
Sybaiskoye deposit.

ную часть которого занимали пучковидные колонии многочисленных трубчатых червей диаметром 1–2 см, сходных по ряду признаков с современными вестиментиферами *Tevnia* [Кузнецов и др., 1988] (рис. 64, 65). Длина отдельных индивидов превышала 40 см. Трубки вестиментифер слегка отклонились от вертикального положения на угол 16–24°. Плотность колонии трубчатых червей достигала 10 индивидов на 1 дм². Промежутки между червями были заполнены тонкозернистым, тонкодисперсным и фрамбоидальным пиритом, содержащим примесь органического вещества, а также многочисленными двустворчатыми моллюсками, залегающими в прижизненном положении. Об этом свидетельствует ориентировка моллюсков (макушкой вверх) и наличие обеих нерасправшихся створок. Раковины некоторых моллюсков тесно прижаты друг к другу. На поверхности створок видны следы вдавливания, свидетельствующие о крайне тесном соседстве моллюсков (рис. 66). В. Танниклифф [Tunnicliffe, 1991] считает, что такое «удушливое» соседство околорудной фауны обеспечивает сохранность организмов в экстремальных условиях среды обитания.

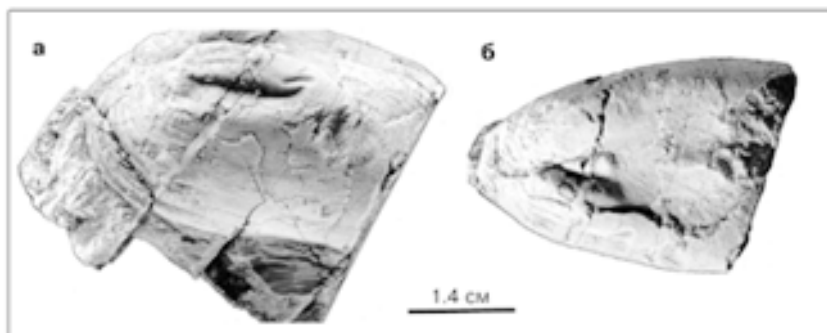


Рис. 66. Оруденелый двустворчатый моллюск со следами смятия, свидетельствующими о тесном соседстве с другими организмами.

Сибайское месторождение.

Fig. 66. Sulphidized bivalved mollusk, with crumpling signs, pointing at close neighbourhood with other organisms.

Sibaiskoye deposit.

Сульфидный биостром перекрывается сфалерит-пиритовыми колломорфными рудами, образующими каркас холмообразной гидротермальной постройки. В сфалерит-пиритовых рудах обнаружены многочисленные фрагменты оруденелых вестиментифер и корки пиритовых колломорфных руд, сходные со строматолитами. Участками среди пиритовых строматолитов встречаются прослойки пиритовых песчаников. Такие же линзы пиритовых песчаников распространены в углублениях в кровле постройки (биогерма). Там же найдены небольшие вестиментиферовые калиптры, почти полностью замещенные сфалеритом [Прокин и др., 1984].

На склонах сульфидных холмов встречаются прослойки, почти нацело состоящие из фрагментов оруденелых коротких трубок мелких червей, сходных с современными пригидротермальными альвинеллидами [Кузнецов и др., 1988]. На выклинках залежей в основании слоев пиритовых грейдитов иногда можно наблюдать столбчатые и конкрециевидные сульфидные строматолиты. Таким образом, с удалением от гидротермальной рудной постройки и от рудного холма в целом вестиментиферы, моллюски и альвинеллиды, а затем строматолиты, залегающие в прижизненном положении, исчезают. В дистальных сульфидных отложениях появляются эпидот-карбонатные пеллеты, коникохии, хлоритовые и гематитизированные онколиты, оруденелые радиолярии и сгустки фрамбоидального пирита.

Яман-Касинский оазис. На вершине сульфидного холма Яман-Касинского месторождения (рис. 67), автором были обнаружены гигантские беззамковые брахиоподы и вестиментиферы (рис. 68–71) и очень крупные моноплакофоры. Оруденелая фауна, так же как и на Сибайском месторождении, встречается только в определенных текстурно-минералогических ти-

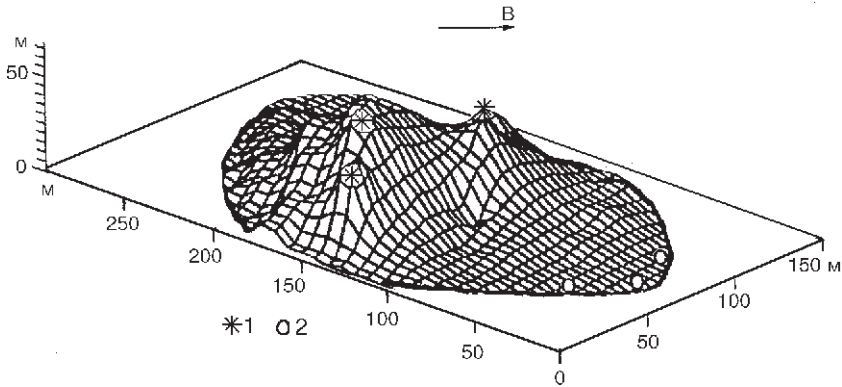


Рис. 67. Локализация оруденелой фауны в сульфидной гидротермальной постройке месторождения Яман-Касы.

Контур рудного тела показан сплошной линией. 1 – фауна в прижизненном положении, 2 – переротложенные фрагменты фауны. Составлено по реконструкциям, выполненным В. В. Зайковым, О. С. Теленковым, Н. Р. Аюповой.

Fig. 67. Localization of sulphidized fauna in the sulphide hydrothermal mound of the Yaman-Kasy deposit.

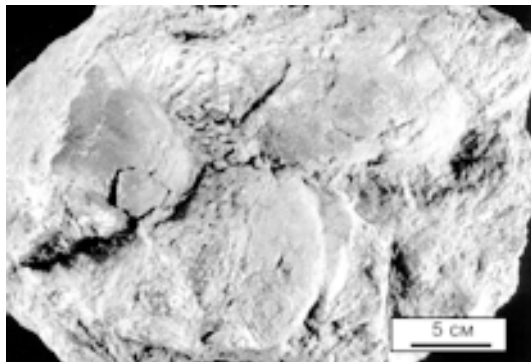
Outline of ore body is shown by solid line, the biostrom position is designed by asterisks. 1 – fauna in her life position; 2 – redeposited fauna fragments (modified with using materials of V. V. Zaykov, O. S. Telenkov, N. R. Ajupova).

пах руд: серноколчеданных, содержащих битумы, колломорфный и фрамбоидальный пирит, барит-сфалерит-пиритовых и сфалеритовых апопиритовых. В кварц-пиритовых выщелоченных рудах от фауны остаются полости, иногда заполненные кристаллами кварца. В халькопирит-пиритовых массивных рудах фауна не обнаружена.

В кровле рудной залежи на дне карьера в разное время были вскрыты биостромы мощностью 0.5–1 м и площадью до 4–5 м², свидетельствующие

Рис. 68. Пиритовые ядра беззамковых брахиопод по [Little et al., 1996] из кровли сульфидного холма Яман-Касинского месторождения.

Fig. 68. Pyrite casts of inarticulate brachiopods after [Little et al., 1996] from sulphide mound roof of the Yaman-Kasy deposit.



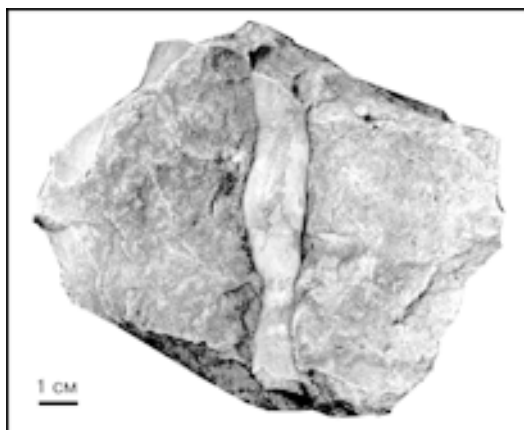


Рис. 69. Цилиндрическая оруденелая трубка вестиментиферы *Yamancasia rifeia* sp. nov.

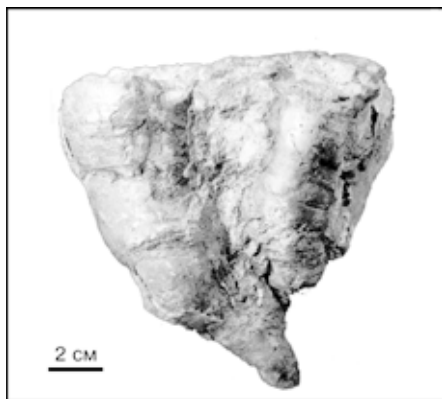
Яман-Касинское месторождение.

Fig. 69. Cylindric sulphidized vestimentiferan *Yamancasia rifeia* sp. nov.

Yaman-Kasy deposit.

о прижизненном положении организмов: трубки вестиментифер и альвинеллид располагались перпендикулярно поверхности кровли залежи, моноплакофоры – вершинами вверх [Зайков и др., 1995]. В нескольких случаях удалось обнаружить субвертикальные трубки крупных вестиментифер, заполненных сверху гематит-пирит-кремнистым осадком. В крупных образцах видно, что брахиоподы залегают очень плотно и параллельно друг другу (см. рис. 69). Сохранение обеих створок также свидетельствует о прижизненном положении фауны.

Трубки вестиментифер, обнаруженные в кровле холма, обычно имеют цилиндрическую форму и не нарушены пластическими деформациями. В некоторых образцах вестиментиферы располагаются параллельно не только друг к другу, но и к небольшим трубам «черных курильщиков», от которых находятся на расстоянии 2–5 см. Плотность особей вестиментифер, моноплакофор и брахиопод может достигать 5 экземпляров на дм². Большая плотность и локальность заселения в рудоподводящей зоне свидетельствует о влиянии гидротермальных источников на появление и сохранность организмов в кровле сульфидного холма. Обычно в биостромах присутствуют



все виды фауны одновременно. Однако, в одном из биостромов, выявленных В. В. Зайковым, наблюдалась смена от центра к периферии колоний гигантских вестиментифер, моноплакофор и брахиопод мелкими трубчатými чер-

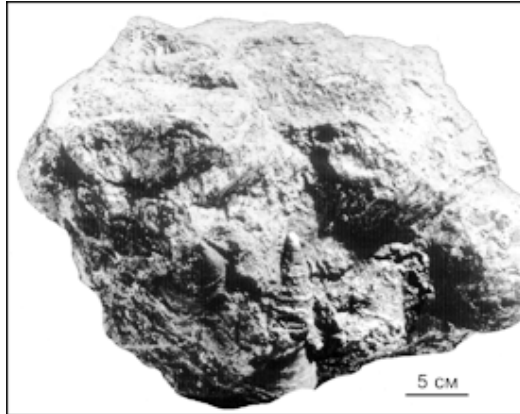
Рис. 70. Коническое (нижнее) окончание трубки вестиментиферы.

Месторождение Яман-Касы.

Fig. 70. Conic (lower) ending of vestimentiferan tube.

Yaman-Kasy deposit.

Рис. 71. Оруденелые моноплакофоры в серном колчедане.
 Месторождение Яман-Касы.
Fig. 71. Sulphidized monoplacophoran in massive sulphide ore.
 Yaman-Kasy deposit.



вями (альвинеллидами), слоистыми строматолитами и органическим детритусом.

На выклинивании рудной залежи альвинеллиды обычно не встречаются. Вместе с тем, на южной вы-

линке рудной залежи в грубообломочных брекчиях в основании ритмов рудных флюксотурбидитов обнаружены накопления переотложенных сильно деформированных трубок вестиментифер, сплюснутых до неузнаваемости. В рудных песчаниках встречены полости с отпечатками выщелоченных брахиопод. Поверхности полостей были покрыты пленкой керита. Чаще всего в сульфидных песчаниках наблюдались осколки раковин размером 2–5 мм. Однако на поверхности слоев, представленных госсанитами, найдены многочисленные отпечатки целых створок. Это свидетельствует о жизни беззамковых брахиопод не только около гидротермального источника, но и на некотором удалении от рудоподводящей зоны. С удалением от центра залежи, при переходе флюксотурбидитов в грейдиты и госсанит-сульфидные ритмиты, оруденелая фауна окончательно исчезает.

Наблюдаемые условия нахождения фауны позволяют утверждать, что обнаруженные организмы находятся в пространственной и, возможно, трофической зависимости от гидротермального источника так же, как и устьевые биоты современных «черных курильщиков». Следует заметить, что фауна, залегающая в прижизненном положении, всегда ассоциирует с сульфидными строматолитами и сульфидными бактериальными обрастаниями, черными керитовыми и гораздо реже карбонатными микроскопическими ветвистыми бактериальными выделениями, сходными по форме с цианобактериальными колониями *Girvanella* и *Epiphyton* [Зайков и др., 1995]. Сульфидные строматолиты вместе с другой фауной исчезают на выclinках сульфидного холма. Тем не менее, в основании южной выclinки обнаружен слой керитов, содержащий многочисленные реликты нитчатых бактерий (см. раздел. 4.4)

3. Октябрьский, Бурибайский и Юбилейный оазисы. В основании рудного тела № 2 в шахте Октябрьского медно-цинково-колчеданного месторождения автором в 1983 г. было обнаружено несколько небольших «си-

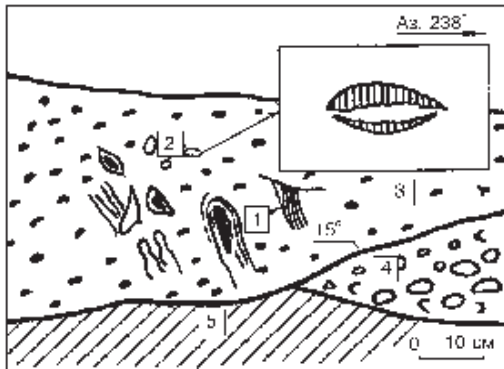


Рис. 72. Ассоциация труб «черных курильщиков» с оруделной и окварцованной фауной в медно-цинково-колчеданных рудах рудоподводящей зоны сульфидного холма.

Лежащий бок третьего рудного тела Октябрьского месторождения. Шахта.

1 – трубы «черных курильщиков» со сфалеритовым «стержнем»; 2 – псевдоморфозы кварца по брахиоподам или проблематикам; 3 – обломочные медноколчеданные руды; 4 – лавокластиты дацитового состава; 5 – осыпь.

Fig. 72. Association of «black smokers» tubes with sulphidized and silicified fauna in massive copper-zinc sulphide ores of sulphide mound ore-feeder.

Footwall of the third ore body of the Oktyabrsk deposit. Mine underground.

1 – tubes of «black smokers» with sphalerite «shank»; 2 – pseudomorphs of quartz after brachiopods and unresolved fossils; 3 – breccial copper massive sulphide ores; 4 – lavoclastites of dacitic composition; 5 – talus.

фонов», аналогичных по строению трубам современных «черных курильщиков» (рис. 72). Вокруг труб встречены многочисленные псевдоморфозы кварца и пирита по проблематичным организмам, среди которых опознаны кварцевые ядра неравносторчатых раковин, по форме сечения, размерам и условиям нахождения напоминающих беззамковые брахиоподы Яман-Касинского месторождения. Отпечатки обломков таких раковин были обнаружены в рудном теле № 32, являющемся фрагментом юго-восточной выклинки единой рудной залежи (см. раздел 1.6) [Прокин и др., 1985; Масленников, 1991]. Вокруг труб, погруженных в брекчиевидные руды, встречаются мелкие сульфидные трубчатые черви (2 мм), затронутые процессами кислотного выщелачивания и перекристаллизации. С удалением от залежи они исчезают, в осадках содержится много пеллет и проблематичных пирит-кварцевых микрофоссилий, среди которых наблюдаются остатки радиолярий и фораминифер.

В кварц-серноколчеданных рудах, вывезенных в отвалы из центра рудной залежи Бурибайского месторождения, автором были обнаружены реликты трубчатых червей диаметром 8 мм. Трубки червей сложены колломорфным пиритом. В гематит-кремнистых силицитах, переслаивающихся с рудами, встречены кварцевые ядра небольших (4 см) беззамковых брахиопод. На выclinках рудной залежи, изученных по скважинам на Южно-Бурибайском участке, такая фауна не обнаружена. Перспективы открытия новых гидротермальных оазисов в Бурибайском рудном районе еще имеются. Трубчатые черви, считавшиеся кораллами, в изобилии встречались в рудном теле № 2 Юбилейного месторождения [Малахов, Денисенко, 1974].

Талганский, Узельгинский и Александринский оазисы. При изучении керн скважин Талганского и Узельгинского (залежь № 4) медно-цинково-колчеданных месторождений на выклинках рудных тел обнаружены пиритовые трубчатые черви диаметром 4 мм. Такие же трубочки пиритовых «червей» встречаются в кластогенных рудах Александринского месторождения, вблизи обломков труб «черных курильщиков». Последнее свидетельствует о сносе оруденелой фауны с участка рудоподводящей зоны. Фауна в кластогенных сульфидных рудах встречается редко, имеет плохую сохранность и никогда не залегает *in situ*.

Гидротермальные оазисы Среднего Урала. Оруденелая фауна, вероятно, присутствует на многих колчеданных месторождениях не только Южного, но и Среднего Урала. Большой интерес представляет находка трубчатого червя, сделанная А. В. Горохом на Левихинском месторождении [Иванов, 1959]. По наличию тентов эти черви напоминают сибайские вестиментиферы и современные *Tevnia*. При картировании карьера Левиха-8 на южном фланге серноколчеданной линзы автором были обнаружены гигантские пустоты, соответствующие по форме и размерам крупным рифтиям и беззамковым брахиоподам. Руды месторождения испытали интенсивное кислотное выщелачивание, поэтому фауна не сохранилась.

Огромные перспективы для изучения условий нахождения биоты имеет Сафьяновское месторождение. Здесь фауна встречалась только в колломорфных или выщелоченных серноколчеданных и сплошных сфалеритовых рудах, а в массивных халькопирит-пиритовых – не наблюдалась. Многочисленные остатки трубчатых червей обнаружены А. В. Коровко и Н. В. Лещевым в 1995 г. в серноколчеданных рудах, залегавших в кровле колчеданной залежи. Колломорфные трубочки червей диаметром 4–6 мм, напоминающие полихеты, как правило, пустотелые или наполовину заполнены кварцем. Минералогические уровни свидетельствуют о горизонтальном положении трубок. Однако, в одной из сфалеритовых глыб, отобранных автором с этого же участка, трубки располагались перпендикулярно к слоистости, что указывает на их прижизненное положение. На выклинивании колчеданных залежей в кластогенных рудах оруденелая фауна не встречена.

Перспективы выделения холодноводных типов. В колчеданоносных районах Урала и других регионов нередко встречаются целые толщи и отдельные линзовидные тела известняков, содержащих разнообразную фауну. В некоторых случаях известняки располагаются непосредственно в кровле рудных тел (им. XIX партсъезда, Талганское, Узельгинское). В результате проведенного нами литолого-палеоэкологического картирования органогенных карбонатных построек Верхнеуральского колчеданоносного района установлено, что они представляют собой биомикритовые тела, формировавшиеся в гидродинамически спокойных условиях вдоль трогов,

наследующих зоны локальных раздвигов [Масленников, 1994в]. Так же, как и рифовые постройки, они имеют в поперечном сечении линзовидную форму и выпуклую кровлю. Мощность карбонатных линз составляет 100–200 м, протяженность 3–5 км. По строению и составу литофаций это скорее крупные банки или «фальш-риффы» типа глубоководных Багамских (глубины 500–700 м) [Bitter et al., 1992], представляющие собой продукт жизнедеятельности организмов, строящих обособленные ветвистые каркасы, связывающие карбонатные илы.

В отличие от типичных рифов, изученные органогенные постройки первоначально проходили в своем развитии стадию рыхлого осадка: в значительной части были сложены типичными бафлстоунами [Уилсон, 1980], представленными белыми и темно-серыми микритовыми разностями, содержащими одиночную, реже – обособленную кустистую колониальную фауну (строматопораты, кораллы, мшанки, брахиоподы), задерживавшую вмещающий осадок. Не отмечается главный отличительный признак истинных рифовых фаций – каркасное геопетальное строение, характеризующееся частичным выполнением спаритом промежуточного порового пространства на ранней стадии развития рифа.

В целом, описанные бафлстоуны существенно отличаются от баундстоунов и фреймстоунов, типичных каркасообразующих рифовых биолититов. Практически нет следов переработки и сортировки материала, характерной для защищенных мелководных обстановок, приводящей к хорошей округленности интракластов. Среди интракластических отложений не встречаются грейнстоуны – зернистые представители подвижных литоральных и сублиторальных обстановок, характеризующиеся обычно отсутствием или незначительными содержаниями микритового материала и наличием спаритового цемента. Нет также знаков ряби, кривой слоистости и текстур размыва – характерных признаков обстановок с сильными течениями или волновой деятельностью. Все эти признаки свойственны карбонатным отложениям, сформированным в относительно глубоководных условиях со спокойным гидродинамическим режимом.

Условия, подходящие для химического осаждения микрита, создавались в результате деятельности бактерий, реликты которых были обнаружены Б. И. Чувашовым и др. [1987] в известняках медно-цинково-колчеданного месторождения им. XIX партсъезда. Особую группу известняков представляют субмаринные кольматационные отложения [Зайков и др., 1993; Масленников, 1994а; Вотяков и др., 1996], которые ранее принимались за рифовые брекчии [Шарфман, 1989]. Брекчиевые кольматолиты заполняют гидротермокарстовые провалы в верхней части карбонатного комплекса. Гидротермокарстовые провалы телескопируют положение глубокозалегающих рудных тел, по-видимому, отражая положение унаследованных рудо-

подводящих каналов [Зайков и др., 1993]. Цемент в брекчиях может быть сульфидным, гематитовым или чаще всего гематит-карбонатным алевропелитолитовым. Кальцит, слагающий обломки в брекчиях, несет минералогические, геохимические и спектроскопические признаки влияния гидротерм [Вотьяков и др., 1996]. Таким образом, некоторые тела известняков, ранее принимавшиеся за мелководные рифы [Шарфман, 1989], имеют литологические признаки, указывающие на их формирование ниже базиса действия волн [Масленников, 1994б], то есть в афотической зоне, исключающей возможность использования энергии фотосинтеза.

Имеющиеся данные по фауне рудовмещающих свит колчеданных месторождений Южного Урала [Малахова, 1969] показывают, что в известняках, по сравнению с сульфидными рудами преобладают совершенно иные сообщества организмов. Так, в пределах единого разреза, например, Сибайского месторождения, в рудах присутствуют вестиментиферы, двустворчатые моллюски и полихеты. Среди осадков подрудной толщи встречаются кораллы, в надрудной – реконструированы биостромы, содержащие многочисленные замковые брахиоподы и кораллы [Масленников, Прокин, 1984]. Та же картина наблюдается на Сафьяновском месторождении: многочисленные трубчатые черви, реликты которых обнаружены в кровле рудного тела, не встречаются в кораллово-stromатопоратовых известняках надрудных толщ. На Талганском месторождении оруденелые трубчатые черви наблюдаются только в слое сульфидных песчаников на выклинке колчеданной залежи (см. главу 1). В надрудных известняках они отсутствуют. В пелитоморфных известняках и углеродистых аргиллитах района Яман-Касинского и Блявинского месторождений так же, как и в других фоновых известняках, вестиментиферы не обнаружены, встречаются лишь очень мелкие беззамковые брахиоподы и граптолиты. Тем не менее, появление вестиментифер в известняках возможно. Примером могут служить некоторые участки карбонатных известняковых толщ Ньюфаундленда, содержащие сульфидную минерализацию и оруденелые вестиментиферы, мшанки и крупные беззамковые брахиоподы [Bitter et al., 1992]. Формирование сульфидно-карбонатных экосистем этими авторами связывалось с диффузным поступлением низкотемпературных гидротермальных растворов. Зоны просачивания таких растворов, на которых формировались известняки, сопоставлялись с холодноводными сипами.

На Южном Урале в синрудных известковистых апосульфидных металлоносных осадках месторождения им. XIX Партсъезда обнаружены проблематичные гематитизированные остатки трубчатых червей и очень редких девонских трилобитов. Однако, вверх по разрезу толщи известняков и с удалением от месторождения как трилобиты, так и «черви» очень быстро исчезают. Все это подтверждает существование особого режима среды

обитания вестиментифер на колчеданных месторождениях. Ассоциация этих своеобразных организмов с сульфидной минерализацией указывает на *сероводородные условия* обитания, губительные для многих других организмов.

Полученные результаты согласуются с новыми данными по условиям жизни современных гидротермальных и газо-гидротермальных экосистем. Места обитания гидротермальных сообществ имеют столь специфические характеристики, что те из обитающих в них видов, которые действительно к ней приспособились и количественно составляют основную часть сообщества, не могут существовать ни в каких других условиях [Лобье, 1990]. Это же подтверждают результаты наших исследований древних сульфидных экосистем. Многие первые сообщения об открытиях современных и древних сипов обращали внимание на возможное их сходство с сульфидоносными гидротермальными источниками. Однако, теперь это представляется неверным: вероятно, существовали как минимум два экологически различных места обитания пригидротермальных организмов – холодноводные карбонатные метан-водородные (и/или аммиачные) сипы и высокотемпературные сульфидные сероводородные «черные курильщики». Очевидно, сходство их заключается в том, что как те, так и другие развиваются при участии бактериального хемосинтеза и симбиоза [Tunncliffe, 1991]. В случае совмещения этих обстановок, вероятно, возможно соседство этих двух видов экосистем (как, например, в сульфидно-карбонатных толщах карбона Ньюфаундленда).

4.2. Вестиментиферы и проблематичные трубчатые черви

Более 50 лет назад С. Н. Ивановым [1947] в серноколчеданных рудах Сибайского месторождения были обнаружены следы трубчатых червей [Иванов и др., 1960; 1962]. Некоторые червеобразные остатки считались кораллами [Щеглова-Бородина, 1956, Прокин и др., 1985] или криноидеями [Малахова, 1969]. Плохо сохранившиеся червеобразные пиритизированные окаменелости Юбилейного месторождения предварительно определялись как кораллы, табуляты и тентакулиты [Малахов, Денисенко, 1974]. Поверхность многочисленных червеобразных трубок из Сибайского месторождения была покрыта концентрическими струйками (морщинками, частью ветвящимися и даже пересекающимися друг друга [Иванов, 1960], что позволило отличать обнаруженные организмы от ходов червей, роющих рыхлые осадки. Предполагалось, что червеобразные тела принадлежат к отряду *Tubicola*. Н. П. Малахова [1969], рассматривая проблему диагностики червеобразных организмов, показала, что они могут принадлежать различным организмам и требуют дальнейшего изучения.

Проведенное автором рудно-биофациальное картирование Сибайского карьера в 1981–1982 гг. показало, что трубчатые черви являлись прикрепленными организмами, заместившимися сульфидами в прижизненном положении. Результаты изучения условий нахождения и структурных особенностей оруденелых трубок подтвердили первое определение, сделанное ранее С. Н. Ивановым и др. [1960; 1962]. Обнаруженные организмы оказались очень специфическими трубчатыми червями, весьма сходными с вестиментиферами, населяющими современные «черные курильщики» [Масленников, 1986]. Хотя вестиментиферы, строго говоря, не являются червями [Несис, 1984], в качестве обобщающего термина для всех проблематичных сульфидизированных червеобразных с трубчатой оболочкой целесообразно использовать исторически утвердившееся исходное определение – «трубчатые черви». Оно широко применяется при описании подобных современных организмов. Проведенные дальнейшие исследования [Кузнецов и др., 1988; 1993; Масленников, 1991] показали сходство обнаруженных вестиментифер с современными родами, населяющими «черные курильщики».

Червеобразные остатки, изученные нами на Сибайском, Яман-Касинском и других колчеданных месторождениях Урала (Сафьяновском, Октябрьском, Бурибайском, Александринском и др.) по диаметру трубок подразделяются на три группы: 1) 2–4 см, 2) 1–1.5 см и 3) 1–4 мм. В каждой группе трубки имеют свои морфологические особенности, которые позволяют отличать их друг от друга и сравнивать с современными трубчатыми червями. Результаты изучения крупных трубчатых червей 1–2 групп оказались новыми для палеонтологии и палеоэкологии: было установлено принципиальное сходство оруденелых трубчатых слепков с вестиментиферами *Riftia*, *Tevnia*, *Oasisia* [Кузнецов и др., 1988; 1993; Масленников, 1991; Little et al., 1996]. Находки проблематичных червеобразных меньшего диаметра в колчеданных месторождениях Омана, Кипра, Ирландии также рассматриваются как обитатели древних аналогов «черных курильщиков» [Banks, 1985; Haymon, Koski, 1985].

Критерии диагностики. В настоящее время трубчатые червеобразные 1–2 групп автором совместно со А. Ю. Шпанской отнесены к типу Vestimentifera и предложены следующие критерии их выделения (табл. 8):

1 – сходство геолого-экологических условий нахождения древних и ныне живущих вестиментифер («черные курильщики»);

2 – наличие трубки: древние формы представлены только фрагментами fossilized трубок различного диаметра с несколькими типами заполнения сульфидным осадком или замещенными тканями, свидетельствующими о том, что в момент захоронения присутствовали как пустотелые, с хорошо различимой дифференциацией рудного материала (гравитационные

**Критерии, по которым ископаемые червеобразные из устьевых биот
Уральского палеоокеана относятся к типу VESTIMENTIFERA
(составлена А. Ю. Шпанской и автором)**

Criteria on which fossil worm-like from mouth biotas
of Uralian paleocean are related to VESTIMENTIFERA type
(after A. Ju. Shpanskaya and author)

Критерии	Обоснование
Морфологический	Трубки длиной не менее 40 см, при жизни гибкие, состоящие из хитиноподобного вещества.
Географический	Приуроченность к областям гидротермального истечения в зонах спрединга. Локализация вокруг горячих, сульфидсодержащих гидротерм.
Дискретности (наличие ярко выраженных отличительных особенностей, подтверждающих самостоятельность группы)	От большинства <i>Polychaeta</i> отличаются крупными размерами; от <i>Anthozoa</i> – отсутствием септ, наличием у трубок вестиментифер гибкости, обособленного тела и фрагментов минерализованной ткани во внутренних частях трубки; от <i>Krinoidea</i> – гладкие червеобразные трубки – отсутствием поперечной отдельности, а кольчатые трубки – наличием характерных ободковых выступов; от <i>Pogonofora</i> – большим диаметром трубки и меньшим соотношением длины к диаметру*; от <i>Cephalopoda</i> – наличием признаков гибкости (перезимы, морщинки и др.) и отсутствием внутренних перегородок; от карбонатных трубчатых червей – пластичностью трубки.
Филогенетический	Родство с современными формами.
Тафономический	Связь условий обитания (существование вблизи горячих источников) со спецификой захоронения и фоссилизации.

* Хорошо выраженная дискретность наблюдается только при анатомическом сравнении тел современных вестиментифер и погонофор.

уровни) трубки (рис. 73), так и заполненные полностью или частично мягкими телами червеобразных;

3 – кустистая форма колоний вертикально стоящих трубок, прикрепленных к оруденелому субстрату;

4 – идентичность морфологии (наличие специфических морщин, тентов и весты), размеров, строения у ископаемых и современных оруденелых форм;

Рис. 73. Поперечное сечение трубки вестиментиферы.

Южная выклинка рудной залежи Яман-Касинского месторождения.

1, 2 – марказит-пиритовые обрастания: 1 – наружное, 2 – внутреннее; 3 – сфалеритовая инкрустация; 4 – кварцевое заполнение.

Наклонный минералогический уровень в поперечном сечении оруденелой вестиментиферы фиксируется внутренним марказит-пиритовым бактериальным обрастанием.

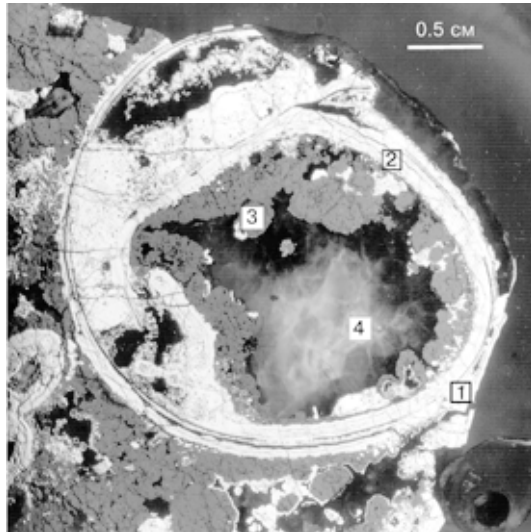


Fig. 73. Across section of vestimentiferan tube.

Southern wedging out of ore body of the Yaman-Kasy deposit.

1, 2 – marcasite-pyrite coatings: 1 – external, 2 – internal; 3 – sphalerite incrustation; 4 – quartz filling.

Inclined mineralogical level in the across section of sulphidized vestimentiferan fixed by internal marcasite-pyrite bacterial coating.

5 – характерные признаки исходных физических свойств трубок: гибкость, эластичность, упругость и одновременно пластичность, распознаваемая по мелким и глубоким морщинам на поверхности трубок и по специфическим складкам, характерным для хитиновой эпителии современных вестиментифер (рис. 74);

6 – возможный исходный хитиновый состав трубок, определяемый своеобразной штриховкой на наружной поверхности трубчатых червей;

7 – бактериальные обрастания вокруг трубок, содержащие реликты типичных сульфидобразующих и сульфидокисляющих бактерий, которые обычно являются симбионтами современных вестиментифер.

Приведем краткое описание разновидностей трубчатых червей, среди которых выделены древние аналоги вестиментифер – рифтии, тевнии. Систематика современных вестиментифер построена на различиях в анатомии тела, которое как в современных, так и древних сульфидных псевдоморфозах вестиментифер не сохраняется. Выделение классов, например, основано на сравнении морфологии щетинок, расположении мускулатуры обтуратора, числа и характера кожных отверстий и секреторных протоков [Jones, 1985] Так как использование таких признаков для ископаемых форм невозможно, то автором совместно с А. Ю. Шпанской было предложено по морфологическим признакам трубок выделить два новых рода в типе Vestimentifera, различающихся по диаметру и морфологии трубок.

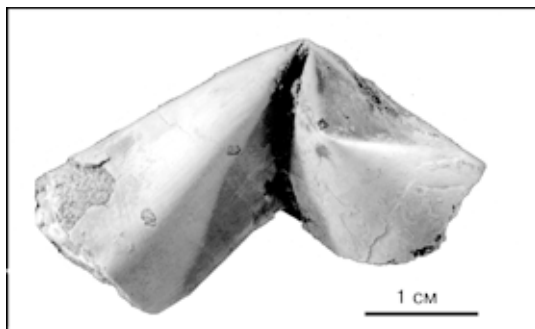


Рис. 74. Смятый изогнутый фрагмент вестиментиферы, указывающий на пластичность и одновременно упругость, характерные для хитиновых трубок современных *Riftia*.

Яман-Касинское месторождение.

Fig. 74. Crumpled curved fragment of vestimentiferan points at plasticity and simultaneously elasticity, typical for chitinous tubes of contemporary *Riftia*.

Yaman-Kasy deposit.

1. Самые крупные по диаметру трубки включают род *Yamancasia* (см. рис. 70), наименование которого происходит от названия места первой находки, сделанной автором в 1992 г. – медно-цинково-колчеданного месторождения Яман-Касы (Оренбургская область). Типовой новый вид – *Y. rifeia* sp. nov представлен сульфидизированными трубками диаметром 2–4–5 см [Масленников и др., 1997б; Шпанская и др., 1999].

Длина фрагментов отдельных экземпляров достигала 0.5 м. Наружная поверхность трубки гладкая, скульптурированная тонкой штриховкой. Ширина штрихов 0.01–0.07 мм. Трубки имеют цилиндрическую или уплощенную форму. Цилиндрическая форма характерна для трубок, захороненных в прижизненном положении. Уплющенные и сплюснутые трубки, как правило, являются переотложенными. Поверхность большинства из них осложнена мелкими (доли миллиметра) поперечными морщинками, а также средними и крупными складками и сильными изломами в развернутых, скрученных и сжатых трубках. Верхнее окончание трубок тупое, нижний конец – конусовидный (см. рис. 70).

Вокруг и внутри большинства трубок развиты бактериальные обрастания (см. рис. 73) [Масленников, 1994в], идентифицированные В. В. Авдониным [1996] как «кутикулы». Под наружной бактериальной оболочкой изредка сохраняется псевдоморфоза по сульфидизированной трубке вестиментиферы с фрамбоидами и сгустками мельниковит-пирита, близкими по форме к бактерицитам, наблюдавшимся в трофосоме современных вестиментифер [Jones, 1985] (рис. 75). Интерьер трубки инкрустирован друзовыми агрегатами пирита (рис. 76), марказита или сфалерита, либо заполнялся сульфидным песком (рис. 77). Окончательно трубки зарастали кварцем или кристаллами барита (рис. 78). В рудоподводящей зоне на вершине холма обнаружены полые выщелоченные трубки. Некоторые из них были заполнены гематит-пирит-кремнистым осадком еще в прижизненном субвертикальном положении. По морфологии трубки *Y. rifeja* можно было бы отнести к роду

Рис. 75. Пиритизированная трофосома (?) вестиментиферы:

1 – обособления мельниковит-пирита, напоминающие бактерициты; 2 – фрамбонды пирита; 3 – пирит зернистый. Образец Я-1993-1, месторождение Яман-Касы. Отраженный свет.

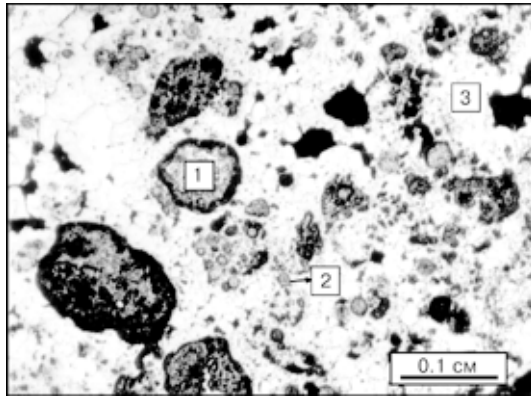


Fig. 75. Pyritized vestimentifera trophosoma (?):

1 – isolations of melnikovite-pyrite resembling bacteriocytes; 2 – pyrite framboids; 3 – grain pyrite. Я-1993-1 sample, Yaman-Kasy deposit. Reflected light.

Riftia. Ископаемые формы близки по морфологическим признакам и экологическим условиям к трубкам червеобразных, обнаруженным в Омане [Haymon, Koski, 1985], от которых отличаются гораздо более крупными размерами.

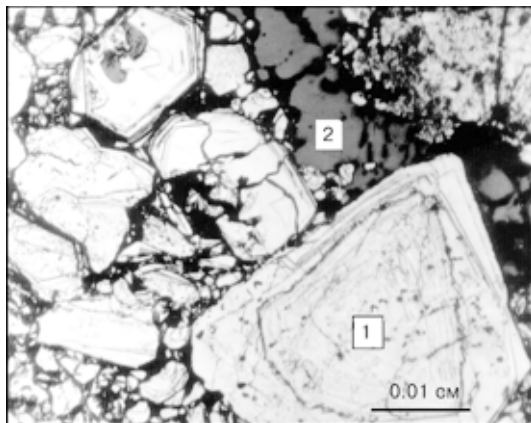
2. Средние по диаметру трубки представляют новый род *Tevidestus*, название которого происходит от современного рода *Tevnia* и *edestus* (лат) – «рядом», «близко» [Масленников и др., 1997б; Шпанская и др., 1999]. Вестиментиферы, обнаруженные автором в 1991 г. при картировании Сибайского карьера, имеют характерную равномерную кольчатость в виде широких ободков или «тентов» (рис. 79). Расстояние между ободками от 1 до 1.5 мм. Продольная штриховка на поверхности трубок слабая или совсем отсутствует. В составе рода выделен один вид *T. serriformis Shpanskaja et al.* (от serriformis

Рис. 76. Грубозональные кристаллы пирита (1) и кварц (2) в полости трубки вестиментиферы.

Образец Я-1993-1, месторождение Яман-Касы. Отраженный свет.

Fig. 76. Coarse-zonal crystals of pyrite (1) and quartz (2) in cavity of vestimentifera tube.

Я-1993-1 sample, Yaman-Kasy deposit. Reflected light.



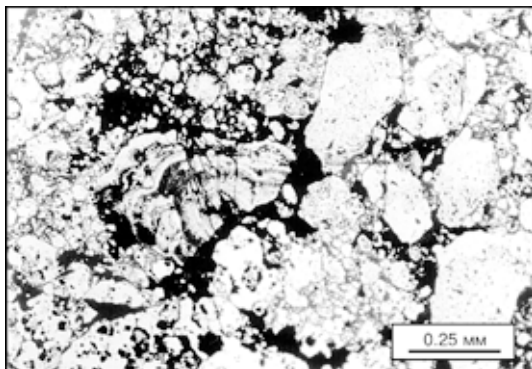


Рис. 77. Заполнение осевой полости трубки вестиментиферы пиритовым рудокластическим материалом.

Яман-Касинское месторождение. Отраженный свет.

Fig. 77. Filling of axial cavity of vestimentiferan tube by pyrite oreclastic materials.

Yaman-Kasy deposit. Reflected light.

(лат.) – «пиловидный»), который в продольном сечении напоминает ободуюструю пилу. Диаметр трубок постоянный – 1.5 см. Длина фрагментов трубок достигает 40 см. Тенты слегка наклонены к верхнему окончанию трубок и покрыты фрамбоидальным пиритом. Внутренняя часть трубок заполнена пиритом, кальцитом или халцедоном. Трубки *T. serriformis* сходны с современными вестиментиферами рода *Tevnia* наличием равномерно расположенных ободковых выступов, но отличаются от них формой ободковых образований и меньшим диаметром. С трубками современных вестиментифер родов *Oasisia* и *Ridgeia* они имеют близкие размеры и форму тентов, но характеризуются закономерным их расположением, и, соответственно, большим количеством на поверхности трубки. Трубки червеобразных из карбоновых свинцово-цинковых месторождений Ирландии, существовавшие в аналогичных условиях обитания с *T. serriformis*, отличаются от них типом кольчатости и мелкими размерами [Banks, 1986].

Проблематичные **полихеты** – маленькие трубчатые черви, напоминающие современные альвинеллиды, обнаружены на Сибайском, Яман-Касин-

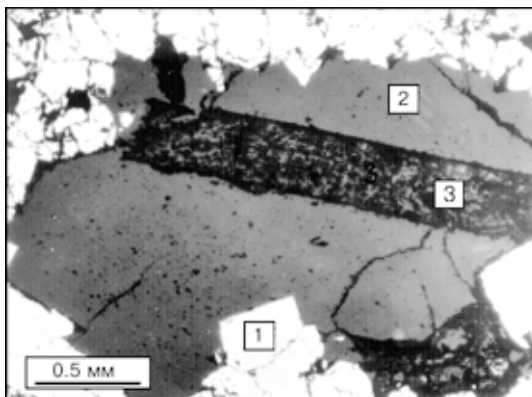


Рис. 78. Осевая полость трубки вестиментиферы, инкрустированная друзовым пиритом (1), заполненная кварцем (2) и баритом (3).

Яман-Касинское месторождение. Отраженный свет.

Fig. 78. Axial cavity of vestimentiferan tube, incrustated by drusy pyrite (1) and filling by quartz (2) and barite (3).

Yaman-Kasy deposit. Reflected light.

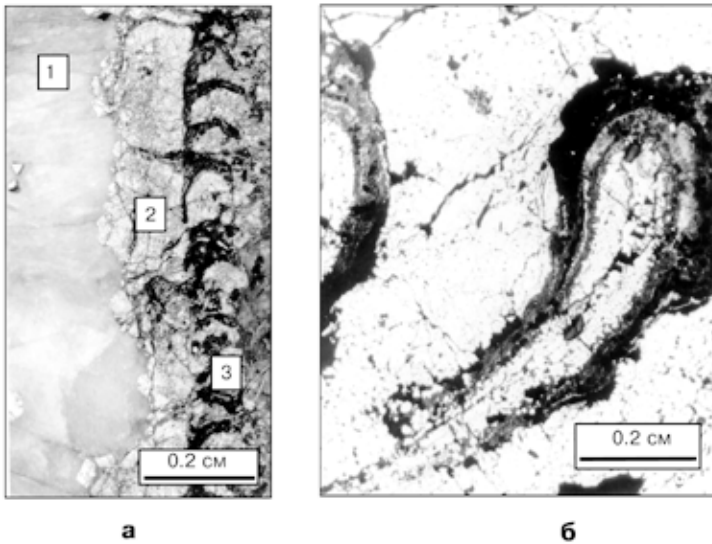


Рис. 79. Продольное сечение трубки оруденелой вестиментиферы *Tevidestus serriformis*. Сибайский карьер (коллекция автора).

а – общий вид трубки с кварцевым заполнением (1), пиритовой стенкой (2) и тентами (3); б – деталь строения одного из ободков, покрытого органическим веществом (черное).

Fig. 79. Longitudinal section of sulphidized vestimentiferan tube *Tevidestus serriformis*. Sibaiskoye open pit.

а – outward appearance of tube with quartz infilling (1), pyrite wall (2) and tents (3); б – the detail structure of ring with organic matter (black).

ском, Октябрьском, Бурибайском, Александринском, Сафьяновском месторождениях Южного Урала. В имеющихся образцах мелкие трубчатые черви занимают до 30 % от общего объема. Наилучшую сохранность они имеют на Сибайском и Яман-Касинском месторождениях. Это округлые в сечении трубочки диаметром 0,8–4 мм, достигают максимум 75 мм в длину и имеют отчетливую кольчатую орнаментацию поверхности стенок трубки, покрытой и заполненной фрамбоидальным пиритом (рис. 80). Мелкие трубчатые черви Сафьяновского месторождения имеют более ровную слегка волнистую поверхность трубок. В большинстве трубочек отмечается концентрически-слоистое зональное заполнение минералами по направлению от наружной стенки к внутренней части: фрамбоидальный пирит – кристаллически-зернистый друзовый пирит – сфалерит, барит или кварц. Эта зональность фактически идентична зональности минерализованных полихет (альвинеллид) из сульфидных холмов хребта Хуан де Фука [Haymon et al., 1984].

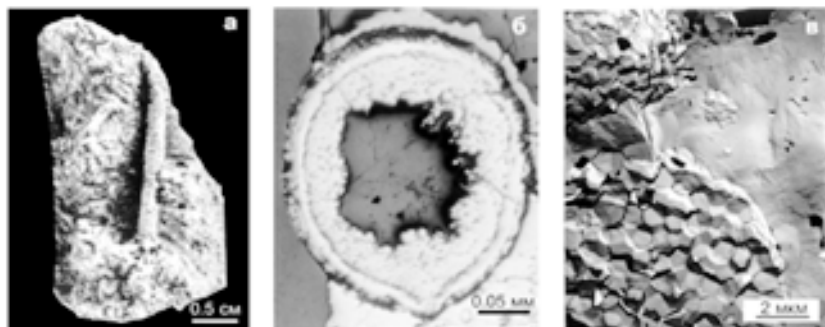


Рис. 80. Проблематичные оруденелые трубчатые черви, отнесенные к полихетам *Alvinellida* (определение А. П. Кузнецова и др., 1993; Little et al., 1996).

Яман-Касинское месторождение.

а – внешний вид.

б – поперечное сечение трубки полихеты, заполненное фрамбоидальным пиритом и кварцем. Яман-Касинское месторождение. Отраженный свет.

в – поверхность полихеты, покрытая фрамбоидальным пиритом. Электронный микроскоп. Реплика с поверхности.

Fig. 80. The problematic sulphidized tubular worms, referred to polychaeta *Alvinellida* (after A. P. Kuznetsov et al., 1993; Little et al., 1996).

Yaman-Kasy deposit.

а – outward appearance.

б – across section of polychaeta tube, filling by framboidal pyrite and quartz. Yaman-Kasy deposit. Reflected light.

в – polychaeta surface, covering by framboidal pyrite. Electron microscope. Surface replica.

Придонная фоссилизация трубчатых червей доказывается прямыми наблюдениями за ростом современных сульфидных построек и сопровождающих полихет [Juniper et al., 1992]. На хр. Эндевор, например, наблюдалось захоронение сульфидами червей, торчащих наружу сквозь стенку сооружения [Cook, Stakes, 1995]. Обнаруженные нами трубчатые черви по размерам пиритовых трубок (<5 мм), минералогии стенок и заполнений, а также по ornamentации похожи на мелкие трубки эоценовых, меловых и карбоновых колчеданных месторождений. Сходные оруденелые полихеты встречаются в плейстоценовых осадках [Little et al., 1996]. Предполагается, что мелкие трубчатые черви Сибайского и Яман-Касинского месторождений могут быть аналогами покрытых фрамбоидальным пиритом современных пригидротермальных альвинеллид (полихет) [Kuznetsov et al., 1991].

Экология вестиментифер и полихет. Современные представители охарактеризованных вестиментифер – морские глубоководные (2.5–3.5 км) прикрепленные животные, обычно обитающие вблизи горячих сульфидоносных источников (200–350 °С) [Лобье, 1990]. О прямой зависимости появления вестиментифер от сфокусированной гидротермальной деятельности

ти свидетельствуют кустистость колоний и их ассоциация с трубами «черных курильщиков». Вестиментиферы встречаются и в сипах, однако их таксоны отличаются от охарактеризованных здесь гидротермальных трубчатых червей [Jones, 1985]. Основные находки вестиментифер и полихет приурочены к местам истечения древних гидротерм с высоким содержанием сероводорода и более низким – метана. Сравнение трубчатых червей Сибайского и Яман-Касинского месторождений с современными вестиментиферами и полихетами позволяет использовать принцип трофического актуализма для интерпретации экологических взаимоотношений бентоса и микроорганизмов.

Первое описание симбиоза между хемоавтотрофными бактериями и макробентосными пригидротермальными организмами было сделано на примере гигантских трубчатых червей *Riftia pachytila* [Cavanaugh et al., 1981; Felbeck, 1981; Jones, 1981]. В отличие от большинства моллюсков, бактерии располагаются не только на поверхности, но и внутри тела вестиментифер, в так называемой трофосоме. Трофосома, составляющая в рифтиях 15–35 % объема тела вестиментиферы, сложена эндосимбиотическими бактерицитами и кровяными сосудами. Нам удалось обнаружить оруденелые обособления внутри некоторых тел яман-касинских вестиментифер, напоминающие трофосомы (см. рис. 76). Мельниковит-пирит в этих обособлениях по структуре напоминает пирит из бактериальных обрастаний, содержит органическое вещество и многочисленные фрамбонды пирита. Особенность современных рифтий и тевний – специализация исключительно на окислительном сульфидном метаболизме и потреблении CO_2 . Сульфиды стимулируют потребление кислорода и фиксацию углерода бактериальными эндосимбионтами [Лобье, 1990].

Некоторые современные вестиментиферы (ламелибрахии, эскарпии), встречающиеся вблизи холодноводных сипов, кроме морского CO_2 , вероятно, дополнительно используют CO_2 , образовавшийся при окислении метана или органических веществ. Предлагаются и другие источники для изотопно тяжелого CO_2 , в частности, связанные с процессами фотосинтеза или скоростью присоединения CO_2 . Однако этот вопрос требует дальнейших исследований [Nelson, Fisher, 1995]. δC^{13} органического вещества, выделенного из руд и керитов Яман-Касинского месторождения, варьирует от -27 до -33 ‰. Такие же параметры изотопного состава имеют органические вещества современных хемоавтотрофных сульфид-окисляющих бактерий (рис. 81). В отличие от последних, фототрофные организмы, связанные с наземными гидротермальными источниками, характеризуются более тяжелым изотопом углерода (δC^{13} от -2 до -22 ‰) (см. рис. 81). Метанотрофные бактерии отличаются крайне легким изотопным составом углерода [Rio et al., 1992]. Таким образом, изотопный состав углерода свидетельству-

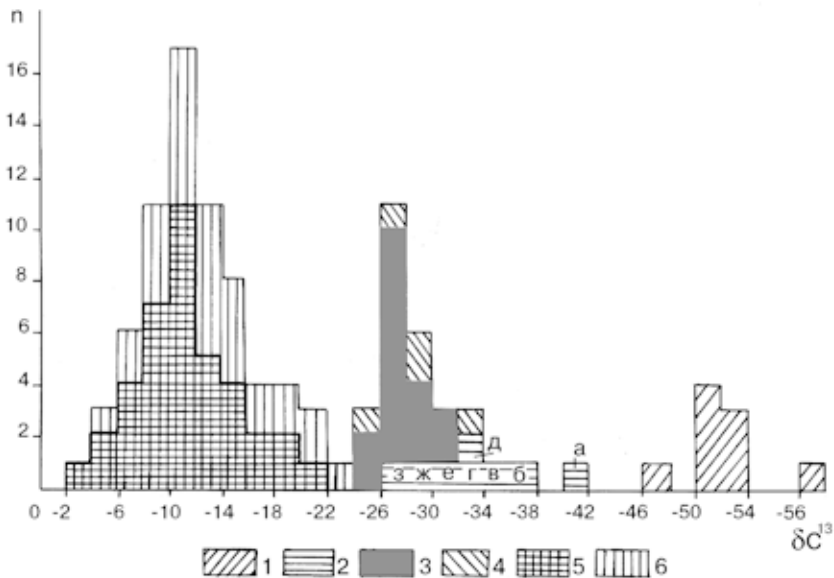


Рис. 81. Гистограмма изотопного состава углерода (δC^{13}) современных бактерий из различных обстановок и органического вещества из строматолитов и «бактериальных матов» Яман-Касинского месторождения (сравнение).

1 – метан-окисляющие бактерии из моллюсков Эскарпа (Флорида) [Paull et al., 1992]; 2 – глубоководные хемоавтотрофные (симбиотрофные) сульфид-окисляющие бактерии: а – моллюски из субдукционной зоны Орегон, б – моллюски из Японского трога, в – моллюски с поверхности континентального склона Лаузиана, г – моллюски Галапагосской зоны спрединга, д – моллюски с поверхности «черных курильщиков» 13° с. ш. ВТП, е – моллюски с поверхности «черных курильщиков» 21° с. ш. ВТП, ж, з – моллюски из глубоководного сипа в Мексиканском заливе [Rio et al., 1992]; 3 – реликты органического вещества из строматолитов и «бактериальных матов» Яман-Касинского месторождения (из коллекции В. В. Зайкова, А. Ю. Леин, В. В. Масленникова, Р. Херрингтона); 4 – органическое вещество из зоны гипергенеза Гайского месторождения (из коллекции В. В. Зайкова, А. Ю. Леин); 5, 6 – фотоавтотрофные бактерии (цианобактерии, зеленые и др. бактерии): 5 – из озер, морских приливно-отливных зон, заливов, фиордов и других негидротермальных мелководных обстановок; 6 – из «бактериальных матов» горячих источников Йеллоустонского национального парка и термальных полей Новой Зеландии [Marais et al., 1991].

Fig. 81. The histogram of carbon isotopic composition (δC^{13}) of modern bacteria from different environments and organic matter from stromatolites and «bacterial mats» of the Yaman-Kasy deposit (comparison).

1 – methane-oxidizing bacteria from mollusks of Escarp (Florida) [Paull et al., 1992]; 2 – deep-sea chemoautotrophic (symbiotrophic) sulphide-oxidizing bacteria: а – mollusks from Oregon subduction zone, б – ones from Japan trough, в – ones from surface of Lausiana continental slope, г – ones from Galapagos spreading zone, д – ones from surface of «black smoker» at 13° n.l. EPR, е – ones from surface of «black smoker» at 21° n.l. EPR, ж, з – ones from deep-sea seep in Gulf of Mexico [Rio et al., 1992]; 3 – relics of organic matter from stromatolites and «bacterial mats» of the Yaman-Kasy deposit (collections of V. V. Zaykov, A. Ju. Lein, V. V. Maslennikov, R. Herrington); 4 – organic matter from hypergenesis zone of the Gay deposit (collection of V. V. Zaykov, A. Ju. Lein); 5, 6 – photoautotrophic bacteria (cyanogen-bacteria, green and etc): 5 – from lakes, marine tidal zones, gulfs, fiords and other unhydrothermal shallow environments; 6 – from «bacterial mats» of hot springs of Yellowstone national park and from thermal fields of New Zealand [Marais et al., 1991].

ет, по крайней мере, о хемосинтетическом способе энергетического обмена в сульфидных гидротермальных экосистемах Уральского палеоокеана.

Приуроченность вестиментифер исключительно к сульфидным обстановкам, признаки эндосимбиотического способа питания и независимость от глобальных изменений климата вполне объясняют загадочное постоянство облика этих форм и обнаружение их в палеозое. Крайний консерватизм вестиментифер подтверждается Лобье [1990], который при сравнении генов двух популяций *Ryftia pachiptila* из Галапагосского рифта и рифта на 21 °с. ш. в Тихом океане, представил неожиданные для биологов данные, свидетельствующие о низкой генетической изменчивости вида. Он предположил, что часто повторявшиеся циклы вымирания – заселения уменьшали генетическую изменчивость этого вида вестиментифер.

Альвинеллиды – самые термофильные формы из всех известных в настоящее время беспозвоночных, связанных с гидротермальными излияниями. Они переносят температуру 20–40 °С. Действительно, трубки древних полихет, в изобилии концентрирующиеся вблизи рудоподводящих каналов, почти не встречаются на флангах колчеданных построек.

На наружной и внутренней поверхностях «кутикулы» трубки находятся многочисленные нитевидные и сферические бактерии, которые осаждают сульфиды и формируют оруденелую трубку. Считается, что хемосинтезирующими симбионтами являются нитчатые бактерии, собранные в пучки на теле червей [Лобье, 1990]. Сферические бактерии, очевидно, относятся к сульфатредуцирующим гетеротрофам, обеспечивающим дополнительное осаждение пирита и окончательное построение сульфидной трубки. В целом, питание альвинеллид было смешанным за счет фильтрации и потребления бактерий и за счет хемосинтетического способа энергетического обмена при окислении сульфидных частиц в желудке червя [Лобье, 1990]. Пока остается неизвестным, в какой степени консервативными являются альвинеллиды [Tunnickliffe, 1991]. Полихеты, в целом, имеют более широкое распространение за счет большей устойчивости их личинок по сравнению с личинками археогастропод и артропод и мелкими вестиментиферами [Лобье, 1990].

Таким образом, некоторые представители вестиментифер и полихет имеют свои предковые формы, в глубокой древности похожие по условиям обитания, морфологии и ассоциации с многочисленными бактериями. Обнаруженные нами вестиментиферы, вероятно, сходны с родами *Tevnia* и *Riftia*, специализирующимися на использовании энергии бактериального окисления сульфидов. Исключительная зависимость многих родов вестиментифер от присутствия сульфидов делает их крайне консервативными и зависящими от локальных физико-химических изменений в местах обитания. В тип *Vestimentifera* без определенного систематического положения, автором совместно с А. Ю. Шпанской предложено выделить два новых

ископаемых рода – *Yamankasia* и *Tevidestus*. Представители их были распространены вблизи выходов горячих сульфидсодержащих гидротерм на дне окраинных бассейнов Уральского палеоокеана в палеозое (силур, средний девон). Таксономическую систематизацию околорудных полихет еще предстоит сделать. Тем не менее, выявленные ископаемые организмы являются индикаторами глубоководных гидротермальных систем, основанных на бактериальном хемосинтезе. Остатки этих организмов доходят до нас благодаря синхронному, а иногда даже (альвинеллиды) прижизненному замещению сульфидами по типу бактериального покрытия и заполнения, выщелачивания и последующего заполнения трубок осадками или друзовыми агрегатами. Вестиментиферы всегда ассоциируют с пригидротермальными бактериальными аномалиями. На месторождениях, содержащих незначительное количество колломорфных сульфидных обрастаний, вестиментиферы и полихеты крайне редки или не встречаются.

4.3. Бивальвии, моноплакофоры и брахиоподы

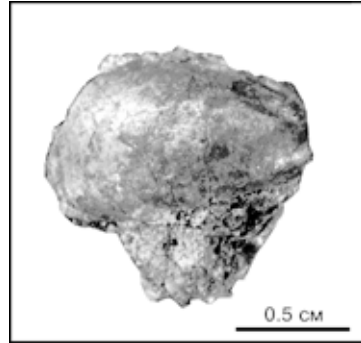
На Яман-Касинском и Сибайском месторождениях автором с коллегами была собрана коллекция бивальвий, моноплакофор и беззамковых брахиопод [Масленников, 1991, 1994в; Зайков и др., 1993; Кузнецов и др., 1993].

Бивальвии *Sibaya ivanovy sp. nov* [Little et al., 1999] – двустворчатые моллюски, обнаруженные на Сибайском месторождении, аналогичны пелциподам, определенным ранее как *Modiomorfa mitiloides* [Иванов и др., 1960]. По данным О. В. Богоявленской, сибайские моллюски отнесены к мегалодонам. А. П. Кузнецов с соавторами [1993] и В. В. Масленников [1991] указали на сходство сибайских бивальвий с пригидротермальными двустворчатыми семейства *Vesicomidae* рода *Caliptogena*. В дальнейшем К. Литтл [Little, 1996] отнес их к семейству *Modiomorphidae*. В настоящее время ясно лишь одно – эта фауна по условиям нахождения сходна с двустворчатыми, населяющими современные «черные курьшички». Бивальвии из руд Сибайского месторождения образованы двумя равными крупными (до 10 см в длину) створками, имеющими в поперечном разрезе двустороннесимметричное строение. Раковина сильно выпуклая, удлиненоовальная с хорошо развитой округлой макушкой, концентрически ребристая (см. рис. 67). Большое видовое разнообразие двустворчатых моллюсков в целом и не очень хорошая сохранность палеонтологического материала делает их видовое определение проблематичным.

Совершенно иные по облику мелкие бивальвии (рис. 82) были обнаружены К. Литтлом и автором в колчеданных рудах Яман-Касинского месторождения. Яман-касинские бивальвии отнесены к семейству *Ambonychisea* Miller, 1987, роду *Mitilarca* Hall and wihildfeld, 1869, виду *Mitilarca sp.*

Рис. 82. Пиритизированная бивальвия из Яман-Касинского месторождения.

Fig. 82. Pyritized bivalve from Yaman-Kasy deposit.



Силурийские бивальвии этого рода и вида впервые обнаружены в России. По ряду признаков они весьма сходны с силурийскими бивальвиями *M. Acutirostra* и *M. Foerstei*, известными в США [Pojeta, 1966]. Вместе с тем, недостаточно хорошая сохранность яман-касинских бивальвий и особые условия пригидротермального нахождения не позволяют проводить прямые аналогии.

Фоссилизация двустворчатых моллюсков происходила подобно орудению вестиментифер: раковины обрастали сульфидными колломорфными оболочками, затем выгнували и заполнялись кварцем, баритом и пиритом. Таким образом, так же, как и у вестиментифер, важным и почти единственным сохранившимся элементом строения раковины является фрамбоидальный пирит, образующий бактериальные обрастания.

Обычно девонские модиоморфиды рассматриваются как фильтраторы органических суспензий, которые они используют для питания [McAlester, Doumany, 1966]. К этой же группе сестонофагов отнесены моллюски рода *Mitilarca* [Jonston, 1983].

Питание современных пригидротермальных везикомиид *Calyptogena magnifica*, с которыми сходны сибайские бивальвии [Кузнецов и др., 1988], основано на симбиозе с сульфид-окисляющими бактериями [Nelson, Fisher, 1995]. В отличие от вестиментифер, современные пригидротермальные двустворчатые моллюски могут обходиться без сульфид-окисляющих бактерий, вступая в симбиотические взаимоотношения с метанотрофными бактериями или фильтруя для питания органические суспензии [Nelson, Fisher, 1995].

Еще одно отличие пригидротермальных двустворок от вестиментифер – это способность находиться вне зоны влияния повышенных температур. Например, пригидротермальные *Bathymodiolus* предпочитают селиться вдоль границ подушечных лавовых обособлений там, где поступают низкотемпературные пригидротермальные флюиды [Boss, Turner, 1980; Destroyeres, Segonzac, 1997]. Тем не менее, большинство двустворчатых моллюсков Яман-Касинского и Сибайского месторождений локализуется в тесном соседстве с вестиментиферами. Это наводит на мысль, что яман-касинские и сибайские двустворчатые моллюски могли, хотя бы частично, развиваться при участии бактериального хемосинтетического способа энергетического обмена.

Беззамковые брахиоподы (см. рис. 69), обнаруженные автором в рудах месторождения Яман-Касы, получили родовое и видовое название *Pyrodiscus lorrainae* gen. et sp. nov, класса *Lingulata gorienskij and Popov*, 1985 [Little et al., 1999]. Выявленные оруденелые брахиоподы на порядок крупнее мелких (до 1 см) беззамковых брахиопод, в изобилии встречающихся в углеродистых аргиллитах надрудной толщи Блявинского месторождения. Размеры некоторых экземпляров достигают 8–12 см в длину. Гигантизм – характерная черта многих организмов из пригидротермальных сообществ.

Беззамковые брахиоподы при беглом рассмотрении весьма напоминают сибайские двустворчатые моллюски. Поэтому первоначально небольшие фрагменты брахиопод рассматривались нами как гипотетические предки везикомиид [Кузнецов и др., 1993]. В отличие от последних с их билатеральной симметрией, выявленные беззамковые брахиоподы, представленные полными образцами, обладают отчетливой дорсовентральной симметрией. То есть плоскость их симметрии проходит поперек раковины и совпадает со срединной линией предполагаемого положения внутреннего тела. Другими словами, наблюдаются неравные по форме брюшная и спинная створки, однако каждая створка в плане характеризуется зеркальной симметрией.

Беззамковые брахиоподы имеют несколько больший ареал развития по сравнению с вестиментиферами и моноплакофорами. Отпечатки брахиопод встречаются на южной выклинке колчеданной залежи в 50 м от центра основного оазиса, содержащего все виды обнаруженной оруденелой фауны. Отпечатки целых раковин часто можно наблюдать на поверхности слоев сульфидных песчаников. Очевидно, известково-хитиновые раковины, хорошо сохраняющиеся в древних отложениях [Крумбигель, Вальтер, 1980], в сульфидных песчаниках легко растворялись. Пригидротермальные особи обрастали бактериальным колломорфным мельниковит-пиритом, выгнивали и заполнялись гидротермальными сульфидами. Так же, как и в вестиментиферах, внутри брахиопод в некоторых случаях образовывались минералогические уровни: нижняя часть раковины заполнена сульфидным песчаником, верхняя заросла кристаллами барита. Процессы фоссилизации брахиопод, удаленных от гидротермального источника, очевидно, отличались: тело брахиопод полностью выгнивало с образованием пустот, не заполненных какими-либо минералами. Лишь на внутренней поверхности полостей в некоторых образцах наблюдаются тонкие пленки черного блестящего керогена.

Все современные брахиоподы являются фильтрующими организмами. Мы не имеем каких-либо доказательств того, что стратегия питания *P. lorrainae* имела какие-либо отличия. В сравнении с другими беззамковыми брахиоподами *P. lorrainae* характеризуется крайне большими размерами, что, вероятно, связано с обилием питающей органической суспензии в

локальной палеообстановке. Тем не менее, вполне вероятно, что когда-нибудь будет обосновано участие бактериальных эндосимбионтов в процессах жизнедеятельности некоторых видов современных брахиопод.

Моноплакофоры *Termoconus shadlunae* sp. nov., обнаруженные автором на Яман-Касинском месторождении, получили свое видовое название в честь Т. Н. Шадлун, много лет посвятившей изучению колчеданных месторождений Урала. Предварительно моноплакофоры отнесены к семейству Kirengellidae Starobogatov, 1970 [Little et al., 1999]

Во многих случаях сохранились прекрасные раковины и слепки, защищенные, как и раковины других оруденелых моллюсков, тонким слоем колломорфного и фрамбоидального пирита. Внутренняя часть раковин заполнена массивным пиритом, в котором, к сожалению, не сохранились признаки внутреннего строения тела. Раковины имеют конусовидную форму, напоминающую колпак (рис. 83). Длина конуса составляет 4–6 см, диаметр основания 2–3 см. По размерам оруденелые моноплакофоры примерно в 2 раза крупнее археогастропод, встречающихся в ордовикских песчаниках Сакмарской зоны. На поверхности раковины наблюдается поперечная ребристость, обусловленная несколькими обручевидными углубленными линиями. Обороты линий не имеют взаимного соприкосновения. Вершина раковины либо острая, загибающаяся в сторону, либо овальная. Иногда можно обнаружить хорошо развитое устье с характерной осевой складкой и голостромным краем, подчеркнутым внешней губой.

Моноплакофоры найдены вблизи от рудоповодящей зоны и практически не встречаются на выклинках колчеданных залежей. Это позволяет отнести их к представителям высокотемпературной пригидротермальной фауны. Обычно считают, что моноплакофоры соскребают бактериальные «матки» и используют органические вещества непосредственно в пищу. Однако, в последние годы появились данные, свидетельствующие в пользу участия бактериального хемосинтеза в процессах жизнедеятельности современных моноплакофор [Little et al., 1996].

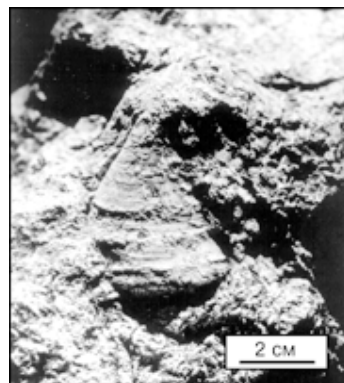
Раковины до сих пор известных видов моноплакофор сложены карбонатом кальция, представленным легкорастворимой

Рис. 83. Оруденелая моноплакофора *Termoconus shadlunae* sp. nov. в серном колчедане в прижизненном положении.

Яман-Касинское месторождение.

Fig. 83. Sulphidized monoplacophoran *Termoconus shadlunae* sp. nov. in her life position.

Yaman-Kasy deposit.



формой – арагонитом, вследствие чего остатки моноплакофор в древних отложениях встречаются сравнительно редко. Процесс фоссилизации моноплакофор Яман-Касинского месторождения, очевидно, проходил так же, как и у других оруденелых моллюсков. Особенности минералообразования свидетельствуют об участии бактерий в процессе фоссилизации раковин: обрастание поверхности живой раковины бактериями в прижизненном положении, отмирание организма с растворением арагонитовой раковины и выгниванием тела и заполнение полости кристаллически-зернистым пиритом. Тесная ассоциация с бактериями позволяет предполагать, что последние не только сохраняли раковины от быстрого растворения на агрессивных субстратах, но и служили пищей для макробентоса.

По аналогии с современными моноплакофорами можно предполагать, что яман-касинские разности были медленно двигающимися. Интригующим является изменение орнамента поверхности раковин моноплакофор. Наблюдаются моноплакофоры со сглаженной поверхностью, с небольшими окаймляющими ребрами и даже с широким ободками – тентами. Вероятно, часть орнамента проявилась при растворении раковин в кислотных пригидротермальных условиях. Однако, широкие ободки – тенты, могут рассматриваться как признак противодействия высокому гидростатическому давлению.

Биология современных моноплакофор недостаточно изучена, так как большинство из них драгируются из глубоководных обстановок. Предполагается, что моноплакофоры питаются органическим детритом, так как имеют желудок. Однако, по крайней мере один современный вид из Антарктики является миксоотрофом, содержащим бактериальные эндосимбионты [Haszprunar *et al.*, 1995].

Гастроподы – неопределенные ветигастроподы в виде единичных образцов были обнаружены на поверхности моноплакофор Яман-Касинского месторождения. По своей таксономической принадлежности они отнесены к субклассу *Prosobranchia milne Edwards*, 1948 [Little *et al.*, 1999]. Большинство современных ветигастропод имеют различные способы питания, включающие соскабливание органических веществ с твердых субстратов, потребление детрита и, наконец, хемосимбиоз с бактериями [Okutani, Ohta, 1988; Destroyeres, Segonzac, 1997]. К сожалению, ни одна стратегия жизни не выражается морфологически. В связи с этим, предполагается, что все перечисленные способы питания могут быть допустимы для яман-касинских ветигастропод. Не исключено, что они соскабливали бактериальные пленки с поверхности моноплакофор.

В целом, изотопный состав органического вещества из руд Яман-Касинского месторождения (δC^{13} от -27 до -30.3 ‰) не противоречит возможности участия хемоавтотрофных сульфидоксилирующих и метанотрофных симбионтов в жизнедеятельности моллюсков (см. рис. 82).

Таким образом, сравнение сообществ Яман-Касинского месторождения и современных гидротермальных сообществ демонстрирует важные отличия. Ни моноплакофоры, ни беззамковые брахиоподы не обнаружены в современных гидротермальных оазисах, хотя эти группы организмов встречаются в рассеянном виде в других глубоководных обстановках.

Многие современные группы пригидротермальных организмов, такие как гастроподы и артроподы, не обнаружены в рудах колчеданных месторождений. Это позволяет сделать два вывода. Во-первых, хотя трофические структуры высокотемпературных гидротермальных сообществ оставались одинаковыми, некоторые таксоны менялись со временем или в пространстве. Экологическую нишу моноплакофор и беззамковых брахиопод, вероятно, со временем заняли бивальвии. Вполне может оказаться, что гидротермальные сообщества не были изолированы от влияния общей эволюции и событий массового вымирания, как предварительно считалось [Little et al., 1996]. В этом случае они могли бы иметь стратиграфическое значение. Однако, моноплакофоры, считавшиеся вымершими в девоне, обнаружены в современных глубоководных желобах Тихого океана [Барнс и др., 1992].

Полученные данные показывают, что моноплакофоры, бивальвии и брахиоподы могут принадлежать к высокотемпературным гидротермальным сообществам, входящим в состав аномальных сульфидотрофных бактериальных экосистем.

4.4. Сульфидные строматолиты и бактериальные «маты»

Колломорфные сульфидные корки, или строматолиты. Почти на всех колчеданных месторождениях Южного Урала встречаются так называемые колломорфные руды, имеющие различную сохранность и распространение. Для ряда месторождений колломорфные структуры и текстуры являются обычными и даже преобладают на некоторых участках над другими типами руд (Блява, Яман-Касы, Комсомольское, Сибай, им. XIX партсъезда, Новое). На других, метаморфизованных в такой же степени месторождениях (Таш-Тау, Майское, Подольское, Октябрьское, Гайское, Левобережное, Барсучий Лог), эти текстуры и структуры являются большой редкостью [Лешиничный, 1984]. Значительная часть исследователей считает, что колломорфные руды образовались в стадию коллоидного, гелевого сингенеза. Однако, термин «колломорфный» отражает лишь идею, гипотетическое предположение, которое уже более полувека находится в употреблении минералогов, петрографов и геологов.

Критическое рассмотрение этого вопроса дано А. Г. Жабиным [1979]. Было показано, что многие золи по вязкости, текучести, удельному весу и концентрации компонентов неотличимы от истинных растворов такого

же химического состава, и выросшие из них индивиды и агрегаты не имеют специфических особенностей. Из золь и гелей кристаллизуются не только сферолиты и мембранные формы, но также совершенные монокристаллы и их обычные сростки, например, друзовые. Гели и студни при своем осаждении не способны образовывать поверхностную полусферу диаметром более 5–7 мм. Ни трещины синерезиса, свойственные не столько метаморфизирующимся гелям, сколько любым грубым дисперсоидам, ни концентрическисферолитовое или тонкозернистое строение не могут быть признаками именно гелевой природы первичного сульфидного или окисного осадка.

До настоящего времени однозначным было лишь одно утверждение – колломорфные структуры руд свидетельствуют о формировании колчеданных месторождений на морском дне [Иванов, 1966]. Это же подтверждают колломорфные рудокласты, образовавшиеся при разрушении кровли рудных тел. В глубоких частях рудных построек колломорфные руды не сохраняются.

А. Г. Жабиным [1977; 1978; 1979] на выклинках Ново-Сибайской залежи обнаружены колломорфные халцедон-сфалерит-пиритовые конкреции, лежащие на поверхности рудных слоев. Конкреции были ориентированы выпуклыми сферическими головками вверх, перпендикулярно слоистости. Было показано, что «присышки» фрамбоидального пирита концентрируются в углублениях между обращенными вверх сферическими головками.

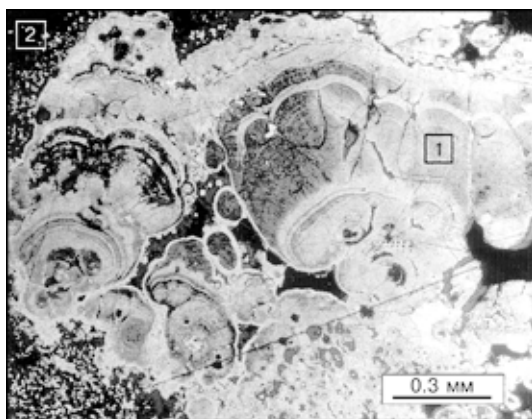
Хорошей сохранности придонные колломорфные пиритовые конкреции (рис. 84) обнаружены среди околорудных пелитолитов в кровле сульфидного холма Октябрьского месторождения [Масленников, 1991]. Конкреции достигают размеров 0.1–3 см, по строению сходны со строматолитами *Columnacollenia*. О синхронности формирования конкреций и накопления осадков на Октябрьском месторождении свидетельствуют факты конседиментации.

Рис. 84. Пиритовая колломорфная «конкреция» (строматолит) (1) из слоя пелитолитов (2).

Кровля сульфидного холма Октябрьского месторождения. Отраженный свет.

Fig. 84. Pyrite colloform «concretion» (stromatolite) (1) from lutite (2).

Sulphide mound roof of the Oktyabrskoye deposit. Reflected light.



ментационного «запечатывания» неровной поверхности неизменными кремнистыми пелитолитами, отсутствие признаков замещения сульфидами нерудных минералов и обломочков пород.

Кроме придонных конкреций, в пелитолитах встречены пиритовые прослойки и линзы мощностью 0.1–20 см. Они имеют специфическую пятнисто-струйчатую, косую или параллельную слоистость. Слойки образованы микроскопическими кристалликами пирита диаметром 0.001–0.01 мм. Тончайшая микрослоистость обусловлена неравномерным чередованием линзовидных участков, в различной степени обогащенных кристалликами пирита. При этом размеры кристаллов в соседних слоях могут существенно меняться. Травлением в центре каждого кристаллика выявляется колломорфное пиритовое «ядрышко» [Масленников, 1991]. Подобные колломорфные глобулы встречены Д. А. Малаховым и др. [1979] в сплошных рудах Октябрьского месторождения. Колломорфными глобулами этого типа насыщены руды «черных курильщиков» Восточно-Тихоокеанского поднятия [Лебедев и др., 1988].

Колломорфные выделения пирита, обнаруженные в рудоносном горизонте Октябрьского месторождения, обогащены битумами. По данным газовой хроматографии, при нагревании из колломорфных руд выделяются метан и тяжелые углеводороды. Присутствие неразложившихся органических остатков подтверждает «первичность» колломорфных руд и, вероятно, связано либо с отложением из комплексных металлоорганических соединений [Слободский, 1981], либо рост колломорфных сульфидов происходил при участии бактерий. Последнее подтверждается присутствием в газовой фазе NH_3 – индикатора метаболизма бактерий, а также относительно легким изотопным составом серы (δS^{34} от -1.4 до -3.2 ‰).

На Яман-Касинском месторождении установлены разнообразные по морфологии колломорфные корки, сложенные, главным образом, пиритом и марказитом, образующими тончайшие слоистые ритмы [Шадлун, 1942]. Сфалерит и халькопирит появляются в более поздних выделениях. Тем не менее, иногда на месторождениях (им. III Интернационала) колломорфные выделения имеют сложный состав. Однако нет оснований говорить о разновременном выделении пирита, сфалерита и других минералов [Ярош, 1973]. На Приорском и Сибайском месторождениях наблюдается замещение колломорфных образований магнетитом без признаков видимой перекристаллизации.

Признаки придонного образования колломорфных конкреций и значительные содержания в них органического вещества, выявляемые газовой хроматографией, микроструктурное сходство с карбонатными строматолитами или строматопоратами, тесное срастание с вестиментиферами и моллюсками позволили предполагать их органогенное происхождение [Иванов и др., 1960; Прокин и др., 1985; Масленников, Василенко, 1991].

В дальнейшем это предположение подтвердилось при изучении колломорфных сульфидов Яман-Касинского месторождения, собранных нами в карьере в 1992–1995 гг. [Масленников, 1994в, 1996; Little *et al.*, 1996]. Колломорфные корки встречаются в кровле и на флангах сульфидной залежи: по направлению к лежащему боку они замещаются мелкозернистым пиритом. Реликты колломорфных структур иногда сохраняются в центре крупных автохтонных рудокластов. Встречаются разновидности конкреций, напоминающие по строению строматолиты *Columnacollenia* или *Stratifera*. Нередко наблюдается ритмичное чередование слоев, относящихся к разным структурным видам. В строении каждого ритма, так же как и в современных карбонатных строматолитах, наблюдаются две части: нижняя – пористая, сложенная каркасными выделениями фрамбоидального пирита и кварцем; верхняя, представленная слоями или почками колломорфного ламинарного пирита (рис. 85). На выклинках рудной залежи часто встречаются обломки ритмично-слоистых колломорфных руд. Срезание органогенных структур ограничениями рудокластов, обилие окварцованных и сульфидизированных чехлов нитчатых бактерий в полосах, обогащенных битумами, позволяет интерпретировать многие «колломорфные» руды как сульфидные бактериальные обрастания.

Безусловно, колломорфный пирит иногда инкрустирует полости в колчеданных рудах, однако чаще всего колломорфные агрегаты встречаются в виде обрастаний вокруг полихет (рис. 86), вестиментифер (рис. 87), бивальвий, моноплакофор и брахиопод.

Плотные колломорфные корки, образующие наружную оболочку гидротермальных труб «черных курильщиков», содержат реликты пучков длинных (10–20 мкм) и тонких (1–2 мкм) окварцованных и баритизированных бактериальных нитей. Аналогичные кластеры прикрепленных бактериальных нитей обнаружены на поверхности современных труб «черных курильщиков» гидротермального поля ТАГ [Wirsen *et al.*, 1993].

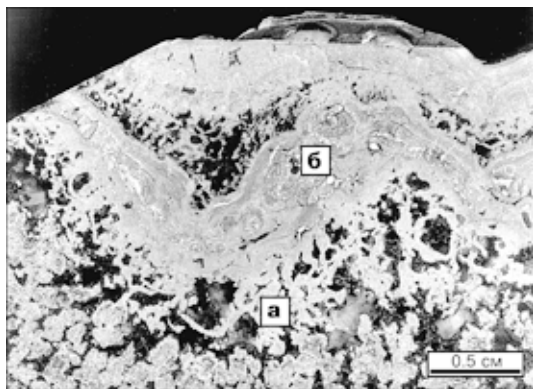


Рис. 85. Ритмичное строение сульфидного строматолита.

а – нижняя часть ритма сложена пористым пиритом и кварцем; б – верхняя часть – колломорфным пиритом. Яман-Касинское месторождение.

Fig. 85. Rhythmic structure of sulphide stromatolite.

a – lower part of rhythm is hosted by porous pyrite and quartz; б – upper one includes colloform pyrite. Yaman-Kasy deposit.

Рис. 86. Колломорфные пиритовые обрастания (белое) вокруг трубок полихет в пирит-сфалеритовой руде.
Яман-Касинское месторождение.

Fig. 86. Colloform pyrite coating (white) around polychaeta tubes in pyrite-sphalerite ore.
Yaman-Kasy deposit.

Колломорфные обрастания вокруг трубок вестиментифер (см. рис. 87) иногда имеют слоистую оболочку, сходную с марказит-пиритовыми бактериальными обрастаниями. На рис. 88 показано двухслойное строение одного типичного бактериального обрастания, образующего толстую (2–4 мм) оболочку вокруг тела вестиментиферы. Нижний слой сложен пористым массивным мельниковит-пиритом с баритизированными и окварцованными реликтами многочисленных нитчатых бактерий (рис. 89). Толщина бактериальных нитей 0.8–1.2 мкм, длина достигает 10, иногда 15 мкм. Подсчеты показывают, что количество нитей в некоторых случаях достигает

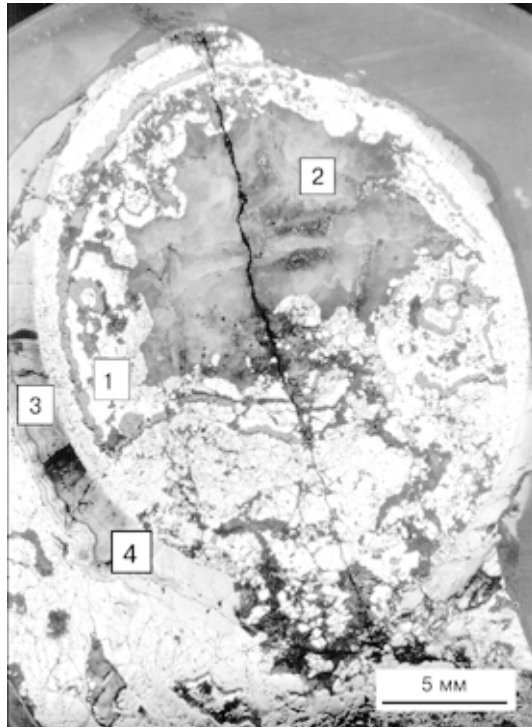


Рис. 87. Поперечное сечение трубки вестиментиферы:

1 – инкрустированное пиритом; 2 – заполненное кварцем; 3 – пиритизированная трубка вестиментиферы; 4 – пирит-марказитовое бактериальное обрастание. Яман-Касинское месторождение.

Fig. 87. The across section of vestimentiferan tube.

1 – encrusted by pyrite; 2 – filling by quartz; 3 – pyritized vestimentiferan tube; 4 – pyrite-marcasite bacterial coating. Yaman-Kasy deposit.



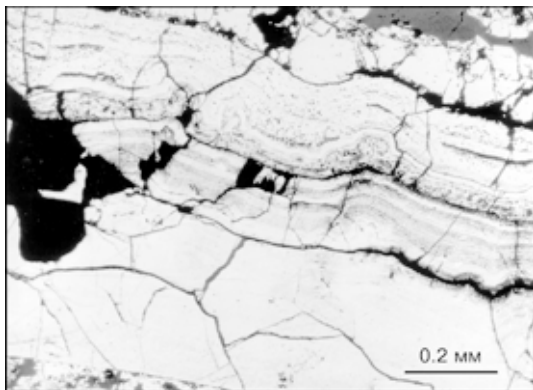


Рис. 88. Марказит-пиритовое бактериальное обрастание вокруг трубки вестиментиферы.

Состоит из трех частей: внутренней – массивной пористой, средней – ламинарной и верхней – фрамбоидальной. Отраженный свет. Месторождение Яман-Касы.

Fig. 88. Marcasite-pyrite bacterial coating around vestimentiferan tube.

Composes of three parts: internal – massive porous, middle – laminar and outernal – framboidal. Reflected light. Yaman-Kasy deposit.

более млн на 1 см^3 . Большинство нитей ориентировано перпендикулярно поверхности бактериального обрастания, что свидетельствует о радиальном направлении роста микроорганизмов. Верхняя часть состоит из фрамбоидального пирита (рис. 90), который часто перемежаются со слоями более плотного мельниковит-пирита. По мере перехода к наружной части количество фрамбоидального пирита возрастает. Подобно тому, как это описано А. Г. Жабиным [1979] для колломорфных корок Сибая, линзочки фрамбоидального пирита заполняют углубления между колломорфными почками,

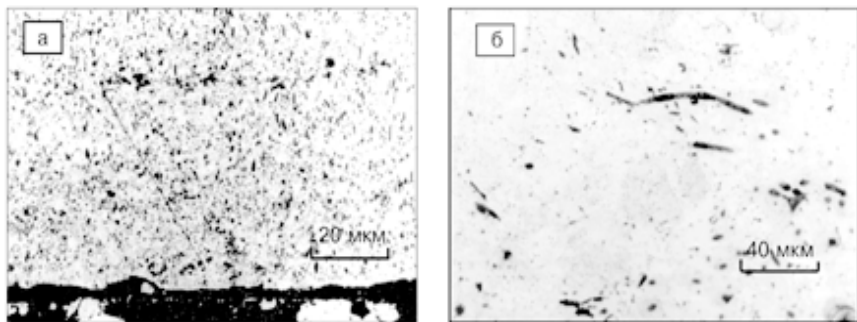


Рис. 89. Нижняя часть пирит-марказитового бактериального обрастания (см. рис. 88).

а – общий вид: видны псевдоморфозы кварца (черное) по бактериоморфным нитям. Отраженный свет.

б – деталь: кварцевые бактериоморфные нити в трубке вестиментиферы. Яман-Касинское месторождение.

Fig. 89. Lower part of pyrite-marcasite bacterial coating (see fig. 88).

а – pseudomorphs of quartz (black) after relics of filamentous bacteria are seen. Reflected light.

б – quartz-barite relics of filamentous bacteria in the vestimentiferan tube. Yaman-Kasy deposit.

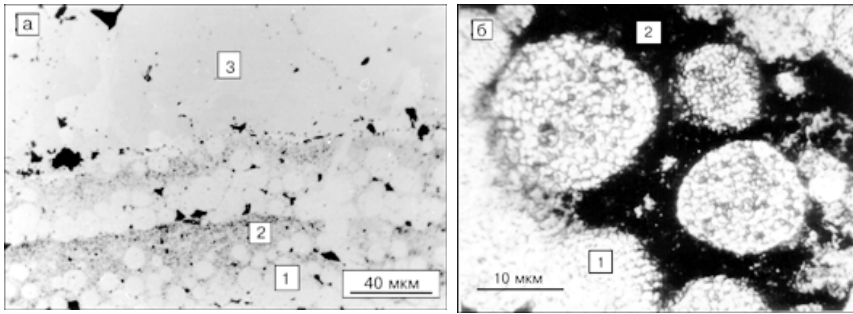


Рис. 90. Верхняя часть бактериального обрастания (деталь рис. 88).

а – общий вид: ритмичное строение слоев, сложенных фрамбоидальным (1) и пористым пиритом (2); 3 – марказит. б – деталь строения: фрамбиды пирита (1) в органическом веществе (2).

Fig. 90. Upper part of bacterial coating (the detail of fig. 88).

а – outward appearance: rhythmic structure of layers composed of framboidal (1) and porous (2) pyrite; 3 – marcasite. б – detale of structure: framboids of pyrite (1) in organic matter (2).

нивелируя таким образом рельеф поверхности слоя. Бактериальные обрастания в биоморфных рудах Яман-Касинского месторождения характеризуются относительно легким изотопным составом серы δS^{34} от +0.6 до -2.5 ‰, присутствием органического вещества и повышенными содержаниями мышьяка (0.2–0.5 ‰). Экстракт органического вещества имеет легкий изотопный состав углерода (δC^{13} от -25 до -27 ‰), характерный для хемоавтотрофных микроорганизмов [Wirsen *et al.*, 1993].

Нередко диагностика биогенного происхождения колломорфных корок крайне затруднена. В них так же, как и в карбонатных строматолитах, бактериальные реликты часто не сохраняются. В ряде случаев идентификация сульфидных строматолитов возможна методом газовой хроматографии: при температурах ниже 450 °С из них выделяется NH_3 , C_2H_2 или CH_4 . Сульфидные строматолиты, кроме повышенных содержаний мышьяка, обычно характеризуются высокими содержаниями урана (до 26 г/т на Сибаете). Последнее объясняется участием урана и мышьяка при метаболических реакциях в микроорганизмах [Cook, Stakes, 1995; Wirsen *et al.*, 1993]. Несмотря на облегчение изотопного состава серы во многих образцах сульфидных строматолитов, этот показатель не может быть в полной мере использован для их диагностики. Например, δS^{34} биоморфных дисульфидов Сибайского месторождения варьирует от +4.5 до -2.5 ‰. Значительные вариации δS^{34} , (-0.8–+2.95 ‰) отмечались для пиритизированных окаменелостей из Юбилейного месторождения [Малахов, Денисенко, 1974]. Тяжелый изотопный состав серы характерен для зон, близких к рудоподводящим каналам.

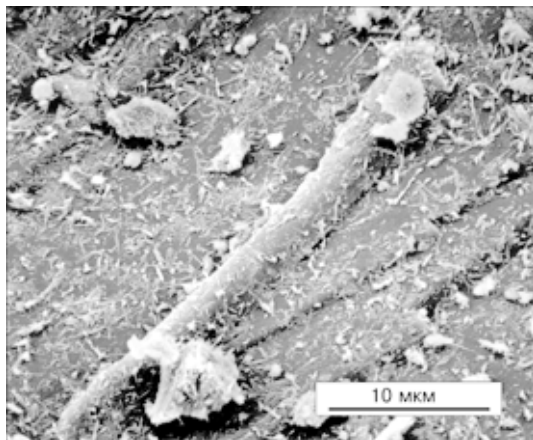


Рис. 91. «Чехол» бактериоморфной нити на сколе образца керита.

Яман-Касинское месторождение. Растровый электронный микроскоп.

Fig. 91. «Cover» of bacteriomorphic filament in the sample of kerite.

Yaman-Kasy deposit. Scanning electron microscope.

В сульфидных строматолитах иногда встречаются прожилки и относительно крупные (до 1–2 см) включения керогена. Слой такого керогена, обнаруженный на южной выклинке Яман-Касинской залежи, диагностирован как реликтовый бактериальный «мат» [Масленников, 1994в].

Бактериальные «маты». Слой керитов мощностью 5–15 см залегает в основании рудокластической слоистой пачки (см. рис. 5). Кериты имеют черную окраску, раковистый излом и характеризуются неотчетливой слоистостью, подчеркиваемой разным количеством карбоната, иногда прослойками госсанитов. Керит замещается железистыми карбонатами после травления в кислородной плазме. В реликтовых участках керитов обнаруживаются «чехлы» бактериоморфных нитей (рис. 91), по размерам напоминающих реликты бактерий, встреченных в сульфидных строматолитах (рис. 92). Кериты, слагающие реликтовые бактериальные «маты», состоят

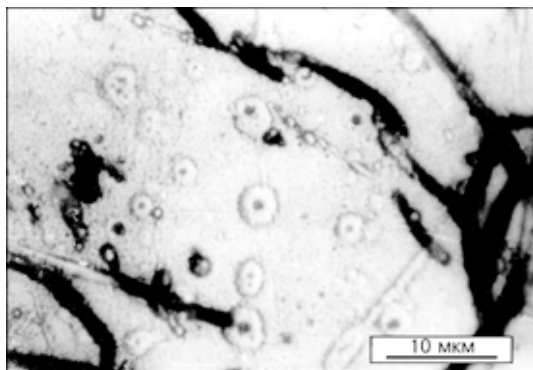


Рис. 92. Бактериоморфные нити (черное) в керите.

Округлые выделения – поперечное сечение чехлов нитей. Поверхность аншлифа после ВЧ-травления в низкотемпературной кислородной плазме (по методике Кизельштейна и др., [1995]). Травление выполнено в РГУ. Яман-Касинское месторождение.

Fig. 92. Bacteriomorphic filament (black) in the kerite.

Rounded isolations – across section. The surface of polished section after etching in low-temperature oxygenous plasma (by the method of Kizilshtein et al., [1995]). Yaman-Kasy deposit.

из С (89.44 %), Н (6.23 %), N (4.33 %), обогащены Ni (более 500 г/т), V (426 г/т), имеют легкий изотопный состав углерода ($\delta C^{13} = -33 \text{ ‰}$, РДВ). Фазовые анализы керитов показывают значительные содержания аминокислот (в мг на 100 г сухого вещества, данные Н. П. Юшкина):

Гетероциклические аминокислоты:

валин	(4.961)
изолейцин	(0.714)
лейцин	(1.359)

Ароматические аминокислоты:

тирозин	(0.220)
фенилаланин	(0.515)

Ароматические диаминомонокarbonатные кислоты:

лизин	(1.001)
аргинин	(1.063)
гистидин	(0.492)
аммиак	(139.177).

Большая часть аминокислот в осадках обычно представляет собой продукты жизнедеятельности микроорганизмов, однако может иметь и абиогенное происхождение. Обилие нитчатых бактерий подтверждает первый вариант объяснения. Присутствие крайне неустойчивых при нагревании аминокислот – лизина, валина, пролина, тирозина и аргинина свидетельствует о слабом метаморфизме околорудных осадков [Rittenberg *et al.*, 1963]. Аммиак обычно образуется при разложении белков и в большей степени концентрируется в бактериях [Дегенс, 1971]. Присутствие ароматических углеводов и гетероциклических аминокислот и легкий изотопный состав углерода – характерные признаки метанотрофов из современных «черных курильщиков» [Лейн и др., 1991]. Весомым доказательством бактериальной природы органического вещества в рудах Яман-Касинского месторождения является присутствие фосфолипидов и жирных кислот [Лейн и др., 1998].

Разновидности реликтов бактерий. В отложениях колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала установлены две морфологические группы бактериоморфных реликтов – нитчатые и сферические. Нитчатые бактерии по минеральному составу подразделяются на два минеральных типа: первый – кварц-баритовый – связан с сульфидными осадками [Масленников, 1994в], второй – гематит-кварцевый, обнаруженный В. В. Зайковым в гематитовых госсанитах Молодежного месторождения, а также в низкотемпературных джасперитовых постройках, локализующихся в зонах рассеянного спрединга в Мугоджарах. По аналогии с современными нитчатыми бактериями, распространенными на гидротермальных полях современных СОХ [Wirsen *et al.*, 1993; Juniper, Tebo, 1995; Juniper, Fouquet, 1988] предполагается, что кварц-баритовые нити являются остат-

ками сульфид-окисляющих бактерий (близких к *Tiobacillus*, *Thiothrix*, *Tiomicrospira* или MAR3-3 и MAR-8). Гематит-кварцевые бактериоморфные нити вероятно относятся к группе железобактерий, сходных с родом *Galionella*.

Остатки жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, возможно, представлены фрамбоидальным пиритом. На примере колчеданных месторождений Южного Урала и Северного Кавказа Н. С. Скрипченко [1972] обосновал гипотезу Л. Лоува [Love, 1958, 1962] о бактериальной природе фрамбоидального пирита. Еще до конца 80-х годов эта гипотеза была предметом дискуссий [Кизильштейн, Минаева, 1972; Taylor, 1982]. Однако уже в начале 90-х гг. многочисленные микробиологические эксперименты показали, что внутри живых магнетотактических сульфатредуцирующих бактерий растут сульфиды железа или магнетит [Mann et al., 1990]. Было показано, что первоначально в многоклеточном бактериците формируется магнитный грейгит, который уже при жизни клетки быстро переходит в кристаллики пирита ограниченного размера. Полученные данные по бактериальной природе фрамбоидального пирита привлекаются для объяснения процессов прижизненной сульфидизации кутикул, образующихся вокруг современных полихет и вестиментифер [Cook, Stakes, 1995; Авдонин, 1994].

Особенности роста сульфидных строматолитов пока изучены очень слабо, так как находки их на земной поверхности редки. Впервые сульфидные строматолиты обнаружены в горячих источниках кальдеры Узон на Камчатке [Крылов и др., 1983]. Строматолитовая природа колломорфных сульфидных обрастаний современных и древних «черных курильщиков» рассматривается в наших работах [Масленников, 1994в; Масленников и др., 1997б; Little et al., 1996]. Создавая модель роста сульфидных строматолитов, автор опирался на экспериментальные данные по условиям жизни и бактериального роста карбонатных строматолитов [Известковье..., 1988].

Из основного определения следует, что строматолиты – это твердые наросты, которые образуются низшими организмами на дне водоема [Маслов, 1960]. Установлено, что карбонатные строматолиты – индикаторы экстремальных условий – обычно развиваются в засоленной части бассейна или в течение кратковременного перехода химических осадков к нормально-морским. При резком изменении условий нормально-морские биоценозы теряют свою сбалансированность, многие экологические ниши становятся пустыми и немедленно заполняются разнообразными и быстро растущими строматолитами. Строматолитобразующие водоросли – чрезвычайно пластичные и высокотолерантные организмы. Они присутствуют практически в любом биоценозе, но их развитие нередко подавлено другими, более высокоорганизованными членами сообщества [Чувашов, 1988]. Поэтому не случайно, что карбонатные строматолиты иногда встречаются вблизи колчеданных месторождений [Грешнер и др., 1970].

Модель роста карбонатных строматолитов предусматривает поглощение фотосинтезирующими организмами растворенной в воде углекислоты и изменение в связи с этим pH среды в щелочную сторону. Этот процесс вызывает выпадение в осадок растворенных карбонатов [Маслов, 1960]. В соответствии с другой версией [Кузнецов, 1958; 1970] осаждение карбоната кальция связывается с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий и бактериальным разложением гуматов кальция. Иногда рассматривается выпадение карбонатов из пересыщенного раствора, возможно, через коллоидную стадию [Исаченко, 1951]. И. Н. Крыловым и В. К. Орлеанским [1988] экспериментально показано, что формирование строматолитов происходит в условиях симбиоза фототрофных сине-зеленых водорослей, ощелачивающих среду и осаждающих пленку карбоната и гетеротрофных бактерий-деструкторов, разлагающих органическое вещество и заполняющих поровое пространство карбонатами.

Можно представить весьма сходную модель роста сульфидных строматолитов. Сульфидокисляющие автохемотрофные бактерии окисляют гидротермальный H_2S до H_2S_2 , S и SO_4^{2-} . Неполное окисление H_2S до H_2S_2 приводит к осаждению пирита в виде чехлов вокруг основания бактериальных нитей.

Часть сульфидов (сфалерит) осаждается на поверхности и на некоторой глубине слоя строматолита в результате окисления органического вещества. Нарастание избытка серной кислоты, сопровождающее окисление сульфидов, может кратковременно прекращать рост строматолита. В этом случае образуется тонкая ламинарная слойчатость строматолитового обрастания. Гидротермальная природа сероводорода, образующего многие бактериальные обрастания, подтверждается изотопным составом серы (δS^{34} от +2.9 до -3.5 ‰) (табл. 9). Можно предположить, что случаи облегчения изотопного состава серы связаны с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий.

Сульфатредуцирующие гетеротрофные бактерии, развиваясь на органическом субстрате, могут ускорять рост строматолитов, поглощая SO_4^{2-} . Выделяя H_2S они не только дают дополнительное количество электронных доноров для сульфидокисляющих бактерий, но и сами внутриклеточно отлагают грейгит, переходящий затем в фрамбоидальный пирит [Mann et al., 1990]. Сульфид-окисляющие бактерии в свою очередь, поглощая O_2 , создают локальные анаэробные условия, необходимые для развития сульфатредуцирующих бактерий. Таким образом, сосуществование сульфидокисляющих и сульфатредуцирующих бактерий благоприятствует быстрому росту сульфидных строматолитов. Эта модель подтверждается наблюдаемым в природе явлением: сочетание сульфидокисляющих и сульфатредуцирующих бактерий способствует процветанию бактериального сообщества [Лидер, 1986]. Сопряженное с этими процессами замещение отмерших бактериальных

Изотопный состав серы биоморфных руд Яман-Касинского месторождения
Sulphur isotopic composition of biomorphic ores of Yaman-Kasy deposit

№ п/п	№ пробы	δS^{34} , ‰	№ п/п	№ пробы	δS^{34} , ‰
1	УК103а	+2.9	11	J-11	+1.6
2	УК103б	+2.0	12	J-12	+1.7
3	УК103в	+1.4	13	ЯК-5б2	0.0
4	ЯК-3б	+0.5	14	ЯК-3а	-0.7
5	ЯК-5б1	-1.6	15	УК101б	+0.2
6	ЯК-5а	-2.5	16	ZR-4б	+1.0
7	УК101а	+0.4	17	УК101в	+0.5
8	95-B-1	0.0	18	ЯК-4а	+26.7
9	J-5	-1.6	19	95-B-1	0.6
10	J-9	-3.5	20	J-1	-1.0

Примечание. 1–3 – разрез гидротермальной трубы: 1 – колломорфное мельниковит-пиритовое бактериальное обрастание, 2, 3 – халькопирит (2) и пирит (3) из интерьера трубы; 4–12 – мельниковит-пиритовые бактериальные обрастания вокруг трубок вестиментифер; 13–16 – из матрикса, цементирующего вестиментиферы: 13, 14 – пирит, 15, 16 – сфалерит; 17–19 – минералы из полостей трубок вестиментифер: 17 – сфалерит, 18, 19 – пирит; 20 – пирит из брахиоподы. Пробы 9–20 – из коллекции В. В. Зайкова, остальные – из коллекции автора и Р. Херрингтона.

Notes: 1–3 – section of hydrothermal tube: 1 – colloform melnicovite-pyrite bacterial coating, 2, 3 – chalcopyrite (2) and pyrite (3) from tube interior; 4–12 – melnicovite-pyrite bacterial coating around vestimentifera tubes; 13–16 – from matrix, cemented vestimentifera: 13, 14 – pyrite, 15, 16 – sphalerite; 17–19 – minerals from cavities of vestimentifera tubes: 17 – sphalerite, 18, 19 – pyrite; 20 – pyrite from brachiopod. 9–20 samples – from collection of V. V. Zaykov, the rest – from author's and R. Herrington's collection.

нитей кремнеземом и баритом, очевидно, не случайно. В последнее время на примере современных «черных курильщиков» доказано, что присутствие биологического субстрата стабилизирует кремнезем-баритовую седиментацию [Cook, Stakes, 1995].

Можно было бы предположить, что сульфидные строматолиты – продукты псевдоморфного замещения карбонатных строматолитов. Действительно, в основании одного из бактериальных обрастаний внутри трубки вестиментиферы были обнаружены карбонатные колонии, напоминающие эпифитоны. Однако на эти колонии нарастали слои сульфидов без признаков замещения карбонатов пиритом. Лишь в некоторых случаях наблюдались признаки растворения «эпифитонов» и замещения их кварцем [Зайков и др., 1995]. В целом, легкий изотопный состав углерода в корке из сульфидных строматолитов показывает, что исходным субстратом служило органическое вещество, а не карбонаты нормально-морских известняков, имеющие гораздо более тяжелый изотопный состав углерода (см. табл. 9). Более того, замещение известняков марказитом, постоянным компонентом суль-

фидных строматолитов, в принципе невозможно. Непременное при этом участие карбонатов в химических реакциях приводило бы к появлению щелочных условий, неблагоприятных для образования марказита [Murowchick *et al.*, 1986].

Таким образом, формирование придонных колломорфных корок, широко представленных на южноуральских колчеданных месторождениях, связано с жизнедеятельностью бактерий. Локальное пригидротермальное смещение H_2S , O_2 и SO_4^{2-} в слабокислых условиях обеспечили сосуществование сульфид-окисляющих и сульфатредуцирующих бактерий, благоприятствующий быстрому росту строматолитов.

4.5. Роль гидротерм в жизни глубоководных оазисов

Состав гидротерм и бактериальный метаболизм. Существование глубоководных оазисов предполагает использование бактериями энергетического потенциала восстановленных соединений – H_2S , CH_4 , H_2 , NH_3 , поступающих с гидротермами или газовыми эманациями [Karl, 1995; Tunncliffe, 1991]. Основной строительный материал процессов хемосинтеза CO_2 также составляет значительную часть газов гидротерм современных «черных курильщиков». Все эти газы обнаруживаются в рудах и метасоматитах колчеданных месторождений Урала (рис. 93) [Василенко, 1984; Андрианова и др., 1992; Масленников, 1994в]. Характерное для глубоководных экосистем явление хемотрофии – использование химической, а не световой энергии для ассимиляции углекислоты, активно обсуждается в мировой научной литературе.

Применительно к полученным нами данным по бактериальным сообществам, опираясь на принцип трофического актуализма, рассмотренный в наших работах [Кузнецов и др., 1993], можно представить следующую модель взаимодействия гидротерм и устьевой биоты. Главным компонентом гидротерм является H_2S . Терпимость пригидротермального бентоса к H_2S , токсичному для других высокоорганизованных организмов, объясняется двумя причинами. Первая причина обусловлена адаптациями организмов на биохимическом уровне. В частности, кровь вестиментифер содержит крупные молекулы гемоглобина, устойчивые к воздействию H_2S [Лобье, 1990]. Другая причина – детоксикация сероводорода бактериальными эндосимбионтами. Сероводород, например, является донором электронов для сероокисляющих бактерий, в изобилии населяющих гидротермальные оазисы. В мелководных прибрежных и умеренно глубоководных обстановках сероводород получается в результате редукции тиосульфатов и сульфатов и анаэробной ферментации серосодержащего органического вещества гетеротрофами или хемолитотрофами [Bak, Sypionka, 1987]. Сероводород, присутствующий в большинстве гидротермальных флюидов, образовался в резуль-

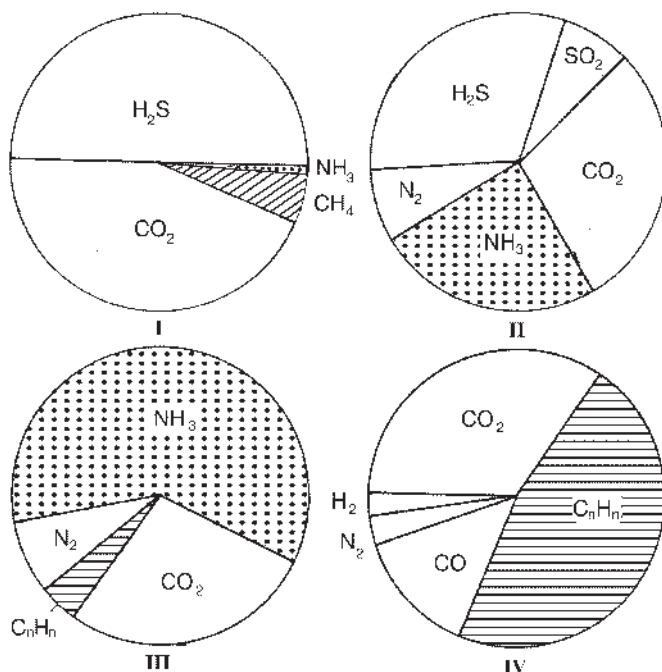


Рис. 93. Соотношения газов в современных гидротермах «черных курильщиков» (I) и в сульфидных трубах (II), строматолитах (III) и оруденелых вестиментиферах (IV) из колчеданных месторождений Южного Урала.

Местоположение: I – Восточно-Тихоокеанское поднятие 13° с. ш. [Гидротермальные..., 1992]; II, III – Октябрьское месторождение: II – нижняя часть рудного тела № 3, III – слоистая пачка над рудным телом № 3; IV – биоморфные руды из линзы № 3 Ново-Сибайской залежи. Пробы из коллекции автора.

Fig. 93. Ratio of gases in modern hydrotherms of «black smokers» (I) and sulphide tubes (II), stromatolites (III) and sulphidized vestimentiferans (IV) from the massive sulphide deposits of South Ural.

Setting: I – East-Pacific Rise at 13° n.l. [Gidrotermalnie..., 1992]; II, III – the Oktyabrskoye deposit: II – lower part of № 3 ore body, III – layered packet over № 3 ore body; IV – biomorphic ores from № 3 lens of Novy Sibay deposit.

тате термического восстановления морской воды при взаимодействии ее с нагретыми базальтами [Von Damm, 1990]. Большинство сероокисляющих бактерий требуют присутствия O_2 как акцептора электронов. Однако, в сероводородных гидротермальных флюидах кислород, как правило, отсутствует. Этот оксидант имеется в наличии только на тех участках, где смешиваются гидротермальные и окружающие морские воды. В последнем случае оптимальный рост сероокисляющих бактерий около глубоководных гидротер-

мальных выходов ограничен пространством между окислительными и восстановительными условиями [Karl, 1995].

Многие современные сульфатредуцирующие бактерии в качестве источника энергии используют не только органическое вещество, но и H_2 . Хемолитогетеротрофы в изобилии имеются в гидротермальных источниках. Вероятно, эту же функцию могли иметь и сульфатредуцирующие бактерии, признаки жизнедеятельности которых, представленные фрамбоидальным пиритом, встречаются на многих колчеданных месторождениях Урала и других регионов. Гидротермы являются поставщиком такого важного реагента метаболизма бактерий как фосфор. Хотя первые определения содержаний фосфора в гидротермах современных «черных курильщиков» не выявили ни его существенного обогащения, ни обеднения относительно морской воды, предполагается, что его концентрации в плюме могут достигать существенных значений за счет быстрого охлаждения флюидов [Karl, 1995]. Вероятно, скорость поступления химически активного фосфора может оказаться более важной для бактериального сообщества, чем его концентрация. Расчеты подтверждает значительный вынос фосфора из подрудных толщ уральских колчеданных месторождений [Рудницкий, 1988; Сурин, 1993]. Нашими исследованиями впервые было показано концентрирование фосфора в сульфидных песчаниках и околорудных осадках, содержащих микрофоссилии (рис. 94) [Масленников, 1986, 1991].

Негативное значение гидротерм для развития бентоса могло бы заключаться в поставке мышьяка – основного ингибитора фосфора. Содержания его в гидротермах (2.2–80 мг/л) в 10–400 раз превышают таковые в морской воде (0.2 мг/л) [Лисицын и др., 1990]. Однако многие бактерии, особенно метаногенные, могут присоединять мышьяк, токсичный для других живых организмов, в виде арсенософфолипидов клеточных мембран [Вредные..., 1989]. Это подтверждается фактами концентрирования минералов As в бактериальных «матах» гидротермальных полей хребта Горда [Zieberg and Shiftman, 1990], а также сульфидными строматолитами Сибайского и Яман-Касинского месторождений. Очевидно, состав флюидов существенно влияет на особенности состава экосистемы. Об этом свидетельствуют таксономические особенности экосистем современных и древних сипов, поставляющих преимущественно CH_4 и H_2 [Tunncliffe, 1991].

Роль температуры и давления. Эксперименты с бактериями показывают, что скорость бактериального метаболизма варьирует в зависимости от температуры среды. Например, отдельные виды сульфатредуцирующих бактерий проявляют склонность к термофилии, галлофилии и, возможно, барофилии, так как им приходится существовать при давлении 1000 атм в глубоководных желобах океана. Бактериальные сообщества современных «черных курильщиков» образованы как термофильными, так и мезофиль-

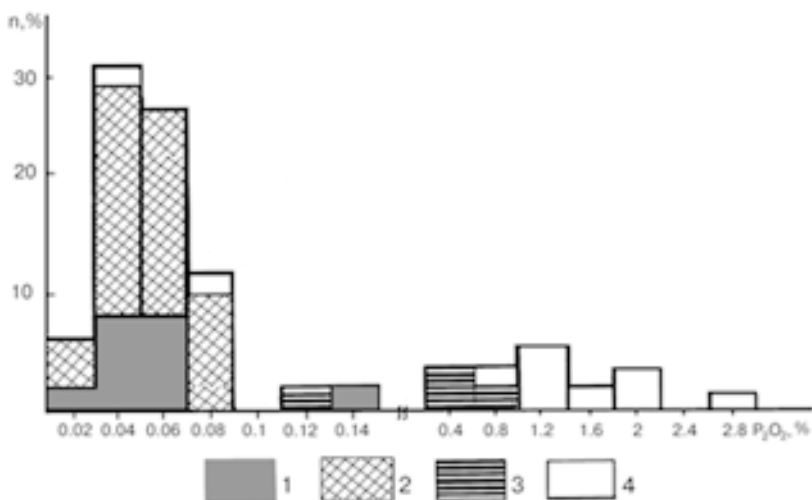


Рис. 94. Гистограмма содержания фосфора в колчеданных рудах из различных частей Ново-Сибайской залежи.

1, 2 – центральная часть: 1 – оруденелые биостромы, 2 – оруденелый органогенный детрит; 3 – периферическая часть (выклинки пластообразных апофиз), сложенная проксимальными сульфидными турбидитами; 4 – удаленные фации, представленные дистальными сульфидными турбидитами, содержащими проблематичные микрофоссилии.

Fig. 94. Histogram of phosphorus content in massive sulphide ores from different parts of the Novy Sibay deposit.

1, 2 – cenral part: 1 – sulphidized biostromes, 2 – sulphidized organic detritus; 3 – peripheral part (wedging out of layered tongues), composed from proximal sulphide turbidites; 4 – removed facies, represented by distal sulphide turbidites, containing unresolved microfossils.

ными микроорганизмами, возможность нахождения которых ограничена повышенными температурами гидротермального плюма (20–50 °C). Некоторые термофильные археобактерии, населяющие «черные курильщики», живут при температурах выше 100 °C [Baross, Demming, 1995]. Большинство гидротермальных микроорганизмов, попадающих в окружающие холодные морские воды, уменьшают скорости метаболизма, стареют или умирают [Karl, 1995]. Многие виды вестиментифер, известные, главным образом, около «черных курильщиков», в последнее время обнаружены и в холодноводных экосистемах, содержащих сульфидную минерализацию [Tunnicliffe, 1991]. Тем не менее, наиболее благоприятны для развития оазисов жизни высокотемпературные условия, так как концентрация H₂S, CH₄, H₂, Mn²⁺, Fe²⁺ и CO₂ – компонентов, необходимых для бактериального хемосинтеза, положительно коррелирует с температурой гидротерм.

Для образования высокотемпературных гидротерм необходимы высокие гидростатические давления [Иванов, 1966; Large, 1977; Краснов, 1987]. Однако последние не только косвенно влияют на возможность создания благоприятных условий для гидротермальных оазисов, но, как было показано последними работами, ускоряют метаболизм барофильных бактерий, присутствующих на «черных курильщиках». Скорость окисления, например CH_4 , метанотрофными бактериями при увеличении давления с 1 до 2500 атм возрастает в 3 раза [de Angelis et al., 1991].

В связи с разработкой гидротермальной модели происхождения жизни высказываются предположения о возможности превращения термальной энергии в высокоэнергетические химические связи во время быстрого охлаждения флюидов, и что крутые термические и химические градиенты в этой окружающей среде могли способствовать формированию комплексных органических молекул [Graham et al., 1992]. Однако модель этого явления не приводится.

Анализ зональности рудных залежей и сульфидных труб позволяет нам предложить *термоэлектрическую* гипотезу поддержания жизни в гидротермальных системах. Сульфидные трубы состоят из двух частей: внутренняя часть представлена полупроводниками n-типа, наружная – полупроводником p-типа, что все вместе представляет собой гигантский диод. Обрастание полупроводников n-типа (халькопирит) коркой полупроводника p-типа (мельниквит-пирита) создает возможность возникновения эпитаксиального n-p-перехода. Нарращивание слоев одного полупроводника на поверхность другого, осуществляющееся при высоких температурах, может приводить к взаимной диффузии примесей и изменению свойств гетероперехода [Пасынков и др., 1981].

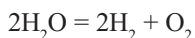
Внутренняя и нижняя части трубы нагревались до температур более 300–400 °С, тогда как температура наружной поверхности не превышала 70–100 °С, снижаясь до температуры окружающей среды (2 °С в современных океанах). Сульфидная труба, таким образом, является природным аналогом термоэлемента, имеющего два полых цилиндра – внутренний и внешний, состоящих из полупроводников n- и p-типа. Тепловые градиенты, возникающие в полупроводниках, создавали возможность появления термо-э.д.с. Явление термо-э.д.с., обусловленное диффузией носителей заряда от горячих слоев полупроводников к холодным, известно в физике как эффект Зеебека. Так, в полупроводниках n-типа (внутренняя зона) к холодному концу будут диффундировать электроны, тогда как в проводниках p-типа у холодной поверхности будут «концентрироваться» дырки.

Электрическая энергия может участвовать в синтезе сложных органических соединений, однако для развития бактерий достаточно более мягкие источники энергии. В частности, для фотосинтезирующих бактерий, широ-

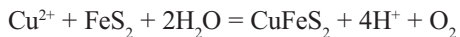
ко распространенных на мелководье и на субаэральных гидросольфатарных полях, основным источником энергии являются кванты световой энергии – фотоны. Теоретически, сульфидные постройки, генерирующие электрическую энергию, могут быть источниками энергии, необходимой для бактериального метаболизма.

В целом, нагретые тела излучают электромагнитные волны. Это излучение осуществляется за счет преобразования энергии теплового движения частиц тела в лучистую энергию [Яворский, Детлаф, 1974].

Гидротермальная модель, основанная на синтезе аминокислот, необходимых для зарождения жизни, предусматривает необходимость привлечения фотосинтетического кислорода, приносимого морской водой с океанической поверхности [Graham, 1992]. Вместе с тем, проблему появления кислорода можно решить, дополнив термоэлектрическую модель гипотезой его образования в результате расщепления воды под действием электрического тока, то есть при электролизе растворов по схеме:



Внутри наружной пиритовой корки трубы возможна следующая реакция, которая подтверждается замещением пирита халькопиритом:



Электрохимическое выделение кислорода и дополнительной энергии может служить благоприятным фактором для развития аэробных организмов.

Характер поступления гидротерм. Для процветания бентосной фауны наиболее благоприятным является струйное поступление гидротерм с турбуленцией потоков, обеспечивающей нейтрализацию растворов, смешение гидротермальных газов H_2S , CO , NH_3 с кислородом морской воды, который необходим для жизнедеятельности организмов [Tunnicliffe, 1991]. Струйное поступление гидротерм было характерно для сульфидных построек Яман-Касинского, Октябрьского месторождений, в которых обнаружены хорошо сохранившиеся остатки труб «черных курильщиков» [Масленников, 1986, 1991; Масленников и др., 1997б], а также для месторождений Кипра, содержащих реликты труб «черных курильщиков».

По мере роста и гипергенного разрушения «черного курильщика» струйный характер поступления гидротерм может сменяться диффузным или сочетаться с ним в пространстве и времени. Фауна может оставаться на флангах сульфидных холмов. Современными примерами такой обстановки являются сульфидные постройки гидротермального поля Снейк-Пит [Fouquet et al., 1993], сложенные пирротиновыми диффузерами. Во время диффузного поступления гидротерм, очевидно, образовались многие колчеданные залежи Южного Урала. Наиболее выразительным примером является пирротин-

новая залежь № 4 (нижний уровень) Узельгинского месторождения. Пирротиновые руды не содержат фауны, однако единичные фрагменты оруденелых трубчатых червей были обнаружены нами среди пиритовых песчаников на южной выклинке рудной залежи.

Диффузными постройками, состоящими из многочисленных мелких рудопроводящих трубок, являются медно-цинковые колчеданные и пирротиновые залежи месторождений Ирландии (Сильвермайн), с которыми ассоциировали мелкие трубчатые черви [Graham et al., 1992]. Переходным типом по характеру поступления гидротерм является Ново-Сибайская залежь, представленная пакетом холмообразных линз. Сульфидные трубы на этом месторождении пока не обнаружены. Однако, наблюдаются многочисленные поры, напоминающие подводные полости рудных залежей. Мелкие трубчатые черви встречались в кровле рудных линз, тогда как обнаруженные моллюсково-вестиментиферовые биостромы тяготели к флангу сульфидного холма, где полихеты не обнаружены.

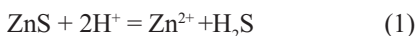
Таким образом, для развития на колчеданосных палеогидротермальных полях Уральского палеоокеана обильных глубоководных оазисов жизни благоприятными являлись активные гидротермальные условия среды обитания. Они способствовали появлению бактериальных аномалий, необходимых для роста сульфидных строматолитов, а также для поддержания жизнедеятельности околорудных вестиментифер, полихет и моллюсков. Основным фактором при этом является состав гидротермального источника, дополнительными – температура и характер поступления гидротерм.

4.6. Влияние гальмиролиза на экологию и сохранность устьевой биоты

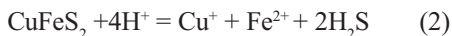
Биодеградация сульфидов хорошо изучена применительно к наземным условиям и на сульфидных рудниках. Было показано, что бактерии являются катализаторами, увеличивающими скорость реакций окисления и кислотного выщелачивания сульфидов на 2–3 порядка. Исследования последних лет, направленные на изучение роли бактерий в окислении сульфидных «черных курильщиков» и участия их в развитии пригидротермальных экосистем, являются приоритетными [Wirsen et al., 1993; Juniper, Tebo, 1995]. Влияние гальмиролиза на экогенез древних колчеданосных гидротермальных полей рассматривалось пока лишь в работах автора [Масленников, 1996а].

Гальмиролиз и реагенты для бактериального хемосинтеза. Роль гальмиролиза как возможного процесса, приводящего к дополнительному поступлению восстановленных газов H_2S и H_2 , необходимых для бактериального хемосинтеза, пока еще недостаточно освещена в отечественной

и зарубежной научной литературе. Тем не менее, появление этих газов, возможно при кислотном выщелачивании сфалерита:

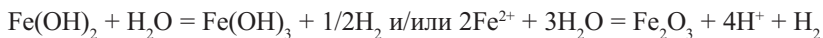


Быстрое выделение сероводорода по реакции (1) подтверждено экспериментально [Листова, Бондаренко, 1969]. Так как сфалерит – самый неустойчивый минерал в зоне кислотного выщелачивания, то эта реакция происходила в основном на ранней стадии гальмиролиза сульфидных руд, когда еще имелось существенное количество сфалерита. По мере исчезновения сфалерита становится возможным кислотное выщелачивание халькопирита по реакции:



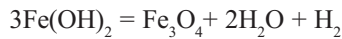
Теоретически выделение сероводорода при гипергенном выщелачивании халькопирита вполне возможно [Ohmoto, 1996]. Однако быстрое выделение сероводорода при реакции (2) не подтверждено экспериментально. После выщелачивания халькопирита становится возможным кислотное выщелачивание пирита с частичным замещением его кремнеземом. Выделение H_2S при этом в природных условиях маловероятно, так как требует первоначального восстановления $(\text{S}^-)_2$ до S^{2-} . Пирит выделяет сероводород в процессе промышленной переработки только при взаимодействии с концентрированными кислотами, например, HCl [Шпетер, 1989]. Хемосорбционная пленка кислорода на поверхности зерен пирита [Зуев, 1990], вероятно, защищает его от реакций подобного рода. Таким образом, выделение сероводорода происходит в раннюю кислотную стадию гальмиролиза сфалерита и может обеспечивать сероводородно-кислородное дыхание, осуществляемое вестиментиферами и их эндосимбионтами. Появление сероводорода способствует развитию сероокисляющих бактерий, органическое вещество которых служит субстратом для сульфатредуцирующих бактерий, также продуцирующих сероводород и переводящих его в дисульфиды. На флангах колчеданоносных палеогидротермальных полей при смешении рудокластов с околорудными вулканокластическими осадками кислотное выщелачивание пирита сменялось его окислением с образованием гидроксидов железа и гематита.

На более *поздней* стадии гальмиролиза, характеризующейся полным окислением сульфидов, возможно выделение H_2 по реакциям [Молчанов, 1981; Ohmoto, 1996]:



В этих условиях процветали железоокисляющие нитчатые бактерии, не являющиеся эндосимбионтами вестиментифера. За счет поступления H_2 в условиях недостатка кислорода на некоторой глубине в рудоносном осадке развивались сульфатредуцирующие бактерии. Тем не менее, в этих услови-

ях могли существовать организмы, потребляющие бактерии посредством фильтрации: бивальвии, брахиоподы, гастроподы. По мере полного окисления сульфидов благоприятные условия для развития биоты исчезали. В восстановительных системах с двухвалентным железом повышение щелочности среды (например, за счет присутствия карбонатов) в результате приводит к разложению метастабильного $\text{Fe}(\text{OH})_2$ на магнетит, воду и водород:



Р. М. Гаррелс и Ч. Л. Крайст [1968] наблюдали, как при этой реакции водород выделялся в виде пузырьков до тех пор, пока процесс разложения не закончился. В щелочной среде все соли двухвалентного железа гидролизуются, а затем переходят в магнетит по описанной схеме [Молчанов, 1981]. В этих условиях процветали основные потребители H_2 – магнетотактические бактерии, активное участие которых в формировании магнетита доказано последними результатами изучения современных осадков и экспериментальными данными [Bazilinski et al., 1993]. Несколько другой сценарий гальмиролиза сульфидов и бактериального метаболизма происходил в аноксических бассейнах, содержащих избыток органических веществ (Красноморский рифт, Жайльминская внутриконтинентальная рифтогенная мульда в Казахстане, Черное море и др.). В этих условиях развивались анаэробные хемоорганогетеротрофы, более известные как сульфатредуцирующие бактерии [Скрипченко, 1972]. Эти бактерии выделяли сероводород. Однако, аноксические условия, вероятно, были неблагоприятны для развития рифтий и тевний, так как весь кислород расходовался на окисление избыточных органических веществ.

Состав субстрата и сохранность фауны. Сохранность фауны определяется агрессивностью подстилающего субстрата [Масленников, 1993; 1996а, б]. Адаптивная особенность современной гидротермальной фауны – высокие скорости роста (1 см в год для раковин), значительно превышают скорости кислотного растворения раковин. Действительно, на больших глубинах кислотности морских вод достаточно, чтобы за несколько десятков лет растворить раковины двустворок, и растворение начинается еще при жизни моллюска. Высокие скорости роста также отмечаются для вестиментифер [Лобье, 1990]. Поскольку скорость растворения карбонатов (кальцита и арагонита) во многом зависит от рН растворов, то существуют такие предельные значения рН, при которых скорость растворения раковин превышает скорость их роста.

Одним из факторов понижения рН могут быть процессы гальмиролиза пирита. В присутствии других сульфидов, например, пирротина и сфалерита, пирит не растворяется, и субстрат некоторое время может быть благоприятным для заселения бентосом. По нарастанию кислотности субстрата

**Изотопный состав карбонатов из пород и руд
колчеданных месторождений Южного Урала**
Isotopic composition of carbonate in rock and ore
of South Urals' massive sulphide deposits

№ п/п	№ пробы	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ CaCO_3 РДВ	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ CaCO_3 SMOW	№ п/п	№ пробы	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ CaCO_3 РДВ	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ CaCO_3 SMOW
1	1511	-2.7	+21.7	11	154-280	-2.5	+14.6
2	с-83-13	-2.5	+14.0	12	РС-1	-0.1	+20.0
3	2072-01	-4.6	+15.0	13	2768-1.5	-0.7	+14.7
4	2072-02	-4.7	+14.4	14	5874-434	+5.0	+18.5
5	С-1	-6.5	+14.7	15	5874-323	+6.5	+18.2
6	8006-9	-19.5	-	16	5837	+4.2	+17.5
7	ОКТ-Гр	-18.6	-	17	КАР-2	+4.1	+17.9
8	3339	-18.7	-	18	144Г	+2.0	+19.2
9	150-2	-13.2	+12.6	19	К-94-1а	+5.6	+32.2
10	5987-73	-0.5	+16.3	20	К-94-1б	+11.3	+33.2

Примечание. 1–5 – Ново-Сибайское месторождение: 1 – сидерит и 2 – кальцит из центральной части колчеданной залежи, 3 – пирит и кальцит из осевой части трубок вестиментифер, 4 – пиритизированная эпитека вестиментифер с примесью кальцита, 5 – кальцит из хлорит-карбонатной конкреции в пиритовых песчаниках; 6 – кальцит и барит из кварц-хлорит-гематитовых госсанитов – продуктов субмаринного окисления колчеданных руд Молодежного месторождения; 7–8 – барит Октябрьского месторождения: 7 – из осевой части залежи № 3, 8 – из вулканомиктовых песчаников на удалении от залежи; 9 – из джасперитов подрудной толщи Ново-Сибайского месторождения; 10–13 – околорудные доломиты из Александринского (10), Кызыл-Таштыгского (11), Ридер-Сокольного (12) и Талганского (13) колчеданных месторождений; 14–18 – надрудные известняки Узельгинского (14–17) и Сибайского (18) колчеданных месторождений; 19, 20 – кальцит глубоководных кораллов из хребта Рекиянес [Стрижов, Масленников, 1991].

Note: 1–5 – Novo-Sibaiskoye deposit: 1 – siderite and 2 – calcite from central part of massive sulphide deposit; 3 – pyrite and calcite from axial part of vestimentifera tubes, 4 – pyritized epitheca of vestimentifera with admixture of calcite, 5 – calcite from chlorite-carbonate concretions in pyrite sandstones; 6 – calcite and barite from quartz-chlorite-hematite gossanites – products of submarine oxidation of massive sulphide ores of Molodezhnoye deposit; 7–8 – barite from Oktyabrskoye deposit: 7 – from axial part of № 3 deposit, 8 – from volcanoclastic sandstones in the moving off deposit; 9 – from jasperites of sub-ore stratum of Novo-Sibaiskoye deposit; 10–13 – near-ore dolomites from Alexandrinskoye (10), Kizil-Tashtig (11), Rider-Sokolnoye (12) and Talganskoye (13) massive sulphide deposits; 14–18 – supra-ore limestones of Uzelginskoye (14–17) and Sibaiskoye (18) massive sulphide deposits; 19, 20 – calcite from deep-water corals from Reykjanes Ridge [Стрижов, Масленников, 1991].

выстраивается ряд, подтвержденный определением рН суспензий сульфидных руд: пирротиновые и сфалеритовые (5–7.5), халькопирит-пиритовые (3.5–5), пиритовые (2.5–4). Таким образом, одной из причин отсутствия околорудных бентосных экосистем является тип окисляющегося придонного субстрата: пирротиновый, сфалеритовый, халькопиритовый, пиритовый.

По мере развития гальмиролиза и выщелачивания моносльфидов субстрат становился все более агрессивным, и поэтому на кластогенных обломочных рудах фауна, залегающая *in situ*, не обнаруживается.

Сульфидные строматолиты и фауна, имеющие хорошую сохранность, встречаются исключительно в слабозрушенных сульфидных холмах. В более зрелых, подвергнутых полному разрушению и гальмиролизу, пластобразных колчеданных залежах сульфидные строматолиты и оруденелая фауна имеют плохую сохранность или не встречаются.

Кислая среда угнетает развитие сульфатредуцирующих бактерий, а в более щелочной интенсивность сульфатредукции возрастает, но снижается жизнедеятельность сероокисляющих бактерий. Тем не менее, недавнее изучение бактериальных «матов», собранных с поверхности сульфидных холмов полей ТАГ и Снейк Пит (Срединно-Атлантический хребет), показало способность некоторых облигатных хемоавтотрофных нитчатых бактерий окислять пирит и при субнейтральных условиях [Wirsén *et al.*, 1993]. Слабокислые и субнейтральные условия гальмиролиза были наиболее благоприятны для одновременного процветания сульфатредуцирующих и сероокисляющих бактерий с одновременным обрастанием поверхности бентоса колломорфными пиритовыми покрытиями.

После отмирания и кислотного выщелачивания тел вестиментифер, бивальвий, моноплакофор и брахиопод, полости заполнялись кремнисто-сульфидными осадками или зарастали кварцем, баритом, сульфидами. Первично сульфидная «колломорфная» бактериальная оболочка хорошо сохранялась [Кузнецов *и др.*, 1988; Масленников, 1993]. Эти же процессы придонной фоссилизации были характерны и для организмов современных устьевых биот [Авдонин, 1994; Cook, Stakes, 1995; Little *et al.*, 1996]. Гипотезе метасоматического образования колчеданных руд по известнякам противоречат не только признаки фоссилизации руд по схеме «обрастание» → заполнение, но и данные по изотопному составу углерода в рудных карбонатах. Известняки характеризуются положительными значениями δC^{13} , а внутрирудные карбонаты – отрицательными (табл. 10).

Таким образом, сопряженность гидротермальных восстановительных и гипергенных окислительных условий на колчеданоносных палеогидротермальных полях благоприятствовала появлению бактериальных аномалий, необходимых для поддержания жизнедеятельности и обеспечения сохранности околорудного макробентоса. По мере затухания гидротермальной деятельности, нарастания интенсивности гальмиролиза и с удалением от колчеданоносных палеогидротермальных полей сульфидные бентосно-бактериальные экосистемы исчезали. Процесс развития экологических отношений между организмами, а также между ними и средой обитания (экогенез), заключается в возникновении на первой стадии пригидротермального галь-

миролиза субнейтральных восстановительных условий, благоприятных для совместного развития сероокисляющих и сульфатредуцирующих бактерий. Субнейтральные условия поддерживались сфалеритовыми или пирротиновыми буферами. Именно в этих условиях появлялись бактериальные аномалии, необходимые для роста сульфидных строматолитов и жизнедеятельности околорудного бентоса. По мере полного растворения железистого сфалерита и пирротина и нарастания в связи с этим кислотности среды, сульфатредуцирующие бактерии, неустойчивые в кислых средах, исчезали. Некоторая часть их концентрировалась на удаленных выклинках палеогидротермальных полей, где сохранялись субщелочные условия, неблагоприятные для развития ацидофильных бактерий. Дальнейшее окисление сульфидов приводило к исчезновению сульфатредуцирующих бактерий. Лишь местами на флангах палеогидротермальных полей процессы полного окисления сульфидов происходили при участии железобактерий.

Следовательно, благоприятным фактором для развития сульфидофильных вестиментифер – рифтий и тевний – были условия раннего, синхронного с гидротермальной деятельностью, гальмиролиза руд. Заселение моллюсками пригидротермальной зоны, по-видимому, больше определялось количеством бактериального субстрата, необходимого для прямого питания. Вместе с тем, для моллюсков нельзя исключать возможности бактериального эндосимбиотического энергетического обмена [Лобье, 1990]. Дальнейший процесс развития экологических отношений обусловлен сменой сероводородных восстановительных высокотемпературных обстановок низкотемпературными водородными или метановыми зонами сиппинга с формированием холодноводных карбонатных экосистем.

ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОСНЫХ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

5.1. Модель рудной и околорудной седиментации

Теоретической базой для модели послужили общие генетические представления, рассмотренные в работах А. Н. Заварицкого, С. Н. Иванова, В. И. Смирнова, В. А. Прокина, Т. Н. Шадлун, Н. С. Скрипченко, В. П. Логинова, В. В. Зайкова, А. Г. Злотника-Хоткевича, И. Б. Серавкина, В. Ф. Рудницкого, И. А. Богуша, В. В. Авдонина, Л. Н. Овчинникова, Э. Н. Баранова, Т. Н. Сурина, А. И. Айнемера, В. Е. Попова, С. Г. Краснова, А. Г. Твалчредидзе, Р. Ларжа, Г. Константиноу, Д. Франклина, Д. Лайдона, Д. Сангстера, Х. Омото.

Выявленные признаки сходства древних сульфидных построек из уральских колчеданных месторождений с ныне действующими «черными курильщиками» [Зайков, Масленников, 1987; Зайков, 1991; Масленников, 1991] позволяют использовать для создания модели рудной и околорудной седиментации результаты прямых наблюдений за формированием современных океанических колчеданоносных гидротермальных полей, изложенные в работах А. П. Лисицына, Ю. А. Богданова, а также многих зарубежных исследователей [Эдмонд, Дамм, 1983; Рона, 1986; Hekinian et al., 1980; Hekinian, Fouquet, 1985; Haymon, 1983; Tompson et al., 1988; Cook et al., 1995; Wirsén et al., 1993; Juniper et al., 1992; Fouquet et al., 1988, 1993; Halbach et al., 1995; Halbach, Pracejus, 1993; Marchig et al., 1988; Graham et al., 1988; Koski et al., 1988; Peter et al., 1988].

Не повторяя всех элементов общей модели колчеданообразования, отметим, что основными геодинамическими обстановками формирования колчеданных месторождений являются относительно глубоководные (более 1 км) зоны срединно-океанического, внутридугового и задугового спрединга. Колчеданные месторождения размещаются в локальных асимметричных и симметричных рифтовых долинах и внутриосевых кальдерах стратовулканов. Главенствующую роль в формировании рудоносных гидротерм играет рециклинг [Large, 1977]. Значительный объем высокотемпературных (более 270 °С) флюидов мог образоваться в результате проникновения морской

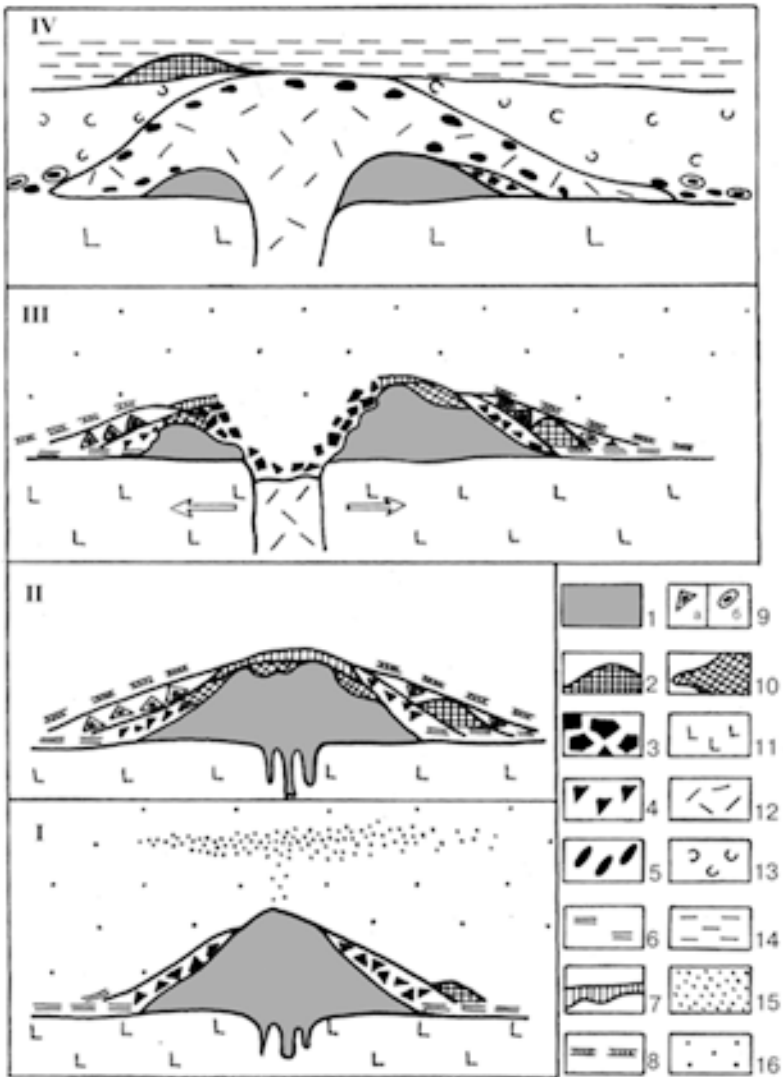


Рис. 95. Стадии формирования придонной сульфидной постройки: I – гидротермальная, II – окисления, III – разрушения, IV – захоронения (составили В. В. Маслеников, В. В. Зайков).

1, 2 – продукты гидротермального рудоотложения: 1 – медно-цинково-колчеданные, 2 – железисто-кремнистые; 3–5 – продукты дезинтеграции: 3 – раздробленные руды в бортах разрывов, 4 – рудокласты эдафогенные, 5 – то же, резургентные; 6–9 – окисдно-железистые продукты окисления: 6 – сульфидных «дымов», 7 – колчеданных руд, автохтонные, 8 – то же, аллохтонные, 9 – рудокластов эдафогенных (а) и резургентных (б); 10 – борнит-ковеллиновые

воды по многочисленным субпараллельным расколам вдоль зон спрединга до малоглубинных магматических очагов. Взаимодействие морских вод с магматическим расплавом апикальной части очагов приводило к выносу из магмы и раскаленных вмещающих пород железа, меди, цинка и других рудных элементов. Возможность таких процессов доказывается многочисленными экспериментами по кратковременному взаимодействию базальтов с морской водой [Эдмонд, Дамм, 1983; Харин, Чечко, 1984; Курносов, 1986]. Следует заметить, что природные процессы взаимодействия базальтовых магм и морской воды должны быть более продолжительными, что, вероятно, приводило к высокотемпературному метасоматическому преобразованию, плагиогранитизации базальтов и переплавлению апобазальтовых метасоматитов в кровле базальтовых малоглубинных магматических очагов. Реальность этих процессов доказана экспериментальными [Анфилогов, Пуртов, 1976; Пуртов и др., 1997] и петрографическими данными, а также расчетами выноса и поступления в зону рудоотложения основного количества металлов [Прокин, 1981].

Для более полного представления седиментационной модели формирования колчеданоносных палеогидротермальных полей целесообразно реконструировать взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов в динамике геологического развития локальной рудно-магматической системы. Конкретным выражением последней может быть элементарный гидротермально-эруптивный цикл. Формирование одного рудоносного цикла можно подразделить на четыре основных стадии: 1) гидротермального рудоотложения и эдафогенного разрушения; 2) полного окисления; 3) eruptивного разрушения; 4) захоронения (рис. 95).



продукты окисления; 11–16 – лавы, осадки и взвеси: 11 – лавы и экструзии дорудные, 12 – то же, пострудные, 13 – гиалокластиты, лавокластиты и тефроиды, 14 – флишоидные слоистые пачки с железисто-кремнистыми осадками, выпавшими из мутьевых облаков (пелитолиты и яшмы), 15 – сульфидные «дымы», 16 – мутьевые железисто-кремнистые облака.

Fig. 95. Formation stages of seafloor sulphide mound: I – hydrothermal, II – of oxidation, III – of destruction, IV – of burial (after V. V. Maslennikov and V. V. Zaykov).

1, 2 – products of hydrothermal ore-deposition: 1 – massive copper-zinc sulphide, 2 – ferruginous-siliceous; 3–5 – products of disintegration: 3 – crushed ores in boards of fractures, 4 – oreclasts edaphogene, 5 – the same, resurgent; 6–9 – oxide-ferruginous products of oxidation: 6 – of sulphidic «smokers», 7 – of massive sulphide ores, autochthonous; 8 – the same, allochthonous; 9 – of edaphogene (a) and resurgent (6) oreclasts; 10 – bornite-covellite products of oxidation; 11–16 – lavas, sediments and suspensions: 11 – lavas and pre-ore extrusions, 12 – the same, post-ore; 13 – hyaloclastites, lavoclastites and tephroides; 14 – flysch layered strata with ferruginous-siliceous sediments, fell out from turbidity «clouds» (lutites and jaspers), 15 – sulphide «smokers», 16 – turbidity ferruginous-siliceous «clouds».

На *первом* этапе происходили рост и разрушение сульфидных труб. История роста труб крайне сложна и включает множество стадий минерализации, нагревания, остывания, запечатывания и гальмиролиза. Тем не менее, несомненное сходство зональности древних и современных сульфидных труб указывает на единство процессов минералообразования независимо от возраста «черных курильщиков». Единая концепция, касающаяся роста и гальмиролиза сульфидных труб, может быть представлена следующим образом.

Разрастание первичной ангидритовой или опаловой скорлупы, окружающей гидротермальную струю, происходило в двух противоположных направлениях: канал трубы зарастал изокубанитом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом (вюртцитом) и кварцем; экстерьер трубы обрастал дендритовидным, ботриоидальным и колломорфным мельниковит-пиритом. Дендритовидные структуры показывают, что минералообразование происходило быстро [Бортников и др., 1993]. Присутствие в «колломорфном» пирите барит-кварцевых реликтов бактериальных нитей указывает на участие микроорганизмов в осаждении сульфидов. Очень важно, что такие колломорфные сульфиды встречаются не только вокруг труб, но и в различных участках кровли рудных тел. Предполагается, что трубчатые сульфидные черви активно участвуют в процессах бактериальной биоминерализации сульфидных труб [Juniper et al., 1992].

При смешении гидротермальных флюидов и морской воды внутри пористых стенок труб происходило замещение мельниковит-пирита субгидральной марказитом, марказита халькопиритом, халькопирита борнитом и ковеллином, теллуридов сульфотеллуридами и самородным теллуrom, и в это же время пористые участки труб заполнялись опалом и сфалеритом. По мере затухания гидротермальной деятельности колломорфные корки рассыпались или замещались лимонитом и гематитом [Hekinian et al., 1980]. Под действием сейсмических толчков трубы обрушались. Весь рудокластический материал скапливался в виде холма. При последующем диффузном просачивании гидротермальных растворов происходила цементация, залечивание и затягивание растрескавшихся палеогидротермальных труб.

По наблюдениям А. П. Лисицына, сульфидный холм нарастает по всей поверхности, буквально «дышит» и парит растворами, которые вырываются из боковых отверстий и маркируются скоплениями пригидротермальных организмов [Гидротермальные..., 1993]. Трубчатые черви в придонных условиях инкрустировались сульфидами и создавали, в ряде случаев, каркас для сульфидного холма [Cook, Stakes, 1995]. В это же время в условиях пригидротермального гальмиролиза происходил расцвет двух групп бактерий – сульфид-окисляющих и сульфатредуцирующих, что приводило к образованию сульфидных строматолитов (Яман-Касинское, Сибайское и другие поля).

Вырывающиеся из труб суспензии сульфидных «дымов» лишь частично оседали вокруг трубы, очевидно, во многом благодаря участию бактерий (Октябрьское поле). Сульфидный плюм, сложенный, главным образом, частицами пирротина, в меньшей степени, пирита и халькопирита, рассеивался и растворялся в водной толще с образованием окисных железистых флокулов, которые очень медленно оседали [Лисицын и др., 1990; Гидротермальные..., 1993]. Очевидно, часть выпавших в осадок сульфидных частичек окислялась на дне бассейна с соответствующим замещением известковистых осадков окисдно-железистым и марганцовистым веществом (Талганское поле).

Синхронно с ростом сульфидных холмов происходило их сейсмогравитационное обрушение с образованием шлейфа рудных коллювиальных и турбидитовых отложений.

История разрушения сульфидных холмов, отражается в регрессивно-прогрессивном строении рудокластических выклинок (Яман-Касинское, Сибайское, Александринское и другие поля). Так, дистальные рудные турбидиты, образующие нижнюю часть таких выклинок, осаждались на значительном расстоянии от первоначально небольшого сульфидного холма. В зрелую стадию, по мере его разрастания, скатывающийся грубообломочный рудокластический материал легко достигал первоначальных флангов палеогидротермального поля, где отлагался в виде коллювиальных брекчий и проксимальных турбидитов. По мере затухания гидротермальной деятельности и замедления скорости роста сульфидного холма по отношению к его эрозии снижалась потенциальная энергия, определяющая скорость движения автокинетических рудокластических потоков. На поздней стадии развития палеогидротермального поля происходило длительное окисление и рассыпание сульфидного холма с образованием сульфидных песков и алевролитов. Сейсмические сотрясения в этом случае не приводили к формированию обильного грубообломочного коллювия, и тонкий сульфидный песок переносился слабыми автокинетическими потоками на фланги пологого сульфидного холма.

«Чистые» от примесей рудокластические отложения при повторном гальмиролизе подвергались интенсивному растворению в морской воде. В зависимости от состава примесных осадков процессы растворения и минералообразования при повторном гальмиролизе рудокластических отложений протекали по-разному. В случае смешения сульфидов с углеродистыми осадками происходило концентрирование сфалерита и галенита. Примесь гиалокластогенного материала катализировала процессы замещения пирита и сфалерита халькопиритом. Увеличение рН в сульфидно-осадочных смесях объясняет обогащение сфалеритом, галенитом или халькопиритом по сравнению с «чистыми» рудокластитами. Примеси сульфидов

и органических веществ создавали благоприятные условия для придонного синтеза смектит-хлоритов. В том случае, когда примесные рудокласты имели пиритовый состав, гиалокластогенный материал подвергался интенсивному окварцеванию. При избытке органических веществ возникали фрамбониды пирита, запечатлевшие результаты жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий [Скрипченко, 1972].

На *второй* стадии развития колчеданосных палеогидротермальных полей образовывались автохтонные «железные шляпы» – продукты окисления кровли рудных залежей (Молодежное колчеданосное палеогидротермальное поле). Однако, стадия полного окисления сульфидных холмов, распространенная в современных океанах (например, на поле ТАГ), на колчеданных месторождениях иногда проявилась очень слабо (Чебачье колчеданосное палеогидротермальное поле) или не проявилась совсем. Автохтонные госсаны – характерный признак месторождений кипрского и оманского типов [Constantinou, Govett, 1972; Robertson, Hudson, 1973; Fleet, Robertson, 1980].

Полное окисление пирита и других сульфидов с образованием лимонита и гидрогематита происходило на флангах колчеданосных палеогидротермальных полей в осадках, бедных органическими веществами. В присутствии некоторого количества органических веществ, карбонатов и неустойчивых Fe^{2+} -смектитов образовывался магнетит. В это же время окислялись фрамбониды пирита, что, по-видимому, свидетельствует о затухании бактериальной сульфатредуцирующей деятельности на флангах гидротермальных полей и преобладании железобактерий (поле ТАГ в срединно-Атлантическом хребте).

В настоящее время на удалении от современных сульфидных холмов формируются железистые селадонит-нонтронитовые холмы, покрытые оксидно-железисто-марганцевыми корками (зона Галапагосского рифта). Реже на базальтовом основании встречаются кремнисто-железистые постройки, образовавшиеся в связи с низкотемпературной гидротермальной деятельностью. Если постройки первого типа на Урале еще не встречаются, то второй тип обычен как для рудоносных, так и для безрудных толщ [Зайкова, 1991; Зайков и др. 1993; Теленков, Масленников, 1995].

На *третьей* стадии развития гидротермально-эруптивного цикла новые мощные процессы растяжения морского дна приводили к образованию уступов и зияющих трещин-гьяров, заполнявшихся эдафогенным обломочным материалом. Синхронно с этим силикатный расплав, поступавший из магматического очага по открытым расколам, взаимодействовал с морской водой, дезинтегрировался и перемещался к поверхности, захватывая обвалившиеся обломки интрузивных, эффузивных, вулканогенно-осадочных пород и руд, в том числе оксидно-железистых образований.

Текущая по поверхности морского дна лава также могла разрушать остатки рудных холмов и поглощать рудокласты и оксидно-железистый материал нижней частью движущегося потока [Масленников, Зайков, 1991а, б]. Признаки происходивших в этот период процессов можно найти на Ташкулинском, Западно-Озерном, Молодежном и других месторождениях. Интенсивные сейсмо-тектонические толчки, сопровождавшие извержения, приводили к взмучиванию глинистых и оксидно-железистых илов с образованием мутьевых облаков в районах вулканической активизации. Облака этого типа выпадали в осадок при затухании вулканической деятельности (Октябрьское колчеданоносное палеогидротермальное поле).

Четвертый этап соответствует захоронению колчеданных залежей. Наиболее сложные процессы происходили в то время, когда рудное тело прорывалось и перекрывалось лавой, поступающей из зон раздвигов. Консолидация экструзивно-эффузивных тел сопровождалась аутометасоматическими преобразованиями, с которыми связаны процессы выщелачивания и переотложения сульфидного вещества из ксенорудокластов. Именно в этот период сформировались сульфидные, кварц-гематитовые и нерудные оторочки вокруг ксенолитов пород и руд, а также кварц-сульфидные сегрегации и псевдоморфозы этих минералов по нерудным включениям [Масленников, 1992].

В предложенной модели намечены лишь основные элементы взаимосвязи вулканизма, седиментации и рудообразования. Показано, что применяя актуалистический и историко-генетический методы, можно вплотную подойти к пониманию седиментологического контроля сульфидных отложений и на этой основе – к разработке литологических критериев прогнозной оценки колчеданных месторождений.

5.2. Седиментологический контроль колчеданного оруденения

Считается, что литологический контроль оруденения – это общая обусловленность локализации руд какими-либо литологическими факторами. К таким факторам, в частности, относятся физические или физико-химические свойства пород, благоприятные для оруденения [Геологический..., 1973]. Это определение рассчитано на установление прямых связей между составом осадочных пород и замещением их эпигенетическим оруденением. Примерами такой зависимости могут служить Талганское и другие колчеданные месторождения, в которых коллекторами сульфидной минерализации являлись джаспериты [Злотник-Хоткевич, 1986; Пуркин, Денисова, 1987; Санько, Масленников, 1988] или базальтовые гиалокластиты (месторождение Жарлы-Аша). Иногда наблюдаются признаки придонного замещения гиалокластогенных песчаников пиритом, халькопиритом, сфалеритом и ба-

ритом с образованием густовкрапленных и даже сплошных сульфидных руд [Масленников, 1991]. Вместе с тем, литолого-петрофизическое или литолого-петрографическое определение «литологического контроля» локализации эпигенетического оруденения не применимо по отношению к месторождениям массивных колчеданных руд, которые являются гидротермально-осадочными.

Полученные литологические данные и представленная генетическая модель формирования колчеданосных палеогидротермальных полей показывают, что литолого-стратиграфическая приуроченность большинства колчеданных залежей к горизонтам вулканогенно-осадочных пород объясняется синхронным накоплением осадков и руд в период перерыва вулканической деятельности, а не замещением сульфидами благоприятных вулканогенно-осадочных горизонтов. Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты не только фиксируют перерывы в эффузивной деятельности, необходимые для гидротермально-осадочного рудоотложения, но и концентрируют в себе информацию об особенностях магматических, геотектонических, палеогеографических условий образования колчеданосных комплексов. Эти горизонты отражают также специфические черты придонного гидротермально-гипергенного формирования металлоносных отложений и развития пригидротермальных экосистем. Так, рудоносные вулканокластические и эдафогенные отложения, слагающие основу рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов, характеризуют специфические условия осадконакопления и рудообразования, свойственные колчеданосным зонам растяжения.

С продолжительностью периода осадконакопления коррелируют не только объемы колчеданных залежей и околорудных осадков, но и их состав, отражающий зрелость и кислотность процессов гальмиролиза. В тех случаях, когда осадки являются составной частью рудных фаций, характер и направление процессов минералообразования в рудных фациях во многом определяется кислотно-основными и другими свойствами осадочных компонентов. Существенное влияние на состав руд оказывают не только восстановительные обстановки, создающиеся при разложении пригидротермальных биот, но и микроорганизмы, которые непосредственно участвуют в процессах придонного окисления сульфидов и биогенного сульфидообразования. Таким образом, локализация колчеданных месторождений определяется седиментологическими факторами, характеризующими сходство процессов и единство условий рудоотложения и сопряженного безрудного осадконакопления. В связи с этим, «литологический контроль» в седиментационно-генетическом аспекте и применительно к колчеданным месторождениям может рассматриваться как «седиментологический контроль» локализации гидротермально-осадочных колчеданных руд.

В отличие от литолого-петрофизического или литолого-петрографического контроля, седиментологический контроль отражает сопряженность рудообразования с процессами седиментогенеза, эогенеза и гальмиролиза, раскрывая основные отличия в геодинамических условиях формирования колчеданосных палеогидротермальных полей и безрудных областей осадконакопления. В этом заключается сущность нового содержания, внесенного в понятие «литологический контроль» колчеданных руд.

Седиментационно-генетический подход открывает большие перспективы для разработки новых литологических или седиментологических критериев прогнозирования, среди которых наиболее важными являются литолого-стратиграфические, литолого-фациальные и литолого-геохимические.

5.3. Литолого-стратиграфические критерии

Колчеданные месторождения формировались в широком возрастном интервале, начиная с докембрийского периода и кончая современной эпохой рудообразования. Однако, распространение месторождений по возрасту крайне неравномерное. В обзорах по колчеданным месторождениям мира (без учета данных по России), отмечается, что в силуре, девоне, перми и триасе формировалось очень мало колчеданных месторождений или они не имели большого промышленного значения. Большое экономическое значение имеют колчеданные месторождения ордовика и карбона [Ohmoto, 1996]. На Урале, напротив, силуро-девонский период – эпоха аномального колчеданообразования.

В Магнитогорском мегасинклинии колчеданосные вулканические толщи образовались на нескольких стратиграфических уровнях в относительно узком интервале времени, соответствующем эйфельскому и живетскому ярусам среднего девона [Медноколчеданные..., 1988]. Вертикальный размах каждого стратиграфического интервала оруденения не превышает 500 м. В пределах этих стратиграфических интервалов рудные залежи приурочены к горизонтам вулканогенно-осадочных пород, залегающих на нескольких сближенных литолого-стратиграфических уровнях. Попытки составления унифицированных стратиграфических схем расчленения вулканогенных свит по этим уровням сопряжены с определенными трудностями. Такие схемы сохраняют свое значение только для небольших участков, сопоставимых по размерам с отдельной вулканической постройкой [Прокин, 1977]. К этим участкам, в частности, относятся рудоконтролирующие вулканотектонические депрессии с единообразным проявлением вулканических процессов.

При литолого-стратиграфических реконструкциях субмаринных колчеданосных комплексов Южного Урала не оправдали себя приемы тефростратиграфии, используемые применительно к наземным вулканическим

комплексам. Не удается выделить пирокластические прослои, которые можно было бы проследить на значительные расстояния. Это связано с тем, что лавокластогенные и гиалокластогенные отложения, в отличие от туфов, связанных с субаэральным вулканизмом, не выходят за пределы субмаринных вулканических депрессий.

Важное условие появления крупных месторождений – циклический прерывистый характер вулканизма и осадконакопления. В пределах колчеданосных вулкано-тектонических депрессий рудные тела приурочены к определенным горизонтам вулканогенно-осадочных пород. В полициклическом колчеданосном комплексе каждый вулканогенно-осадочный горизонт имеет свои литологические особенности, позволяющие определить его место в стратиграфическом разрезе рудоконтролирующих депрессий.

В результате проведенных нами детальных литолого-стратиграфических работ на Маканском, Сибайском, Узельгинском, Александринском и других колчеданосных полях [Масленников, 1991; Тесалина и др., 1994] установлено, что к одному горизонту может быть приурочено одно или несколько рудных тел, залегающих на одном или нескольких стратиграфических подуровнях. Вулканогенно-осадочные горизонты, формировавшиеся в условиях расчлененного рельефа, иногда на одних участках расщепляются на несколько слоистых пачек, а на других вновь сливаются. Уровни рудотложения отделены друг от друга на одном месторождении (например, Ташкулинском) на 100 м друг от друга по глубине, на другом (Октябрьском) могут предстать единым ритмично-построенным вулканогенно-осадочным горизонтом. Рудоносные слоистые пачки «тупо» обрываются на участках раздвигов и сбросов. Это существенно осложняет литостратиграфические реконструкции. Тем не менее, объединение разрозненных фрагментов горизонтов – необходимый этап локального прогнозирования – может производиться на основе принципов литостратиграфии.

Анализ сводных литостратиграфических шкал полициклических колчеданосных разрезов, например, Маканского рудного поля (рис. 96) показывает, что к стратифицирующим признакам относятся, главным образом, состав, форма, структура базиса и характер изменений обломков пород, а также особенности строения и последовательность формирования циклитов. В отличие от вулкано-терригенных и терригенных безрудных разрезов, отражающих направленность эрозии от молодых комплексов к древним, в колчеданосных ксенолавокластогенных толщах наблюдается циклическое наращивание разнообразия древних ксеногенных обломков новообразованными лавокластами по идеальной схеме: нижний горизонт – **а**; средний горизонт – **(а)+в**; верхний горизонт – **(а)+(в)+[(а)]+с**; где **а**, **в** и **с** – новообразованные лавокласты, **()** – ксенокласты этих лавокластов, **[]** – ксенок-

ласты, образовавшиеся за счет лавокластов из предыдущего горизонта и содержащие ксенолиты пород из еще более древних горизонтов.

Для целей литостратиграфии, кроме выявления ксенолитсодержащих лавокластов (гиалокластов), особенно эффективно обнаружение двойного или даже тройного сочетания обломков типа «ксенокласт с ксенолитом», а также ксенолитов вулканомиктовых пород, залегающих стратиграфически ниже. Выявленная литолого-стратиграфическая закономерность универсальна для внутривулкановых и околодуговых рифтовых долин, заполненных ксенокластолавами и ксенолавокластогенными отложениями, значительно дополняется и осложняется участием ксенолитов более глубоководных интрузивных, эффузивных, гидротермальных и осадочных пород, а также поступлением новых порций эдафогенного материала. Разнообразие состава обломочного материала способствует успешному проведению детальных литолого-стратиграфических работ. Обычно в каждом горизонте обнаруживается несколько десятков разновидностей обломков эффузивных, интрузивных и вулканогенно-осадочных пород, которые разделяются не только по составу, но и по структуре базиса и характеру изменений. Важным литостратиграфическим критерием при этом могут служить морфологические особенности обломков. В частности, было показано [Масленников, 1991], что по мере перехода к более молодым ксеногиалокластогенным горизонтам округлость и изометричность ксенокластов увеличиваются, изрезанность — уменьшается в 2–3 раза соответственно.

По простиранию рифтов рудоконтролирующие слоистые пачки прослеживаются на сотни, реже — первые тысячи метров, в поперечном направлении — на десятки и сотни метров, в зависимости от ширины рифтового трога. Увеличить расстояние между синхронизируемыми колонками можно, изучая цикличность вулканизма и осадконакопления в целом, прослеживая единые латеральные ряды фаций на основании принципа взаимозаменяемости маркирующих признаков. Кроме уже перечисленных, стратифицирующими признаками иногда служат закономерности чередования слоев, их последовательность, особенности изменения состава обломков в разрезе каждого циклита и слоя. Дополнительными стратифицирующими признаками являются геохимические особенности вулканогенно-осадочных горизонтов. Установлено, что геохимический спектр вулканогенно-осадочных горизонтов отражает состав локализованного в них оруденения [Масленников, Василенко, 1986]. В полициклических разрезах рудные тела различного состава обычно занимают закономерное положение: на нижних уровнях располагаются медноколчеданные тела, на верхних медно-цинково-колчеданные, затем барит-полиметаллические.

Проведенные нами литолого-стратиграфические реконструкции Маканской рифтовой долины показывают, что определенное место при поисках

Толщи	Гори- зонты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
V	6в																										
	6б																										
	6а																										
IV ₂	5б																										
	5а																										
	4																										
IV ₁	3																										
	2																										
	1																										

Рис. 96. Сводная литолого-стратиграфическая шкала Маканского рудного поля, показывающая, что каждый рудоконтролирующий вулканогенно-осадочный горизонт (слоистая пачка) характеризуется своими разновидностями обломков.

1 – хлоритизированные гиалокласты андезибазальтового состава; 2 – окварцованные лавокласты андезитового и андезидацитового состава; 3 – серицитизированные гиалокласты того же состава; 4 – гиалокласты пемзовидные того же состава; 5 – ксенокласты окварцованных андезитов и андезидацитов; 6 – ксенокласты джасперитов; 7 – хлоритизированные и серицитизированные ксенокласты гиалокластитов андезибазальтового состава; 8 – хлоритизированные ксенокласты гиалокластитов андезитового состава с гематит-кварцевым цементом; 9 – ксенокристаллокласты поликристаллического и монокристаллического кварца; 10 – ксенорудокласты; 11 – лавокласты афировых полосчато-флюидальных дацитов; 12 – ксенокласты песчаников, состоящих из обломков андезитов и зерен кварца; 13 – ксенокласты песчаников, состоящих из обломков андезитов, дацитов, кварца и плагиоклаза; 14 – фьяммевидные гиалокласты ксенокварцевых дацитов; 15 – лавокласты ксенокварцевых дацитов; 16 – окварцованные габбро, диориты и плагиограниты; 17 – ксенокласты пирит-хлоритовых метасоматитов; 18 – ксенокласты аподацитовых кварцитов; 19 – эдафогенные обломки пирит-кремнистых пелитолитов; 20 – лавокласты и гиалокласты кварц-плагиоклазовых риодацитов; 21 – зерна магматогенного кварца; 22 – гематитизированные лавокласты андезибазальтового состава; 23 – хлоритизированные гиалокласты андезибазальтового состава; 24 – лавокласты афировых и мелкопорфировых плагиоклазовых риолитов; 25 – эпидотизированные гиалокласты того же состава; 26 – ксенокласты яшм и кремнистых пелитолитов.

Микроструктуры лавокластов в слоистых пачках: 1–3 – гиалопилитовая; 4, 5а, б – микрофельзитовая; 6а – трахитовая; 6б – офитовая; 6в – микросферолитовая. Ксенокласты андезитов, джасперитов, гиалокластитов, песчаников, поликристаллического кварца и диоритов в слоистых пачках № 2,3 – сглаженно-угловатые, в слоистых пачках 4, 5а, 5б – округлые.

Fig. 96. Combined lithologic-stratigraphic scale of Makanskoeye ore field, showing that every ore-controlling volcanosedimentary horizon (layered packet) is characterized by own varieties of clasts.

1 – chlorized hyaloclasts of andesibasaltic composition; 2 – silicified lavoclasts of andesitic and andesidacitic composition; 3 – cericitized hyaloclasts of the same composition; 4 – hyaloclasts pumiceous of the same composition; 5 – xenoclasts of silicified andesites and andesidacites; 6 – xenoclasts of jasperites; 7 – chlorized and sericitized xenoclasts of hyaloclastites of andesibasaltic composition; 8 – chlorized xenoclasts of hyaloclastites of andesitic composition with hematite-quartz cement; 9 – xenocrystalloclasts of polycrystalline and monocrystalline quartz; 10 – xeno-oreclasts; 11 – lavoclasts of aphyric flowbanded dacites; 12 – xenoclasts of sandstones, composed of clasts of andesites and quartz grains; 13 – xenoclasts of sandstones, composed of clasts of andesites, dacites,

колчеданных залежей должно отводиться «горизонтальной» стратиграфии. Так, на Маканском рудном поле фрагменты наиболее древних колчеданных залежей располагаются на юго-западном и восточном бортах рифтовой долины, т. е. удалены друг от друга на 1–2 км. Более молодые рудные тела тяготеют к осевой части рифта. Расстояние между фрагментами наиболее молодых рудных тел составляет лишь метры и десятки метров.

При литолого-стратиграфических реконструкциях тупые выклинки рудоконтролирующих горизонтов можно соединить по элементам строения слоистых пачек и по морфоструктурным построениям в плане. Наличие признаков локального растяжения позволяет наметить перспективность использования «горизонтальной» литостратиграфии при локальном прогнозировании фрагментов колчеданных залежей и на других колчеданных месторождениях Южного Урала.

5.4. Литолого-фациальные критерии

Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты характеризуются определенным набором околорудных фаций, отражающих специфические условия гидротермально-осадочного колчеданообразования. Основные особенности околорудной седиментации прямо или опосредовано обусловлены различными геологическими факторами: геотектоническими, литодинамическими, физико-химическими и др. Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты отличаются от безрудных полигенностью слагающих их пород, среди которых выделены эдафогенные, лавокластические, ксенолавокластические, рудокластические и разнообразные гальмиролитические фации. Диагностика, прослеживание этих фаций и выявление их отличий от безрудных отложений составляет основу литолого-фациального анализа колчеданоносных палеогидротермальных полей, конечным результатом которого должна стать система литолого-фациальных критериев прогнозирования колчеданных месторождений. Различные фации харак-



quartz and plagioclase; 14 – flame hyaloclasts of xenoquartz dacites; 15 – lavoclasts of xenoquartz dacites; 16 – silicified gabbro, diorites and plagiogranites; 17 – xenoclasts of pyrite-chlorite metasomatites; 18 – xenoclasts of apodacitic quartzites; 19 – edaphogene clasts of pyrite-siliceous lutites; 20 – lavoclasts and hyaloclasts of quartz-plagioclase rhyodacites; 21 – grains of magmatogene quartz; 22 – hematitized lavoclasts of andesibasaltic composition; 23 – chlorized hyaloclasts of andesibasaltic composition; 24 – lavoclasts of aphiric and fine-porphyric plagioclase rhyolites; 25 – epidotized hyaloclasts of the same composition; 26 – xenoclasts of jaspers and siliceous lutites.

Microstructure of lavoclasts in layered packets: 1–3 – hyalopilitic; 4, 5a, 6 – microfelsitic; 6a – trachytic; 6b – ophitic; 6в – microspherulitic. Xenoclasts of andesites, jasperites, hyaloclastites, sandstones, polycrystalline quartz and diorites in № 2, 3 layered packets are subangular, in № 4, 5a, 5b layered packets – rounded.

теризуются своими признаками, которые отражают способ и условия их формирования, поэтому каждая фация имеет определенное значение как критерий поисков колчеданных руд.

Эдафогенные отложения служат индикаторами тектонически активного режима и расчлененного рельефа колчеданоносных зон спрединга. Эдафогенные брекчии могут встречаться в различных частях разреза океанических и подводных островодужных комплексов, обладающих тектонически активным режимом вулканизма и седиментации. Как правило, это вулкано-эдафогенные (вулкано-колловиальные) брекчии, состоящие из продуктов разрушения консолидированных эффузивов [Кориневский, 1982], или исключительно кремнекластические брекчии, являющиеся продуктами разрушения кремнистых отложений [Хворова, 1974а, б; 1978; Григорьев, 1984]. Кремнекластические эдафогенные отложения встречаются и на колчеданных месторождениях Урала (Узельгинское). Чаще всего они представлены обломками не только кремнистых пород, но и околорудных песчаников, микрокварцитов, гидротермальных метасоматитов и руд. Появление в эдафогенных отложениях рудокластов является прямым указанием на перспективность данного вулканогенно-осадочного горизонта.

Особое значение имеют эдафогенные брекчии, содержащие обломки габбро, диоритов и плагиигранитов. Они характеризуют появление аномальных склонов в хорошо развитых рифтовых долинах (Ново-Маканское месторождение). Карбонатные эдафогенные брекчии, ранее принимаемые за рифовые, также во многих случаях являются эдафогенными и могут иметь поисковое значение. Гидротермокарстовые воронки, заполненные этими брекчиями, наследуют положение рудоподводящих разломов [Зайков и др., 1993]. Места воронок и линейных провалов в известняках, заполненные такими брекчиями, располагаются выше рудных тел (месторождения Талганское, Узельгинское, им. XIX партсъезда).

Лавокластические отложения встречаются как на колчеданных месторождениях, так и за их пределами. Однако, лавокластиты рудовмещающих толщ имеют свои, присущие только им особенности. Так, например, лавокласты, слагающие околорудные лавокластиты, отличаются большим удлинением, меньшими размерами и витрическими структурами основной массы. Анализ строения эффузивно-лавокластитовых тел позволяет выделить основные типы рядов фаций, признаки которых последовательно изменяются от экструзивных массивных куполов до пластообразных эвтакситовых лав (табл. 11). По мере перехода от первого типа к четвертому увеличивается количество гиалокластогенного материала, размеры обломков уменьшаются от 20 см до 1–3 см, форма лавокластов становится более уплощенной, ограничения более изрезанными: параметр удлинения лавокластов изменяется от 1–2 до 3–5, иногда до 10; параметр «изрезанности»

Типизация латеральных рядов фаций кислых вулканитов (ЛРФ)
Сибайского и Октябрьского месторождений
Typization of lateral series of silic volcanites facies (ЛРФ)
of Sibaiskoye and Oktyabrskoye deposits

Тип ЛРФ	Фации			
	Экструзивно-лавовые	Дезинтегрированных эффузивов	Лавокластитовая и гиаокластитовая	Вулканогенно-осадочные
I	Экструзивные купола Т: массивная однородная	Апикальные части куполов Ф: комковатая, столбчатая	Купольные брекчии агломератовые ОБ: лавокласты полигональные	Лавокластогенные брекчии с округлыми обломками, кремнистые породы
II	Экструзивно-лавовые тела Т: массивная однородная	Выклинки лавовых потоков Ф: матрацевидная с радиальным расположением карандашной	Гиалолоавокластиты ОБ: полигональные лавокласты и единично оскольчатые гиалокласты	Лавокластогенные брекчии с прослоями кремнистых горных пород и гиаокластитовых тефроидов
III	Лавовые тела Т: флюидальная и флюидально-полосчатая	Выклинки лавовых потоков Ф: матрацевидная, подушечная	Гиалокластиты ОБ: оскольчатые гиалокласты и единично-округлые	Гиалокластитовые тефроиды кислого состава с прослойками сульфидов и кремнистых горных пород
IV	Лавовые и ксенокласто-лавовые тела Т: флюидальная, эвтакситовая брекчиевидная	Выклинки лавовых потоков Ф: лентовидная, линзовидная, подушечная	Игнимбритовидные ксеногиалокластиты ОБ: хлопьевидные, лемзовидные и фьяммевидные гиалокласты; многочисленные округлые	Гиалокластитовые тефроиды смешанного состава с прослоями сульфидов и кремнистых горных пород

Примечание: Т – текстура лавы, ОБ – обломки, Ф – форма литоидных лавовых обособлений.

ограничений возрастает в 3–5 раз. Тонкоплитчатые обломки в базальтовых лавокластитах вместо толстоплитчатых и изометричных секториальных обломков – характерная черта отложений колчеданоносных палеогидротермальных полей современных СОХ [Краснов и др., 1992]. Выявленная связь фор-

мы обломков и условий формирования не случайна. Предполагается, что периодическое переплавление апобазальтовых магматогенно-гидротермальных метасоматитов в кровле магматического очага приводило к снижению вязкости кислых расплавов [Масленников, 1991], что отражалось на особенностях строения эффузивных тел и морфологии и структурах лавокластов. В этом видится преимущественное развитие на колчеданных месторождениях Южного Урала эффузивно-лавокластитовых тел третьего и четвертого типов. С последним из них, как правило, связано образование обильных ксенолавокластогенных отложений.

Ксенолавокластические отложения, отражающие проявление глубоких раздвигов, необходимых для развития гидротермальной системы, за пределами месторождений встречаются крайне редко. Удаленные от колчеданных месторождений ксенолавокластиты содержат, как правило, не более одной-двух разновидностей ксеногенных обломков, которые обычно представлены неизменными эффузивами, силицитами или яшмами. В отличие от безрудных, околорудные ксенолавокластиты содержат более многочисленные и разнообразные ксеногенные обломки, среди которых специфическими являются обломки плагиогранитов, околорудных метасоматитов, госсанитов, джасперитов и колчеданных руд. Ксеногенные обломки интрузивных пород обнаружены в составе рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов на многих медноколчеданных месторождениях Южного Урала: Узельгинском, Западно-Озерном, Озерном, Маканском (Октябрьском), Сибайском, Гайском, Александринском и др. С удалением от месторождений, в безрудных осадочно-вулканогенных толщах такие обломки чрезвычайно редки, что позволило нам считать их появление в осадочно-вулканогенных разрезах одним из литолого-фациальных критериев поисков колчеданных руд [Масленников, 1991; Сурин, 1993]. Предполагается, что присутствие резургентных обломков плагиогранитов свидетельствует о наличии на небольшой глубине дорудного и синрудного магматических очагов.

Как показывают расчеты, малоглубинные магматические очаги наиболее оптимальны для образования рудоносной гидротермальной системы [Авдейко, Краснов, 1985]. Малые глубины (0,5–1 км до 2 км) формирования очагов плагиогранитов в колчеданосных районах предполагались С. Н. Ивановым [1969]. Эти цифры подтверждаются результатами бурения на Октябрьском и Таш-Тауском и других колчеданных месторождениях. Содержания кварца в обломках плагиогранитов варьируют в пределах 30–50 %, что с учетом состава плагиоклаза в этих сростках (№ 0–10), соответствует давлению воды от 0,3 до 2 кбар и глубинам 1–8 км [Феритатер, 1987].

Обломки плагиогранитов, иногда встречающиеся в тффо-терригенных отложениях улутауской свиты, свидетельствуют о размыве колчеданос-

ных комплексов в целом и не могут служить предпосылкой для локального прогнозирования колчеданных руд. Обломки гранитоидов из более поздних осадочно-вулканогенных толщ отличаются от плагиигранитов повышенными содержаниями K_2O [Бочкарев, Сурин, 1993], более высокими отношениями $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$ (0.6 по сравнению с 0.2). Это согласуется с данными С.Н. Иванова, обнаружившего признаки изменения состава гранитоидов во времени развития Южного Урала [Иванов, 1969]. Существенные отличия в содержаниях MgO и FeO объясняются присутствием в плагиигранитах реликтов базальтового состава, которые ранее отмечались В. А. Прокиным [1981].

Описанию особенностей ксенорудокластов, составляющих иногда значительную часть ксенолавокластитов, посвящены несколько обзорных статей автора [Масленников, 1991; 1992]. Наиболее надежным и простым признаком ксенорудокластов является реликтовая каемка, нередко остающаяся от лавовой матрицы (рис. 97). Ксенорудокласты, в отличие от рудокластов, указывающих на рудоносность данного литолого-стратиграфического уровня, свидетельствуют о перспективности глубокозалегающих горизонтов. Присутствие ксенолитов руд и околорудных местасоматитов трактуется как предпосылка к обнаружению сульфидной минерализации под гидротермальным полем в современных задуговых бассейнах [Herzig et al., 1991; Fouquet et al., 1993].

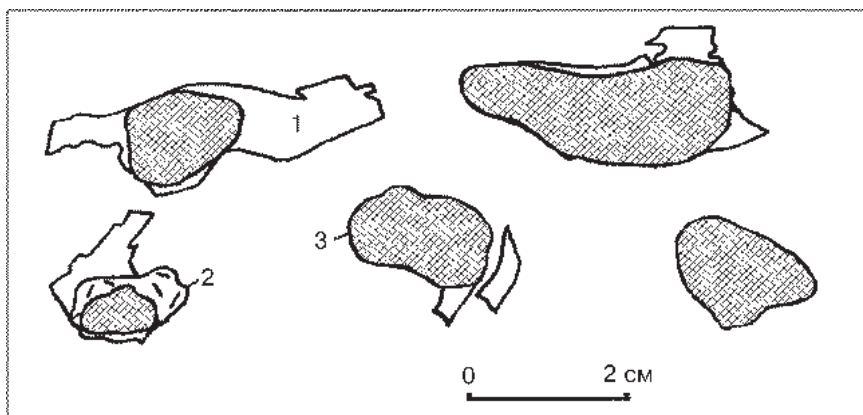


Рис. 97. Реликтовые каемки дацитового состава (1) вокруг ксенолитов аподацитовых кварцитов (2) и ксенорудокластов (3) – индикаторов глубокозалегающей колчеданной залежи.

Узельгинское месторождение.

Fig. 97. Relict rims of dacitic composition (1) around xenoliths of apodacitic quartzites (2) and xenoreclasts (3) – indicators of deep-seated massive sulphide deposit.

The Uzelga deposit.

Прямым поисковым признаком также служат ксеногенные обломки госсанитов (Молодежное месторождение). Ксенокласты джасперитов свидетельствуют лишь о проявлении низкотемпературной гидротермальной деятельности, однако в сочетании с другими признаками обломки ярко-красных, почти алых джасперитов удобно использовать в качестве маркирующих признаков при картировании ксенолавокластических отложений.

Другой аспект прогнозирования – это учет литолого-фациальной зональности колчеданосных палеогидротермальных полей, которая определяется пространственными и временными изменениями *физико-химических* условий рудной и околорудной седиментации и гальмиролиза осадков. В общем случае литолого-фациальная зональность заключается в последовательной смене гидротермальных, рудокластических, окисных и других околорудных фаций с удалением от гидротермального центра.

Гидротермально-осадочные отложения «дымов» древних «черных курильщиков» в неизменном виде пока не обнаружены, так как, очевидно, они были также, как и их современные аналоги, представлены частичками пирротина, крайне неустойчивого в морской воде. Гидротермально-осадочные бактериальные прослои, сложенные колломорфными глобулями пирита, встречены на Октябрьском месторождении в виде локальных прослоев среди пелитолитов на склоне сульфидного холма. Пока такие гидротермально-осадочные прослои – экзотические элементы строения «черных курильщиков» и поэтому поискового значения не имеют.

Многочисленные сульфидные прослои, ранее нередко считавшиеся гидротермально-осадочными, являются кластогенными, придонно-метасоматическими или осадочно-диагенетическими [Маслеников, 1991]. Прямым поисковым признаком при поисках холмообразных колчеданных залежей являются кластогенные сульфидные фации. Кластогенные сульфидные прослои хорошо диагностируются только на месторождениях основного и субнейтрального профиля, тогда как на колчеданосных палеогидротермальных полях кислотного профиля вместо рудокластического материала содержится послойная вкрапленность пирита, несущая признаки придонно-метасоматического образования.

Осадочно-диагенетические слоистые сульфидные металлоносные отложения более характерны для флангов колчеданно-полиметаллических месторождений (Озерное в Забайкалье) или свинцово-цинковых месторождений в рифтах с флишоидным заполнением. Однако, в некоторых случаях (Сибайское, Яман-Касинское колчеданосные палеогидротермальные поля) количество фрамбоидального пирита значительно увеличивается на выклинивании слоев сульфидных песчаников. Осадочно-диагенетические сульфидные фации, ассоциирующие с углеродистыми пелитолитами, как правило, в рудоконтролирующих горизонтах медноколчеданных месторождений

не встречаются. Лишь иногда в надрудных толщах отмечаются углеродистые пелитолиты, содержащие значительное количество фрамбоидального пирита (Сибайское, Талганское, Блявинское, Учалинское). С удалением от месторождений такие «ареалы» исчезают.

Наиболее важным при локальном прогнозировании является выявление различных по минеральному составу продуктов субмаринного окисления колчеданных руд, среди которых выявляются магнетитовые, гематитовые госсаниты и апосульфидные апопелитовые микрокварциты. Первые тяготеют к колчеданоносным палеогидротермальным полям основного профиля, вторые располагаются на флангах колчеданоносных палеогидротермальных полей субнейтрального профиля и, наконец, третьи встречаются на полях любых типов, хотя в больших количествах представлены на колчеданоносных палеогидротермальных полях кислотного профиля.

В осадочно-вулканогенных толщах, кроме госсанитов, отмечаются разнообразные по генезису красноцветные кремнисто-железистые отложения, среди которых выделяются джаспериты и яшмы. Первые связаны с низкотемпературными палеогидротермальными полями, вторые представляют удаленные фации этих полей или продукты гальмиролиза (палагонитизации) пелитового материала в межгорных депрессиях и равнинах. Предложены минералогические, микроструктурные критерии диагностики этих отложений и показаны их отличия от госсанитов. В частности, госсаниты и джаспериты отличаются по взаимоотношениям минералов (табл. 12) [Теленков, Масленников, 1995]. Джаспериты характеризуются специфическими неизменными субпланарными микроструктурами, характерными для апогиалокластитовых кварцитов. В то время, как микроструктуры госсанитов (субновакулитовые, чешуйчатые, натековидные, микрообломочные) крайне изменчивы, так как определяются не генезисом железистой фазы, а особенностями структуры осадочного матрикса, к которому эта фаза пришивается [Масленников, Котляров, 1990].

Особенности микроструктур сказываются на спектрофотометрических характеристиках джасперитов и госсанитов: для первых наиболее характерны оранжево-красные цвета с длинами волн 570–700 нм основного излучения, с чистотой тона 4–10 % и показателем яркости 20–25 %; вторые – обычно пурпурно-красные (длина волн 450–560 нм дополнительного излучения), имеют низкую чистоту тона и показатель яркости 20 % [Масленников, 1991].

Большое значение для локального прогнозирования имеют стратифицированные апогиалокластогенные хлоритолиты [Злотник-Хоткевич и др., 1980; Юрин, 1983; Масленников, 1991; Система..., 1992], отражающие восстановительные и слабокислые условия гальмиролиза осадков [Масленников, 1997а]. Чередование и смешение гидротермальной и фоновой составляющих на флангах колчеданоносных палеогидротермальных полей приво-

Разделение джасперитов и госсанитов по взаимоотношениям минералов
 Division of jasperites and gossanites by minerals interrelations

Госсаниты (gossanites)	
Гематитовые (hematitic)	$(\text{Py} \leftarrow (\text{Cr} \leftarrow \text{Bo} \leftarrow \text{Cv}) \leftarrow \text{Ba} \leftarrow \leftarrow (\text{Mt} \leftarrow \text{Sl}) \leftarrow (\text{Hem} + \text{Q}))$
Гематитовые алюмосиликатные (hematitic aluminosilicatic)	$(\text{Py} \leftarrow (\text{Cr} \leftarrow \text{Bo} \leftarrow \text{Cv}) \leftarrow \text{Ba} \leftarrow \leftarrow (\text{Mt} \leftarrow \text{Sl}) \leftarrow (\text{Hem} + \text{Q});$ $(\text{Chl} + \text{G}) \leftarrow \text{Lk} \leftarrow \text{Ca} \leftarrow (\text{Hem} + \text{Q});$
Гематитовые карбонатные (hematitic carbonaceous)	$(\text{Cr} + \text{Py} + \text{Sl}) \leftarrow (\text{Ba} + \text{Q} + \text{Hem});$ $\text{Ca} \leftarrow (\text{Sid} + \text{Q} + \text{Hem} + \text{CaMn}) \leftarrow \text{MnO}$
Магнетитовые (magnetitic)	$(\text{Cr} + \text{Py} + \text{Sl}) \leftarrow (\text{Mt} + \text{Mg} + \text{Q})$
Магнетитовые алюмосиликатные (magnetitic aluminosilicatic)	$(\text{Cr} + \text{Py} + \text{Sl}) \leftarrow (\text{Mt} + \text{Mg} + \text{Q}) + \text{Chl} \leftarrow (\text{Ca} + \text{G} + \text{Lk} + \text{C})$ $\leftarrow (\text{Mt} + \text{Ca})$
Магнетитовые карбонатные (magnetitic carbonaceous)	$(\text{Cr} + \text{Py} + \text{Ca} + \text{C}) \leftarrow (\text{Sid} + \text{Mt} + \text{Ca}_2)$
Джаспериты (jasperites)	
Гематитовые (hematitic)	$(\text{Hem}1 + \text{Q}1) \leftarrow (\text{Py} + \text{Ca} + \text{Hem} + \text{Q}2)$
Гематитовые алюмосиликатные (hematitic aluminosilicatic)	$(\text{G} + \text{Chl} + \text{Ab} + \text{Lk}) \leftarrow (\text{Q}1 + \text{Hem}1) \leftarrow$ $\leftarrow (\text{Py} + \text{Ca} + \text{Hem}2 + \text{Q}2)$
Гематитовые карбонатные (hematitic carbonaceous)	$(\text{Ca}1 + \text{G} + \text{Chl} + \text{Ab} + \text{Lk}) \leftarrow (\text{Q}1 + \text{Hem}1 + \text{Ca}2\text{Mn})$ $\leftarrow (\text{MnO} + \text{Ca}_3)$
Магнетитовые (magnetitic)	$(\text{Q}1 + \text{Hem}1) \leftarrow (\text{Q}2 + \text{Mt} + \text{Hem}2)$

Примечание: Скобками обозначены синхронные ассоциации минералов, последовательность замещения показана слева направо. Цифрами показаны генерации данного минерала.

Note: Synchronous associations of minerals are marked by brackets, replacement sequence are shown from left to right. Generation of mineral are shown by figures.

дило к периодической и частой смене условий гальмиролиза осадков. Вещественным выражением этого явления служат своеобразные ритмы, состоящие из слоев, крайне разнообразных по генезису: сульфидных прослоев, микрокварцитов, хлоритолитов, госсанитов, неизменных «фоновых» песчаников и кремнистых пелитолитов.

Таким образом, на примере колчеданосных палеогидротермальных полей подтверждается предположение Л. Н. Ботвинкиной [1974] о важном поисковом значении ритмов – индикаторов совмещения гидротермальных

и фоновых условий осадконакопления. В заключение следует заметить, что идентификация окolorудных фаций, образующих ареалы колчеданосных палеогидротермальных полей, может в несколько раз увеличивать вероятность выявления месторождений. Например, ареал госсанитов по площади в 2–3 раза превышает область распространения кластогенных сульфидов и достигает размеров 4–5 км². Естественно, что вероятность случайного пересечения ареала значительно выше, чем вероятность подсечения скважиной колчеданного рудного тела.

Выявленные литолого-фациальные критерии локального прогноза колчеданных залежей в разной степени применимы к различным колчеданосным палеогидротермальным полям. Тем не менее, диагностика окolorудных фаций открывает новую страницу локального прогнозирования колчеданных месторождений. Важное место в этой диагностике должны занимать геохимические критерии, которые будут рассмотрены в следующем разделе.

5.5. Литолого-геохимические критерии

Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты в целом характеризуются повышенными содержаниями и устойчивой ассоциацией в них рудных элементов, а также определенным набором геохимических типов циклитов.

Расчеты по методике Ю. А. Ткачева и Э. Ю. Юдовича [1975] показали значимые отличия средних содержаний Cu, Zn, Pb для безрудных и рудоносных вулканогенно-осадочных горизонтов. В рудоносных горизонтах значения средних геометрических содержаний обычно превышают для меди – 0.01, для цинка – 0.05, для свинца – 0.01 мас. % (рис. 98а, б, в). Содержания Ва практически не зависят от колчеданосности вулканогенно-осадочного горизонта (рис. 98г).

Количество Cu, Zn, Pb в окolorудных фациях связано с привнесением псаммитового и пелитового рудокластического материала. В прослоях, где нет сульфидной примеси, окolorудные песчаники по геохимическим характеристикам соответствуют фоновым разностям. Значительные вариации содержаний рудных компонентов усиливаются процессами кислотного выщелачивания пирит-гиалокластитовых и пирит-пелитовых смесей (см. раздел 3.5). Содержания Cu, Zn, Pb (<0.001 %), Na, Mg, Mn (<0.1 %) гораздо более низкие, чем фоновые, также могут служить дополнительным признаком при поисках колчеданосных палеогидротермальных полей. Разложение альбита и вынос натрия иногда сопровождаются относительным накоплением К за счет новообразованного серицита. Окolorудные песчаники, например, характеризуются низкими содержаниями Na₂O (0.1–0.5 %). Вблизи рудных тел Na₂O/K₂O всегда меньше единицы, на удалении от них это отношение

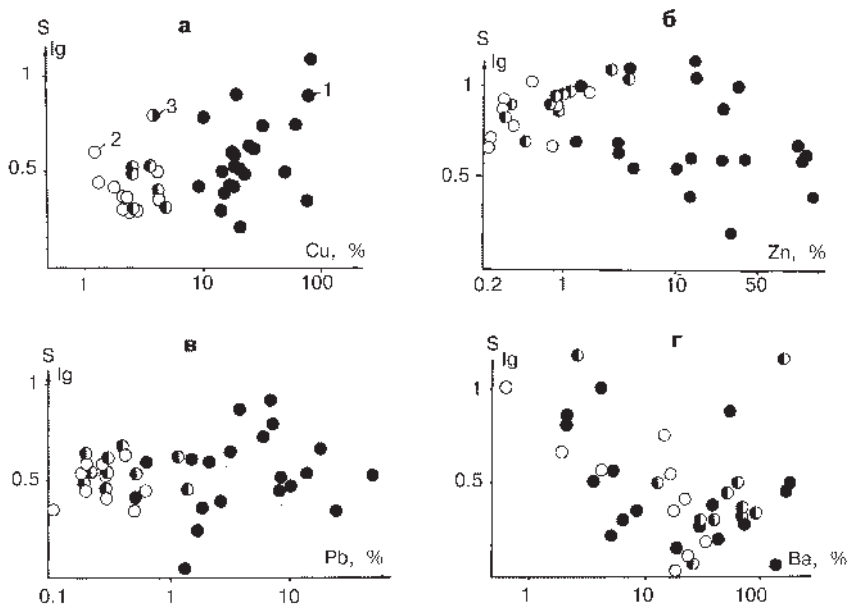


Рис. 98. Сравнение рудоносных (1), безрудных (2) и сульфидоносных, но не содержащих промышленных руд (3) горизонтов по содержанию в них меди (а), цинка (б), свинца (в), бария (г).

По оси ординат – среднее квадратичное отклонение, по оси абсцисс – среднее геометрическое содержание, рассчитанные по методу Ю. А. Ткачева, Я. Э. Юдовича [1975]. Выборки сделаны по Октябрьскому, Сибайскому, Бакр-Таускому и другим месторождениям Ю. Урала.

Fig. 98. Comparison of ore-bearing (1), barren (2) and sulphide-bearing (without economic ores) (3) horizons content in them by copper (a), by zinc (б), by lead (в), by barium (г).

On y-coordinate – the mean quadraturic deviation, x-coordinate – mean geometrical grades, was calculated by the method of Ju. A. Tkachev, J. E. Udovich [1975]. Sampling from the Oktyabrskoye, Sibaiskoye, Bakr-Tau and other deposits of South Ural.

меняется на обратное. Для большинства песчаников флишоидных отложений улутауской и зилаирской свит $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ больше 1.

Анализ структуры матриц коэффициентов корреляции методом максимального корреляционного пути показал, что в рудоносных горизонтах медь, цинк и свинец образуют устойчивые связи и обособляются в единую ассоциацию в начале корреляционного пути (рис. 99). Для безрудных слоистых пачек, а также горизонтов, содержащих непромышленную сульфидную минерализацию или вкрапленный барит, эти элементы имеют слабые неустойчивые связи (при изменении уровня значимости), или эти связи распадаются, и медь находится в конце корреляционного пути.

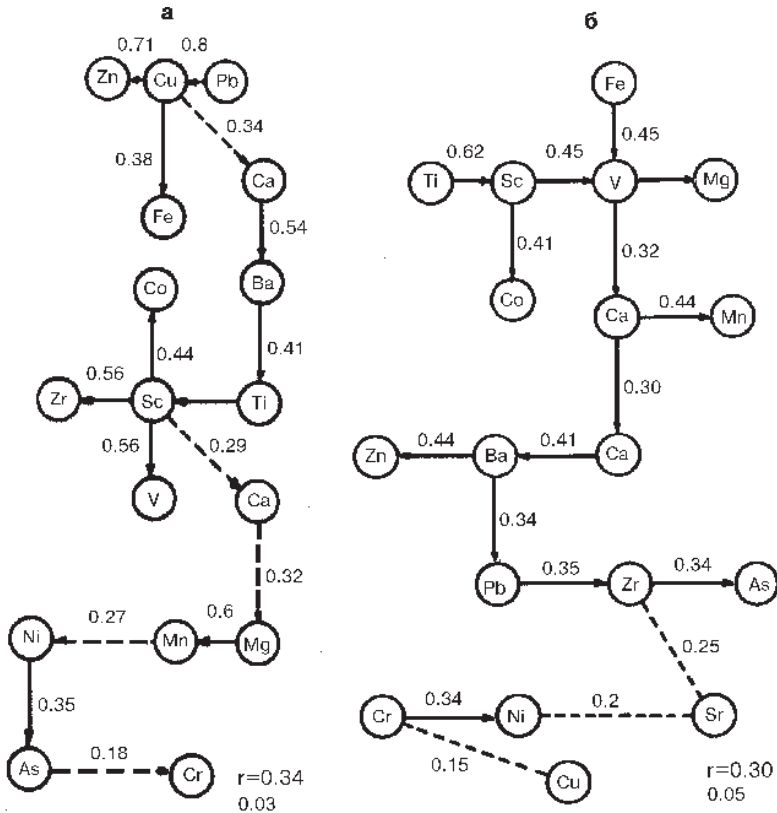


Рис. 99. Ориентированные взвешенные графы связей для сравнения рудоконтролирующих горизонтов (а) и безрудных горизонтов (б).

Октябрьское месторождение.

Fig. 99. Oriented columns of connections for comparison of ore-controlling (a) and barren (b) horizons.

The Oktyabrskoye deposit.

В целом, наблюдается закономерное изменение содержаний и вариаций содержаний элементов в околорудном ареале. С удалением от сульфидных построек, по мере убывания основного гидротермального элемента S и нарастания SiO₂ в ряду: рудокластиты (проксимальные и дистальные) – госсаниты (автохтонные, аллохтонные) – пелитолиты (красные, серо-зеленые с флангов колчеданосных палеогидротермальных полей, надрудных толщ и межгорных впадин) – фоновые силициты, имеется следующая последовательность элементов с соответствующим расположением максимумов концентраций: Fe, S, Zn, Cu, Pb, Ba, FeIII, FeII, P, Ca1, V, Mn, Ti, Al, K, Na, Ca2, Si (рис. 100–102).

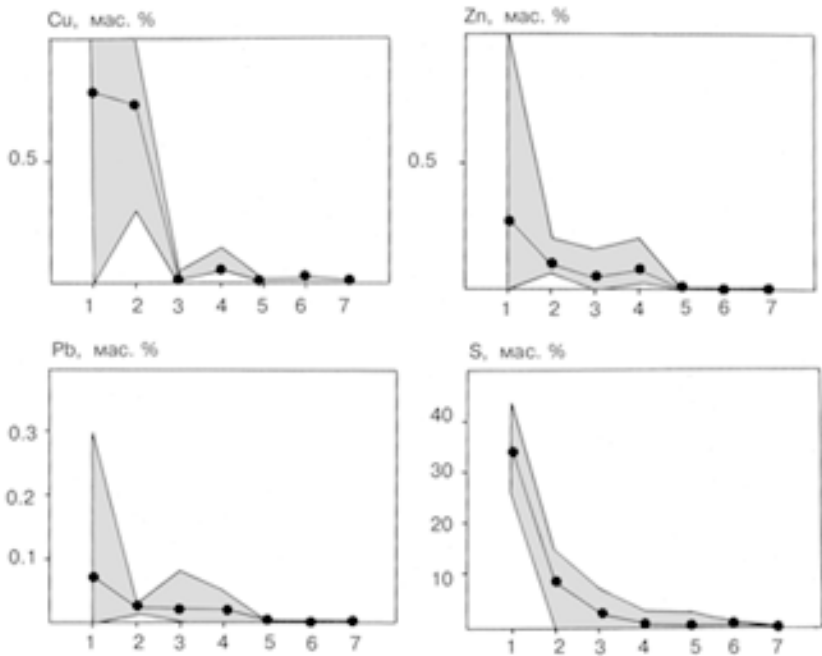


Рис. 100. Обогащение Cu, Zn, Pb и S центральной части колчеданного палеогидротермального поля.

1–7 – идеализированный литолого-фациальный профиль: 1 – гравийные рудокластиты, дресвяники и «грейдиты» – проксимальные турбидиты; 2 – псаммитовые алевролитовые рудокластиты – дистальные турбидиты; 3, 4 – околорудные отложения: 3 – автохтонные гематитовые госсаниты, 4 – аллохтонные хлорит-гематитовые госсаниты; 5, 6 – дистальные отложения колчеданосных палеогидротермальных полей и межгорных впадин: 5 – железисто-кремнистые пелитолиты, 6 – кремнистые пелитолиты; 7 – силициты и кремнистые пелитолиты. Пробы из мукасовского горизонта и околорудных отложений собраны на Сибайском, Маканском, Молодежном и Яман-Касинском медно-цинковых колчеданных месторождениях. Выборка по каждой группе составляет 20–30 проб (составили Масленников В. В., Теленков О. С., Аюпова Н. Р.).

Fig. 100. Cu, Zn, Pb and S enrichment of central part of the massive sulphide paleohydrothermal field.

1–7 – idealized lithological-facial profile: 1 – gravelly oreclastites, grusstones and «greydites» – proximal turbidites; 2 – psammitic aleurolitic oreclastites – distal turbidites; 3, 4 – sediments near-ore: 3 – autochthonous hematite gossanites, 4 – allochthonous chlorite-hematite gossanites; 5, 6 – distal sediments of massive sulphide paleohydrothermal field and intermontane depressions: 5 – ferruginous-siliceous lutites, 6 – siliceous lutites; 7 – silicites and siliceous lutites. Samples from the Sibaiskoye, Makanskoye, Molodezhnoye, Yaman-Kasy massive copper-zinc sulphide deposits. There are 20–30 samples in every group (after V. V. Maslennikov, O. S. Telenkov, N. R. Ajupova).

Две аномалии Ca обусловлены концентрациями этого элемента в различных минералах: в околорудных условиях основным концентратором кальция является апатит, за пределами колчеданосных палеогидротермальных полей значительная часть кальция связана с кальцитом или эпидотом.

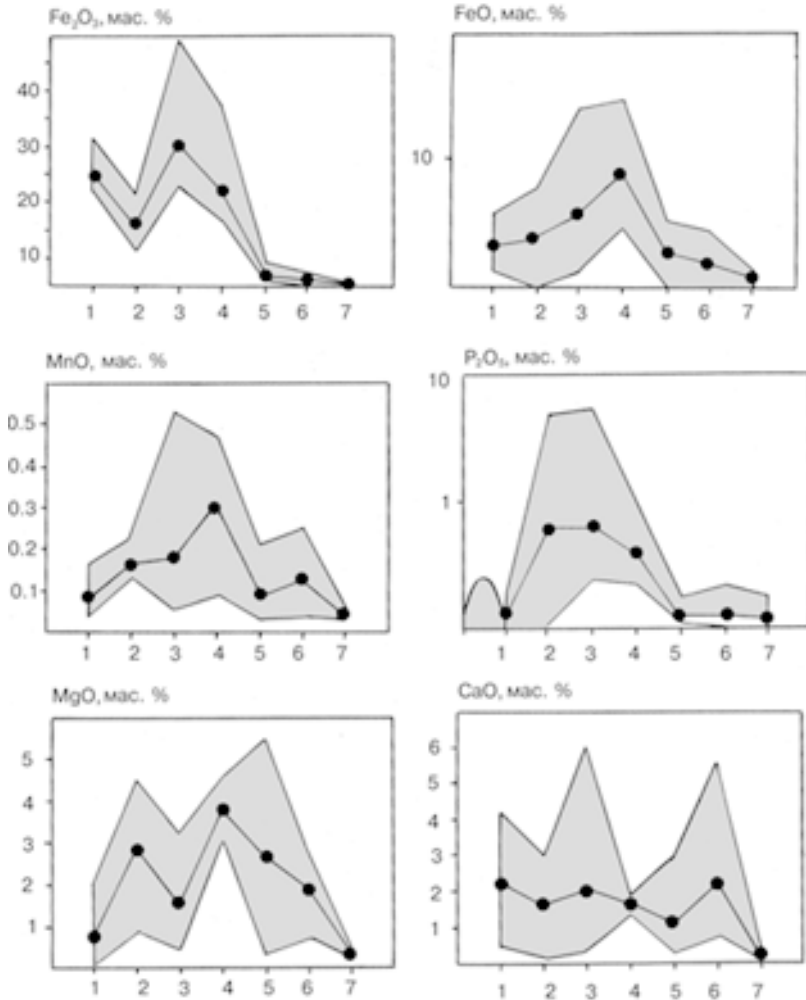


Рис. 101. Обогащение Fe_2O_3 (пирит, гематит), FeO, MnO, P_2O_5 и MgO околорудных седиментационных ареалов колчеданного палеогидротермального поля.

Двухвершинное распределение содержаний CaO указывает на наличие околорудной апатитовой и удаленной кальцит-эпидотовой минерализации.

Условные обозначения на рис. 100.

Fig. 101. Fe_2O_3 (pyrite, hematite), FeO, MnO, P_2O_5 and MgO enrichment of near-ore sedimentated areas of the massive sulphide paleohydrothermal field.

Twine-cone distribution of CaO content point at occurrence of near-ore apatite and distal calcite-epidote mineralization.

Denotation in fig. 100.

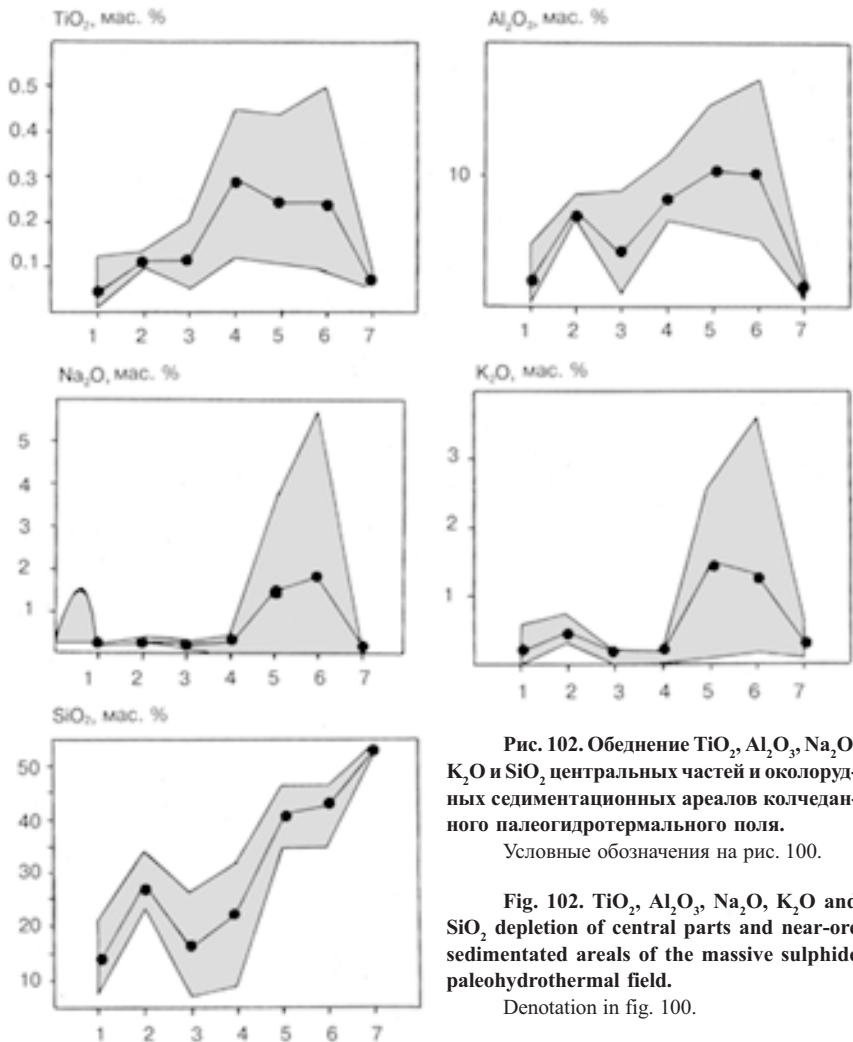


Рис. 102. Обоedнение TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и SiO_2 центральных частей и околорудных седиментационных ареалов колчеданного палеогидротермального поля.

Условные обозначения на рис. 100.

Fig. 102. TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O and SiO_2 depletion of central parts and near-ore sedimentated areals of the massive sulphide paleohydrothermal field.

Denotation in fig. 100.

Околорудные аномалии фосфора в комплексе с другими признаками могут иметь важное поисковое значение [Масленников, Василенко, 1986; Масленников, 1988; 1991]. Для окисдно-железистых отложений, в целом, наблюдается прямая корреляция содержаний фосфора и железа. Это подтверждает выводы океанологов о сорбции фосфора гидроксидами железа [Лисицын и др., 1980; Лисицын, 1981]. Однако аномальные содержания фосфора обнаруживаются и в отложениях, не содержащих оксидов железа. Предполагается, что повышенные содержания этого элемента в околоруд-

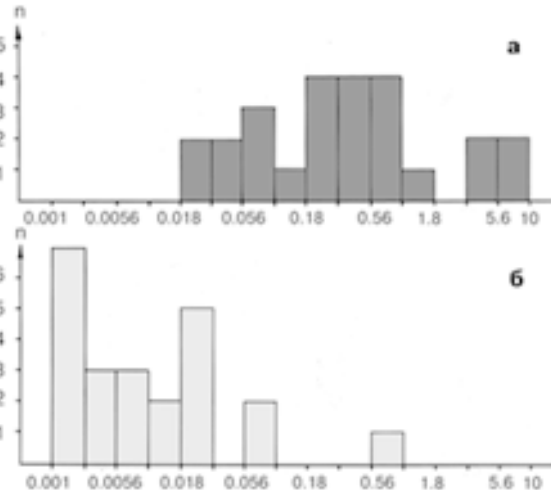
ных металлоносных осадках связаны не только с сорбцией фосфора гидроксидами железа, но и с участием бактерий в процессах гальмиролиза гиа-локластогенного материала. Аномальные содержания фосфора в сульфидных песчаниках и пелитолитах (0,1–2,7 %, иногда до 10 %) коррелируют с находками онколитов (см. раздел 1.4 и 4.6) [Масленников, Василенко, 1986]. В современных океанах растворенный в воде фосфор переводится в осадок в основном биогенным путем [Батурин, 1978].

Фосфор – ведущий элемент метаболизма бактерий. В цианобактериях, например, его количество колеблется от 0,5 до 2 % [Чувашов и др., 1987]. Повышенными содержаниями фосфора характеризуются железистые бактериальные «маты» глубоководных кратерных озер, содержащие многочисленные нитчатые бактерии *Galionella* [Dymond et al., 1989]. Охристый рыхлый материал и охристые «султанчики», окружающие современные «черные курильщики» в кальдере г. Осевой хребта Хуан де Фука (Тихий океан), отличаются аномально высокими концентрациями фосфора 0,53–1,77 % [Лисицын и др., 1990]. Впоследствии во многих из них были обнаружены многочисленные нитчатые железобактерии, сходные с *Galionella filamenta*.

Госсаниты – продукты полного субмаринного окисления сульфидных руд и суспензий – являются прямым поисковым признаком на колчеданные руды. Внешне сходные с ними **джаспериты** встречаются как на колчеданосных палеогидротермальных полях, так и за их пределами. Как госсаниты, так и джаспериты имеют свои петрогеохимические особенности, позволяющие отличать их друг от друга и выделять среди множества гетерогенных красноцветных отложений (рис. 103, табл. 13). Разработана вероятностная система диагностики госсанитов и джасперитов по петрогеохимическим данным [Теленков, Масленников, 1995].

Рис. 103. Повышенные содержания Au (в г/т) в госсанитах (а – 25 проб) по сравнению с джасперитами (б – 23 пробы) из колчеданосных районов Южного Урала.

Fig. 103. High Au (in g/t) contents in gossanites (a – 25 samples) in omparison with jasperites (б – 23 samples) from massive sulphide-bearing districts of South Urals.



Как было показано ранее [Масленников, 1991], кварц-гематитовые продукты субмаринного окисления сульфидов, в отличие от гидротермальных, гидротермально-осадочных и апогидрогематитовых гематит-кварцевых пород, характеризуются более высокими содержаниями цветных металлов.

При комплексных исследованиях для выделения госсанитов среди металлоносных отложений могут быть успешно использованы аномально высокие содержания рассеянных элементов, характерных для колчеданных руд. Обычным спектральным анализом можно установить, что в госсанитах содержатся Cu, Zn более 0.05 %, Pb более 0.01 %, а также повышенные концентрации As, Bi, Cd и других элементов. Исключение составляют джаспериты, частично замещенные сульфидами (Талганское колчедановое палеогидротермальное поле) [Теленков, Масленников, 1995] и некоторые разновидности яшм с неожиданными «подскоками» значений Cu, Pb и Ge [Хворова, Вишневецкая, 1987]. Следовательно, по содержаниям рудных элементов они могут быть неоправданно отнесены к госсанитам. В этом случае необходим комплексный подход к диагностике кремнисто-железистых отложений.

Апосульфидные металлоносные отложения как современных, так и древних колчедановых палеогидротермальных полей, во многом на-

Таблица 13. Table 13

Вариации содержаний петрохимических компонентов (мас. %) и Au (г/т) в джасперитах и госсанитах
Variations of petrochemical components composition (mas. %) and Au (g/t) in jasperites and gossanites

	Джаспериты (69 проб) Jasperites (69 samples)	Госсаниты (42 пробы) Gossanites (42 samples)
SiO ₂	44.14 – 95.25 (78.91)	1.25 – 63.96 (26.70)
TiO ₂	0.00 – 0.16 (0.03)	0.01 – 0.45 (0.13)
Al ₂ O ₃	0.00 – 5.87 (0.82)	0.24 – 11.39 (4.18)
Fe ₂ O ₃	3.02 – 49.10 (13.13)	13.14 – 88.09 (35.84)
FeO	0.00 – 10.89 (2.65)	0.36 – 15.80 (5.33)
MnO	0.01 – 1.02 (0.11)	0.01 – 30.63 (1.92)
MgO	0.00 – 4.90 (0.34)	0.14 – 4.57 (1.85)
CaO	0.03 – 6.87 (0.86)	0.36 – 41.30 (7.84)
Na ₂ O	0.00 – 0.57 (0.09)	0.02 – 0.58 (0.16)
K ₂ O	0.00 – 1.08 (0.11)	0.00 – 0.20 (0.08)
P ₂ O ₅	0.01 – 0.39 (0.08)	0.04 – 1.92 (0.54)
ппп	0.00 – 8.58 (2.39)	1.44 – 32.04 (9.50)
Au	0.001 – 1 (0.021)	0.01 – 10 (0.65)

Примечание: в скобках приведены средние содержания по выборкам.

Note: In brackets there are mean contents by selections.

следуют особенности состава колчеданных руд, в том числе и повышенные содержания благородных металлов [Herzig et al., 1991; Масленников, Зайков, 1991б]. По мере разбавления металлоносных отложений осадочным материалом, содержание золота и серебра заметно снижается от промышленных до фоновых значений. Содержания Au в госсанитах на порядок выше, чем в джасперитах (см. рис. 103), за исключением случаев более позднего наложения золотой минерализации на джаспериты. Основываясь на эталонной выборке содержаний благородных металлов в металлоносных отложениях изученных месторождений, для диагностики джасперитов (Д) и госсанитов (Г) можно предложить следующие интервалы для разграничения генетических типов (в г/т): Au <0.01, Ag <0.1 (Д); 0.01 < Au <0.1, 0.1 < Ag <1 (Д, Г); Au >0.1, Ag >1 (Г).

Для большинства госсанитов характерно четкое обособление двух ассоциаций элементов: щелочно-кремниевой (Na, K, Si) и фемически-гидролизатной (Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Ti). Это связано с выносом элементов первой ассоциации на начальных стадиях преобразования примесного гиалокластогенного материала и фиксацией в породе элементов второй ассоциации. Для джасперитов такое разделение нетипично – при гальмиролизе гиалокластике происходил вынос не только калия, но и всех перечисленных элементов, характеризующих примесь неразложенного гиалокластогенного материала в целом (Al, Na, Mg, K, Ti). В связи с этим госсаниты характеризуются более высокими содержаниями Ti, Al, Mg по сравнению с джасперитами (рис. 104). Исключение составляют известковистые госсаниты и умбриты Талганского месторождения, в которых исходная примесь гиалокластогенного материала была, очевидно, незначительной.

Примесный гиалокластогенный материал в госсанитах обычно замещен хлоритом или гематитом. В джасперитах реликты вулканических стекол состоят из кварца, хлорита и гидрослюда. Это позволяет в некоторых случаях различать госсаниты и джаспериты по соотношению Mg и K: отношение MgO/K₂O для аллохтонных госсанитов составляет 2–15, а для джасперитов обычно 0.1–2.0, реже до 5 [Теленков, Масленников, 1995].

Фосфор концентрировался в госсанитах более интенсивно, чем в джасперитах (см. рис. 104). В качестве дополнительного признака при диагностике джасперитов и госсанитов рекомендуется использовать следующие неравенства (в мас. %): P₂O₅ < 0.05 (Д); 0.05 < P₂O₅ < 0.5 (Г, Д); P₂O₅ > 0.5 (Г).

С. В. Колотовым в гематит-хлоритовых породах (госсанитах) Молодежного месторождения был отмечен Се минимум, характерный для глубоко-водных океанических осадков [Гидротермальные..., 1992; Barrett et al., 1990]. Им же отмечено, что, по сравнению с малоизмененными вулканитами, руды и метасоматиты характеризуются пониженными значениями PЗЭ+У, La/Yb. Было показано, что надрудные гематит-хлоритовые отложения Молодежного

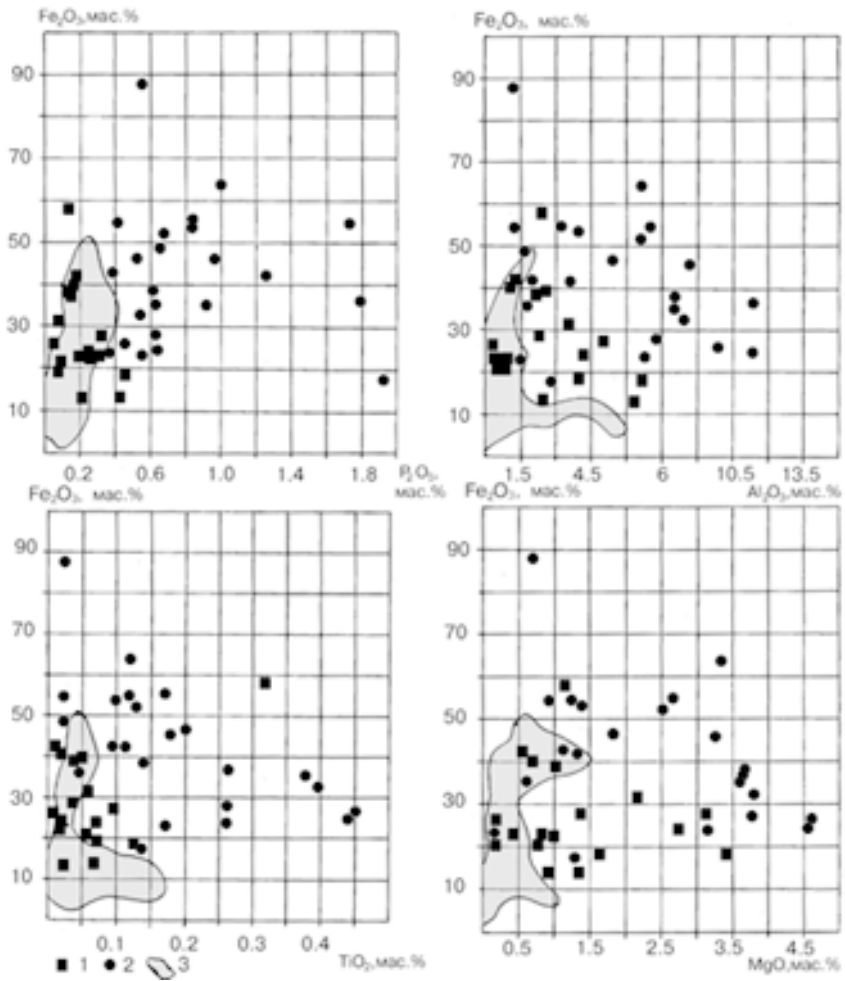


Рис. 104. Повышенные содержания P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 и MgO в госсанитах по сравнению с джасперитами (составили В. В. Масленников, С. П. Масленникова).

1, 2 – госсаниты: 1 – хлорит-гематитовые, Молодежное месторождение; 2 – карбонат-гематитовые, Талганское месторождение; 3 – джаспериты из колчеданосных районов Южного Урала.

Fig. 104. High P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 and MgO contents in gossanites in comparison with jasperites.

1, 2 – gossanites: 1 – chlorite-hematite, the Molodezhnoye deposit; 2 – carbonate-hematite, the Talganskoeye deposit; 3 – jasperites from massive sulphide-bearing districts of South Ural.

месторождения обогащены легкими лантаноидами по отношению как к рудам, так и к вмещающим породам. На основе этих данных был сделан вывод, что легкие лантаноиды выносились из зоны рудообразования и накапливались в перекрывающих кварц-гематитовых отложениях [Колотов, 1992а, б].

Эти данные подтверждаются сведениями о поступлении значительных количеств РЗЭ с современными высокотемпературными колчеданообразующими гидротермами [Лисицын и др., 1992], а также корреляциями содержаний РЗЭ с Mn и Mg, вероятно, поступавшими из морской воды при гальмиролизе примесного гиалокластического материала.

Считается, что носителями РЗЭ в железистых осадках в современных океанах являются мощные сорбенты – свежие гидроксиды железа и, в меньшей степени, марганца [Дубинин, Волков, 1988 и др.]. Однако, корреляции между содержаниями РЗЭ и Fe_2O_3 не наблюдается. Отчетливые корреляции ($r = +0.98-0.8$) повышенных содержаний РЗЭ с такими типично литофильными элементами, как Ti и Al, показывают, что значительная часть РЗЭ поступала в составе гиалокластогенной примеси. Вместе с тем, не следует исключать и фиксацию РЗЭ бактериальным путем, так как некоторые из них (Ce, Eu), по данным В.В. Добровольского [1983], являются биофильными. В пользу этого может свидетельствовать положительная корреляция Eu с P ($r = +0.75$), а также сведения о положительной корреляции некоторых РЗЭ в современных металлоносных отложениях с $C_{орг}$ [Деков, 1994]. Носителем РЗЭ в некоторых типах металлоносных осадков может быть детритовый костный фосфат [Cocherie et al., 1994].

Госсаниты Молодежного месторождения, обогащенные РЗЭ, содержат также много барита (более 3–5 %). Это согласуется с данными по избирательной концентрации некоторых РЗЭ (например, Eu) при гидротермальным баритом [Barrett et al., 1990].

Как в джасперитах, так и в госсанитах содержания РЗЭ не выше, чем в фоновых осадках и вулканитах. Госсаниты по сравнению с джасперитами характеризуются более высокими, в целом, содержаниями РЗЭ (табл. 14, 15). В то же время, чистые госсаниты могут обладать и крайне низкими содержаниями РЗЭ. Это подтверждается данными по распределению РЗЭ в госсанах из кровли современных «черных курильщиков» (табл. 15). Поведение РЗЭ, как и других элементов-гидролизатов, объясняется их относительной инертностью в гипергенных процессах [Лисицын и др., 1980]. По аналогии с поведением титана (см. раздел 3.5) можно предположить, что при разложении гиалокластогенной примеси в кислых условиях, сопровождавших окисление сульфидов, РЗЭ накапливались. При субнейтральном гальмиролизе, приводившем к образованию джасперитов, РЗЭ выносились вместе с Ti в виде комплексных сульфатно-карбонатных соединений. Однако, химические реакции, приводящие к обеднению РЗЭ при гальмиролитичес-

Редкоземельные элементы в госсанитах палеогидротермальных полей колчеданных месторождений Южного Урала и госсанах современных колчеданоносных гидротермальных полей океанов и гидросольфатарных полей островных дуг

Rare elements in gossanites of South Urals' paleohydrothermal fields of massive sulphide deposits and gossans of modern massive sulphide-bearing hydrothermal fields of oceans and hydrosulfataric fields of island arcs

№ п/п	Номер пробы	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
1	7121-1	156.00	1.17	11.00	7.20	<1	9.30
2	7121-8	113.00	90.00	11.70	5.10	3.00	4.20
3	7123-1	37.00	2.50	6.30	4.80	3.00	8.00
4	2070-5	33.00	9.00	6.60	1.70	<1	5.70
5	109-Н	5.00	<2.5	1.10	1.40	5.00	1.30
6	210-3	19.00	<2.5	6.10	1.50	3.00	10.70
7	2014-3	9.00	<2.5	3.00	1.40	<1	0.30
8	Т-5076-146	21.00	<2.5	5.80	<0.25	4.00	6.60
9	Т-5554124.7	22.00	<2.5	5.20	3.70	3.00	17.00
10	204	1.00	2.50	0.40	<0.25	0.50	0.30
11	7205-8	2.00	<2.5	0.40	<0.25	<1	1.20
12	1944-2	4.00	<2.5	2.00	3.60	<1	0.60
13	1-2	2.67	3.91	0.82	0.97	-	0.4
14	4-5	9.69	12.68	2.27	1.13	-	1.11
15	10-11	13.1	18.19	2.80	0.77	-	1.20
16	P-1504-7	0.76	1.79	0.313	0.60	0.05	0.15
17	P-1505-14	0.87	2.05	0.254	0.51	0.028	0.08
18	P-1505-13	0.657	1.34	0.06	0.16	0.007	0.02
19	2-1-1	12.4	27.2	2.70	0.77	0.368	1.10

Примечание. 1–3 – хлорит-гематитовые госсаниты Молодежного месторождения; 4–7 – хлорит-гематитовые госсаниты Сибайского месторождения; 8, 9 – известковистые госсаниты Талганского месторождения; 10, 11 – госсаны и слоистые лимониты Старозаводского гидросольфатарного поля в кальдере вулкана Баранского, о. Итуруп; 12–15 – госсаны гидротермального поля ТАГ (Атлантический океан); 16–18 – госсаны с гидротермального поля Эксплорер; 19 – гемипелагические осадки района хребта Эксплорер. 1–11 – пробы из коллекции автора. Анализы выполнены в ПГО «Уралгеология», 12–15 – пробы по [German et al., 1993], 16–19 – пробы по [Barrett et al., 1990].

Note: 1–3 – chlorite-hematite gossanites of Molodezhnoye deposit; 4–7 – chlorite-hematite gossanites of Sibaiskoye deposit; 8, 9 – calcareous gossanites of Talganskoye deposit; 10, 11 – gossans and layered limonites of Starozavodskoye hydrosulfataric field in Baranskii caldera, Iturup island; 12–15 – gossans of TAG hydrothermal field (Atlantic ocean); 16–18 – gossans of Explorer hydrothermal field; 19 – hemipelagic sediments from the Explorer ridge. 1–11 – samples from the author's collection. Analyses were carried out in «Uralgeology», 12–15 – samples from [German et al., 1993], 16–19 – samples from [Barrett et al., 1990].

Таблица 15. Table 15

**Редкоземельные элементы в джасперитах
колчеданосных районов Южного Урала и в смектитах
из гидротермальных холмов Галапагосской рифтовой зоны**
Rare elements in jasperites of South Urals' massive sulphide-bearing districts
and in smectites from hydrothermal mounds of Galapagos rift zone

№ п/п	Номер пробы	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
1	2095-Ж	4.00	<0.5	<0.4	<0.25	<1	5.70
2	1550-К	4.00	<0.5	1.20	<0.25	<1	2.60
3	144-В	9.00	<0.5	2.20	<0.25	2.00	1.30
4	2768-212	9.00	13.00	0.80	<0.25	<1	0.90
5	2768-222	4.00	<0.5	0.80	<0.25	<1	0.60
6	2768-223	7.00	14.00	0.90	<0.25	<1	1.20
7	7014-6	2.00	<0.5	<0.8	<0.25	<1	0.60
8	7016-4а	4.00	<0.5	<0.8	<0.25	<1	3.40
9	7016-4б	8.00	<0.5	<0.8	<0.25	<1	0.90
10	8008-7	3.00	<0.5	<0.8	3.60	<1	0.80
11	8008-8	2.00	<0.5	<0.8	<0.25	<1	0.60
12	8008-9	1.00	<0.5	<0.8	<0.25	3	0.60
13	8008-2	73.00	<0.5	10.40	9.80	7.00	9.60
14	8008-3	102.00	<0.5	13.50	8.20	8.00	12.40
15	8008-4	57.00	<0.5	8.80	4.10	3.00	6.20
16	N1	2.90	2.90	0.66	0.18	0.04	0.38
17	N2	2.20	2.30	0.49	0.15	–	0.30
18	N3	5.20	2.20	0.54	0.16	0.05	0.83
19	ДМ-1	175.00	207.00	26.90	8.80	5.40	27.60
20	ДМ-2	92.00	113.00	15.50	4.30	2.70	14.00

Примечание. 1–3 – джаспериты Сибайского месторождения; 4–6 – джаспериты Талганского медноколчеданного месторождения; 7–9 – джаспериты Янзигитовского марганцеворудного месторождения; 10–12 – джаспериты из надрудной толщи Куросанского золотоколчеданного месторождения; 13–15 – гидрослюдисто-гематитовые марганцовистые породы из кровли джасперитовых тел, отсюда же; 16–18 – нонтрониты из гидротермальных холмов Галапагосского гидротермального поля; 19–20 – марганцовистые кремнисто-железистые корки на гидротермальных холмах Галапагосской рифтовой зоны (Тихий океан). 1–15 – пробы из коллекции автора и О. С. Теленкова, анализы выполнены в ПГО «Уралгеология»; 16–20 – данные [Кронен, 1982].

Note: 1–3 – jasperites of Sibaiskoye massive sulphide deposit; 4–6 – jasperites of Talganskoye massive copper-sulphide deposit; 7–9 – jasperites of Yanzigitovskoye manganese deposit; 10–12 – jasperites from supra-ore stratum of Kurosanskoye massive gold-sulphide deposit; 13–15 – hydromicaceous-hematite manganese rocks from the roof of jasperitic bodies, the same deposit; 16–18 – nontronites from hydrothermal mounds of Galapagos hydrothermal field; 19–20 – manganese siliceous-ferruginous crusts in hydrothermal mounds of Galapagos rift zone (Pacific ocean). 1–15 – samples from author's and of O. S. Telenkov's collection. Analyses were carried out in «Uralgeology»; 16–20 – data by [Kronen, 1982].

ких преобразованиях гиалокластогенного материала, пока остаются не вполне ясными.

В последние годы для диагностики генетических типов современных металлоносных осадков с успехом используется отношение Eu/Sm . Отношение Eu/Sm отличается постоянством в гидротермальных образованиях (0.25–0.27) [Лисицын и др., 1990; Barrett, 1988]. В металлоносных осадках оно обычно выше. В госсанах южной части хребта Эксплорер (Тихий океан) величина Eu/Sm составляет 2–3 [Barrett et al., 1990]. В чистых гидротермальных нонтронитах Галапагосской зоны его значение – 0.26–0.30. Иногда аналогичные тенденции наблюдаются при сравнении госсанитов и джасперитов из колчеданосных районов Южного Урала. Чистые джаспериты характеризуются не только пониженными содержаниями РЗЭ, но и, при полном разложении гиалокластогенного материала, низкими отношениями Eu/Sm (<0.35).

Важным элементом прогнозирования глубокозалегающих залежей является обнаружение признаков, отражающих влияние остаточных гидротерм на надрудные осадки. Обычно надрудные геохимические ореолы рассматривались как аргумент в пользу эпигенетического происхождения колчеданных руд. Однако, изучение цикличности надрудных пачек указывает на стратифицированность геохимических ореолов [Баранов, 1987]. Совмещение остаточных гидротермально-гипергенных и фоновых обстановок осадконакопления может приводить к появлению своеобразных геохимических типов циклитов. Выделено два геохимических типа песчано-кремнистых циклитов. В циклитах первого типа кремнистые пелитолиты содержат на порядок больше меди, цинка и свинца, чем песчаники, во втором – геохимические различия соседних слоев незначительны. Циклиты первого типа встречаются только в надрудных слоистых толщах колчеданных месторождений. Второй тип широко распространен и за пределами месторождений, где он специфичен для единообразных пачек тефротурбидитов [Масленников, 1991].

Известняки, перекрывающие колчеданные месторождения (Верхнеуральский район), характеризуются на участках гидротермокарстовых провалов повышенными содержаниями бария и марганца. Микроскопические жилки барита и марганцевых карбонатов с удалением от месторождений исчезают, сменяясь кварцевыми прожилками. На основе изучения дефектности карбонатов, обусловленной входением в структуру Mn^{2+} , нами разработаны спектроскопические критерии локального прогнозирования и оконтуривания колчеданных месторождений [Вотяков и др., 1996].

Таким образом, рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты имеют свои литолого-геохимические особенности, позволяющие отличать их от безрудных слоистых пачек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литолого-фациальный подход в изучении сульфидных построек и сопутствующих вулканогенно-осадочных отложений колчеданных месторождений Южного Урала позволил реконструировать субмаринные палеогидротермальные поля и колчеданоносные зоны растяжения, дал возможность выявить новые стороны гидротермально-осадочной модели колчеданообразования.

На колчеданных месторождениях Южного Урала установлены эдафогенные, ксенолавокластические, гидротермальные и гальмиролитические фации, указывающие на парагенетическую связь кислого эффузивного вулканизма, колчеданообразования и околорудного осадконакопления с зонами циклических локальных раздвигов. Показано, что ксенолавокластогенные отложения имеют свои литологические особенности, позволяющие отличать их от вулканомиктовых отложений в других обстановках осадконакопления. Намечены перспективы выделения этого генетического типа в современных колчеданоносных задуговых зонах спрединга.

Разработаны рудно-фациальные критерии, указывающие на сходство сульфидных построек с современными «черными курильщиками». Идентичность текстурно-минералогической зональности палеозойских и современных гидротермальных труб «черных курильщиков» доказывает единство механизма формирования субмаринных колчеданных месторождений, по крайней мере, на протяжении всего фанерозоя.

Имеется много доводов в пользу идеи об определяющей роли гальмиролиза в формировании колчеданоносных палеогидротермальных полей Урала и других колчеданоносных регионов. На основе большого фактического материала показано, что особенности формирования литолого-минералогической зональности разнообразных типов колчеданоносных палеогидротермальных полей определялись интенсивностью пригидротермального гальмиролиза и разрушения придонных сульфидных построек. Определенное значение имели также различия в потенциальной кислотно-основной реактивности и растворимости компонентов, участвовавших в повторном гальмиролизе и диагенезе смесей переотложенных рудокластических и околорудных осадков.

Гальмиролиз приводит не только к появлению новообразованных минералов – борнита, дигенита, ковеллина, теннантита, барита, магнетита и гематита, но и вторичных халькопирита и сфалерита. По аналогии с зона-

ми континентального гипергенеза в рудокластических циклитах выделено (сверху вниз) четыре зоны: 1) зона полного окисления; 2) зона кислотного выщелачивания; 3) зона медно-цинкового обогащения и 4) зона первичных руд. Новый подход позволил объяснить появление двух типов зональности рудокластических циклитов (по меди и золоту): «прямой» и «обратной». Показано, что «прямая» зональность характерна для ранней стадии гальмиролиза, тогда как «обратная» свидетельствует о зрелом гальмиролизе рудокластических отложений. Выявлена зависимость конечного состава рудокластических отложений от исходного состава осадочных примесей. Теоретически обосновано влияние осадочной примеси на моносulfидизацию рудокластических отложений на флангах колчеданосных палеогидротермальных полей, что привело к новому пониманию причин латеральной минералогической зональности колчеданных залежей.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что гальмиролиз не только влиял на состав главных минералов, но и определял особенности акцессорной минерализации колчеданных руд. В частности установлено, что в гидротермальных рудных фациях преобладают теллуриды золота, серебра, свинца, ртути, висмута. По мере нарастания степени гальмиролиза место теллуридов занимают сульфиды и сульфосоли этих металлов, а также самородное золото. Несомненно, что гальмиролиз является одним из важнейших процессов, которые привели к концентрации благородных металлов в кровле сульфидных холмов и рудокластических циклитов.

Среди разнообразных околорудных отложений выделены гематитовые и магнетитовые госсаниты и умбриты, являющиеся аналогами современных апосульфидных металлоносных отложений. Однако высокожелезистые металлоносные отложения встречаются не на всех колчеданных месторождениях. Их место нередко занимают осадочные микрокварциты, серицитолиты и хлоритолиты. Разнообразие минерального состава околорудных отложений вполне может быть объяснено моделью гальмиролиза, рассматривающей кислотно-основные взаимодействия компонентов в рудоносных осадочных смесях.

Автором получены данные об условиях нахождения, составе и особенностях фоссилзации ранне-среднепалеозойских пригидротермальных экосистем. Несмотря на сходство условий нахождения и структур древних и современных пригидротермальных сообществ, обнаруженная фауна свидетельствует о крайней степени эндемизма устьевых биот, которые включают новые роды и виды вестиментифер, моноплакофор, ветигастропод, брахиопод, бивальвий и полихет. Находки многочисленных реликтов нитчатых сульфид-окисляющих бактерий привели к выделению сульфидных стромаболитов и обоснованию гидротермально-биогенного происхождения труб «черных курильщиков». Показано, что на удалении от рудоподводящих зон

(колчеданных холмов) «сульфидные» бентосно-бактериальные экосистемы не развивались.

Сохранность фауны, очевидно, обеспечивалась бактериальными обрастаниями, а псевдоморфное замещение шло по следующей схеме: обрастание – выщелачивание – заполнение, т.е. отличалось от обычного псевдоморфного метасоматического замещения. Работами автора доказано, что оруденелая фауна ассоциирует исключительно с рудами, испытывшими слабый гальмиролиз, тогда как в рудокластических и гальмиролитических отложениях, испытывших повторный гальмиролиз, фауна в прижизненном положении никогда не встречается. Высказана гипотеза, что по мере развития гальмиролиза и затухания гидротермальной деятельности сульфидные бентосно-бактериальные экосистемы исчезали. Полученные данные согласуются с прямыми наблюдениями за экосистемами, приуроченными к современному «черным курильщикам».

Результаты изучения зональности палеогидротермальных труб привели к гипотезе о возможности термоэлектрического происхождения жизни на поверхности «черных курильщиков». По крайней мере, автор надеется, что эта гипотеза будет интересна читателям, как вполне вероятное объяснение причин аномального развития пригидротермальной жизни не только за счет окисления восстановленных газов, но и за счет термоэлектрической энергии «черных курильщиков».

Единство и взаимодействие процессов седиментогенеза, гальмиролиза и экогенеза позволяет распознать систему поисковых критериев и признаков, применимую к различным обстановкам колчеданного рудообразования. Показано, что комплекс критериев локального прогнозирования колчеданных месторождений определяется седиментологическим контролем локализации придонных сульфидных построек. На основе модели рудной и околорудной седиментации разработаны литолого-стратиграфические, литолого-фациальные и литолого-геохимические критерии, отражающие основные отличия в условиях и процессах формирования колчеданоносных палеогидротермальных полей и безрудных обстановок осадконакопления.

Каждый горизонт имеет свои литологические особенности, позволяющие определять его место в геологическом разрезе рудоносных депрессий. Обнаружение ксенолавокластогенных отложений позволило предложить новую схему корреляции вулканогенно-осадочных горизонтов. В частности, была установлена закономерная смена в разрезе состава и морфологических особенностей обломков пород, слагающих ксенолавокластогенные отложения. Предложено в качестве стратифицирующих признаков использовать обломки типа «ксенолит в ксенолите». Стратиграфо-литологические исследования показали необходимость учета горизонтальной стратиграфии

при реконструкциях палеогидротермальных полей и поисках в них фрагментов расчлененных колчеданных залежей.

Выявление специфических эдафогенных и ксенолавокластических фаций, содержащих обломки апобазальтовых плагиогранитов, гидротермальных метасоматитов и колчеданных руд является предпосылкой для выявления колчедановосных зон локальных раздвигов. Более того, присутствие в ксенолавокластитах рудокластов свидетельствует о присутствии на глубине еще неизвестных колчеданных залежей.

Особенности гальмиролиза металлоносных смесей позволили разработать новые литолого-геохимические критерии локального прогнозирования колчеданных руд. Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты характеризуются не только повышенными концентрациями и устойчивыми ассоциациями рудных элементов, но и значительными вариациями их содержаний. Выявление апосульфидных металлоносных отложений, являющихся прямым поисковым признаком на колчеданные руды, возможно по геохимическим данным. Апосульфидные металлоносные отложения (госсаниты), в отличие от кремнисто-железистых отложений, связанных с низкотемпературными палеогидротермальными полями, отличаются повышенными содержаниями халькофильных элементов, золота, фосфора, РЗЭ, титана и алюминия. Показано, что некоторые геохимические особенности поведения фосфора могут быть объяснены появлением глубоководных биогенных аномалий – гидротермальных оазисов, основанных на бактериальном хемосинтезе.

Автор надеется, что изложенные идеи будут полезны при создании единой модели формирования различных типов современных и древних сульфидоносных гидротермальных полей.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Краснов С. Г.* Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26–39.
- Авдонин В. В.* Гидротермально-осадочные породы рудоносных вулканогенных комплексов. М.: МГУ, 1994. 184 с.
- Авдонин В. В.* Реликты черных курильщиков в рудах колчеданных месторождений // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 148–152.
- Авдонин В. В., Гончарова Т. Я.* Фации колчеданосных вулканогенных комплексов. М.: МГУ, 1986. 163 с.
- Агапова Г. Ф., Модников И. С., Шмариович Е. М.* Экспериментальное изучение поведения растворов титана в термальных сульфидно-карбонатных растворах // Геол. рудн. месторождений. 1989. № 2. С. 73–79.
- Андреянова Н. А., Василенко В. Н., Буслаев Ф. П., Прокин В. А.* Физико-химические условия рудоотложения // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 239–253.
- Анфилогов В. Н., Пуртов В. К.* Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами // Геохимия. 1976. № 9. С. 1400–1403.
- Баранов Э. Н.* Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987. 295 с.
- Баранов Э. Н., Куликовский В. Е.* Морфогенез колчеданных залежей Верхне-Уральского рудного района Южного Урала // Придонные гидротермальные постройки. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 43–68.
- Барнс Р., Кейлоу П., Олив П., Голдинг Д.* Беспозвоночные. Новый обобщенный подход. М.: Мир, 1992. 583 с.
- Батурин Г. Н.* Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Безмен Н. И. и др.* Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. № 3. С. 384–389.
- Бобохов А. С.* Эндогенная динамическая система Южно-Уральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Богущ И. А., Воронов А. Р.* Генетические особенности руд и кремнисто-железистые эксгалиты Комсомольского месторождения Южного Урала // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 75–84.

Литература

- Болотин Ю. А., Буслаев Ф. П.* Юбилейное месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 85–94.
- Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. Ф., Яковлев Г. Ф.* Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского района (Южный Урал) // Геол. рудн. месторождений. 1965. № 6. С. 49–63.
- Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г., Пирожок П. И., Ширай Е. П.* Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения (Южный Урал) // Советская геология. 1984. № 3. С. 25–35.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 153 с.
- Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Никешин Ю. В.* Рудная зональность и условия образования Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Советская геология. 1981. Т. 50. № 1. С. 50–58.
- Бортников Н. С.* Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук., М.: ИГЕМ, 1995. 54 с.
- Бортников Н. С., Федоров Д. Т., Муравьев К. Г.* Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геол. рудн. месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 528–544.
- Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 263).
- Бочкарев В. В., Сурин Т. Н.* Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 80 с.
- Бримхолл Д. Х., Крерар Д. А.* Рудные флюиды: от магматических до гипергенных // Термодинамическое моделирование в геологии. М: Мир, 1992. С. 247–353.
- Буслаев Ф. П., Маркс В. А., Прахова Е. В.* Маукское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 164–171.
- Буслаев Ф. П., Молошаг В. П., Исмагилов М. И., Колотов С. В.* Зональность рудных тел и парагенетический анализ руд // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 105–119.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А.* Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества) // Литология и полезн. ископ. 1983. № 3. С. 16–32.

- Бучковский Э. С.* Сульфидное оруденение, связанное с ультраосновными интрузиями западного крыла Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1970. С. 114–124.
- Василенко В. Н.* Термобарогеохимические критерии колчеданности в Сибайском рудном поле (Ю. Урал) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Вып. IV. Свердловск, 1984. С. 92–101.
- Вахромеев И. С.* Палеовулканическая структура и перспективы колчеданности Сибайского рудного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы республики Башкортостан. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 58–59.
- Вахрушева З. Г.* Некоторые данные о рудах и геохимических ореолах колчеданных месторождений Урала // Геология, геохимия и полезные ископаемые Урала. Вып. 1. Свердловск: УПИ, 1977. С. 14–24.
- Воган Д., Крейг Дж.* Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
- Войткевич Г. В., Кизильштейн Л. Я., Холодков Ю. А.* Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. 160 с.
- Вотьяков С. Л., Масленников В. В., Борисов Д. Р., Краснобаев А. А.* Марганец – индикатор условий образования карбонатов на колчеданных медно-цинковых месторождениях Южного Урала (Россия) // Геол. рудн. месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 558–569.
- Вредные химические вещества. Неорганические соединения V–VIII групп / *А. Л. Бандман, Н. В. Волкова, Т. Д. Грехова и др.* Л.: Химия, 1989. 592 с.
- Вулканизм Южного Урала / *Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н. и др.* М.: Наука, 1992. 197 с.
- Гаврилов А. А.* Эксгальационно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972. 216 с.
- Гареев Э. З., Маслов А. В.* Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала // Литология и полез. ископ. 1992. № 3. С. 50–60.
- Гаррелс Р., Крайст Ч.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир. 1974. 272 с.
- Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 487 с.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978. 456 с.
- Геологическое картирование вулканоплутонических поясов / Под ред. *Н. В. Межеловского и А.Ф. Морозова* М., 1994. 301 с. (Роскомнедра, Геокарт, МАНПО).
- Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 396).

Литература

- Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / *А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов, П. В. Воробьев и др.* М.: Наука, 1993. 256 с.
- Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана // Гос. ком. Рос. Федерации по геол. и исполыз. недр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т геол. и минерал. ресурсов Мирового океана. С.-Пб: Недра, 1992. 278 с.
- Говорова А. В.* Гиалокластиты из района поселка Грязнушинского на Южном Урале // Палеовулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 34–39.
- Горелов Н. А.* Маукское медноколчеданное месторождение // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 7. Свердловск, 1958. С. 171–191.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Константинов Р. М.* Магматические и рудные формации. М.: Недра, 1986. 211 с.
- Горожанина Е. Н.* Генетические типы вулканогенно-обломочных пород ирендыкского островодужного комплекса на Южном Урале // Литология и полез. ископ. 1993. № 2. С. 99–113.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
- Гречин В. И.* Кремненакопление // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм: Сравнительная характеристика. М.: Наука, 1984. С. 102–119. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 396).
- Грешнер С. Г., Чувашов Б. И., Богданова Е. И.* О находках органических остатков в слоистых породах всячего бока Учалинского колчеданного месторождения // Ежегодник-1969, Свердловск: ИГиГ УНЦ СССР. 1970. С. 171–178.
- Григорьев В. Н.* Седиментация эдафогенного материла // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 24–37 (Труды ГИН АН СССР. Вып. 396).
- Дегенс Э. Т.* Диагенез органического вещества // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 307–352.
- Деков В. М.* Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1994. 208 с.
- Дзоценидзе Г. С.* Влияние вулканизма на образование осадочных пород и руд. М.: Недра, 1968. 344 с.
- Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. *Г. Ларсена и В. Чиллингара.* М.: Мир, 1971. 465 с.
- Дистанов Э. Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука. 1977.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Сметтиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7–37.

- Дубинин А. В., Волков И. И.* Механизм накопления редкоземельных элементов в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // *Геохимия*. 1988. № 4. С. 557–566.
- Еремин Н. И.* Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ. 1983. 256 с.
- Жабин А. Г.* Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // *Геол. рудн. месторождений*. 1977. № 1. С. 51–69.
- Жабин А. Г.* Скорость литификации сульфидных вулканогенно-осадочных руд и возникновение рудокластов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1978. № 4. С. 118–129.
- Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 261 с.
- Жабин А. Г.* Цунами как фактор разрушения рудных тел, формирующихся в вулканогенной островодужной обстановке палеогеосинклиналией // *Геол. рудн. месторождений*. 1980. Т. XXII. № 1. С. 64–72.
- Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С.* Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения // *Геол. рудн. месторождений*. 1974. Т. XIII. № 2. С. 60–75.
- Жариков В. А.* Кислотно-основные характеристики минералов // *Геол. рудн. месторождений*. 1967. № 5. С. 75–89.
- Жариков В. А.* Критерии кислотности процессов минералообразования // *Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов*. М.: Наука, 1982. С. 63–91.
- Железисто-кремнистые формации докембрия. Генезис железных руд / Белыец Я. Н., Кравченко В. М., Кулик Д. А. и др.* Киев: Наукова Думка, 1991. 216 с.
- Заварицкий А. Н.* Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 727 с.
- Зайков В. В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 1991. 206 с.
- Зайков В. В.* Строение и рудные фации медно-цинково-колчеданного месторождения Таш-Тау (Баймакский рудный район, Урал) // *Уральский минерал. сборник № 5*. Миасс: УрО РАН, 1995. С. 197–216.
- Зайков В. В.* «Черные курильщики» древних океанов // *Металлогения древних и современных океанов-96*. Миасс: ИМин УрО РАН, 1996. С. 30–34.
- Зайков В. В.* Минералы золота и серебра в зонах субмаринного и континентального гипергенеза медноколчеданных месторождений Южного Урала // *Уральский минералогический сборник № 7*. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 33–52.
- Зайков В. В., Масленников В. В.* О придонных сульфидных постройках на колчеданных месторождениях Урала // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 293. № 1. С. 181–184.
- Зайков В. В., Масленников В. В.* Сульфидные постройки на гидротермальных полях острова Итуруп (Курилы) // *Продукты разрушения гидро-*

Литература

- термальных построек в колчеданосных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 182–188.
- Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В. Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург, 1993. 146 с.
- Зайков В. В., Масленников В. В., Кузнецов А. П. и др. Медноколчеданное месторождение Яман-Касы – новый гидротермальный оазис на дне Уральского палеоокеана // Уральский минералогический сборник № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 50–55.
- Зайков В. В., Масленников В. В., Новоселов К. А., Тесалина С. Г., Белогуб Е. В., Коровко А. В., Татарко Н. И., Пирожок П. И., Чадченко А. В., Херрингтон Р., Литтл К. Материалы к путеводителю по колчеданным месторождениям Южного Урала. ИМин УрО РАН, 1998. 81 с.
- Зайков В. В., Масленников В. В., Теленков О. С., Санько Л. А. Железисто-кремнистые отложения Молодежного колчеданного месторождения (Южный Урал) // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 109–127.
- Зайков В. В., Тесалина С. Г., Белогуб Е. В., Оже Т., Беккер К., Бушман Б. Минералы никеля, кобальта и благородных металлов в сульфидных залежах среди офиолитов Главного Уральского Разлома // Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: УГГГА, 1999. С. 156–158.
- Зайков В. В., Шадлун Т. Н., Масленников В. В., Бортников Н. С. Сульфидная залежь Яман-Касы (Южный Урал) – руины древнего «черного курильщика» на дне Уральского палеоокеана // Геол. рудн. месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 511–529.
- Зайкова Е. В. Генетическая разнородность палеозойских кремнистых пород Северных Мугоджар // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 5. С. 1206–1209.
- Зайкова Е. В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991. 134 с.
- Зайкова Е. В., Зайков В. В. Куркудукский комплекс – фрагмент первого слоя океанической коры в Западных Мугоджарах // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 140–152.
- Зарайский Г. П., Флоровская Б. Н., Зезин Р. Б. Кериты и другие соединения углерода Комсомольского месторождения колчеданных руд на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1964. Т. 157. № 5. С. 1131–1134.
- Засухин Г. Н. Геохимические особенности пиритов эндогенного ореола Подольского медноколчеданного месторождения и генезиса полезных ископаемых Урала // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа, 1982. С. 63–69.
- Захарова А. А. Метаморфизм вулканогенных и интрузивных пород Ивановского медно-кобальтового месторождения в Бурибайском рудном районе // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений

- Южного Урала. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1970. С. 124–134.
- Захарова А. А., Захаров А. А.* Околорудные хлориты и карбонаты Ивановского медно-кобальтового месторождения // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1976. С. 24–31.
- Злотник-Хоткевич А. Г.* Минеральные продукты палагонитизации субмаринных базальтов и их роль в образовании и локализации колчеданных руд // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 160–172.
- Злотник-Хоткевич А. Г.* Условия формирования руд колчеданных месторождений в вулканогенных геосинклиналиях. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1986. 47 с.
- Злотник-Хоткевич А. Г.* Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлениями субмаринного вулканизма // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 57–64.
- Злотник-Хоткевич А. Г.* Железистые и кремнисто-железистые осадки колчеданных месторождений // Кремнисто-железистые отложения колчеданоносных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 45–52.
- Злотник-Хоткевич А. Г., Альшиева Э. И., Лайпанов Х. Х.* Зональность и вопросы генезиса хлоритовых пород колчеданных месторождений // Труды ЦНИГРИ. Вып. 150. 1980. С. 10–19.
- Злотник-Хоткевич А. Г., Кузнецов А. Г., Пирожок П. И.* Генетические особенности слоистых руд Учалинского месторождения. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 56–62.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Палеогеодинамика. Н.: Наука, 1993. 192 с.
- Иванов К. П., Чурилин Н. С.* Распространение и условия образования фации гялокластитов в некоторых уральских формациях // Палеовулканизм Урала. Вып. 2. Свердловск, 1975. С. 10–33.
- Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. и др.* Возраст вулканогенных толщ колчеданного оруденения Сакмарской зоны Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1189–1192.
- Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н.* Геодинамические условия формирования земной коры Урала и рудоносных вулканитов // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 51–55.
- Иванов С. Н.* Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений. Т. 2. Сибайское месторождение. Свердловск: УФ АН СССР, 1947. 109 с.

Литература

- Иванов С. Н.* Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала // Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959. С. 7–78 (Труды Горно-геол. ин-та. Вып. 43).
- Иванов С. Н.* Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем // Докл. АН СССР, серия геол., 1966. Т. 169. № 1, 2, 3. С. 177–181.
- Иванов С. Н.* О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 15–29.
- Иванов С. Н.* Введение // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 3–14.
- Иванов С. Н.* Кризис парадигмы сжатия // Тез. докл. XXIX Тектонического совещания «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». 1996. М.: РАН. С. 57–58.
- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 4. С. 939–942.
- Иванов С. Н., Курицына Г. А., Ходалевиц Н. А.* Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала // Генетические проблемы руд: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М., 1960. С. 100–105.
- Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К.* О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала // Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале. Свердловск: УФ АН СССР, 1962. С. 129–154.
- Иванов С. Н., Рокачев С. А.* Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудной толще колчеданного месторождения им. XIX партсъезда на Ю. Урале // Геол. рудн. месторождений., 1966. Т. 6. С. 66–79.
- Иванов С. Н., Рокачев С. А.* Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала // Геология рудн. месторождений. 1970. Т. X. № 6. С. 122–129.
- Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
- Исаев В. А.* Литология и условия образования нижнеордовикских отложений сакмарской зоны Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 83 с.
- Исаченко Б. Л.* О биогенном образовании карбоната кальция // Избранные труды. М.: АН СССР, 1951. Т. 2. С. 226–234.
- Исмагилов М. И.* Месторождение Балга-Тау // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО РАН, 1988. С. 196–199.
- Исмагилов М. И., Исмагилова М. З.* Вещественный состав руд золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района (Южный Урал) // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 10. Свердловск; 1970. С. 105–113.

- История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. 164 с.
- Кабанова Л. Я., Зайков В. В.* Пикриты и марианит-бониниты палеоостроводужной системы Южного Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 108–110.
- Кадзивара И.* Признаки сингенетического происхождения руд Куроко на руднике Саканаи // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир. 1973. С. 163–168.
- Каипов А. Д., Левин В. Л.* Атлас микроструктур кремнистых пород. Алмата: Наука, 1982. 78 с.
- Каракулина Г. В., Никитин И. И.* Медногорский рудный район // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1995. С. 134–140.
- Кизильштейн Л. Я., Минаева Л. Г.* Происхождение фрамбоидальных форм пирита // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 3. С. 1187–1189.
- Кизильштейн Л. Я., Штизглус А. Л., Перетяжко А. Г.* Состав минеральных компонентов углей по результатам низкотемпературного окисления органического вещества в высокочастотной кислородной плазме и литохимическим расчетам // Литология и полезн. ископ. 1995. № 1. С. 107–112.
- Козулин В. А., Беляева Н. М., Белгородский Е. А.* Об эксплозивных брекчиях одного из колчеданных месторождений Южного Урала // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 49–55.
- Ковалев К. Р.* Гидротермально-осадочный рудогенез на колчеданно-полиметаллических месторождениях Забайкалья и преобразование руд при различных типах метаморфизма. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 95 с.
- Колотов С. В.* Редкоземельные элементы на Молодежном медноколчеданном месторождении // Ежегодник-1991 (ИГиГ УрО РАН). Екатеринбург: Наука, 1992а. С. 107–108.
- Колотов С. В.* Структура и зональность медноколчеданного месторождения Молодежное. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 1992б. 22 с.
- Колотов С. В., Гмыра В. Г.* Редкие минералы на Молодежном колчеданном месторождении // Ежегодник-1989. Свердловск: ИГиГ УрО РАН. 1990. С. 78–80.
- Колчеданные месторождения мира / *Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др.* М.: Недра, 1979. 284 с.
- Контарь Е. С.* О некоторых околорудных породах колчеданных месторождений Урала // Метасоматиты эндогенных месторождений Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 31–36.
- Контарь Е. С.* Колчеданные руды в геологической истории Земли // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком. 1997. С. 79–97.

Литература

- Контарь Е. С., Либарова Л. Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком. 1997. 233 с.
- Коптева В. В. Позднеирендыкские мелководные отложения и осадочно-тектонические брекчии в Ирендыкской зоне Магнитогорского прогиба // Геосинклиальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 112–130.
- Коржинский Д. С. Проблема оценки основности минералов и пород // Изв. АН СССР, сер. геол. 1976. № 6. С. 5–13.
- Кориневский В. Г. Подводные вулкано-колловиальные отложения Урала // Литология и полезн. ископ. 1982. Т. 1. С. 41–54.
- Кориневский В. Г. Эффузивы Урала. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1987. 144 с.
- Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кориневский В. Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.
- Коротеев В. А., Зонениайн Л. П., Парначев В. П. и др. Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
- Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г. и др. Минералогия преобразований олигоценых базальтов хребта Рейкьянес // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., 1984. С. 19–41.
- Коссовская А. Г., Тучкова М. И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезн. ископ. 1988. № 2. С. 8–4.
- Краснов С. Г. О минимальных глубинах формирования массивных сульфидных руд на дне океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1188–1191.
- Краснов С. Г., Черкашов Г. А., Айнемер А. И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. 278 с.
- Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклиальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
- Кривцов А. И. Металлогения андезитоидных вулкано-плутонических поясов. Часть II. М.: ЦНИГРИ, 1999. 268 с.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
- Крумбигель Г., Вальтер Х. Ископаемые: сбор, препарирование, определение, использование. М.: Мир, 1980. 334 с.
- Крылов И. Н., Орлеанский В. К. Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках / Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
- Крылов И. Н., Орлеанский В. К., Заварзин Г. А. Окремненные микроорганизмы в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. №. 6. С. 1483–1485.
- Кузнецов А. Г. К вопросу о формировании рудовмещающих фаций и обломочных руд Корбалихинского колчеданно-полиметаллического место-

- рождения (Рудный Алтай) // Металлогения современных и древних океанов. М.: ЦНИГРИ, 1992. С.156–165.
- Кузнецов А. П., Масленников В. В., Зайков В. В.* Пригидротермальная фауна Силурийского палеоокеана Южного Урала // Изв. РАН, сер. биол., 1993. № 4. С. 525–534.
- Кузнецов А. П., Масленников В. В., Зайков В. В., Собецкий В. А.* Фауна сульфидных гидротермальных холмов Уральского палеоокеана (средний девон) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 6. С. 1477–1481.
- Кузнецов С. И.* Основные пути образования осадков карбонатов кальция и роль микроорганизмов в этом процессе // Доклады на конференции, посвященной 25-летию Ин-та микробиологии. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 170–185.
- Кузнецов С. И.* Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
- Кулешов Ю. В., Зайков В. В.* О строении рудоподводящих каналов в сульфидных холмах месторождения Таш-Тау (Баймакский рудный район, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-98. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 84–88.
- Курносков В. Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.
- Лапухов А. С.* Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
- Лебедев Л. М., Черкашев Г. А., Цетин А. П. и др.* Состав и текстурные особенности сульфидных руд ВТП // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С.132–139.
- Лейн А. Ю., Гальченко В. Ф., Гриненко В. А. и др.* Минеральный состав и геохимия пород с бактериальными обрастаниями из подводных построек // Геохимия. 1988. № 9. С. 1235–1248.
- Лейн А. Ю., Ульянова Н. В., Гриненко В. А. и др.* Геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд срединно-океанического хребта (26 °с. ш.) // Геохимия. 1991. № 3. С. 307–319.
- Лидер М. Р.* Седиментология. М.: Мир, 1986. 439 с.
- Лисицын А. П.* Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20–45.
- Лисицын А. П., Биннс Р. А., Богданов Ю. А. и др.* Современная гидротермальная активность подводной горы Франклин в западной части моря Вудларк (Папуа – Новая Гвинея) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1991. № 8. С. 125–140.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М: Наука, 1990. 256 с.

Литература

- Лисицын А. П., Гурвич Е. Г., Лукашин В. Н. и др.* Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. 239 с.
- Лисицын А. П., Крук К., Богданов Ю. А. и др.* Гидротермальное поле рифтовой зоны бассейна Манус // Изв. РАН, сер. геол. 1992. № 10. С. 34–56.
- Листова Л. П., Бондаренко Г. П.* Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М.: Наука, 1969. 183 с.
- Лобье Л.* Оазисы на дне океана. М.: Гидрометеиздат, 1990. 156 с.
- Лядский П. В., Полуэктов А. П., Губанов Л. И., Исмагилов М. И., Грязнов О. Н., Чесноков В. И., Берг Л. Я.* Летнее месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 23–31.
- Малахов А. А., Денисенко Е. А.* Изотопный состав серы пиритизированных окаменелостей из медноколчеданных месторождений Южного Урала // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 4. С. 934–937.
- Малахов Д. А., Попов Е. В., Скуратов В. Н.* Геологические условия залегания, геохимическая зональность и генезис руд Октябрьского месторождения // Критерии и методика поисков скрытых колчеданных месторождений на Урале. Уфа, 1979. С. 86–88.
- Малахова Н. П.* Фауна рудовмещающих свит колчеданных месторождений Южного Урала. Свердловск, 1969. 136 с. (Труды ИГГ УФ АН СССР. Вып. 81).
- Масленников В. В.* Стратиграфо-литологический контроль медноколчеданных руд на Сибайском и Октябрьском месторождениях (Южный Урал) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: СГИ, 1986. 23 с.
- Масленников В. В.* Стратиграфо-литологический контроль медноколчеданных руд на Сибайском и Октябрьском месторождениях // Достижения науки производству. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 31–32.
- Масленников В. В.* Генетическая и геохимическая характеристика вулканогенно-осадочных пород на Сибайском медноколчеданном месторождении // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск, 1988. С. 80–87.
- Масленников В. В.* Литологический контроль медноколчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 1991, 139 с.
- Масленников В. В.* Обломковидные сульфидные обособления // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 148–155.
- Масленников В. В.* Газотворность талька и хлоритов Зимнего колчеданного месторождения // Уральский минералогический сборник № 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 88–93.

- Масленников В. В.* Пригидротермальные экосистемы Уральского палеоокеана // Геология морей и океанов: Тез. докл. 11 Международной школы Морской геологии. Т. 2. М., 1994а. С. 172–174.
- Масленников В. В.* Особенности осадконакопления в колчеданосных зонах спрединга Уральского палеоокеана // Геодинамика, осадконакопление и литогенез: Тез. докл. Уральского литологического совещания. Екатеринбург, 1994б. С. 17–18.
- Масленников В. В.* Реконструкции фрагментов рифтовых долин в вулканических дугах Южного Урала // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит: Тез. докл. Всероссийского металлогенического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 1994в. С. 198–200.
- Масленников В. В.* Субмаринный гипергенез и экогенез колчеданосных палеогидротермальных полей Уральского палеоокеана – пример взаимодействия минерального и живого миров // Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия: Материалы II Международного семинара. Сыктывкар: УрО РАН, 1996а. С. 108–110.
- Масленников В. В.* Типы колчеданосных палеогидротермальных полей Южного Урала // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996б. С. 152–162.
- Масленников В. В.* Гальмиролиз и реактивность компонентов околорудных осадков как факторы литолого-минералогической зональности колчеданосных палеогидротермальных полей // Металлогения древних и современных океанов-97. Миасс: УрО РАН, 1997. С. 52–61.
- Масленников В. В., Беккер К., Херрингтон Р., Стенли К., Тесалина С. Г.* Состав, позиция и условия образования теллурического кобальтина и палладиносного колорадоита в палеогидротермальных трубах из колчеданного месторождения Яман-Касы (Южный Урал) // Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 159–162.
- Масленников В. В., Василенко В. Н.* Геохимические особенности слоистых рудовмещающих вулканогенно-осадочных горизонтов на Сибайском медноколчеданном месторождении // Научно-методические основы и результаты геохимических поисков рудных месторождений на Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 110–115.
- Масленников В. В., Василенко В. Н.* К вопросу о структурно-минералогической и геохимической зональности рудных тел Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Минералогическая зональность и локальный прогноз оруденения. Ростов-на-Дону, 1991. С. 94–99.
- Масленников В. В., Зайков В. В.* О процессах придонного разрушения сульфидных построек в палеоокеанических структурах // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1991а. С. 211–226.

Литература

- Масленников В. В., Зайков В. В.* О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Докл. АН СССР. 1991б. Т. 319. № 6. С. 1434–1437.
- Масленников В. В., Зайков В. В.* Сульфидные трубы и металлоносные отложения на гидросольфатарных полях вулкана Баранского (о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 45–58.
- Масленников В. В., Зайков В. В.* Колчеданоносные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.
- Масленников В. В., Котляров В. А.* Микроструктуры кварц-гематитовых пород Сибайского и Октябрьского медноколчеданных месторождений (Южный Урал) // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 73–82.
- Масленников В. В., Прокин В. А.* Новые данные по геологии Сибайского медноколчеданного месторождения // Ежегодник-1983. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. 1984. С. 132–135.
- Масленников В. В., Херрингтон Р., Буслаев Ф. П., Стенли К.* Самородный теллур, теллуриды и сульфотеллуриды в сульфидных трубах «черного курильщика» Яман-Касинского медно-цинково-колчеданного месторождения // Уральский минералогический сборник № 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997а. С. 53–67.
- Масленников В. В., Шпанская А. Ю., Литтл К. Т. С.* О вестиментиферах, альвинеллидах и палеоэкологии гидротермальных оазисов Уральского палеоокеана // Металлогения древних и современных океанов-97. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997б. С. 150–160.
- Маслов В. П.* Строматолиты. М.: АН СССР, 1960. 188 с.
- Маслов В. А.* Девон восточного склона Урала. М.: Наука, 1980. 224.
- Мацукума Т., Хорикоси Е.* Месторождения типа куроко // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 129–151.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / *Прокин В. А., Серавкин И. Б., Буслаев Ф. П. и др.* Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / *Прокин В. А., Нечехин В. М., Сонко П. Ф. и др.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / *В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.
- Меднорудные месторождения – типы и условия образования / Под ред. *А. И. Кривцова и др.* М.: Недра, 1987. 197 с.
- Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 248 с.

- Металлоносные осадки Красного моря / Ю. А. Богданов, Е. Г. Гурвич, Г. Ю. Бутузова и др. М.: Наука, 1986. 288 с.
- Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск: УрО РАН, 1991. 212 с.
- Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / И. Б. Серавкин, П. И. Пирожок, В. Н. Скуратов и др. Уфа: Баш. кн. изд., 1994. 328 с.
- Молошаг В. П., Буслаев Ф. П. Редкие минералы и особенности их распределения в рудах Гайского месторождения // Ежегодник-1981. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР. 1982. С. 94–95.
- Молошаг В. П., Вигоров Б. Л. Новые данные о теллуридах колчеданных месторождений // Ежегодник-1979. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980. С. 107–109.
- Молошаг В. П., Гуляева Т. Я. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала // Ежегодник-1989. Свердловск, ИГиГ УрО АН СССР. 1990. С. 94–95.
- Молошаг В. П., Колотов С. В., Гуляева Т. Я. Новые данные о сульфидах меди и серебра в рудах колчеданных месторождений Урала // Уральский минералогический сборник № 5. Миасс: ИМин УрО РАН. 1995. С. 223–231.
- Молчанов В. И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
- Морозов В. И. Вторичные ореолы сульфидного оруденения (особенности формирования, прогнозные критерии и поисковые модели). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. М.: ИМГРЭ, 1994. 62 с.
- Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Муталов М. Г., Пшеничный Г. Н. Минералогия теллура в колчеданных месторождениях Южного Урала // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1962. С. 137–148.
- Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1980. 198 с.
- Несис К. Н. Вестиментиферы // Природа. 1984. № 4. С. 87–89.
- Нестеренко В. С., Буслаев Ф. П., Ярош П. Я., Молошаг В. П. Гайское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 120–130.
- Нестеренко В. С. Гематито-кремнистые породы Гайского месторождения // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 85–92.
- Нечеухин В. М. Плитотектоническая металлогения складчатых систем полного геодинамического цикла // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 49–64.

Литература

- Ново-Учалинское медно-цинковоколчеданное месторождение Южного Урала / *Г. Н. Пишеничный, М. Я. Волькинштейн, Ю. С. Николайченко и др.* Уфа: УНЦ РАН, 1999. 391 с.
- Овчинников Л. Н., Лутков Р. И.* Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Основы металлогенического анализа при геологическом картировании / *Г. С. Гусев, В. В. Зайков, Е. В. Зайкова и др.* М., 1995. 468 с. (Роскомнедра, геокарт, МАНПО).
- Пасынков В. В., Чиркин Л. К., Шинков А. Д.* Полупроводниковые приборы. М.: Высшая школа, 1981. 431 с.
- Перижняк Н. А.* Фации вулканогенных пород Сибайского месторождения // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 92. М., 1970. С. 116–130.
- Петров Г. В.* Особенности геологии и методов поисков медноколчеданных месторождений в Верхнеуральском районе Челябинской области // Изв. АН СССР, 1968. № 5. С. 61–74.
- Петрова М. А., Рогов В. И., Бурикова И. А.* Гиалокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья // Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 60–67.
- Петровская Н. В.* Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 40. М., 1961. С. 56–103.
- Петровская Н. В., Касьянов А. В.* Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале // Труды ЦНИГРИ. Вып. 37. М., 1960. С. 56–94.
- Петтиджон Ф., Роттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники (Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии). М.: Мир. 1976. 534 с.
- Пирожок П. И., Злотник-Хоткевич А. Г.* Новые данные о генезисе Учалинского месторождения // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 390–393.
- Потапенко Б. П., Лядский П. В., Требухин В. С.* Структурные условия локализации Осеннего колчеданного месторождения // Геология и структуры рудных районов Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН, 1979. С. 64–70.
- Проблемы литологии мирового океана. Литология и геохимия Тихого океана / *П. Я. Тимофеев, М. А. Ратеев, Н. В. Ренгартен и др.* М.: Недра, 1983. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 387).
- Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах / Под ред. *В. В. Зайкова и В. В. Масленникова.* Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 228 с.
- Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Под ред. *В. Н. Холодова и В. И. Седлецкого.* М.: Наука, 1987. 190 с.

- Прокин В. А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
- Прокин В. А.* Причины связи колчеданных месторождений с вулканогенными породами // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. Т. 1. С. 173–174.
- Прокин В. А., Богомол А. А., Рудницкий В. Ф.* Геологическое строение Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Вып. 5. Свердловск: СГИ, 1984. С. 77–84.
- Прокин В. А., Богоявленская О. В., Масленников В. В.* Условия нахождения фауны на медноколчеданных месторождениях Урала // Геол. рудн. месторождений. 1985. № 1. С. 114–117.
- Прокин В. А., Нечехин В. М.* Палеотектонические, палеогеографические и геодинамические условия формирования рудовмещающих отложений // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 56–65.
- Прокин В. А., Нечехин В. М., Буслаев Ф. П.* Медноколчеданные системы // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. 270 с.
- Прокин В. А., Ярош П. Я., Рудницкий В. Ф.* Модель формирования колчеданных месторождений уральского типа // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск, 1983. С. 102–108.
- Пумпянский А. М.* Геохимия франского кремненакопления Урала // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск, 1987. С. 49–59.
- Пуркин А. В., Ананьева Е. М., Вострокнутов Г. А. и др.* Методические рекомендации по поискам скрытых медноколчеданных месторождений на Урале. Свердловск, 1979. 248 с.
- Пуркин А. В., Денисова Т. А.* Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 1987. 190 с.
- Пуртов В. К., Егорова Л. Г., Котляров В. А.* Экспериментальная характеристика системы базальт– P_2O_5 –КСД– $NaCl$ – SiO_2 при температурах 600–800 °С и давлении 1 кбар // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 149–161.
- Путилин В. С.* Морфометрические особенности и геохимическая зональность I рудного тела Молодежного месторождения // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Вып. 5. Свердловск: СГИ, 1984. С. 102–110.
- Пишеничный Г. Н.* Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала. М.: Наука, 1975. 187 с.

Литература

- Пиеничный Г. Н.* Редкие минералы в рудах колчеданных месторождений Южного Урала и их типоморфизм // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1976. С. 11–16.
- Пиеничный Г. Н.* Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М.: Наука, 1984. 207 с.
- Пиеничный Г. Н., Пирожок П. И.* Халькопирит-борнитовая минерализация Учалинского медноколчеданного месторождения и некоторые вопросы его происхождения (Южный Урал) // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР. Вып. 10. 1970. С. 54–72.
- Пиеничный Г. Н., Шадлун Т. Н., Вьяльсов Л. Н., Тронева Н. В.* О первой находке колорадоита в рудах колчеданной формации (Узельгинское месторождение) // Докл. АН СССР, 1972. Т. 205. № 1. С. 191–193.
- Ракчев А. Д.* Влияние химизма вмещающих пород на состав и кислотно-основные свойства рудных минералов // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 91–107.
- Ракчев А. Д.* Новые физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд. Справочник. М.: Недра, 1989. 230 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Романовский С. Н.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. М.: Наука, 1985. 263 с.
- Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
- Рудницкий В. Ф.* Особенности ореола околорудных изменений Сибайского медноколчеданного месторождения // Геол. рудн. месторождений. 1983. Т. 25. № 1. С. 101–111.
- Рудницкий В. Ф.* Палеогеографические условия образования южноуральских колчеданных месторождений // Литология и полезн. ископ. 1988. № 2. С. 109–121.
- Рудницкий В. Ф., Папулов Н. Б.* Палеовулканический контроль колчеданного оруденения в Бурибайском рудном районе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 2. С. 421–425.
- Рудницкий В. Ф., Путинцева Е. В.* Текстульная зональность Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 403–406.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 169 с.
- Русинов В. Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 214 с.

- Ручкин В. Г., Михайлов В. М.* Эксплозивные брекчии и обломковидные руды Блявинского месторождения (Южный Урал) // Вест. МГУ, сер. геол., 1967. № 3. С. 68–74.
- Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987. 266 с.
- Рыкус М. В.* Вулканизм и металлогения Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 172 с.
- Самма Ж.-К.* Выветривание и рудные поля. М.: Мир, 1989. 448 с.
- Санько Л. А., Масленников В. В.* Придонные гидротермальные постройки Талганского колчеданного месторождения // Придонные гидротермальные постройки колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 91–94.
- Свешников Г. Б.* Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: ЛГУ, 1967. 160 с.
- Серавкин И. Б.* Палеовулканическая структура и условия образования Сибайского медноколчеданного месторождения // Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала. Уфа, 1982. С. 34–45.
- Серавкин И. Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / *М. Б. Бородаевская, А. Г. Волчков, Д. И. Горжесский и др.* М.: ЦНИГРИ, 1992. 225 с.
- Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966. 291 с.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Скрипченко Н. С., Воронов А. Р.* О генезисе Блявинского месторождения // Сов. Геология. 1969. № 12. С. 137–139.
- Слободский Р. М.* Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 120 с. (СО АН СССР. Вып. 486).
- Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений. Л.: ОНТИ, 1936. 292 с.
- Сопко Л. Н.* Дезинтегрированные эффузивы как особый тип вулканогенных обломочных пород (на примерах Баймакского и Макан-Бурибайского районов) // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974. С. 72–75. (Тр. ИГЗ. Вып. XII).
- Сопко П. Ф., Бобохов А. С., Серавкин И. Б., Уразаев К. А., Бояркин А. П., Калугина М. А., Родичева З. И.* Структурный и магматический контроль колчеданного месторождения Башкирии. М.: Наука, 1975. 227 с.

Литература

- Сопко П. Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М.: Наука, 1973. 224 с.
- Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 163–177.
- Страхов Н. М., Залмазон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Изв. АН СССР, сер. геол. 1955. № 1. С. 34–51.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- Стрижов В. В., Масленников В. В. О изотопном составе углерода, кислорода и серы в девонских металлоносных отложениях Уральского палеоокеана и современных охрах хребта Хуан-де-Фука // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 199–210.
- Судариков С. М. Рудообразующие гидротермы океана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: СПбГУ, 1999. 49 с.
- Сурин Т. Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование (Верхнеуральский рудный район). Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 103 с.
- Сурин Т. Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. 310 с.
- Твалчрелидзе А. Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Недра, 1987. 188 с.
- Теленков О. С., Масленников В. В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.
- Термический анализ минералов и горных пород / Под ред. В. П. Иванова, Б. К. Касатова, Т. Н. Красавиной и др. Л.: Недра, 1974. 399 с.
- Тесалина С. Г., Масленников В. В., Сурин Т. Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.
- Тесалина С. Г., Масленников В. В., Трофимов О. В. Особенности строения и состава залежи кластогенных руд Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения // Уральский минералогический сборник № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 131–140.
- Ткачев Ю. А., Юдович Л. Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л.: Наука, 1975. 233 с.
- Требухин В. С. Геологическое строение и история развития Гайской палеовулканической колчеданосной постройки // Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М.: ЦНИГРИ. Вып. 92. 1970. С. 108.
- Требухин В. С. К вопросу о происхождении зон рассланцевания, вмещающих колчеданные руды на Южном Урале // Вопросы палеовулканизма

- медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М.: ЦНИГРИ. Вып. 92. 1970. С. 83–108.
- Тринкер Б. Д., Егоров П. А.* Коррозия и защита железобетонных промышленных труб. М.: Изд-во литер. по строительству и архитектуре, 1969. 126 с.
- Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 462 с.
- Уразаев К. А., Галимов С. Я.* Об условиях локализации медноколчеданных руд на юго-восточном участке месторождения им. XIX партсъезда // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР. Вып. 10. 1970. С. 17–23.
- Усанович М. И.* Исследование в области теории растворов и теории кислот и оснований. Алма-Ата: АН КазССР. 1970. 345 с.
- Фербридж Р. У.* Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование // Диагенез и катигенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27–91.
- Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Филатов Е. И., Ширай Е. П.* Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.
- Формирование земной коры Урала / *С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др.* М.: Наука, 1986. 248 с.
- Франклин Дж. М. Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф.* Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 39–252.
- Фролов В. Г.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Наука, 1984. 220 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
- Хан И. С.* Уровни колчеданного оруденения в Домбаровской рудной зоне // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданоносных районах. Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. С. 100–114.
- Хан И. С., Хан Г. Н.* Медно-цинково-колчеданное месторождение Зимнее на Южном Урале // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданоносных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 77–86.
- Харин Г. С., Чечко В. А.* О связи некоторых рудных компонентов с измененностью базальтов // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., 1984. С. 48–53.
- Хворова И. В.* О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов // Литология и полез. ископ. 1966. № 4. С. 51–61.
- Хворова И. В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М.: Наука, 1968. С. 9–136.
- Хворова И. В.* Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования // Литология и полезн. ископ. 1974а. № 2. С. 36–48.

Литература

- Хворова И. В.* Кремниевые брекчии в палеозое Южного Урала // Изв. АН СССР, сер. геол. 1974б. № 8. С. 68–74.
- Хворова И. В.* Парагенезисы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 38–59. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 396).
- Хворова И. В.* Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 2. Особенности седиментогенеза // Литология и полезн. ископ. 1995. № 1. С. 3–15.
- Хворова И. В., Вишневецкая В. С.* Кремнистые породы складчатых поясов фанерозоя // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 59–78.
- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П. и др.* Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Хворова И. В., Дмитрик А. Л.* Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. 82 с.
- Хворова И. В., Залмазон Е. С.* Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала // Литология и полезн. ископ. 1963. № 1. С. 73–87.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н.* Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полезн. ископ. 1980. № 4. С. 55–68.
- Хитаров Н. И., Москалюк А. А.* Экспериментальные данные по вопросам генезиса свинцового оруденения // Советская геология. 1955. Вып. 43. С. 126–136.
- Челищев Н. Ф.* Влияние кислотности-щелочности на характер взаимодействия алюмосиликатов с водными растворами // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 113–117.
- Червяковский Г. Ф.* Вулканические фации и формационное расчленение вулканических образований // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 3–9.
- Черкасов В. Л., Смирнова И. А., Болтыров В. Б.* Джусинское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 207–214.
- Чувашов Б. И.* Строматолиты и онколиты девона, карбона и перми // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. С. 158–174.
- Чувашов Б. И., Лучинина В. А., Шуйский В. П. и др.* Ископаемые известковые водоросли. Новосибирск: Наука, 1987. 225 с.
- Шадлун Т. Н.* О колломорфных структурах руд месторождения Яман-Касы на Южном Урале // Зап. ВМО. 1942. № 3–4. С. 151–159.

- Шадлун Т. Н.* Особенности минерального состава, текстур и структур руд некоторых колчеданных месторождений Урала // Колчеданные месторождения Урала. М., 1950. С. 117–147.
- Шадлун Т. Н.* Теллурувисмутит из колчеданной руды Учалинского месторождения (Южный Урал) // Зап. ВМО. 1961. Ч. 90. Вып. 3. С. 294–296.
- Шадлун Т. Н.* О некоторых сростаниях сульфидов, характерных для современных океанических и древних колчеданных руд // Геол. рудн. месторождений. 1991. № 4. С. 110–117.
- Шарфман В. С.* Палеовулканические реконструкции. М.: Недра, 1989. 215 с.
- Ширай Е. П., Агеева С. Т.* О вулканогенных формациях Верхнеуральского рудного района // Труды ЦНИГРИ. Вып. 92. 1970. С. 33–46.
- Шпанская А. Ю., Масленников В. В., Литтл К. Т. С.* Трубки вестиментифер из раннесилурийских и среднедевонских пригидротермальных биот Уральского палеоокеана // Палеонтолог. журнал. 1999. № 3. С. 12–16.
- Штейнберг А. Д.* Девонские магматические формации на примере Александринского рудного района // Магматические формации, магматизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1969. С. 211–218.
- Шуй Р. Е.* Полупроводниковые рудные минералы. Л.: Недра, 1979. 288 с.
- Щеглова-Бородина О. Н.* Определение фауны в серном колчедане Сибайского месторождения на Южном Урале. Свердловск, 1956. С. 169–171. (Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. Вып. 24).
- Эдмонд Д. М., Дамм К.* Горячие источники на дне океана // В мире науки. 1983. № 6. С. 46–60.
- Юрин Ю. Ф.* Значение хлоритолитов при решении вопросов генезиса колчеданных месторождений Урала // Докл. АН СССР. 1983. Т. 304. № 3. С. 688–692.
- Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Воробьев Н. С., Дубакина Л. С., Разина И. С., Карпухина В. С.* Геохимия Se, Te, Bi в медно-цинковых колчеданных месторождениях Урала и некоторые вопросы колчеданного рудообразования // Геохимия. 1978. № 9. С. 1368–1378.
- Яворский Б. М., Детлаф А. А.* Справочник по физике. М.: Наука, 1974. 942 с.
- Язева Р. Г.* О природе порфириновых и обломочных пород, вмещающих Александринское медноколчеданное месторождение // Советская геология. 1967. № 12. С. 132–135.
- Язева Р. Г.* К петрохимии вулканогенных комплексов Александринского меднорудного района // Химизм колчеданоносных вулканогенных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 43–49.
- Язева Р. Г.* Александринский рудный район // Медноколчеданные месторождения Южного Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 195–199.

Литература

- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
- Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.
- Ярош П. Я., Буслаев Ф. П. Структуры руд и история формирования рудных агрегатов Узельгинского месторождения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 100 с.
- Ярош П. Я., Буслаев Ф. П., Нестеренко В. С. О полосчатой текстуре руд Гайского месторождения // Ежегодник-1976. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. 1977. С. 125–126.
- Яхонтова Л. К., Грудев А. П. Минералогия окисленных руд: Справочное пособие. М.: Недра, 1987. 198 с.
- Afifi A. M., Kelly W. C., Essene, E. J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermodynamical data and calculated equilibria // *Econ. Geol.* 83. 1988. P. 377–394.
- Bak F., Cypionka H. A novel type of energy metabolism involving fermentation of inorganic sulphur compounds // *Nature*. 1987. V. 326. P. 891–892.
- Banks D. A. A fossil hydrothermal worm assemblage from the Tynagh lead-zinc deposit in Ireland // *Nature*. 1985. V. 313. P. 128–131.
- Banks D. A. Hydrothermal chimneys and fossil worms from Tynagh Pb-Zn deposit, Ireland // *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*. 1985. P. 441–447.
- Barrett T. J., Jarvis J. Rare-earth element geochemistry of metalliferous sediments from DSDP Leg 92: the East Pacific Rise Transect // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. № 3/4. P. 243–261.
- Barrett T. J., Jarvis J., Jarvis K. E. Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge // *Geology*. 1990. V. 18. P. 583–586.
- Baross J. A., Demming J. W. Growth of «black smoker» at temperatures of at least 250 °C // *Nature*. 1983. V. 303. P. 423–426.
- Baross J. A., Demming J. W. Growth at high temperature isolation and taxonomy physiology and ecology // *The microbiology of Deep-Sea Hydrothermal vents*. New York: CRC Press, 1995. P. 169–218.
- Barton P. B., Toulmin P. Phase relations involving sphalerite in Fe–Zn–S system // *Econ Geol.* 1966. V. 61. P. 815–849.
- Bazilinski D. A., Heywood B. R., Mann S., Frankel R. B. Fe₃O₄ and Fe₃S₄ in bacterium // *Nature*. 1993. V. 366. № 18. P. 218.
- Bhatia M. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.*, 1983. V. 91. P. 611–627.
- Binns R. A., Scott S. D., Bogdanov Y. A. et al. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfide deposits of Franklin seamount, Western Woodlark basin, Papua New Guinea // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 2122–2153.

- Bitter P. H., Scott S. D., Schenc P. E.* Chemosynthesis: An Alternate Hypothesis for Carboniferous Biotas in bryozoan (Microbial Mounds, Newfoundland) // Chemosynthesis: geological – processes and products. Palaios, 1992. V. 7. P. 466–484.
- Bostrom K.* The origin and fate of ferromanganean active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. Vol. 27. P. 149–243.
- Bostrom R., Peterson N. M. A.* Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise // Econ. Geol. 1966. V. 61. № 7. P. 1258–1265.
- Cabri L. J.* (1965) Phase relation in the Au–Ag–Te system and their mineralogical significance // Economic geology and Bulletin of the Society of Economic geologist, 60. P. 1569–1606.
- Cavanaugh C. M., Gardiner M. L., Jones H. W. et al.* Procaryotic cells in the hydrothermal vents tube worm *Riftia pachyptila* Jones: Possible chemoautotrophic symbionts // Science. 1981. V. 213. P. 340–341.
- Cocherie A., Calvez J. Y., Oudin-Dunlop E.* Hydrothermal activity as recorded by Red Sea sediments: Sr-Nd isotopes and REE signatures // Marine Geology. 1994. V. 18. P. 291–302.
- Constantinou G.* Genesis of conglomerate structure, porosity and collomorphic textures of the massive sulphide ores of Cyprus // Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper, 1976. V. 14. P. 187–210.
- Constantinou G., Govett G. J. S.* Genesis of sulfide deposits, ochre, and umber of Cyprus. Inst. mining, metallurgy trans. 1972. V. 81. Sec. B. P. 403–422.
- Cook T. L., Stakes D. S.* Biogeological Mineralization in Deep-Sea Hydrothermal vents // Science. V. 267. 1995. P. 1975–1979.
- De Angelis M. A., Baross J. A., Lilley M. D.* Enhanced microbial methane oxidation in water from a deep-sea hydrothermal vent field at simulated in situ hydrostatic pressures // Limnol. Oceanogr. 1991. V. 36. P. 565–570.
- Destruyeres D. and Segonzac M.* Handbook of deep-sea hydrothermal vent fauna. Brest: Ifremer, 1997. 279 p.
- Dickinson W., Suczec C.* Tectonic and sand composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.
- Dymond J., Collier R. W., Watwood M.* Bacterial mats from Crater Lake, Oregon and their relationship to possible deep-lake hydrothermal venting // Nature. 1989. V. 342. P. 673–675.
- Embley R. W., Jonasson I. R., Perfit M. R. et al.* Submersible Investigation of an Extinct. Hydrothermal system of the Galapagos Ridge: Sulfide mounds, Stockwork zone and Differentiated Lavas // Can. Mineral. 1988. V. 26. P. 517–539.
- Feely R. A., Lewison M., Massoth J. W. et al.* Composition and dissolution of black smoker particulates from active vents on the Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92. № 11. P. 11347–11363.

- Felbeck H.* Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm *Riftia pachyptila* Jones (Vestimentifera) // *Science*. 1981. V. 213. P. 336.
- Fleet A. J., Robertson A. H. F.* Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman // *J. Geol. Soc.*, 1980. V. 137. Pt. 4. P. 403–422.
- Fouquet Y., Auclair G., Cambon P., Etoubleau J.* Geological Setting and Mineralogical and geochemical investigation on sulfide deposits near 13 °N on the East Pacific Rise // *Marine Geology*, 84. 1988. P. 145–178.
- Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J. L. et al.* Metallogenesis in Back-Arc Environments: The Lau Basin Example // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 2154–2181.
- Fouquet Y., Wafik A., Cambon P. et al.* Tectonic Setting and Mineralogical and Geochemical Zonation in the Snake Pit Sulfide Deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23° N) // *Econ. Geol.*, 1993. V. 88. P. 2018–2036.
- German C. R., Higgs N. C., Thomson J. et al.* A Geochemical Study of Metalliferous sediment from the TAG hydrothermal Mound, 26° N., Mid-Atlantic Ridge // *Journal of geophysical research*. 1993. V. 98. № 6. P. 9683–9692.
- Graham C-S. A., Hall A. J., Russel M. J.* Mineral Theories of Origin of Life and an Iron Sulfide Example // *Origins of Life and Biosphere*. V. 22. 1992. P. 147–159.
- Graham U. M., Bluth G. J., Ohmoto H.* Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13 °N latitude. Part 1: Mineralogy and Paragenesis / *Can. Mineral*. 1988. V. 26. P. 487–504.
- Goodfellow W. D., Franclin J. M.* Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. № 8. P. 2037–2068.
- Halbach P., Auzende J-M., Turkey M. et al.* Hyfiflux Cruise: German-French cooperation for the study of hydrothermalism and related tectonism, magmatism and biology of the active ridges of the North Fiji basin (SW Pacific) // *InterRidge News*. 1995. V. 4. № 1. P. 37–43.
- Halbach P., Pracejus B.* Geology and Mineralogy of Massive Ores from the Central Okinawa Trough, Japan // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 2210–2225.
- Hannington M. D., Scott S. D.* Gold and silver potential of polymetallic sulfide deposits on the sea floor // *Mar. Mining*. 1986. V. 7. № 3. P. 271–285.
- Hannington M. D. and Scott S. D.* Hydrothermal fluids and petroleum in surface sediments of Guaymas Basin, Galt of California: a case study // *Can. Mineral*. 1988. V. 26. Pt. 3. P. 429–888.
- Hannington M. D. and Scott S. D.* Mineralogy and Geochemistry of Hydrothermal Silica-Sulfide-Sulfate Spire in the Caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge // *Can. Mineral*. 1988. 26. P. 603–625.
- Haymon R. M.* Growth history of hydrothermal black smoker // *Nature*. 1983. V. 301. 695–698.

- Haymon R. M., Koski R. A., Sinclair C.* Fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulphide ores of the Samail ophiolite, Oman // *Science*. 1984. V. 223. P. 1407–1409.
- Haymon R. M., Koski R. A.* Evidence of an ancient hydrothermal vent community: fossil worm tubes in Cretaceous sulfide deposits of the Samail ophiolite Oman // *Bull. Biol. Soc. Wash.* 1985. № 6. P. 57–67.
- Hekinian R., Fevrier M., Bischoff G. L. et al.* Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21 °N // *Science*. 1980. V. 207. P. 1433–1453.
- Hekinian R., Fouquet Y.* Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13 °N // *Econ. Geol.* 1985. V. 6. № 1. P. 1–14.
- Herrington R. J., Maslennikov V. V., Spiro B., Zaykov V. V., Little C. T.* Ancient vent chimney structures in the Silurian massive sulphides of the Urals // *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record* (R. A. Mills & K. Harrison, eds). Geological Society, London, Special Publication, 1998. 148. P. 241–257.
- Herzig P. M., Hannington, Scott S. D. et al.* Gold-rich gossan in the Troodos ophiolite and the Mid-Atlantic Ridge // *Econ. Geol.* 1991. P. 1747–1755.
- Herzig P. M., Von Stackelberg U., Peterson S.* Hydrothermal mineralization from the Vale Fa Ridge, Lau Back arc basin (SW Pacific) // *Marine mining*. 1990. V. 9. P. 271–301.
- Hummel K.* Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose // *Geol. Rundschau*, 1922. 13 P. 40–81.
- Hutchinson R. W.* Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenetic significance // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 1223–1246.
- Jenkyns H. C.* Pelagic environments // *Sedimentary environments and facies*. Oxford, 1986. P. 343–397.
- Jones M. L.* *Riftia pachytila* Jones Observations on the Vestimentiferan worms from Galapagos Rift // *Science*. 1981. V. 213. P. 333.
- Jones M. L.* On the vestimentifera, new phylum, six new species, and other taxa, from hydrothermal vents and elsewhere // *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 1985. № 6. P. 117–158.
- Juniper S. K., Fouquet Y.* Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites // *Canadian Mineralogist*. 1988. V. 26. P. 859–869.
- Juniper S. K., Tebo B. M.* Microbe-Metal Intersections and Mineral Deposition at Hydrothermal Vents // *The microbiology Deep-Sea Hydrothermal vents*. CRC Press, Inc. 1995. P. 219–247.
- Juniper S. K., Jonasson I. R., Tunncliffe V., Southward A. J.* Influence of a tube-building polychaete on hydrothermal chimney mineralization // *Geology*. 1992. V. 20. P. 895–898.
- Karl D. M.* Ecology of Free-Living, Hydrothermal Vent Microbial Communities // *The microbiology Deep-Sea Hydrothermal vents*. New York: CRC Press, 1995. P. 35–124.

- Koski R. A., Shanks W. S., Borson W. A., Oscarson R. L.* The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Trough, Gorda Ridge: implication for depositional processes // *Can. mineral.* 1988. V. 206. P. 655–673.
- Koski R. A., Normark W. R., Morton J. L.* Massive sulfide deposits on the Southern Juan de Fuca Ridge: results of investigations in the USGS study area 1980–1983 // *Mar. Mining.* 1985. V. 5, № 2. P. 147–164.
- Kuypers E. P., Denier Ch. P.* Volcanic exhalative manganese deposits of the Micoya ophiolite complex, Costa Rica // *Econ. geol.* 1979. V. 74. P. 672–692.
- Kuznetsov A. P., Maslennikov V. V., Zaikov V. V., Zonenshain L. P.* Fossil hydrothermal vent fauna in Devonian sulfide deposits of the Uralian Ophiolites // *Deep-sea Newsletters.* 1991. № 17. P. 9–11.
- Large R. S.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 549–572.
- Little C. T. S., Herrington R., Maslennikov V. V., Morris N. J., Zaykov V. V.* Silurian hydrothermal-vent community from the southern Urals, Russia // *Nature.* 1997. V. 385. P. 146–148.
- Little C. T. S., Maslennikov V. V., Morris N. J. and Gubanov A. P.* Two palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia // *Palaeontology.* 1999. Vol. 42. № 6. P. 1043–1078.
- Love L. G.* Micro-organisms and presence of syngenetic pyrite // *Qu. J. Geol., Soc. London,* 1958. 113. (452). P. 429–438.
- Love L. G.* Biogenic primary sulfide of the Permian Kupfershifer and Marl Slate // *Econ. Geol.* 1962. 57 (3). P. 350–366.
- Malahoff A., Embley R., Cronan D. S., Skirrow R.* The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos rift at 86 °W // *Marine Mining.* 1983. V. 4. P. 123–137.
- Mann S., Spark N. H. C. et al.* Biomineralization of ferrimagnetic grigite (Fe₃S₄) and iron pyrite (FeS₂) in magnetotactic bacterium // *Nature.* 1990. V. 343. P. 258–261.
- Marais D. J. D., Bauld J., Palmisano A. C. et al.* The Biogeochemistry of Carbon in Modern Microbial Mats // *Modern MatBuilding Microbial Communities.* 1991. P. 299–308.
- Marchig V., Rosch H., Lalou C., Brichet E., Oudin E.* Mineralogical zonation and radiochronological relations in large sulfide chimney from East Pacific Rise at 18°25' S // *Can. Mineral.* 1988. V. 26. Part. 3. P. 541–554.
- Maynard J. B., Valloni R., Ho-Shing-Yu.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // *J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1982. № 10. P. 551–561.
- McAlester A. G., Doumany G. A.* Bivalve ecology in the Devonian of Antarctica // *Journal of Paleontology.* 1966. 40. P. 752–755.

- Murowchick J. B., Barnes H. L.* Marcasite preprecipitation from hydrothermal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2615–2629.
- Murphy P. J., Meyer G. A.* A gold-copper association in ultramafic-hosted hydrothermal sulfides from the Middle-Atlantic Ridge // *Econ. Geol.* 1998. V. 93. P. 1076–1083.
- Nelson D. C., Fisher C. R.* Chemoautotrophic and Metanotrophic Endosymbiotic Bacteria at Deep-Sea Vents and Seeps // *The microbiology Deep-Sea Hydrothermal vents.* New York: CRC Press, 1995. P. 125–167.
- Ohmoto H.* Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective // *Ore Geology Reviews,* 1996. № 10. P. 135–177.
- Okutani T., Ohta S.* A new gastropod mollusk associated with hydrothermal vents in the Mariana back-arc basin, western Pacific // *Venus.* 47. (1). 1988. P. 1–9.
- Oudin E., Constantinou G.* Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // *Nature.* 1984. V. 308. P. 349–353.
- Paradis S., Jonasson I. R., Le Cheminant G. M., Watkinson D. H.* Two Zinc-Rich Chimneys from Plume Site, Southern Juan de Fuca Ridge // *Can. Mineral.* 1988. № 26. P. 637–654.
- Paull C. K., Chanton J. P. et al.* Indicators of methane-derived Carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: Examples from the Florida Escarpment // *Chemosynthesis: Geological processes and products.* SERM, 1992. P. 361–375.
- Peter J. M., Scott S. D.* Mineralogy, Composition, and Fluid-inclusion Microthermometry of Seafloor Hydrothermal deposits in the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf California // *Can. Mineral.* 1988. V. 26. P. 567–587.
- Pojeta J. Jr.* North American Ambonychiidae (Pelecipoda) // *Palaeontographica Americana,* 1966. 5 (36). P. 131–198.
- Prokin V. A., Buslaev F. P.* Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals // *Ore Geology Reviews.* 1999. 14. P. 1–69.
- Rio M., Roux M., Renard M., Shein E.* Chemical and isotopic features of present day bivalve shells from hydrothermal vents and cold seeps // *Chemosynthesis: Geological processes and products.* SERM, 1992. P. 351–360.
- Rittenberg S. C., Emery K. O., Hulsemann J., et al.* Biogeochemistry of sediments in Experimental Mohole // *J. Sediment. Petrol.* 1963. V. 33. P. 140–172.
- Robertson A. H. F., Hudson J. D.* Cyprus umbers: Chemical precipitates on a Thetian ocean ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 18. № 1. P. 93–101.
- Robertson A. H. F., Varnavas S. P.* The origin of hydrothermal metalliferous sediments associated with the Early Mesozoic ochres and Pindos ophiolites, mainland Greece // *Sedimentary Geology.* 1994. V. 83. P. 87–113.
- Sato T.* A chloride complex model for Kuroko mineralization // *Geochem. J.* 1973. V. 7. P. 245–270.
- Schnitzer M.* Metal-organic in aquatic environments. New-York, 1971. P. 298–315.

- Scott S. D.* Small chimneys from Japanese Kuroko deposits // In Seminars on Seafloor Hydrothermal Systems (R. Goldie, T. J. Bottrill) Geos. Can., 1981. V. 8. P. 103–104.
- Scott S. D.* Volcanogenic massive Cu-Zn-Pb-Ag-Au sulfide ores with emphasis on Canadian Precambrian deposits // Short courses: Presently-forming hydrothermal deposits in the oceans and ancient ores on land. Brest: University de Bretagne, 1996.
- Solomon M., Walshe J. L.* The formation of massive sulfide deposits on the seafloor // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 797–813.
- Spadea P., Kabanova L. Ya., Scarrow J. H.* Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Vid-devonian boninitic rocks from the baimak-buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // *Ofioliti*. 1998. 23 (1). P. 17–36.
- Taylor G. R.* A mechanism for frambooid formation as illustrated by a volcanic exhalative sediment // *Mineral. Deposita*. 1982. V. 17. № 1. P. 23–36.
- The microbiology of deep-sea hydrothermal vents / edited by *David M. Karl*. 1995 by CRC Press, Inc. 110 p.
- Tompson G., Humphis S. E., Schroeder B., Sulanowska M., Rona P.* Active vents and massive sulfides at 26 °N (TAG) and 23 °N (Snake pit) on the Mid-Atlantic Ridge // *Can. Mineral*. 1988. V. 26. P. 697–711.
- Tunnicliffe V.* The biology of hydrothermal vents: ecology and evolution // *Oceanography and Marine Biology Annual Review*. 1991. V. 29. P. 319–407.
- Von Damm K. L.* Seafloor hydrothermal activity black smoker chemistry and chimneys // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1990. V. 18. P. 173–204.
- Wirsen C. O., Jannash H. W., Molyneaux S. J.* Chemosynthetic Microbial Activity at Mid-Atlantic Ridge Hydrothermal Vent Sites // *Journal of Geophysical research*. 1993. V. 98. NO6. P. 9693–9703.
- Zhang X. Spry.* Calculated of Aqueous Tellurium Species, calaverite, and Hessite at Elevated temperatures // *Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 1152–1166.
- Zieberg R. A., Schiftman P.* Microbial Control of Silver Mineralization at Sea-Floor Hydrothermal Site on the Northern Gorda Ridge // *Nature*. 1990. V. 348. P. 155–158.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблицы химических анализов

Tables of chemical analyses

Химический состав металлоносных отложений месторождения Яман-Касы
Chemical composition of metalliferous sediments of Yaman-Kasy deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	S	CO ₂
Гематит-кварцевые госсаниты верхнего горизонта															
1	302-1	47.84	0.130	8.34	22.39	4.15	0.08	2.90	0.57	2.33	2.00	0.82	4.90	0.29	–
2	302-12	29.23	0.870	12.19	44.52	0.20	–	0.64	0.10	0.73	0.28	0.35	10.23	–	–
3	302-16	48.17	0.130	3.66	22.92	6.70	0.18	1.55	7.38	–	–	4.20	3.97	–	–
4	302-11	75.16	0.160	3.52	11.52	0.41	0.05	1.07	0.40	1.52	1.17	0.15	3.48	–	–
5	302-13	69.21	0.170	5.28	14.18	0.33	0.06	1.45	1.04	0.80	0.60	0.44	4.46	–	–
6	302-14	73.30	0.100	1.50	18.29	0.12	0.26	0.10	0.32	–	–	0.33	3.95	–	–
7	302-15	74.04	0.150	3.91	12.07	0.39	0.07	1.32	1.02	–	0.20	0.65	3.75	–	–
Силицит красноцветный (яшма) верхнего горизонта															
8	302-2	89.64	0.090	0.98	3.09	1.70	0.05	0.48	0.32	1.05	1.70	0.05	0.96	–	–
Аргиллит красноцветный верхнего горизонта															
9	302-3	62.17	0.200	15.36	5.18	1.38	0.05	2.72	0.47	7.80	1.82	0.08	2.13	–	–
Гематит-кварцевые жилы нижнего горизонта															
10	7364-6	86.68	0.050	1.96	8.73	0.92	0.05	0.10	0.22	0.20	0.20	0.17	1.16	0.10	но
11	7364-3	71.85	0.080	4.55	15.39	1.68	0.05	0.45	0.69	0.23	0.74	0.16	2.96	2.80	но
12	7364-3а	56.01	0.050	3.62	22.19	6.22	0.05	0.64	0.79	0.20	0.20	0.16	7.34	6.50	0.10
13	7364-3б	73.59	0.060	1.93	21.36	0.80	0.05	но	но	0.20	–	0.18	1.46	0.22	но
Гематит-кварцевый госсанит нижнего горизонта															
14	7367-1	84.68	0.050	2.21	5.93	2.73	0.05	0.95	0.32	0.20	0.20	0.31	2.46	1.48	но

Примечание: анализы из коллекции В. В. Зайкова и автора, выполнены в Институте минералогии УрО РАН, 1993 г.

Note: analyses from collection of V. V. Zaykov and author were carried out in Institute of mineralogy, 1993.

Таблица 2. Table 2

Химический состав кремнисто-железистых пород Маканского рудного поля
 Chemical composition of siliceous-ferruginous rocks of Makanskoye ore field

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
Гематит-кварцевые госсаниты															
1	Окт/Гал	67.37	0.030	1.13	5.78	4.58	0.72	0.27	9.46	0.13	0.13	0.28	7.08	1.85	0.05
2	2492-135	64.59	0.420	14.85	6.51	1.98	0.08	2.48	1.03	0.80	3.56	0.82	3.36	0.05	–
Пирит-гематитсодержащие кварциты															
3	НО-3	86.46	0.160	5.47	1.28	1.94	0.02	0.32	0.19	0.13	1.41	0.07	1.39	1.08	0.12
4	НО-4	78.39	0.380	11.33	1.15	1.69	0.02	0.83	0.47	0.16	3.44	0.06	2.18	0.49	0.05
5	НО-7	82.86	0.250	8.00	0.48	3.00	0.01	0.56	0.39	0.13	2.27	0.05	2.23	1.37	0.05
6	НО-8	80.36	0.140	9.40	9.37	0.42	0.01	0.70	0.26	0.12	2.53	0.07	3.28	2.31	0.05
7	О1-97	80.90	0.130	6.20	1.74	2.18	0.15	1.70	1.58	0.28	1.05	0.35	2.50	0.64	0.34
8	О22-76	92.94	0.060	2.48	0.98	2.76	0.01	0.12	0.13	0.07	0.78	0.01	1.20	0.48	–
9	О22-2	86.19	0.140	6.61	2.18	0.40	но	0.30	0.17	0.14	1.70	0.01	2.17	1.12	0.10
Гематит-кварцевые жилы															
10	Мак-4ж	83.20	0.005	1.35	13.09	1.15	0.06	–	0.69	0.13	0.19	0.07	–	0.05	–
11	Мак-4д	81.06	0.005	1.35	7.10	9.04	0.06	–	0.69	0.10	0.14	0.03	–	0.09	0.22
12	Мак-4и	80.34	0.005	1.35	10.15	6.63	0.03	0.08	0.80	0.10	0.17	0.07	–	–	0.20
13	Мак-4а	78.00	0.016	1.90	9.46	7.83	0.04	–	0.69	0.12	0.11	0.05	–	–	0.22
14	Мак-4г	81.46	0.005	2.00	2.20	7.67	6.55	0.03	0.33	0.57	0.10	0.10	–	0.22	0.09
15	Мак-4г*	81.80	0.010	0.86	10.21	5.37	0.03	0.20	0.10	0.10	0.10	0.06	–	0.05	0.10

Примечание: анализы из коллекции автора, выполнены в ПГО «Уралгеология», 1985 г.

Note: analyses from author's collection were carried out in «Uralgeology», 1985.

Таблица 3. Table 3

Химический состав пород месторождения Бакр-Тау. Chemical composition of rocks of Bakr-Tau deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
Грейдит псаммитовый															
1	7361-6	25.54	0.090	3.90	35.62	0.83	0.03	0.43	0.63	1.03	0.80	0.10	21.02	13.64	0.05
Ритмит пирит-алевролитовый															
2	7361-16	51.56	0.280	10.71	17.24	0.71	0.03	0.04	0.10	1.31	2.40	0.23	10.38	9.77	0.05
Госсанит гематит-кремнистый															
3	7363-12	60.65	0.500	15.99	6.79	2.53	0.15	3.34	1.10	0.94	2.90	0.28	3.80	0.14	0.12
Кремнистые пелитолиты и алевролиты красноцветные															
4	7363-11	62.46	0.340	15.62	3.41	2.92	0.16	5.14	0.95	2.40	1.87	0.12	4.44	0.15	0.48
5	7363-9	74.61	0.250	11.17	5.05	0.10	0.05	0.44	0.63	0.39	2.45	0.07	4.24	2.36	но
Силициты (кварциты) пирит- и гематитсодержащие															
6	7361-15	83.08	0.200	8.73	1.03	0.24	0.03	0.05	1.26	1.31	1.87	0.15	2.02	0.43	0.18
7	7361-17	87.66	0.120	5.32	1.12	0.57	0.03	0.23	0.63	1.31	1.27	0.10	1.66	0.89	0.26
Силициты (кварциты) пиритсодержащие серые															
8	7361-18	85.92	0.160	6.20	1.63	0.50	0.03	0.28	0.57	1.31	1.30	0.11	2.00	1.02	0.05
Пелитолиты и алевролиты сероцветные пиритсодержащие															
9	7361-7	61.72	0.640	17.91	5.12	0.25	0.03	0.66	1.26	1.30	4.85	0.35	5.32	3.22	0.05
10	7361-13	65.90	0.700	19.04	1.86	0.21	0.03	0.77	0.95	1.60	4.00	0.20	3.98	1.00	0.05
11	7361-20	67.62	0.420	15.03	2.34	2.67	0.08	2.35	0.47	1.47	3.07	0.13	3.98	0.84	0.05
12	7361-2	49.92	0.660	19.90	6.28	5.22	0.15	3.97	0.95	1.40	2.53	0.13	7.60	4.52	0.26
13	7361-22	62.54	0.470	16.02	1.61	4.81	0.14	4.10	0.95	0.90	3.07	0.13	4.42	0.33	0.33
14	7361-19	67.00	0.510	17.72	1.92	0.83	0.03	1.57	0.63	1.60	3.78	0.13	3.82	1.06	0.05
15	7361-21	74.26	0.320	11.94	1.15	2.30	0.06	2.09	0.63	1.60	2.38	0.10	3.08	0.41	0.18
16	7363-8	62.99	0.350	13.22	2.01	6.30	0.25	5.69	0.98	0.70	0.88	0.13	4.36	0.83	но
Песчаник гиалокластогенный гематитсодержащий															
17	7363-3	60.37	0.340	19.62	2.30	1.44	0.12	5.03	0.98	0.46	3.25	0.08	5.28	0.15	0.11
Ксеногиалокластит рудоносный															
18	7361-23	57.86	0.550	19.15	1.92	5.03	0.14	4.16	0.95	0.90	3.56	0.19	4.90	0.38	0.19

Примечание: пробы из коллекции автора. Анализы выполнены Т. В. Криновой в Институте минералогии, 1993 г.

Note: analyses from author's collection were carried out by T. V. Krinova in Institute of mineralogy, 1993.

Таблица 4. Table 4

Химический состав кремнисто-железистых пород и сопутствующих отложений безрудных толщ Сибайского месторождения
Chemical composition of siliceous-ferruginous rocks and associating sediments of barren stratum of Sibaiskoye deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
Алюмосиликатно-гематитовый цемент в лавокластитах дацитов второй толщ															
1	2088-Д	60.24	0.280	11.63	11.71	4.52	0.09	1.17	2.42	3.92	1.02	0.13	2.27	0.03	–
Джасперит жильный в гиалокластитах второй толщ															
2	104-А	78.44	0.040	2.21	7.56	4.59	0.22	1.00	1.69	0.22	0.32	0.08	2.82	1.03	–
Гематит-кварцевая жила из рудоподводящей зоны во второй толщ															
3	113-А	61.07	0.020	2.04	22.89	1.42	0.01	0.58	1.96	0.14	0.17	0.09	2.99	–	1.13
Джасперит жильный в гиалокластитах третьей толщ															
4	2095-Ж	74.98	0.010	0.79	15.33	2.16	0.06	0.47	3.17	0.15	0.17	0.05	2.17	0.05	0.01
Джаспериты второй толщ															
5	3008-3	49.99	0.070	3.37	35.99	4.79	0.10	1.45	0.64	0.21	0.32	0.26	1.84	0.03	–
6	1550-К	65.84	0.030	1.53	22.74	3.79	0.24	0.56	2.35	0.14	0.28	0.07	2.42	0.31	–
7	1550-К1	66.30	0.030	0.53	23.55	3.04	0.07	0.54	2.28	0.11	0.20	0.06	2.29	0.32	–
Джаспериты в кровле пятой толщ															
8	144-В	50.34	0.050	1.42	41.23	1.69	0.05	0.72	1.69	0.14	0.29	0.14	1.46	0.05	–
9	144-ВГ	80.90	0.050	0.32	15.64	1.70	0.05	0.14	0.30	0.20	0.20	0.17	0.25	0.17	0.17
10	144-ВВ	44.14	0.050	2.02	49.10	1.07	0.08	0.54	1.27	0.20	0.20	0.25	0.83	0.38	0.61
Кремнистый пелитолит серовато-красный															
11	3008-7	66.24	0.320	9.34	2.35	9.18	0.19	4.18	2.03	1.09	0.22	0.03	4.39	0.03	–
Гидрослюдисто-хлоритовый пелитолит															
12	3008-8	34.90	0.800	18.99	5.92	14.98	0.37	8.69	3.35	0.45	1.48	0.03	9.40	0.03	–

Примечание: анализы из коллекции автора, выполнены в ПГО «Уралгеология», 1983 г.

Note: analyses from author's collection were carried out in «Uralgeology», 1983.

Таблица 5. Table 5

**Химический состав кремнисто-железистых и сопутствующих пород четвертой рудовмещающей толщи
Сибайского месторождения**

Chemical composition of siliceous-ferruginous and associating rocks of the fourth ore-bearing stratum of Sibaiskoye deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Грейдиты проксимальные															
1	C1-33	32.33	0.020	1.03	34.77	2.40	0.05	0.95	3.04	0.14	0.12	0.09	21.66	28.52	1.10
2	C1-34	25.60	0.010	1.45	38.00	2.00	0.06	2.12	3.97	0.12	0.10	0.19	24.28	30.82	–
3	C1-36д	19.38	0.050	4.78	36.72	5.84	0.05	1.67	0.47	0.20	0.28	0.05	26.46	26.49	–
4	C1-36з	23.00	0.040	1.55	36.84	3.95	0.07	0.44	4.90	0.16	0.28	0.62	23.94	30.96	2.41
5	1534-Г	19.21	0.010	1.34	39.53	3.55	0.10	0.24	1.00	0.14	–	0.30	26.01	34.33	–
Грейдиты дистальные															
6	2009-11	58.38	0.100	7.06	12.67	7.87	0.14	2.91	0.11	0.22	0.38	0.06	9.34	8.78	–
7	2009-3	36.00	0.130	8.50	32.50	–	0.23	3.32	1.80	0.36	0.52	0.92	12.68	15.00	–
8	2009-5	43.61	0.100	7.12	25.54	–	0.14	2.67	2.95	0.34	0.52	1.67	13.55	13.66	–
9	2009-7к	48.02	0.120	8.30	16.22	7.42	0.18	0.90	1.70	0.25	0.70	0.93	12.94	2.00	–
10	C28-2г	26.95	0.280	10.62	26.92	3.63	0.11	1.80	5.69	1.06	1.16	0.14	16.01	22.05	0.44
Госсаниты кварц-хлорит-гематитовые околорудные															
11	2014-3	29.98	0.050	4.96	47.89	5.42	0.06	1.70	3.85	0.14	0.33	0.26	4.93	–	2.44
12	2014-3*	36.32	0.060	4.26	45.78	2.47	0.06	0.88	4.24	0.14	0.76	0.25	4.12	0.54	2.32
13	109-Н	45.05	0.110	3.61	36.70	7.19	0.03	1.42	0.40	0.16	0.05	0.14	5.06	4.28	0.05
14	109-4	45.05	0.110	2.97	27.00	3.24	0.05	0.14	0.30	0.30	0.36	0.12	1.44	–	0.61
15	2010-3	63.49	0.040	2.97	27.00	3.24	0.05	0.14	0.30	0.30	0.36	0.12	1.44	–	0.61
Хлоритолиты															
16	1534-Е	35.70	0.440	17.29	9.39	17.79	0.26	9.06	0.33	0.20	0.28	0.08	9.52	0.46	–
17	C1-32	26.83	0.370	14.48	12.59	25.18	0.25	4.01	4.24	0.20	0.20	0.20	7.20	1.04	2.94
18	C6-6	39.59	0.370	14.42	5.66	21.12	0.18	6.92	0.87	0.20	0.20	0.52	7.70	1.26	но

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Красноцветные кремнистые пелитолиты в колчеданоносных горизонтах															
19	2070-5	67.84	0.180	4.86	6.15	9.58	0.10	2.23	3.00	0.13	0.18	0.71	3.89	0.12	–
20	C5-9	70.88	0.070	2.26	16.25	5.37	0.06	0.75	1.15	0.14	0.11	0.10	2.16	–	–
21	C5-16	62.88	0.200	7.77	8.48	10.67	0.14	3.56	0.37	0.21	0.26	0.06	4.75	–	–
22	C5-5	73.00	0.330	8.21	2.34	7.05	0.11	2.84	0.53	1.82	0.18	0.06	2.62	–	–
23	118-Г	82.96	0.080	3.49	5.04	3.91	0.05	0.67	0.86	0.37	0.99	0.03	1.07	0.03	–
24	130-Д	80.66	0.160	6.54	1.74	3.37	0.08	1.81	0.84	0.47	1.34	0.03	2.51	0.05	–
25	C5-13	60.20	0.340	8.98	9.33	6.64	0.08	1.89	0.75	0.58	2.34	0.14	7.73	–	–
26	2061-И	62.78	0.360	14.98	2.17	7.03	0.17	3.45	0.90	1.09	3.31	0.06	4.13	0.06	0.44
Сероцветные пирит-кремнистые пелитолиты															
27	2028-Г	76.70	0.210	7.50	1.98	3.87	0.08	1.53	1.60	1.56	0.69	0.03	–	–	–
28	C28-4д	72.34	0.300	10.29	2.85	5.62	0.07	1.38	0.89	2.78	1.00	0.02	2.80	2.23	0.21
Сероцветные и зеленые кремнистые пелитолиты															
29	118-Б	70.62	0.250	10.34	1.55	5.94	0.10	2.32	1.53	0.75	2.34	0.03	3.69	0.03	–
30	388-23	84.34	0.150	7.33	0.82	2.15	0.05	0.34	0.68	2.68	0.45	0.03	0.89	–	0.26
31	C5-12	69.34	0.550	9.20	1.42	7.91	0.13	3.22	0.87	1.00	1.38	0.06	3.08	–	–
32	C5-3	67.97	0.350	9.35	3.83	6.21	0.13	3.03	1.57	1.88	0.26	0.09	4.74	–	–
Фосфатные пелитолиты															
33	C1-6	49.62	0.120	7.20	1.65	7.80	0.07	2.34	13.07	0.42	0.16	10.05	5.23	–	–
Гидрослюдисто-хлоритовые пелитолиты															
34	2009-4	40.34	0.590	19.48	4.99	12.65	0.22	1.51	1.97	1.00	3.07	1.18	7.53	2.12	–
35	2009-8	38.50	0.600	21.12	5.63	15.21	0.25	5.80	0.40	1.00	2.44	0.12	8.11	–	–
Джасперит															
36	2076-И	78.38	0.020	0.39	10.23	2.43	0.03	0.20	4.56	0.25	0.13	0.05	3.36	0.05	–

Примечание: анализы из коллекции автора, выполнены в ПГО «Уралгеология», 1983 г.

Note: analyses from author's collection were carried out in «Uralgeology», 1983.

Химический состав металлоносных отложений Молодежного месторождения
 Chemical composition of metalliferous sediments of Molodezhnoye deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Грейдиты сульфидные															
1	7121-0	5.75	0.053	0.27	46.47	4.10	0.04	0.06	0.65	0.12	0.07	0.13	27.37	43.16	0.05
2	7121-2	23.91	0.320	8.89	26.26	8.60	0.38	2.05	3.23	0.28	0.29	0.23	19.60	21.85	1.27
3	7121-6	27.14	0.250	8.97	19.80	5.29	0.26	1.60	4.30	1.07	0.50	0.11	16.90	18.05	1.87
4	7125-2	7.53	0.120	2.89	35.61	2.69	0.08	0.31	2.72	0.19	0.34	0.15	20.88	33.18	0.50
Госсаниты автохтонные гематитовые и хлорит-гематитовые															
5	7128-1	4.36	0.050	1.24	88.09	1.13	0.05	0.72	0.39	0.20	0.20	0.56	1.44	0.63	0.10
6	7132-3	8.19	0.120	6.62	64.21	7.56	0.09	3.33	1.54	0.20	0.20	1.00	3.31	0.90	2.10
7	7129-1	37.60	0.050	1.44	54.54	2.04	0.05	0.94	0.36	0.24	0.20	0.42	1.54	0.28	0.10
8	7129-2	16.49	0.050	1.69	48.97	1.47	0.05	0.46	1.18	0.20	0.20	0.64	2.41	7.75	0.11
9	7101-1a	29.15	0.110	3.59	42.56	5.90	0.14	1.33	2.24	0.20	0.20	1.25	6.52	5.55	0.97
10	7101-16	42.56	0.050	1.72	35.72	3.44	0.09	0.64	1.91	0.20	0.20	0.92	5.03	6.16	0.88
11	7101-1r	20.88	0.120	3.10	54.71	5.94	0.13	1.26	2.80	0.20	0.20	1.73	3.90	3.46	1.01
12	7125-3	25.12	0.100	3.80	53.49	4.20	0.10	1.44	1.65	0.19	0.02	0.81	3.71	–	0.05
13	7139-46	17.03	0.170	7.01	54.97	10.86	0.16	2.66	1.24	0.20	0.20	0.83	3.39	0.64	0.10
14	7139-8	15.89	0.100	1.99	42.55	3.10	0.08	1.10	6.06	0.15	0.02	0.39	4.14	–	3.55
15	7124	19.85	0.130	6.54	51.91	5.85	0.26	2.51	4.11	0.10	0.10	0.67	2.25	2.56	2.77
16	7125-1	13.57	0.180	8.77	45.96	14.17	0.40	3.24	1.79	0.12	0.03	0.98	6.76	1.17	0.18
17	8006-76	13.63	0.200	5.42	46.52	7.64	0.53	1.81	0.99	0.11	0.05	0.53	3.83	–	0.22
Госсаниты аллохтонные хлорит-гематитовые															
18	7121-8	34.06	0.440	11.35	24.83	14.72	0.47	4.52	1.84	0.10	0.10	0.62	5.42	0.49	0.48
19	7121-10	35.25	0.400	8.42	32.86	10.59	0.40	3.80	1.60	0.20	0.20	0.55	4.38	0.32	0.50
20	7121-11	35.87	0.380	8.05	35.76	8.26	0.36	3.55	1.39	0.20	0.20	0.62	4.32	0.29	0.17

Окончание табл. 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
21	7121-12	39.74	0.450	9.79	26.38	10.05	0.40	4.57	1.71	0.20	0.20	0.46	4.75	0.25	0.46
22	7121-16	46.91	0.260	7.36	28.17	5.46	0.29	3.77	1.84	0.46	0.20	0.61	3.62	0.18	0.37
23	7121-17	53.37	0.260	6.81	23.71	4.70	0.27	3.15	1.93	0.47	0.20	0.35	3.45	0.23	0.74
24	7126	25.71	0.140	8.04	38.73	10.81	0.23	3.61	1.65	0.17	0.02	0.61	6.77	3.20	0.05
25	7123-1	18.84	0.260	11.39	36.75	15.80	0.42	3.58	2.45	0.20	0.10	1.80	5.43	1.52	0.33
Госсаниты аллохтонные известковистые															
26	8009-2	12.98	0.025	0.05	13.09	0.14	0.31	0.53	39.56	0.20	0.20	0.13	0.57	0.05	32.13
27	8009-3	3.96	но	0.91	11.40	но	0.99	0.85	43.87	0.20	0.10	0.14	0.64	0.05	36.18
28	8009-4	9.63	0.025	1.13	8.06	0.96	0.44	1.33	42.35	0.10	0.10	0.11	0.07	0.05	35.29
29	8009-5	5.38	но	0.65	3.65	0.86	0.52	1.17	47.89	0.10	0.10	0.07	0.40	но	38.76
30	8009-6	9.23	0.025	2.11	6.09	1.77	0.67	1.15	42.17	0.20	0.10	0.11	0.85	0.05	34.78
31	8009-1	13.73	но	1.25	25.93	0.18	0.30	0.26	30.99	0.20	0.20	0.20	0.99	0.10	25.09
Хлоритолит															
32	7121-1	31.90	0.710	14.48	15.49	16.57	0.52	4.81	3.35	0.20	0.10	1.05	6.91	1.48	0.87
Песчаники гиалокластогенные околорудные (33, 34) и удаленные (35)															
33	7121-14	39.90	0.710	15.67	6.81	14.43	0.62	5.42	4.65	0.71	0.42	1.05	6.29	0.74	1.11
34	7139-4a	45.90	0.880	15.22	7.02	13.77	0.31	3.88	1.40	0.15	0.02	0.46	6.46	-	0.17
35	7125-4	57.24	0.690	16.90	3.95	3.92	0.20	3.66	3.08	6.05	0.18	0.13	3.64	0.05	0.33
Брекчии эдафогенно-ксногиалокластогенные с сульфидными прослоями и рудокластами															
36	7121-7	39.66	0.580	13.50	7.52	13.61	0.59	4.86	5.18	1.29	0.28	1.85	7.44	5.39	0.70
37	7121-3	35.58	0.470	13.88	11.84	10.29	0.52	3.07	6.04	0.48	0.32	0.47	11.05	7.06	1.16
38	7121-36	36.58	0.470	13.88	11.84	10.29	0.52	3.07	6.04	0.48	0.32	0.47	11.05	-	1.16
39	7139-5	48.48	0.350	10.21	9.41	6.88	0.08	2.66	0.50	1.96	0.14	0.11	10.26	8.27	0.44

Примечание: 1. но – здесь и далее «не обнаружено». 2. Анализы из коллекции автора и О. С. Теленкова. Выполнены Т. В. Криновой в Институте минералогии УрО РАН.

Note: 1 – no – is not detected; 2 – analyses from author's collection and O. S. Telenkov were carried out by T. V. Krinova in Institute of mineralogy.

Химический состав вулканогенно-осадочных пород нижнего кремнисто-железистого горизонта Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения
 Chemical composition of volcanosedimentary rocks of lower siliceous-ferruginous horizon of Talganskoye massive copper-zinc-sulphide deposit.

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Джаспериты															
1	2581-215.5	78.28	но	0.68	13.06	2.33	0.05	0.12	1.32	0.09	0.03	0.09	3.75	3.48	0.65
2	2768-220	83.64	0.010	0.28	10.99	1.45	0.03	0.14	0.99	0.03	0.03	0.03	1.71	1.13	0.76
3	5135-270	72.20	0.040	0.10	15.64	2.44	0.06	0.04	0.96	0.02	0.02	0.02	8.58	–	–
4	2581-213.5	73.20	0.010	0.35	18.00	2.62	0.25	0.11	0.20	0.07	0.10	0.10	2.65	2.72	0.10
5	5550-203.9	81.32	0.005	0.24	11.00	1.39	0.06	0.10	1.78	0.05	0.05	0.08	3.51	3.52	1.23
6	2780-203.9	85.26	0.020	0.08	8.08	2.62	0.05	0.05	0.29	но	но	0.04	2.46	3.02	0.18
7	2768-224	88.28	0.020	0.15	7.41	1.74	0.13	0.07	0.09	0.06	0.08	0.03	1.70	1.50	0.12
8	5134-218.5	83.27	0.020	0.20	8.94	1.47	0.06	0.06	2.48	0.02	0.05	0.02	2.60	–	–
9	5134-217.8	85.94	0.010	0.24	6.56	1.45	0.03	0.17	1.48	но	но	0.11	3.17	2.24	1.17
10	5134-219.8	74.87	0.080	0.88	16.36	2.33	0.05	0.47	2.20	0.04	0.03	0.05	3.31	–	–
11	5134-215	87.78	0.025	0.37	5.56	2.18	0.03	0.20	0.74	0.02	но	0.04	1.97	1.35	0.59
12	5150-184.3	69.62	0.070	1.24	5.47	1.30	0.06	1.49	9.70	0.54	0.61	0.01	но	–	7.74
13	5150-183.7	89.26	0.010	0.11	5.31	1.75	0.02	0.06	0.03	но	но	0.02	2.67	4.05	0.23
14	5150-185.2	76.58	0.020	0.55	11.37	1.02	0.37	0.17	4.50	0.14	0.07	0.02	4.89	–	3.72

Окончание табл. 7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
15	1795-215.5	80.24	но	0.09	12.47	1.31	0.16	0.06	0.15	но	но	0.02	5.83	9.02	0.12
16	2774-241	75.28	0.010	0.08	12.64	2.76	0.03	0.08	0.27	0.02	0.02	0.08	7.30	10.71	0.29
17	5110-180.6	76.93	но	0.19	11.54	2.76	0.02	0.07	0.05	0.02	0.02	0.02	6.86	8.66	0.05
18	1795-213.5	74.64	но	0.07	15.42	1.60	0.02	0.67	0.11	0.02	но	0.02	7.65	11.83	0.10
19	5076-180.6	80.99	0.020	0.16	9.56	2.18	0.05	0.14	0.63	0.05	0.05	0.01	5.63	6.88	0.32
20	5156-178.9	80.10	0.010	0.13	9.86	3.20	0.03	0.11	0.41	0.11	0.02	0.04	5.39	5.04	0.41
21	5150-188.5	82.88	0.010	0.22	8.89	1.89	0.03	0.14	0.41	но	но	0.04	4.92	6.23	0.35
22	5150-185	82.44	0.010	0.11	8.38	3.49	0.03	0.09	0.56	но	но	0.02	4.24	6.07	0.41
Кремнистые пелитолиты розовые															
23	2768-218	78.76	но	0.78	9.15	2.18	0.07	0.34	0.80	0.02	но	0.10	6.04	8.68	0.41
24	2768-219	84.96	0.060	2.08	3.82	1.75	0.07	0.94	0.50	но	0.08	0.07	3.54	3.13	0.41
25	5150-189.5	76.80	0.080	3.10	9.71	1.60	0.04	0.72	0.17	0.07	0.43	0.04	6.26	6.96	0.12
Кремнистый пелитолит зеленый															
26	2768-219.6	68.74	0.170	5.35	8.20	2.92	0.22	3.32	1.86	0.07	0.10	0.10	7.20	4.64	1.46
Ксеногиалокластит с обломками джасперитов															
27	2768-225	70.71	0.160	5.87	6.07	2.04	0.15	4.90	0.91	но	0.10	0.11	7.20	3.86	0.82
Песчаник ксеногиалокластогенный с обломками джасперитов															
28	2768-222.6	60.73	0.500	16.11	2.75	3.05	0.28	6.71	0.47	0.20	2.23	0.05	5.66	0.96	0.24

Примечание: Анализы из коллекции автора и Л. А. Санько, выполнены в ПГО «Уралгеология», ПГО «Башкиргеология» и Институте минералогии УрО РАН.

Note: analyses from author's and L. A. Sanko collection were carried out in «Uralgeology», «Bashkirgeology» and Institute of mineralogy.

**Химический состав вулканогенно-осадочных пород верхнего кремнисто-железистого горизонта
Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения**
Chemical composition of volcanosedimentary rocks of upper siliceous-ferruginous horizon of Talganskoye
massive copper-zinc-sulphide deposits

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Госсаниты гематитовые известковистые															
1	5554-124.7	40.60	0.010	1.23	42.34	1.60	0.70	0.56	5.50	0.18	0.06	0.18	4.73	0.38	4.45
2	5076-146.8	51.34	0.040	2.08	38.72	2.18	0.19	0.74	1.32	0.08	0.05	0.12	2.31	0.20	1.00
3	5554-125	56.64	но	0.46	20.80	7.18	0.37	0.18	2.85	0.08	0.06	0.10	6.54	5.40	2.17
4	2623-148.9	51.86	0.060	3.52	31.12	3.59	0.61	2.14	2.16	0.04	0.04	0.08	4.42	–	–
5	5548-6	37.72	0.050	2.56	39.66	3.27	0.46	1.03	7.08	0.05	0.07	0.10	7.65	–	–
6	5114-125.4	63.96	0.070	4.04	19.19	2.66	0.39	1.63	3.32	0.05	0.19	0.08	5.04	–	–
Госсаниты карбонатно-гематитовые															
7	5129-177	2.66	0.060	0.88	20.54	0.72	0.61	0.77	41.30	0.04	0.05	0.10	32.04	–	–
Умбриты гематитовые известковистые															
8	5177-244	21.97	0.040	2.32	28.89	2.94	5.42	1.40	5.88	0.04	0.05	0.18	17.25	–	–
9	2652-140.3	24.34	0.320	2.40	58.30	2.48	2.39	1.11	3.60	0.05	0.10	0.14	4.15	–	–
Умбриты карбонатно-гематитовые высокомарганцовистые															
10	5140-147.5	18.22	0.020	0.94	22.57	1.60	30.63	0.83	4.70	0.11	но	0.31	19.38	0.11	19.81

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Умбриты карбонатно-гематитовые низкомарганцовистые															
11	5149-157.8	3.58	0.020	6.17	13.14	4.39	8.41	0.90	26.28	0.02	0.02	0.23	25.81	2.00	25.77
12	5114-125.5	20.77	0.070	2.44	13.59	1.74	5.11	1.36	28.00	0.44	0.06	0.42	25.20	0.10	24.09
13	5129-170	1.25	0.020	0.40	23.30	0.36	3.05	0.44	37.38	0.04	0.06	0.26	29.18	–	–
14	5076-139.5	25.30	0.100	4.88	27.82	3.34	3.67	3.12	14.80	0.18	но	0.33	16.00	0.12	13.52
15	5117-144.6	21.66	0.070	4.19	24.14	6.72	2.00	2.73	16.45	0.29	0.09	0.24	16.91	–	13.45
16	5150-164.3	16.40	0.020	1.05	40.73	2.29	1.67	0.70	19.68	0.39	0.10	0.18	17.17	–	16.27
17	5150-164.7	5.44	0.030	0.53	22.80	1.71	5.14	1.01	32.30	0.58	0.09	0.20	29.73	–	28.50
18	5114-125.6	28.72	0.130	6.64	18.79	6.61	2.30	3.43	15.20	0.05	0.07	0.46	17.27	–	–
19	5176-203.7	33.66	0.020	0.24	26.25	0.61	2.39	0.17	19.71	0.06	0.07	0.04	16.95	–	–
Биомикриты железисто-марганцовистые															
20	5188-197	7.84	0.040	1.08	8.38	1.08	2.17	1.07	42.02	0.04	0.03	0.07	34.67	–	–
21	5113-131.5	7.64	0.030	0.37	6.26	0.87	6.43	0.93	40.32	0.31	но	0.06	36.00	0.20	35.87
22	2790-157	3.48	0.048	0.64	3.98	0.02	13.75	1.63	35.87	0.33	но	0.11	37.03	0.59	36.13
Пелитолиты гематитсодержащие															
23	5136-240	56.34	0.370	10.08	9.61	3.02	0.49	2.65	6.92	0.20	1.78	0.11	9.10	–	–
24	5136-240.8	68.00	0.030	0.60	12.34	2.05	0.31	0.40	3.52	0.02	0.02	0.05	6.92	–	–
Хлоритолиты															
25	2459-147.5	29.82	0.320	19.83	11.48	7.47	0.32	15.87	1.31	0.07	но	0.06	11.26	1.50	0.94
26	5113-143	26.90	0.270	15.80	6.34	15.32	0.34	14.28	2.15	0.06	но	0.02	13.24	1.20	3.28
27	5182-171.7	26.86	0.550	18.26	9.27	9.31	0.35	18.70	1.49	0.07	0.02	0.10	14.37	4.80	2.17

Примечание: Анализы из коллекции автора и Л. А. Санько, выполнены в ПГО «Уралгеология», ПГО «Башкиргеология» и Институте минералогии УрО РАН.

Note: analyses from author's and L. A. Sanko collection were carried out in «Uralgeology», «Bashkirgeology» and Institute of mineralogy.

**Химический состав сульфидных и железисто-кремнистых
пород Александринской (1–12) и Совхозной (13–23) вулканодепрессий**
Chemical composition of sulphide and siliceous-ferruginous rocks of Aleksandrinskaya (1–12) and Sovhoznaya (13–23) volcanodepression

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
Грейдит															
1	6025-162.4	18.52	0.070	5.05	30.66	5.39	0.34	1.79	0.49	0.20	0.35	0.05	20.52	10.69	1.49
Госсаниты															
2	5978-122.3	6.98	0.025	4.54	41.98	7.30	0.43	3.14	13.36	0.10	0.10	0.81	11.60	4.82	10.17
3	5969-61	51.48	0.025	0.74	42.78	2.62	0.37	0.43	0.47	0.10	0.10	0.30	0.80	0.05	0.05
4	5969-59	78.84	0.025	0.54	17.69	1.27	0.03	0.26	0.34	0.10	0.10	0.10	1.24	0.05	0.12
Госсаниты с реликтами гиалокластиков															
5	6025-140.3	56.40	0.260	12.30	7.54	6.50	0.37	5.66	2.97	0.10	0.10	0.08	7.80	0.05	2.10
6	6025-146.4	56.40	0.400	17.54	2.27	6.37	0.21	4.58	1.98	0.10	1.10	0.09	7.80	0.05	1.06
7	6025-127.9	56.70	0.300	12.81	4.87	6.20	0.38	3.92	5.09	0.10	0.52	0.08	8.84	0.05	3.88
8	6025-128.1	64.27	0.320	11.67	7.30	5.03	0.16	2.94	1.63	0.10	0.91	0.14	4.96	0.14	1.13
9	6025-128.4	62.33	0.340	12.53	6.39	4.43	0.20	3.42	1.97	0.10	0.77	0.10	6.34	0.05	1.55
10	6025-128.53	70.43	0.330	10.26	3.49	3.34	0.13	2.10	2.84	0.10	1.09	0.49	4.78	0.05	1.38
Пелитолиты гематитсодержащие															
11	6025-128.5	59.98	1.030	15.59	5.22	4.08	0.11	4.09	1.25	0.28	1.04	0.20	6.42	0.05	0.76
12	6025-128.3	56.67	1.040	18.42	4.86	4.40	0.10	4.86	0.95	0.10	0.74	0.38	6.68	0.05	0.23
13	5916-831	31.08	0.270	7.93	43.35	1.07	0.12	1.60	4.53	0.24	2.93	0.13	6.76	0.05	4.00
14	5906-501.6	42.70	0.180	7.99	31.79	0.89	0.37	0.87	5.62	0.46	1.70	0.05	7.10	0.05	4.35
15	5906-475	54.02	0.400	12.01	14.23	1.79	0.35	1.29	5.82	2.40	1.08	0.10	6.58	0.05	4.74
Силициты гематитсодержащие															
16	5908-5	81.50	0.160	3.06	3.87	2.69	0.12	2.00	2.27	0.10	0.10	0.03	3.62	0.05	1.91
17	5908-6	81.36	0.130	3.00	3.84	3.08	0.11	3.03	1.39	0.10	0.10	0.03	3.30	0.05	1.21
18	5908-532	80.64	0.140	2.64	5.78	2.63	0.09	2.44	0.41	0.10	0.10	0.05	3.36	0.05	0.92
19	5908-483.65	84.62	0.140	2.91	3.41	2.99	0.10	1.21	1.45	0.10	0.10	0.03	2.44	0.05	1.01
20	5908-483.8	81.86	0.140	3.30	5.51	2.88	0.10	1.13	1.70	0.10	0.10	0.03	2.82	0.05	1.45
21	5908-484.4	84.38	0.140	3.74	2.99	2.27	0.13	1.26	1.59	0.10	0.10	0.03	2.58	0.05	0.92
22	5900-582	83.86	0.120	2.68	2.44	1.31	0.06	1.09	3.62	0.10	0.61	0.03	3.96	0.05	2.85
23	5900-633	83.10	0.160	3.52	5.76	1.43	0.10	0.75	1.57	0.10	0.89	0.03	2.36	0.05	1.01

Примечание: Анализы из коллекции автора. Выполнены Т. В. Криновой в Институте минералогии УрО РАН.

Note: analyses from author's collection, were carried out by T. V. Krinova in Institute of mineralogy.

Таблица 10. Table 10

**Химический состав вулканогенно-осадочных пород
рудоносной слоистой толщи Зимнего колчеданного месторождения**
Chemical composition of volcanosedimentary rocks of ore-bearing layered stratum of Zimnee massive sulphide deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	mn	S	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Песчаники гиалокластогенные основного состава															
1	1235-90	48.60	0.760	18.74	10.51	2.42	1.90	3.13	0.88	2.39	7.40	0.16	2.61	0.05	0.09
2	1235-87	45.78	0.960	17.80	2.33	6.55	0.23	13.80	0.98	3.00	0.90	0.14	7.30	–	–
3	1155-407.5	44.57	1.630	17.06	2.63	7.33	0.20	14.09	2.98	2.08	0.50	0.21	5.49	0.03	0.21
4	1155-408	48.58	1.360	14.24	1.89	6.77	0.18	13.15	4.69	2.54	0.50	0.01	5.59	–	–
5	1155-406.5	41.86	1.600	16.93	2.34	7.74	0.21	16.20	1.96	1.12	0.68	0.19	7.41	1.43	0.19
6	1155-408.9	43.93	1.610	16.64	1.72	7.46	0.17	15.70	1.82	1.78	0.69	0.01	7.96	–	–
Пелиголиты (туффиты)															
7	1235-83.4	60.64	0.950	19.94	2.16	1.11	0.05	1.25	2.87	8.88	0.74	0.14	0.86	–	–
8	1150-68.4	59.60	0.960	15.39	3.99	5.50	0.21	2.90	3.92	4.35	0.72	0.16	1.87	–	–
Хлоритолиты															
9	1235-29	27.84	1.450	18.89	4.91	16.05	0.34	18.56	1.56	0.10	0.10	0.30	9.21	0.10	0.03
10	1235-33	28.65	1.170	19.91	2.52	16.33	0.35	18.90	1.32	0.10	0.10	0.22	9.71	0.05	0.07
11	1235-29a	26.78	1.200	18.37	8.44	11.98	0.33	18.37	1.02	0.10	0.10	0.23	10.79	0.32	0.19
12	1155-408.5	30.52	2.280	15.49	5.65	9.33	0.12	22.00	1.82	0.14	0.01	0.01	11.96	–	–
13	1155-424	40.44	1.600	14.74	1.81	9.33	0.13	20.23	1.10	0.10	0.10	0.35	8.76	0.50	0.00
14	1155-416	37.90	1.070	13.46	2.16	9.00	0.13	23.30	1.40	0.10	0.10	0.46	8.37	0.60	0.01
15	1155-415	37.04	2.230	13.44	2.81	9.38	0.13	23.16	1.49	0.10	0.10	0.44	9.12	0.10	0.06
16	1155-413.5	36.96	2.810	14.46	1.06	10.82	0.14	22.65	2.12	0.10	0.10	0.35	7.79	0.03	0.01
17	1155-412.5	36.04	1.980	13.35	3.01	10.16	0.15	23.00	1.26	0.16	0.05	0.01	10.14	–	–
18	1235-31	28.81	1.120	17.38	9.05	12.09	0.32	17.20	1.02	0.10	0.64	0.36	10.68	0.03	0.04
19	1155-416.8	36.96	1.900	13.08	3.17	9.03	0.12	22.95	1.89	0.18	0.05	0.01	10.26	–	–
Тальколиты															
20	1155-413.75	60.50	0.050	0.08	0.01	5.71	0.06	26.26	1.48	0.10	0.10	0.05	4.20	0.14	0.02

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Кварциты															
21	1155-418	73.32	0.230	3.74	7.00	3.49	0.01	5.19	0.63	0.16	0.08	0.07	6.28	–	–
22	1155-422	63.20	0.490	2.05	16.05	2.84	0.01	3.75	1.12	0.18	0.03	0.36	9.81	–	–
23	1155-424.5	70.19	0.260	4.00	8.55	3.65	0.01	5.00	0.63	0.16	0.03	0.06	7.12	–	–
24	1155-423	85.24	0.020	0.45	6.00	1.89	0.05	0.70	0.70	0.14	0.03	0.05	4.24	–	–
25	1155-411	93.22	0.030	0.98	0.47	1.89	0.01	1.35	0.63	0.14	0.03	0.01	1.14	–	–
26	1155-420	67.62	0.110	1.88	14.58	2.72	0.01	2.12	6.70	0.21	0.03	0.51	9.50	–	–
27	1155-412	63.71	0.300	4.98	10.05	4.47	0.01	6.94	0.63	0.16	0.10	0.09	8.20	–	–
Грейдиты пиритовые															
28	1155-425	25.00	0.150	1.69	44.00	3.16	0.01	1.00	0.91	0.21	0.05	0.15	23.61	–	–
29	1155-407.8	49.85	0.460	3.46	17.98	4.13	0.05	6.40	1.95	0.10	0.53	0.13	11.60	14.68	–
Госсаниты хлорит-магнетитовые (30–33) и кремнисто-хлорит-магнетитовые (34, 35)															
30	1155-409.68	21.77	0.500	10.60	32.72	14.17	0.22	10.87	0.88	0.10	1.60	0.36	4.29	0.42	–
31	1155-352.68	35.85	0.520	8.88	15.36	13.44	1.95	11.99	6.54	0.10	0.96	0.36	2.48	0.14	–
32	1155-409.62	35.16	0.730	12.59	14.90	12.25	0.20	13.15	1.41	0.10	2.00	0.35	5.28	1.41	0.12
33	1235-5	42.63	0.150	1.46	38.08	12.92	0.05	1.00	1.31	0.10	0.33	0.88	0.43	0.05	–
34	1238-447	53.67	0.170	3.56	19.22	8.90	0.09	5.18	3.93	0.10	0.68	0.53	2.36	0.05	–
35	1235-83.5	62.35	0.380	9.53	9.58	6.21	0.13	4.61	0.71	1.60	1.06	0.16	2.85	0.03	0.11
Ритмиты сульфидно-магнетитовые															
36	1235-8	33.69	0.025	1.60	41.17	7.22	0.05	1.20	0.35	0.10	0.10	0.28	13.32	15.67	–
37	1235-10	33.22	0.025	0.60	41.96	3.05	0.03	1.43	0.94	0.10	0.10	0.94	17.96	18.63	–
38	1235-17	34.45	0.025	0.06	41.70	6.39	0.05	1.47	0.47	0.10	0.10	0.35	13.64	19.23	–
39	1235-3	11.51	0.080	3.06	54.20	11.77	0.09	3.02	0.79	0.10	0.33	0.50	14.22	16.94	–

Примечание: Анализы из коллекции автора. 1, 2, 7, 13, 23, 24 – выполнены М. Г. Масловой в ПГО «Оренбурггеология» (1991 г.), остальные анализы выполнены Т. В. Криновой в Институте минералогии УрО АН СССР (1991 г.).

Note: analyses from author's collection. 1, 2, 7, 13, 23, 24 were carried out by M. G. Maslova in «Orenburggeology» (1991), the rest – by T. V. Krinova in Institute of mineralogy (1991).

Таблица 11. Table 11

Химический состав металлоносных осадков гидротермальных полей Красного моря, ВТП и ТАГ
 Chemical composition of metalliferous sediments of hydrothermal fields of Red sea, EPR and TAG.

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S	CO ₂
Госсаны															
1	ВТП-1	3.21	0.020	0.09	68.20	–	0.03	0.09	0.07	0.07	0.05	N.S.	16.90	N.S.	–
2	ВТП-2	12.56	0.020	1.06	58.91	0.71	0.03	0.79	1.19	0.07	0.28	3.25	16.71	2.77	–
3	ВТП-3	17.98	0.020	0.35	42.06	0.03	0.03	1.06	1.62	0.07	0.24	2.22	29.89	0.76	–
4	ВТП-4	11.30	но	0.60	54.68	–	но	0.70	0.42	но	0.24	–	–	–	–
5	1944-2	5.32	0.050	1.13	74.86	–	1.98	0.76	0.35	1.16	0.20	0.65	10.08	0.26	0.48
6	1949-9	3.92	0.025	1.71	79.00	но	0.38	0.42	0.93	1.13	0.10	0.51	11.76	0.62	0.46
Апосульфидные окисные железистые осадки															
7	КМ-8	20.20	0.160	2.94	49.00	–	5.84	1.28	5.30	2.57	0.35	0.15	–	1.91	–
8	КМ-9	28.20	0.090	2.74	47.28	–	2.21	0.40	2.00	2.43	0.37	0.15	–	7.90	–

Примечание: 1–4 – Восточно-Тихоокеанское поднятие; 5–6 – поле ТАГ; 7–8 – Красное море.

Note: 1–4 – Eastern-Pacific Rise; 5–6 – TAG field; 7–8 – Red sea.

Таблица 12. Table 12

Химический состав отложений Старозаводского гидросольфатарного поля
Chemical composition of sediments of Starozavodskoye hydrosulfataric field

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	S*
1	7203-1	20.58	0.330	4.54	40.44	1.65	0.03	0.01	0.52	0.10	0.32	0.26	31.22	13.22
2	7203-15	14.16	0.290	5.56	46.58	1.33	0.03	0.25	–	0.10	0.20	0.19	30.08	34.14
3	7205-1a	54.51	0.170	3.72	18.82	0.81	0.05	0.18	–	0.20	0.20	0.11	19.64	18.75
4	7205-8a	6.84	0.050	1.80	66.97	0.54	0.05	0.10	0.10	0.20	0.20	0.61	23.54	2.19
5	7206	24.95	0.380	3.03	49.30	0.25	0.05	0.85	0.31	0.20	0.63	1.07	–	2.22
6	7206-a	13.11	0.190	2.58	62.16	0.55	0.05	0.41	0.10	0.20	0.28	0.50	–	1.52
7	7206-26	18.00	0.290	2.51	56.77	0.57	0.05	0.73	0.10	0.23	0.53	0.98	–	2.32
8	7206-2a	8.36	0.120	1.84	54.88	0.16	0.05	0.19	0.18	0.20	2.20	1.16	–	5.70
9	204	6.30	0.070	2.61	70.35	0.15	0.03	0.08	0.05	0.08	0.10	1.42	19.33	0.06
10	204-1	5.21	0.070	2.13	69.86	0.60	0.02	0.10	0.11	0.09	0.15	2.34	18.76	0.36
11	204-3	3.09	0.050	1.91	70.41	0.04	0.02	0.08	0.11	0.08	0.13	3.21	19.08	0.02
12	204-4	3.82	0.060	2.22	72.01	0.19	0.02	0.16	0.01	0.10	0.13	2.35	19.56	0.08
13	204-5	4.10	0.050	2.30	72.31	0.16	0.02	0.20	0.09	0.13	0.13	2.29	18.51	0.06
14	204-6	4.81	0.080	3.20	67.30	0.18	0.05	–	–	0.20	0.20	2.05	17.72	4.44
15	204-A	5.21	0.070	2.13	70.79	0.60	0.02	0.10	0.11	0.09	0.15	2.33	18.76	–
16	204-B	5.36	0.080	2.38	69.86	0.73	0.02	0.16	0.17	0.14	0.16	2.33	18.90	–

Примечание: 1 – пирит-марказитовая колломорфная корка трубы «Многоканальной»; 2 – песчаники гидротермально-осадочные опал-пирит-марказитовые (около трубы «Многоканальной»); 3 – супергенный опал-пиритовый ил из канала трубы «Многоканальной»; 4–8 – биоморфные апосульфидные гетитовые лимониты (госсаны) с примесью оксониярозита из ручья В. С. Знаменского; 9–16 – слоистые гетит-ферригидритовые охры из русла Старозаводского ручья. Анализы проб из коллекции В. В. Зайкова и автора выполнены в Институте минералогии УрО РАН.
* – суммарная сульфидная, самородная и сульфатная сера.

Note: 1 – pyrite-marcasite colloform crust of «Mnogokanalnaya» tube; 2 – hydrothermal-sedimentary opal-pyrite-marcasite sand stones (near «Mnogokanalnaya» tube); 3 – supergene opal-pyrite silt from channel of «Mnogokanalnaya» tube; 4–8 – biomorphic aposulphide goethitic limonites (gossans) with admixture of oxoniojarosite from V. S. Znamenskii stream; 9–16 – layered goethite-ferrihydrate ochres from course of Starozavodskoi stream. Analyses of samples from author's and V. V. Zaykov collection were carried out in Institute of mineralogy. * – summar sulphide, nature and sulphatic sulphur.

Таблица 13. Table 13

Химический состав кварц-гематитовых пород Южно-Куросанского золото-колчеданного месторождения, мас. %
Chemical composition of quartz-hematite rocks of Uzhno-Kurosanskoye massive gold-sulphide deposit, mas. %

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	ппп
Марганцовисто-железистые породы															
1	8008-3	33.00	0.57	11.21	19.50	9.80	12.00	3.52	5.16	0.10	1.80	0.58	0.12	0.75	0.58
2	8004-1	31.68	0.03	0.50	40.70	но	11.70	0.35	4.92	0.10	0.10	0.45	–	0.28	4.76
3	8008-2	35.80	0.61	11.46	20.77	9.10	8.67	3.84	3.99	0.55	3.23	0.47	0.05	0.29	0.43
4	8008-4	41.23	0.61	11.74	21.38	5.78	4.58	4.05	2.21	1.75	3.52	0.46	0.05	0.50	1.42
5	8008-5	44.62	0.57	13.95	19.46	3.11	1.18	3.67	1.69	3.17	4.23	0.22	0.12	1.12	2.12
Джаспериты алые															
6	8008-7	78.85	но	но	13.12	5.92	0.07	0.05	0.57	0.10	0.10	0.15	0.26	0.45	но
7	8008-8	86.12	0.01	0.01	10.44	2.87	0.03	0.05	0.25	0.10	0.10	0.14	но	0.11	но
8	8008-9	87.94	но	0.26	7.10	3.33	0.05	0.05	0.45	0.10	0.10	0.13	0.23	0.22	но
9	8008-10	85.84	но	0.35	6.51	1.66	0.15	0.10	2.75	0.10	0.10	0.09	0.30	2.13	но
10	8004-3	89.72	0.03	но	7.54	1.66	0.08	0.14	0.05	0.10	0.10	0.09	–	0.05	но
11	8004-4	87.74	0.05	но	9.38	1.91	0.19	0.17	0.05	0.10	но	0.09	–	0.05	но
Джаспериты коричневые															
12	8004-2	53.84	0.03	0.26	32.77	10.63	0.37	0.35	0.33	0.20	0.10	0.39	–	0.05	но
13	8004-5	53.10	0.03	0.32	34.16	10.89	0.10	0.17	0.24	0.10	0.10	0.30	–	0.05	но
14	8004-7	14.50	0.26	5.05	66.54	7.39	0.11	1.65	0.43	0.10	1.12	0.40	–	0.05	1.62
15	8004-8	24.04	0.19	4.39	65.01	0.83	0.05	0.40	0.05	0.10	1.45	0.27	0.31	–	2.56
16	8008-6	10.65	но	но	60.82	22.66	0.24	0.21	2.30	0.10	0.10	0.50	0.68	1.50	но

Примечание: пробы из коллекции О. С. Теленкова. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН.

Note: samples from collection of O. S. Telenkov. Analyses were carried out in Institute of mineralogy.

Химический состав кремнисто-железистых пород Уразовского марганцевого месторождения
 Chemical composition of siliceous-ferruginous rocks of Urazovskoye manganese deposit

№ п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
Оксидно-марганцевые руды полосчатые													
1	70016	48.69	0.11	5.62	3.35	–	21.35	1.85	7.80	0.10	0.67	0.17	7.32
Джаспериты													
2	125-8	67.72	0.16	1.78	21.75	–	2.62	0.38	4.24	0.10	0.10	0.08	0.52
3	125-4	72.34	0.09	но	19.21	0.71	0.55	0.79	4.75	0.10	0.10	0.07	0.94
Яшмы красно-бурые и розовые													
4	7002	89.28	0.07	2.82	4.06	1.43	0.07	0.48	0.12	0.10	0.10	0.08	0.94
5	125-1	88.78	0.03	1.18	5.46	2.15	0.06	1.02	0.18	0.10	0.10	0.03	0.34
6	125-3	90.16	0.07	2.20	2.85	0.99	0.31	1.18	0.24	0.10	0.36	0.03	0.82
8	125-10	93.68	0.03	0.65	3.20	1.91	0.13	0.17	0.24	0.10	0.10	0.03	но
9	125-7	96.52	но	0.16	1.41	1.43	0.25	0.10	0.05	0.10	но	0.03	но
Силицит серый													
7	125-2	90.34	0.17	4.14	0.40	0.76	0.03	0.85	0.24	0.10	1.25	0.15	0.94

Примечание: пробы из коллекции В. В. Зайкова и автора. Анализы выполнены Т. В. Криновой в Институте минералогии УрО РАН.

Note: samples from collection of V. V. Zaykov and author. Analyses were carried out by T. V. Krinova in Institute of mineralogy.

Таблица 15. Table 15

Химический состав кварц-гематитовых пород Янзигитовского марганцевого месторождения, мас. %

Chemical composition of the quartz-hematite rocks of Yanzigitovskoye manganese deposit, mas. %

	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	ппп
Джаспериты															
1	5010-2	86.49	0.03	0.18	11.95	1.17	0.03	0.05	0.05	0.10	0.10	0.08	0.13	0.10	0.05
2	7014-6	88.70	0.03	0.05	10.63	1.04	0.03	0.05	0.05	0.10	0.10	0.06	0.10	0.05	0.05
3	5032-1 а	92.94	0.03	0.33	4.96	1.25	0.03	0.05	0.05	0.10	0.10	0.07	-	-	но
4	5032-1 в	91.70	0.03	0.33	6.44	1.05	0.03	0.17	0.15	0.10	0.10	0.13	-	-	0.08
Джасперит ожелезненный															
5	7014-3	68.90	0.03	0.59	28.64	-	1.02	0.09	0.05	0.10	0.30	0.16	0.21	0.05	0.38
Аподжасперитовые кварц-гематитовые породы															
6	7016-4а	59.18	0.03	0.51	38.68	1.07	0.14	0.13	0.05	0.10	0.10	0.17	0.28	0.05	0.19
Яшмы															
7	7016-4б	88.54	0.03	1.00	7.41	2.33	0.03	0.09	0.05	0.10	0.24	0.08	0.11	0.05	0.05
8	5031-а	89.50	0.03	0.34	8.16	1.59	0.03	0.13	0.05	0.10	0.10	0.07	-	-	0.12
9	5031	87.72	0.03	0.34	9.84	1.67	0.13	0.05	0.05	0.10	0.10	0.08	-	-	но
10	7015-3д	86.28	0.03	0.53	11.03	1.78	0.07	0.09	0.05	0.10	0.10	0.08	0.27	0.10	0.26
11	5035	82.48	0.03	0.41	15.67	0.30	0.56	0.05	0.05	0.10	0.10	0.08	-	-	0.38
12	5030	84.96	0.15	2.69	7.64	0.35	0.50	0.41	0.15	0.10	0.10	0.16	-	-	1.90
Марганцевые руды															
13	5014-1	81.52	0.01	0.05	13.07	0.05	3.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	-	0.05	1.00
14	5022-20	23.86	0.01	0.80	3.65	0.05	43.97	0.05	0.36	0.31	0.37	0.37	-	0.26	9.00

Примечание: Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН (2, 5–7, 10 – пробы автора; 1, 3, 4, 8, 9, 11–14 – пробы Л. А. Санько).

Note: Analyses were carried out in the Institute of Mineralogy (2, 5–7, 10 – author's samples; 1, 3, 4, 8, 9, 11–14 – Sanco's ones).